

Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten

Von Tibor Buday *)

Die in den letzten Jahren durchgeführte Neubearbeitung der miozänen Sedimente der karpatischen Becken brachte eine ganze Reihe neuer Daten, die unsere früheren Vorstellungen über die Stratigraphie, Paläogeographie und tektonische Entwicklung dieser Sedimente in vielen Punkten grundsätzlich verändert haben. Die hier vorgelegte Übersicht des Neogens der Westkarpaten stellt die Ergebnisse der Arbeiten der in den letzten Jahren in den Neogengebieten arbeitenden Geologen dar.

Die neogenen Sedimente sind in den Karpaten sehr verbreitet. Auf großen zusammenhängenden Flächen kommen sie hauptsächlich in den großen jungtertiären Senkungsbecken vor, wo ihre Mächtigkeiten sehr beträchtlich sind und oft einige tausend Meter erreichen. Kleinere Relikte, vor allem älterer miozäner Schichten, sind auch in den Berggebieten der Karpaten zu finden. Zu den wichtigsten neogenen Sedimentationsräumen gehören: die Karpatische Vortiefe in Mähren, das Wiener Becken und die nördlichen Ausläufer des Mittleren Donaubeckens in der Slowakei. Die letztgenannten zerfallen auf unserem Gebiet in drei Teilbecken, u. zw. die Kleine Donauebene, das Südslovakische Becken und das Ostslowakische Becken.

Die fazielle Entwicklung der Sedimente, das Alter der Beckenfüllung, die Intensität der vulkanischen Tätigkeit und der tektonische Werdegang sind in den einzelnen Becken sehr verschieden. Auch innerhalb der einzelnen Becken bestanden in der Dauer der Sedimentation und der Intensität der Subsidenz oft beträchtliche Unterschiede, so daß die stratigraphische Folge und die Fazies der Sedimente auch in den kleineren Einheiten oft recht unterschieden ist. Diese Umstände verursachten, daß in den älteren Arbeiten oft grundverschiedene Meinungen über die Stratigraphie und Entwicklung des Neogens geäußert wurden. Erst die neuen systematischen, durch zahlreiche Tiefbohrungen unterstützten Untersuchungen führten zur Klärung der Mehrzahl der Grundprobleme des karpatischen Miozäns in der Tschechoslowakischen Republik. Es sind noch nicht alle Probleme endgültig gelöst. Hauptsächlich einige Probleme des tiefsten Miozäns und das Pliozän bedürfen noch weiterer, umfangreicher Forschungen.

Eine der noch offenen Fragen ist das Problem des Aquitans. Die überwiegende Zahl unserer Geologen akzeptiert heute die auf der Neubearbeitung der Mollusken- und Foraminiferenfaunen beruhende Zuordnung des Aquitans zum untersten Miozän. Nicht ganz geklärt ist noch in einigen Gebieten die genauere Abgrenzung des Aquitans gegen die liegenden oligozänen Schichten

*) Anschrift: Dr. Tibor Buday, Praha 1, Hradebni 9, ČSR.

und die Frage des Chatts. Diese Fragen müssen noch durch weitere Forschungen geklärt werden. T. BUDAY, I. CÍCHA & J. SENEŠ (1958) setzen, im Einklang mit den Ansichten von E. SZÓTS (1956) voraus, daß die sog. chattischen Foraminiferenmergel, Cyrenenschichten und Pectunculussande nicht chattischen Alters sind, sondern verschiedene Fazies des Aquitans darstellen. Diese Voraussetzungen wurden durch weitere paläontologische Arbeiten bestätigt (J. SENEŠ 1958, I. CÍCHA 1959). Mit Fauna belegbare Äquivalente des Chatts wurden bisher noch nicht nachgewiesen. Die zitierten Autoren sind der Ansicht, daß das Chatt der Mittleren Donaubecken und der Molasse bloß eine Fazies des höheren Rupels darstellt. Das von J. SENEŠ (1960) auf Grund zahlreicher Bohrungen bearbeitete Gebiet von Stúrovo in der Südslowakei sei hier als Beispiel angeführt. Die aquitanischen Schichten liegen dort, nur durch eine wenig mächtige Sandlage abgetrennt, auf dem Rupel. Die höheren Schichten des Rupels enthalten Foraminiferen-Faunen, welche aus dem Chatt von Bayern bekannt sind. (H. HAGN & O. HÖLZL 1952). Diese Tatsachen unterstützen die Ansicht, daß in den südslowakischen Gebieten zwischen den höheren Schichten des Rupels und dem Burdigal nur ein einheitliches Schichtkomplex entwickelt ist, dessen Fauna einen gut ausgeprägten miozänen Charakter aufweist. Diese Schichten werden dort von der Mehrzahl unserer Geologen als Aquitan bezeichnet und zum untersten Miozän eingereiht. Die chattische Stufe, als selbständige Einheit, ist dort nicht nachweisbar. Den in der bayerischen Molasse als chattisch bezeichneten Schichten entsprechen dort die höheren Schichten unseres Rupels. Ein Teil der Forscher (V. ČECHOVIČ 1959) ist der Ansicht, daß die von uns als Aquitan bezeichneten und auf Grund ihrer Fauna zum Miozän eingestuften Schichten noch eher zum Oberoligozän gehören und höchstens als Chatt-Aquitan zu bezeichnen sind.

Auf Grund der oben angeführten Betrachtungen werden wir die unter dem Burdigal liegenden Schichten, deren Mollusken- und Foraminiferenfauna ein miozänes Gepräge hat, als Aquitan bezeichnen und in das tiefste Miozän einstufen. Die Frage des Verhältnisses dieser Schichten zum norddeutschen Chatt, dessen Faunenelemente bei uns nicht nachweisbar sind, bleibt vorläufig offen. Die Äquivalente des bayerischen Chatts sind bei uns in den höchsten Teilen der bei uns zum Rupel eingestuften Schichten zu suchen.

In Südmähren wurde das Aquitan in der Steinitzer Decke der Flyschzone nachgewiesen. Es ist hier in einer Molassefazies entwickelt, die hauptsächlich durch mächtige Tonmergel- und Tonmergelsteinserien, welche mit Sand- und Sandsteinschichten mit Konglomerateinlagen abwechseln, gekennzeichnet ist. Früher wurden diese Schichten von der oligozänen Hauptmasse der Auspitzer Mergel und des Steinitzer Sandsteines nicht abgetrennt und wurden als ein einheitliches Schichtglied oligozänen Alters aufgefasst. Die Abgrenzung gegen das Oligozän ist, hauptsächlich lithostratigraphisch, noch nicht einwandfrei durchgeführt und bildet den Gegenstand gleichzeitiger Arbeiten. Auf Grund der vorläufigen Ergebnisse (F. CHMELÍK, mündl. Mitteilung) ist es wahrscheinlich, daß sich dort die aquitanischen Schichten allmählich aus den fossilarmen bis fossilereichen Schichten der oligozänen Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandsteine entwickeln. Diese Möglichkeit wurde schon von A. RZEHAK (1902) erwähnt. Im Faunenbild ist die Grenze scharf und stellt ein plötzliches Eindringen neuer Elemente dar. Tektonisch sind die Schichten des Aquitans zu-

sammen mit dem liegenden Paläogen der Steinitzer Einheit stark gefaltet. Die Fortsetzung des aquitanischen Sedimentationsraumes weiter nach NO ist noch nicht geklärt. Mit Fauna belegte aquitanische Schichten wurden nördlich des Steinitzer Waldes weder in der Vortiefe noch in den Becken nachgewiesen. Nachdem aber in den ukrainischen Karpaten die höchsten Glieder der Krosno-Schichten s. I. (Kosmač-Schichten) z. B. nach Angaben von N. J. MASLAKOVA (1955) wahrscheinlich schon zum Miozän gehören, ist die Fortsetzung des Sedimentationsraumes nicht ausgeschlossen. Die Frage bleibt vorläufig noch offen. Die nachgewiesene Verbreitung der aquitanischen Sedimente bleibt auf das Gebiet SO von Brno (Brünn) beschränkt.

Eine Molluskenfauna aus diesen Schichten wurde von A. RZEHAK (1897) von Velké Pavlovice (Groß Pawlowitz) beschrieben. Er gibt u. a. *Glycymeris latidorsatus* (SANDBG.), *Pitaria incrassata* (SOW.) und *Cardium heeri* (MAY.) an. Die verhältnismäßig reiche Mikrofauna, hauptsächlich durch Foraminiferen repräsentiert, wurde neuestens von I. CÍCHA (1959) und V. POKORNÝ (1960) beschrieben. Zu den wichtigsten Vertretern der Fauna gehören *Cassigerinella boudecensis* POK., *Bolivina plicatella* CUSHMAN, *Uvigerina* aff. *hantkeni* CUSHMAN & EDWARDS, *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Rotalia beccarii* (L.) und zahlreiche Elphidien. Eine ausführliche Beschreibung der Fauna beinhaltet die Arbeit von I. CÍCHA (s. S. 67 ff.).

Das zweite Gebiet der Verbreitung des Aquitans ist das Südslowakische Becken. Dort handelt es sich um die NO Fortsetzung des mittelungarischen Sedimentationsraumes. Die Verhältnisse sind dort weitgehend mit den ungarischen übereinstimmend. Die aquitanischen Schichten liegen am Nordrand des Gebietes transgressiv und diskordant über rupelischen oder mesozoischen (triadischen) Sedimenten. In dem mehr zur Beckenmitte liegenden Gebiet (z. B. Štúrovo, J. SENEŠ, 1960) wurde ein allmählicher Übergang zwischen Rupel und Aquitan beobachtet. An der Basis liegen meistens Sandschichten, in den Randgebieten Konglomerate. Das Aquitan dieses Gebietes besteht hauptsächlich aus neritischen monotonen Foraminiferenmergeln, deren seichtere Fazies durch Pectunculussande repräsentiert werden. Als ausgesüßte Fazies dieser Schichten werden die teilweise auch kohlenführenden Cyrenenschichten aufgefaßt. Die Mächtigkeit des Aquitans in diesem Gebiet beträgt 500–600 m. Die Molluskenfauna dieser Schichten wurde auf unserem Gebiet hauptsächlich von J. SENEŠ (1956, 1958, 1960) und von M. VAŇOVÁ (1959) bearbeitet. Aus den Pectunculussanden von Kováčov führt J. SENEŠ u. a. an: *Pectunculus* ex. gr. *obovatus* (LK.), *Turitella venus* ORB., *Cardium heeri* MAY., *Pholadomya puschi* GOLDF., *Arca speyeri* SEMP., *Nucula compta* GOLDF. Aus den grobklastischen Sedimenten bei Bretka wurden von M. VAŇOVÁ *Chlamys rotundata* (LK.), *Ch. martelli* UGOLINI, *Ch. decussata* GOLDF., *Ch. bifida* GOLDF. angeführt. Aus denselben Schichten wurde von A. PAPP (1959) auch *Mio-gypsina gunteri* COLE bestimmt.

Die Molluskenfauna der Foraminiferenmergel wurde noch nicht neu bearbeitet. Das miozäne Alter dieser Fazies wurde vor allem auf Grund ihrer Foraminiferenfauna bestimmt. Auch die Lagerungsverhältnisse und die Beziehung zwischen den Mergeln und den Pectunculussanden und anderen grobklastischen Sedimenten beweisen, daß es sich um gleichaltrige Sedimente handelt. Eine genauere Beschreibung der Foraminiferenfauna der Mergel ist

aus der Arbeit von I. ČIČHA ersichtlich (s. S. 68). Das Alter der Schichten beweist außer des bereits erwähnten Vorkommens von *Miogypsina gunteri* COLÉ auch die perzentuelle Zusammensetzung der Fauna, in der 64,90% Durchläuferformen, 11,4% nur im Untermiozän und Oligozän, 15,2% nur im Untermiozän und bloß 2,8% nur im Oligozän auftretende Arten vorkommen. Nach I. ČIČHA (1959) ist für diese Schichten u. a. das massenhafte Auftreten einer Reihe von Elphidien charakteristisch.

Tektonisch sind die aquitanischen Schichten der Südslowakei verhältnismäßig wenig gestört. Sie haben einen mit dem Oligozän in groben Zügen identischen Bau. Paläogeographisch ist zwar ihr Vorkommen prinzipiell auf den mittlungarischen paläogenen Sedimentationsraum gebunden, doch reichen sie im Norden bedeutend weiter, wie es die in der Mittelslowakei neu von I. ČIČHA (1960) beschriebenen Vorkommen zeigen.

Über die paläogeographischen Verhältnisse zwischen den aquitanischen Becken der Karpaten-Randgebiete und dem südslowakischen Sedimentationsraum haben wir bis jetzt keine konkreten Daten. Faunistisch ist eine Verbindung zu erwarten, der Verlauf der Verbindungsstraßen ist jedoch noch unklar.

Weitverbreitet in den karpatischen Becken und auch in den Berggebieten sind die burdigalischen Sedimente, welche diskordant über gefalteten aquitanischen, meistens aber älteren tertiären oder vortertiären Schichten liegen. Zwischen Aquitan und Burdigal verlief die Hauptphase der savischen Faltung, welche selbstverständlich in den mobilen Flyschgebieten sehr deutlich, in den intrakarpatischen Becken nur weniger ausgeprägt ist. In der Entwicklung des Burdigals wurden in den Westkarpaten gewisse Regelmäßigkeiten beobachtet. Diese sind in erster Reihe durch eine weitverbreitete Transgression des unteren Burdigals und durch eine allmähliche Regression im höheren Burdigal gekennzeichnet. Das untere Burdigal ist in mariner Fazies in allen Gebieten der Karpaten verbreitet, während das Oberburdigal nur in den Randgebieten der Karpaten in mariner Fazies vorkommt. In den zentralen Karpaten ist es durch kontinentale oder Süßwasserablagerungen repräsentiert, was für deren allmähliche Hebung während des höheren Burdigals zeugt.

Die Sedimente des Burdigals ebenso wie die des Aquitans gehören nicht zu der eigentlichen Beckenfüllung der heutigen karpatischen Becken. Für die westlichen Karpaten hat dies bereits D. ANDRUSOV (1938) vorausgesetzt. Eine gewisse Ausnahme bildet nur die Karpatische Vortiefe in Mähren, welche eine Fortsetzung der österreichischen Molassezone darstellt, und das Südslowakische Becken, das einen Relikt des alten, hauptsächlich paläogenen Mittlungarischen Beckens vorstellt. Aus diesen Gründen ist die Hauptverbreitung des Burdigals nicht auf die heutigen Becken gebunden. Die in diesen gefundene Burdigal-Relikte sind eigentlich Bestandteile des Beckenuntergrundes. Aus demselben Grunde finden wir zahlreiche Reste burdigalischer Sedimente in den Berggebieten der Karpaten und an den Rändern der heutigen Becken.

Die fazielle Entwicklung des unteren Burdigals ist in den Karpaten einheitlich. Es besteht hauptsächlich aus Seichtwassersedimenten: Konglomeraten, Schottern, Sanden und Sandsteinen, die teilweise mit grauen Tonmergeln wechsellagern und vertikal in diese übergehen. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten ist hauptsächlich von der Denudation abhängig und beträgt nur ausnahmsweise mehr als 200—300 m. Die Fossilführung des unteren Burdigals

ist außerordentlich reich. Für Sandsteine und Konglomerate sind Pectiniden charakteristisch, die durch folgende Arten vertreten sind: *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM), *Ch. holgeri* (GEIN.), *Ch. multistriata tauroperstriata* (SACCO), *Ch. northamptoni* (MICHELOTTI), *Ch. palmata* (LK.), *Pecten burdigalensis* (LK.), *P. hornensis* DEP. & ROM., *P. pseudobudanti* DEP. & ROM. (P. ČTYROKÝ 1958, 1960, O. GANSS 1936, J. HANO & J. SENEŠ 1952). Die Tonmergel führen eine reiche Foraminiferen- und Molluskenfauna. Nach J. SENEŠ (1960) kommen am häufigsten vor: *Leda (Ledina) mayeri* GÜMBEL, *Cardium* cf. *cingulatum* GOLDF., *Cardium saucatense* MAY., *Pitaria* cf. *lilacinoides* SCHFF., *Venus haidingeri* HOERNES, *Crusatella carpatica* SENEŠ, usw. Aus den mehr ausgesüßten Sedimenten der Ostslowakei führt J. VOLFOVÁ (1959) *Polymesoda brongniarti* (BAST.), *Congeria basteroti* (DESH.) und *Melanopsis hantkeni* HOFFMANN an. Ähnliche Vergesellschaftungen sind auch aus den ausgesüßten unterburdigalischen Schichten des Wiener Beckens bei Štefanov bekannt.

Die reiche Foraminiferenfauna der Schichten wird von I. CÍCHA behandelt (s. S. 68 ff.). Es sei hier nur darauf aufmerksam gemacht, daß zwischen den Foraminiferenfaunen des Aquitans und Burdigals keine grundsätzlichen Unterschiede bemerkt worden sind. Die Foraminiferenfauna des unteren Burdigals ist gegenüber der des Aquitans durch ein massenhaftes Auftreten von Sand-schalern und durch ein Zurücktreten des Planktons charakterisiert. Die Foraminiferenfauna der Konglomerat- und Sandsteinschichten ist im allgemeinen arm und nicht spezifisch. Nur die mergeligen Sande und Tonmergel führen reiche Vergesellschaftungen. Spezifisch entwickelte Faunen führen die höheren, meistens schon etwas verarmten und teilweise auch ausgesüßten Schichten des unteren Burdigals, in welchen eine durch *Robulus meznericsae* CÍCHA, *Cibicides budayi* CÍCHA & ZAPLETALOVÁ, *Bolivina* cf. *tumida* Cushman., *Rotalia beccarii* (L.), *Bulimina elongata* ORB., Silicoplaentinen usw. charakterisierte Vergesellschaftung vorkommt (I. CÍCHA 1958, I. CÍCHA & I. ZAPLETALOVÁ 1958). Die höchsten Schichten des unteren Burdigals sind regressiv und werden von fossilereeren Tonen und Tonschiefern gebildet.

In der Karpatischen Vortiefe wurde das untere Burdigal nur in Relikten in der Gegend von Ostrava (Jaklovec, O. GANSS 1936, P. ČTYROKÝ 1958) und in der weiteren Umgebung von Mikulov (Nikolsburg) gefunden. Das Verbindungsstück zwischen den beiden Vorkommen bleibt noch vorläufig aus. Es ist anzunehmen, daß die Sedimente der burdigalischen Vortiefe teilweise unter den überschobenen Randdecken der Flyschkarpaten liegen, teilweise der Denudation zum Opfer gefallen sind.

Im Wiener Becken sind die unterburdigalischen Sedimente auf einen die Vortiefe und die intrakarpatischen Räume verbindenden Meeresarm gebunden, der quer über das Becken in seinem mittleren Teil verlief. Weitere Sediment-Relikte dieses Meeresarmes sind in den nördlichen Teilen der Kleinen Karpaten bekannt (Gebirge von Brezová). Sehr verbreitet sind dann die Sedimente des unteren Burdigals in der mittleren Slowakei, wo sie entlang des Waag- und Nitra-Tales tief in die Karpaten eindringen (T. BUDAY & I. CÍCHA, 1956). In den südlichen Teilen der Kleinen Donauebene kommen burdigalische Sedimente nicht vor. Die östliche Fortsetzung dieses Sedimentationsraumes bildet das Südslovakische Becken, wo das untere Burdigal auf größeren Flächen in Meeresfazies vorkommt (J. HANO, J. SENEŠ 1952, und J. SENEŠ 1956). In

diesem Gebiet gehört das Burdigal zur eigentlichen Beckenfüllung. Verhältnismäßig große Verbreitung besitzen die burdigalischen Sedimente am nw. Rand des Ostslowakischen Beckens, wo sie hauptsächlich aus der Gegend von Prešov bekannt sind (J. ŠVAGROVSKÝ 1952, P. ČTYROKÝ 1959) und zu welchen auch die früher zum Oberoligozän gerechnete ausgesüßte Čelovecer Formation gehört (T. BUDAY 1959, I. CÍCHA 1960). Im Wiener Becken und in der östlichen Slowakei wurden in den unterburdigalischen Schichten auch Rhyolituffite gefunden, welche die ersten Zeugen des später sehr intensiven neogenen Vulkanismus der slowakischen Karpaten sind.

Gegen Ende des Unterburdigals hat sich das Meer aus dem Gebiet der Zentral-Karpaten zurückgezogen. Die neue vom Westen aus dem Molassegebiet kommende Transgression überflutete nur die westlichen Randgebiete der Karpaten. Das obere Burdigal ist deshalb in den zentralkarpatischen Gebieten nur in kontinentaler oder Süßwasser-Fazies entwickelt. Zu diesen gehören z. B. die bunten Tone und Schotter mit Rhyolituffen in der Südslowakei.

In Meeresfazies konnte das Oberburdigal nur im Wiener Becken und im Gebiet zwischen dem Wiener Becken und der Vortiefe in der weiteren Umgebung von Mikulov (Nikolsburg) nachgewiesen werden. Wir setzen voraus, daß zur Zeit des oberen Burdigals nur die sw. Teile der Vortiefe in Mähren und die zentralen Teilen des Wiener Beckens nw. der Klippenzone überflutet worden sind. Es handelt sich um eine Meeresbucht, welche die östliche Fortsetzung des österreichisch-bayerischen Molassebeckens darstellt. Das obere Burdigal liegt in unserem Gebiet diskordant über den Resten der stärker gefalteten unterburdigalischen Sedimente. An der Basis liegen grobklastische Sedimente des sog. Schlierbasisschuttetes, die dem Hangenden zu in graue geschichtete Tonmergelsteine (Schlier) übergehen. Es wurden hier auch Rhyolituffe beobachtet. Die höchsten Schichten sind meistens fossillere Tone oder Tonmergel. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Wiener Becken 1200 m. Nähere Angaben über die Entwicklung des Burdigals befinden sich bei T. BUDAY & I. CÍCHA 1956, J. SENEŠ 1956, J. SENEŠ & J. ŠVAGROVSKÝ 1957.

Die Molluskenfauna des oberen Burdigals des Wiener Beckens wurde in der letzten Zeit von P. ČTYROKÝ (1960) beschrieben, der die Fauna der oberburdigalischen Sandsteine am Winterberg bei Skalica bearbeitet hat. Es wurde dort eine mittelreiche Fauna mit den charakteristischen untermiozänen Pectiniden — *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Ch. cf. jakloweciana* (KITTL), *Pecten cf. burdigalensis* (Lk.) u. a. gefunden. Die Foraminiferenfauna ist mit derjenigen des unteren Burdigals fast ident. Die fast übereinstimmende Mikrofauna und das Auftreten der für das Burdigal charakteristischen Pectiniden beweisen, daß das Alter des innerkarpatischen Schliers nicht helvetisch, wie früher vorausgesetzt wurde, sondern burdigalisch ist.

Die Sedimente des Helvets im Sinne des Stratotypus sind in Meeresfazies in den tschechoslowakischen Karpaten wenig verbreitet. Paläontologisch nachweisbare Funde sind nur aus der Karpatischen Vortiefe südlich von Brno (BRÜNN) bekannt (I. CÍCHA 1957, I. CÍCHA, J. PAULIK & J. TEJKA 1957). Mehr verbreitet sind die stark ausgesüßten Schichten dieser Stufe, vor allem die Oncophoren- (*Rzehakia*)-Sande, welche sowohl aus der Vortiefe als auch aus dem innerkarpatischen Becken bekannt sind.

Das Verhältnis zwischen den oberburdigalischen und helvetischen Schichten

konnte auf unserem Gebiet nirgends direkt beobachtet werden. Wie aus Österreich bekannt ist, sind die Schichten des Helvets s. s. mäßig transgressiv und liegen im Hangenden des oberburdigalischen Haller Schliers. Dieselben Verhältnisse setzen wir auch bei uns voraus. An den Beckenrändern und in den nw. Ausläufern der Vortiefe, wo die Verhältnisse genauer untersucht werden konnten, wurde nur das Aufliegen des Helvets s. s. auf vormiozänen Schichten beobachtet. Aus den tieferen Teilen der Vortiefe fehlen bis jetzt genauere Angaben.

Auf Grund der in den Nachbargebieten erreichten Erfahrungen können wir auch für unsere Gebiete in der Beckenmitte ein konkordantes Aufliegen, gegebenenfalls einen allmählichen Übergang zwischen Oberburdigal und Helvet s. s. erwarten. Der transgressive Charakter des Helvets s. s. macht sich hauptsächlich an den Beckenrändern, vor allem an der Böhmisches Masse, bemerkbar.

Wie bereits bemerkt wurde, sind Meeressedimente des Helvets s. s. nur aus der Vortiefe bekannt, wo sie durch den sog. Robulusschlier repräsentiert werden. Es sind monotone graue Tonmergel mit einer individuenreichen aber artenarmen Fauna, in welcher hauptsächlich *Robulus inornatus* (ORB.), *Stillostomella ottnangensis* (TOULA), *Spiroplectamina pectinata* (RSS.) usw. vorkommen. Lateral und auch dem Hangenden zu übergehen diese Tonmergel in mehr sandige Schichten, deren Fauna hauptsächlich aus Elphidien und Cibiciden zusammengesetzt ist. Die höchsten und jüngsten Sedimente der Schichtfolge sind feinkörnige Sande mit *Rzehakia socialis* (RZEHAK). Einzelheiten über diese Schichtfolge in der Vortiefe sind den Arbeiten von I. CÍCHA (1957), I. CÍCHA, J. PAULIK & J. TEJKAL (1957) und V. HOMOLA (1957) zu entnehmen. Die Mächtigkeit dieser Schichten überschreitet nicht die Grenze von 200–300 m.

Für die Entwicklung der Vortiefe ist es bemerkenswert, daß gegenüber dem oberen Burdigal, wo die Existenz der Vortiefe zweifelhaft erscheint, im Helvet s. s. eine Verlängerung des Sedimentationsraumes bis in die Vyškovter Senke ö. von Brno zu bemerken ist. Dies bedeutet, daß die Entwicklung der typischen mittelmiozänen Vortiefe in Mähren bereits zur Zeit des Helvets s. s. begonnen hat.

Im Raume der innerkarpatischen Becken werden zum Helvet s. s. die kohlenführenden Schichten und die darüberliegenden *Rzehakia*-Sande und manganführenden Sande und Sandsteine (V. ČECHOVIČ 1948, 1952, J. SENEŠ 1956, usw.) des Südslowakischen Becken gerechnet, die dort im Hangenden der kontinentalen oberburdigalischen Schichten liegen. Wie V. ČECHOVIČ (1952) dargelegt hat, beginnt hier die allmähliche Absenkung des Gebietes bereits zur Zeit des Helvets s. s. Dies ist im Einklang mit den Verhältnissen in den mittleren Teilen der Vortiefe. Faunistisch sind die südslowakischen helvetischen Schichten sehr arm oder steril. Von Mollusken kommen nur Rzehakien und Cardienreste vor, in der Mikrofauna dann nur vereinzelte brackische Foraminiferen (K. SLAVIKOVÁ 1956).

Interessant ist, daß im Wiener Becken, das zu den mobilsten und tiefsten Sedimentationsräumen der Karpaten gehört, paläontologisch nachweisbare helvetische (Helvet s. s.) Sedimente nicht gefunden worden sind. Eine Ausnahme bilden, laut mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. A. Papp, die ausgesüßten Schichten von Aderklaa, wo Rzehakien gefunden wurden. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß die zeitlichen Äquivalente des Helvets s. s.

dort in den höchsten Schichten des Schliers und in den Aderklaa-Schichten zu suchen sind.

In den übrigen karpatischen Becken wurden bisher paläontologisch nachweisbare Vertreter des Helvets s. s. nicht gefunden.

Faunistisch sind die Schichten des Helvets s. s. sehr arm und werden hauptsächlich durch ausgesüßte oder arme Meeresfaunen repräsentiert. Die von I. ČIČHA & J. TEJKAL (1959) geäußerte Annahme, daß diese Schichten faunistisch bloß ein Endstadium des Untermiozäns darstellen, scheint uns gerechtfertigt zu sein. Paläogeographisch stellen die Schichten des Helvets s. s. ein gewisses Zwischenstadium zwischen der Regression des Untermiozäns und der Transgression der mittelmiozänen „oberhelvetischen“ Karpatischen Formation dar. In den untermiozänen Meeresräumen des alpin-karpatischen Gebietes ist ihr regressiver Charakter eindeutig ausgeprägt. In den Stellen aber, die von der oberburdigalischen Transgression nicht erreicht worden sind und die später das Sedimentationsbecken des „Oberhelvets“ geworden sind, ist schon zur Zeit des Helvets s. s. eine langsame, mit allmählichem Vordringen des helvetischen (s. s.) Meeres verbundene Absenkung jener Gebiete zu bemerken, welche die große „oberhelvetische“ Transgression einleitete.

Das erste typische Glied des Mittelmiozäns bilden die Schichten der zum „Oberhelvet“ eingestuften Karpatischen Formation. In der Vortiefe und im Südslowakischen Becken konnte an zahlreichen Stellen beobachtet werden, daß diese Formation meistens konkordant aber deutlich transgressiv über den Schichten des Helvets s. s. liegt. In den übrigen Becken folgen ihre Schichten transgressiv und diskordant über den älteren miozänen oder vormiozänen Bildungen. Diese Schichten stellen eine deutliche, neue Transgression dar, welche die Verbreitung der typischen mittelmiozänen Vergesellschaftungen im Paratethys-Raum verursachte. Diese Schichten sind, wie auch ihre Lagerung über den helvetischen Schichten im Sinne des Stratotypus beweist, jünger als das Helvet s. s. Nachdem sie auch faunistisch, lithologisch und paläogeographisch eine neue und selbständige Einheit zwischen dem Torton und Helvet s. s., bzw. zwischen dem Torton und Burdigal darstellen, wurde für diese vorläufig im Rahmen des „Oberhelvets“ die Bezeichnung Karpatische Formation vorgeschlagen und in der ČSR benützt (vgl. I. ČIČHA, J. TEJKAL & J. SENEŠ, s. S. 75 ff.). Die Bewegungen, welche zur Regression des Untermiozäns einschließlich des Helvets s. s. führten, die fazielle Entwicklung des Helvets s. s. verursachten und schließlich zur Bildung der mittelmiozänen Sedimentationsräume der Karpaten führten, gehören zu den ältesten Bewegungen der steirischen Phase. In der alpinen Molasse von Bayern und Österreich haben diese Bewegungen den Abschluß der marinen Sedimentation verursacht. Im Karpatenraum dagegen haben sie neue Sedimentationsräume geschaffen, in welchen sich die mächtigen marinen Schichten der Karpatischen Formation abgesetzt haben.

Die Schichten der Karpatischen Formation sind in allen karpatischen Becken entwickelt. Ihre Sedimentationsräume stimmen zwar mit den heutigen noch nicht überein, es ist aber schon eine beträchtliche Annäherung an dieortonischen und jüngeren Verhältnisse zu bemerken. Nichtsdestoweniger, mit Ausnahme der Vortiefe und des Südslowakischen Beckens, gehören auch die

Sedimente der Karpatischen Formation tektonisch und paläogeographisch noch eher zum Beckenuntergrund als zur Beckenfüllung.

Die Vortiefe war in ihrer ganzen Länge von der österreichischen bis zur polnischen Grenze überflutet. Ein großer Teil des Sedimentationsraumes, hauptsächlich nw. der Vyškovter Senke, liegt aber heute unter den überschobenen Randdecken der Karpaten. Ein Meeresarm annähernd ost-westlicher Richtung verlief aus den südlichen Teilen der Vortiefe über die mittleren Teile des Wiener Beckens, den nördlichen Teil der Kleinen Karpaten in die Mittelslowakei, wo er sich über das Südslowakische Becken bis in die Ostslowakei erstreckte. An den Stellen, wo sich hauptsächlich ab Obertorton die heutigen karpatischen Becken entwickelt haben, sind auch schon zur Zeit der Karpatischen Formation annähernd quer zur Hauptrichtung des Meeresarmes verlaufende Meeresbuchten zu beobachten, welche die ersten Vorläufer der tortonischen Becken darstellen. Solche Meeresbuchten sind aus den südlichen Teilen des Wiener Beckens, aus dem Waagtal usw. bekannt. Im allgemeinen lag aber, hauptsächlich in den slowakischen Teilen der Karpaten, der Sedimentationsraum der Karpatischen Formation (ähnlich wie im Untermiozän) nördlicher als die tortonisch-pliozänen Becken.

Lithofaziell gehören zu den typischsten Sedimenten der Karpatischen Formation graue und grünliche, geschichtete, verschieden sandige Schliermergel. An der Basis und in den Randgebieten sind Sand- und Sandsteineinlagen häufig, welche in Wechsellagerung mit den Schliermergeln eine fischartige Schichtfolge bilden. Auch Schotter- und Konglomeratlagen sind nicht selten und bilden z. B. im Wiener Becken einige 100 m mächtige Lagen. Auf Grund der einzelnen Lithofazies und des Reichtums der Fauna konnte in den einzelnen Becken eine Zonierung der Karpatischen Formation durchgeführt werden (siehe z. B. T. BUDAY & I. ČIČHA 1956), welche aber keine größere regionale Gültigkeit besitzt.

Die Schichten der Karpatischen Formation sind durch ein außerordentliches Reichtum von Fossilien charakterisiert. Am besten ist die Mikrofauna der Schliermergel und die Molluskenfauna der sandigen Schichten bekannt. Die Molluskenfauna der Schliermergel ist faziell bedingt und erfordert noch eine detaillierte Neubearbeitung.

Die Molluskenfaunen der sandigen Ablagerungen sind durch Pectiniden charakterisiert. Nach Angaben von I. CSEPREGHY-MEZNERICS (1951) sind die häufigsten Formen *Chlamys scabrella* (Lk.), *Ch. macrotis* Sow., *Ch. opercularis* L., *Ch. fasciculata* MILLET usw. Der Unterschied gegenüber dem Untermiozän und auch gegenüber den Pectiniden der Typuslokalität des Helvets in der Schweiz ist augensichtlich und ist durch das Fehlen der typischen untermiozänen Pectiniden gegeben.

Die Faunen der Schliermergel erinnern dagegen sehr an die Faunen des Ottnanger Schliers. Diese Tatsache, welche durch fazielle Annäherung und die größere Persistenz der dünnchaligen tief-neritischen Faunen bedingt ist, war die Ursache der Verwechslung der „oberhelvetischen“ Schliermergel der Karpatischen Formation mit dem Ottnanger Schlier des Helvets s. s. Eine ausführliche Beschreibung dieser Faunen befindet sich bei D. ANDRUSOV (1938), T. BUDAY (1937), J. SENEŠ (1950, 1956), P. ČTYROKÝ (1957). Als typische Formen wurden angegeben: *Nuculana fragilis* (BROCCHI), *N. subfragilis* (R.

HOERNES), *Macoma elliptica* (BROCCI), *Solenomya doderleini* (MAYER), *Amusium denudatum* (RSS.), *Tellina planata* L., *Lucina wolfi* R. HOERN., *Cuspidaria elegantissima* R. HOERN., *Aturia aturi* (BAST.), *Brissopsis ottangensis* R. HOERNES, usw.

Außerordentlich reich sind die Foraminiferenvergesellschaftungen der Karpatischen Formation. Durch ihren Reichtum und Zusammensetzung weichen sie grundsätzlich von den Vergesellschaftungen des Helvets s. s. sowie von den burdigalischen Mikrofaunen ab. Ein ausführliches Verzeichnis der Foraminiferen ist dem Aufsatz von I. ČIČHA zu entnehmen (s. S. 71 ff.). Besonders charakteristisch sind u. a. einige Uvigerinen, wie *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP & TURNOVSKY, *U. parkeri breviformis* PAPP & TURNOVSKY, *U. aff. semiornata* ORB., weiters *Cibicides slovenicus* ČIČHA & ZAPLETALOVÁ, *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Globigerina concinna* RSS., *Globigerina dubia* ORB. und *Globigerinoides bisphaerica* TODD.

Die Entwicklung der Karpatischen Formation in der Vortiefe ist hauptsächlich durch das Überwiegen der Schliermergelfazies mit untergeordneten Sand- und Konglomeratschichten gekennzeichnet. Gegen Süden (der österreichischen Grenze zu) kann ein Übergang dieser Schichten in die unteren Grunder Schichten auch kartennäßig verfolgt werden. Die Schichten liegen in den südlichen Teilen der Vortiefe im Hangenden der Sedimente des Helvets s. s., aus welchen sie sich lithologisch allmählich entwickeln, faunistisch jedoch scharf von ihnen abgetrennt sind (Bohrung Nosislav, I. ČIČHA 1957, Bohrung Nesvačilka, V. HOMOLA 1957). Gegen NO transgredieren sie direkt auf ältere Schichten. In der Gegend von Ostrau ist eine Verarmung der Fauna zu beobachten. Der Sedimentationsraum der Karpatischen Formation endet wahrscheinlich knapp hinter der tschechoslowakisch-polnischen Grenze. Die Mächtigkeit der Karpatischen Formation in der Vortiefe erreicht rund 500–600 m.

Im Wiener Becken sind diese Schichten sehr gut entwickelt und erreichen eine Mächtigkeit von 2000 m. Dort ist es gelungen, sie in 4 Zonen einzuteilen, wobei ein mäßig transgressiver Charakter der höchsten zwei Zonen zu beobachten ist. Die tiefste I. Zone und die III. Zone sind typisch marin. Die II. Zone weist eine verarmte Fauna auf, die IV. Zone ist regressiv. Für die I. und II. Zone sind graue, feste Tonmergel, Sande und Sandsteine charakteristisch. Diese zwei Zonen gehen südwärts in die stark ausgesüßten Läger Ostracodenschichten über, die grob ein dem Aderklaa-Schlier gleichaltriges Sediment darstellen. Die III. Zone ist hauptsächlich in den Nordteilen des Beckens transgressiv. Sie besteht aus grünlichgrauen Schliermergeln, Sanden, Sandsteinen und mächtigen polymikten Konglomeratlagen. Die regressiv IV. Zone ist nur in Muldengebieten erhalten und stark ausgesüßt. Sie ist aus mächtigen Ton-schichten mit bunten Toneinlagen, Kohlenton-schichten und Sanden aufgebaut. In der II. Zone und an der Basis der III. Zone wurden oft Rhyolithufflagen bemerkt. Eine nähere Beschreibung dieser Schichten befindet sich in den Arbeiten von T. BUDAY & I. ČIČHA (1956) und T. BUDAY & V. ŠPIČKA (1959).

Die Entwicklung der Karpatischen Formation in den Westslowakischen Becken ist mit der Entwicklung im Wiener Becken identisch (T. BUDAY & I. ČIČHA 1956).

Im Südslowakischen Becken sind an der Basis der Karpatischen Formation die bekannten Pectensande entwickelt, welche vertikal größtenteils in die

Schliermergelfazies übergehen, stellenweise aber den ganzen Schichtkomplex vertreten können. Eine nähere Zonierung der Schichten ist in diesem Gebiet nicht möglich (V. ČECHOVIČ 1952, J. SENEŠ 1956).

In der Ostslowakei sind die basalen Zonen als eine Wechsellagerung mariner Tonmergelsteine und Sandsteine mit reicher Foraminiferenfauna entwickelt. Höher folgt die Salzformation von Prešov (J. SENEŠ & J. ŠVAGROVSKÝ 1957, I. CÍCHA & J. BEROUŠEK 1955). Die salzführenden Schichten sind in den östlichsten Gebieten des Beckens durch bunte Schichten (eine Wechsellagerung von bunten Tonen und Tonmergeln mit dünnen Sandsteineinlagen) ersetzt (T. BUDAY 1959). Die Salzformation führt selbstverständlich nur eine ärmliche Fauna und dürfte etwa der II. Zone der Karpatischen Formation des Wiener Beckens entsprechen. Oberhalb der Salzformation folgen marine Schichten, die durch Konglomerate, Sande, hauptsächlich aber Schliertonmergel charakterisiert sind. Die Mächtigkeit der Karpatischen Formation in der Ostslowakei beläuft sich mindestens auf 1000 m.

Gegen Ende der Sedimentation der Karpatischen Formation ist eine bedeutende Aufhebung der orogenetischen Bewegungen (jungsteirische Phase) zu bemerken, welche zur Unterbrechung der Sedimentation in allen Becken führte. Diese Bewegungen äußerten sich in den Randgebieten durch Aufhebung der Randdecken auf die Vortiefe. In den zentralgelegenen Teilen der Karpaten sind sie durch megaantiklinale Faltungen und durch eine lebhaftere Bruchbildung charakterisiert. Zu dieser Zeit entstanden die karpatischen Becken in groben Zügen schon in dem Rahmen, wie wir sie heute vorfinden. Eine Ausnahme bilden nur die zentralen Teile der Kleinen Donaubene. Die zu dieser Zeit entstandenen Becken wurden von der tortonischen Transgression überflutet. Die gebirgsbildenden Bewegungen lebten aber in den Karpaten während des ganzen Tortonens mehrmals auf, wobei im Westen hauptsächlich die älteren, im Osten die jüngeren Phasen besonders bemerkbar sind. Dieses wiederholte Aufleben der Bewegungen widerspiegelt sich in der komplizierten, in den einzelnen Becken oft sehr verschiedenen Entwicklung des Tortonens.

In der Tschechoslowakei ist eine Zweiteilung des Tortonens üblich, wobei ins Untertorton die untere und obere Lagenidenzone im Sinne von R. GRILL (1941, 1943) und A. PAPP & K. TURNOWSKY (1954), ins Obertorton dann die übrigen Zonen eingestuft werden. Obzwar in verschiedenen Gebieten gewisse Unterschiede gegenüber der Grill'schen Zonierung des Tortonens beobachtet worden sind, ist sie in groben Zügen und im Prinzip für das Gesamtgebiet der Karpaten gültig und benützt. Da die mikropaläontologische Gliederung und die Faunen des Tortonens allgemein bekannt sind, werden wir von der Beschreibung der Foraminiferengesellschaften Abstand nehmen. Es sei nur bemerkt, daß die Untergrenze des Tortonens in der ČSR schon seit 1946 (M. VAŠIČEK 1946, 1951) durch das Auftreten der Orbulinen charakterisiert wird.

Was die Molluskenfaunen des Tortonens anbelangt, wurden auf unserem Gebiet in der letzten Zeit keine umfangreicheren Arbeiten durchgeführt. Deshalb sind die Unterschiede zwischen den Molluskenfaunen des unteren und oberen Tortonens noch nicht bekannt. Gegenüber der Karpatischen Formation wurden z. B. in den Pectiniden mehrere Unterschiede festgestellt. Im Torton erscheint eine Reihe neuer Pectiniden, wie z. B. *Chlamys elegans* ANDRZ., *Ch. solarium*

(Lk.), *Ch. koheni* (FUCHS), *Pecten besseri* ANDRZ., *Pecten leythajanus* HOERN. usw..

Tortonische Sedimente sind in allen karpatischen Becken entwickelt und erreichen meistens eine beträchtliche Mächtigkeit. Sie liegen ohne Ausnahme transgressiv über der Karpatischen Formation oder älteren miozänen oder vormiozänen Schichten. Die tortonischen Sedimente bilden in allen karpatischen Becken das älteste Glied der eigentlichen Beckenfüllung.

In der Vortiefe ist, mit Ausnahme eines beschränkten Gebietes bei Opava (Troppau), nur das Untertorton bekannt. In der sw. Hälfte der Vortiefe, von der österreichischen Grenze bis etwa in die Vyškover Senke, liegen an der Basis die sog. Sande von Brno (Brünner Sande), die eine reiche Mollusken- und Foraminiferenfauna führen. In diesen Schichten sind öfters (Oslavany) umgeschwemmte Rzehakien zu finden (I. CÍCHA, J. PAULÍK & J. TEJKAL 1957). Diese Sande entsprechen den untertortonischen oberen Grunder Schichten im Sinne von R. GRILL (1958). Im Hangenden dieser Schichten folgen, oft mit scharfer Grenze getrennt, mächtige Tegellagen, die den Lagenidenzonen entsprechen und außerordentlich reiche Foraminiferenvergesellschaftungen enthalten. Zu den höchsten Schichten werden die Lithothamnienkalke im Gebiet sö. von Brno gezählt (I. CÍCHA, J. PAULÍK & J. TEJKAL, 1957). Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß die Kalke schon zum Obertorton gehören. Eine kurzfristige Überflutung der südlichen Teile der Vortiefe durch eine mit dem Wiener Becken zusammenhängende Meeresbucht kann nicht ausgeschlossen werden. Die Masse der tortonischen Sedimente der Vortiefe gehört jedoch dem Untertorton an.

In den nö. Teilen der Vortiefe, besonders in der Gegend von Ostrava, ist die Entwicklung des Torton etwas abweichend. An der Basis haben sich dort meistens fossilere Schotter und Konglomerate abgesetzt, die stellenweise eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern erreichen können. Darüber folgt eine monotone Folge von Schliermergeln, die seinerzeit wegen ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit dem Schlier als Helvet oder sogar als Burdigal bezeichnet wurden. Das tortonische Alter dieser Schichten hat schon O. GANSS (1936) bewiesen. Mikrofaunistisch wurden diese Schichten von I. CÍCHA (1959) in drei Zonen geteilt, wobei die unterste Zone durch Orbulinenfaunen charakterisiert wird und die oberste als Valvulinieren-Zone bezeichnet wurde. Die mittlere Zone bildet einen Übergang zwischen den beiden. Diese Zonen entsprechen den Lagenidenzonen, mit welchen sie viele gemeinsame Formen haben.

In der Gegend von Opava transgrediert in eine Bucht, die die westlichste Fortsetzung der polnischen Vortiefe darstellt, noch das Obertorton. An der Basis des Obertorton ist dort der sog. Pseudotriplasionhorizont entwickelt, welcher der Sandschalerzone des Wiener Beckens entspricht. Über dieser Zone liegen die Gipshorizonte, die stratigraphisch den Salzhorizonten der polnischen Vortiefe entsprechen. Über dem Gipshorizont folgen die der Bolivinen-Bulminenzonen entsprechenden Spirialis-Schichten. Die von I. CÍCHA (1959) beschriebene Fauna des Pseudotriplasion-Horizontes enthält außer der leitenden Form *Pseudotriplasia elongata* MALECK noch *Spiroplectammia carinata* (ORB.), *Uvigerina semiorinata brunensis* KARRER, *U. venusta* FRANZENAU, *Orbulina suturalis* BRONNIMAN, *Globorotalia scitula* BRADY und verschiedene Sandschaler, also eine Vergesellschaftung, welche die Äquivalenz dieser Schichten mit der

Sandschalerzone des Wiener Beckens genügend unterstützt. Die Bolivinen-Buliminenfauna führenden *Spirialis*-Schichten sind durch die Pteropoden *Spirialis valvatina* Rss., *S. koeneni* KITTL, *S. stenogyra* PHIL. und *S. tarchanensis* KITTL charakterisiert (I. ČIČHA 1959).

Die Mächtigkeit des Torton in der Vortiefe beträgt 800–1000 m. Gegen Ende des Untertorton wird die Sedimentation unterbrochen. Im Obertorton kam es infolge jüngstteirischer Bewegungen in nö. Teilen der Vortiefe zur weitreichenden Überschiebung der schlesischen Decken der Karpaten über die tortonische Vortiefe.

Kompliziert, jedoch allgemein gut bekannt ist die Schichtfolge des Torton im Wiener Becken. Das Torton erreicht dort eine Mächtigkeit von über 1500 m. Alle fünf Grill'schen Zonen können auch auf tschechoslowakischem Gebiet nachgewiesen werden.

Auf Grund zahlreicher Bohrungen, die u. a. von Z. ADAM, K. BILEK, T. BUDAY, I. ČIČHA, M. DLABAČ, J. JANÁČEK, V. HOMOLA, V. ŠPIČKA, I. ZAPLETALOVÁ bearbeitet wurden, wurde die Stratigraphie des Torton genau untersucht und kann wie folgt zusammengefaßt werden:

An der Basis liegen transgressive Schotter und Konglomerate, öfters mit bunten Tönen abwechselnd, die gegen das Hangende in Tegel übergehen. Diese Schichten gehören der unteren Lagenidenzone an. In der Beckenmitte ist auch die obere Lagenidenzone, die bereits eine regressive Tendenz aufweist, hauptsächlich aus Tegeln, mit mächtigen Sandlagen auf den Hochzonen, aufgebaut. Die Bewegungen zur Zeit der oberen Lagenidenzone waren besonders stark dort, wo sich im Beckenuntergrund die Flyschzone befindet. Dort kam es teilweise zur Unterbrechung der marinen Sedimentation auf den Hochzonen und zur Absenkung neuer Teilbecken, in welchen sich bunte Tone und Schotter abgesetzt haben.

An den Beckenrändern und Hochzonen diskordant und transgressiv, in der Beckenmitte konkordant und ohne Unterbrechung der Sedimentation, folgen die Schichten des Obertorton. Die Transgression des Obertorton ist durch das Auftreten reicherer Faunen oberhalb der verarmten Vergesellschaftungen der regressive oberen Lagenidenzone charakterisiert. Für die transgressive Basis des Obertorton sind mächtige Sandlagen und Lithothamnienkalk-Riffe charakteristisch. Die Sedimentation des Obertorton ist durch eine allmähliche Aussüßung des Beckens gekennzeichnet, welche besonders anfangs der Bolivinen-Buliminenzone sehr markant wird. In den Randgebieten (z. B. HODONIN) kann die erwähnte Zone schon in der Fazies der nächsthöchsten Rotalienzone entwickelt werden. Die höchsten Schichten des Obertorton sind stark ausgesüßt und hauptsächlich als bunte Tone mit Sand- oder Schotterlinsen entwickelt. In der Beckenmitte übergehen die bunten Schichten in die basalen Schichten des Obermiozäns.

Zur Zeit des Untertorton bestand in der Gegend der äußeren Klippenzone eine Verbindung mit der Vortiefe. Eine direkte Verbindung mit der Kleinen Donauebene konnte auf tschechoslowakischem Boden nicht nachgewiesen werden und ist erst südwärts der Donau zu suchen.

Die Entwicklung in den westlichen Teilen der Kleinen Donauebene ist der Entwicklung des Wiener Beckens sehr nahestehend. Das Untertorton wurde dort bis jetzt nicht nachgewiesen, dies könnte aber eher auf die geringe Zahl

von Tiefbohrungen zurückgeführt werden. Das Obertorton ist in diesem Gebiet vollkommen identisch mit dem Wiener Becken entwickelt. Bloß die Mächtigkeiten sind größer und betragen mehr als 2000 m. Die Hauptsedimentationsräume befinden sich in den nördlichen Teilen des Beckens. Die heutigen zentralen Teile wurden nur in ganz geringem Maße überflutet.

In den östlichen Teilen des Beckens wurde sowohl Unter- als auch Obertorton nachgewiesen. Sehr bemerkenswert für dieses Gebiet ist die bereits im unteren Torton beginnende vulkanische Tätigkeit, welche im Obertorton ihren Höhepunkt erreicht, sodaß die höheren tortonischen Sedimente dort vor allem als Andesittuffe und Tuffite entwickelt sind. Näheres über das Torton der Kleinen Donauebene befindet sich in den Arbeiten von T. BUDAY (1937) und V. HOMOLA & M. MOŘKOVSKÝ (1958).

Das Torton des Südslowakischen Beckens ist überwiegend aus pyroklastischen Sedimenten aufgebaut. Marine Sedimente haben dort nur eine unbedeutende Mächtigkeit. In den östlichen Teilen des Südslowakischen Beckens fehlen aquatische tortonische Sedimente überhaupt.

Im Ostslowakischen Becken sind die Sedimente des Untertortons nur in beschränkter Mächtigkeit und Verbreitung bekannt (I. ČIČHA 1960). Es scheint, daß die Transgression des Untertortons dieses Gebiet später als in den westlichen Becken erreicht hat. Die untertortonischen Sedimente bestehen hauptsächlich aus Sandsteinen mit mächtigen Lagen von Rhyolit- und Dazittuffen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt rund 200—400 m.

Mit über 2500 m Mächtigkeit folgt über dem Untertorton das Obertorton. An seiner Basis liegen Sand- und Sandstein-Schichten mit zahlreichen rhyolitischen und rhyodazitischen Tuff- und Tuffiteinlagen. Höher folgen monotone Tonmergel der Sandschalerzone. Gegen Ende der Sedimentation dieser Zone entwickelt sich die tortonische Salzformation, die zeitlich den polnischen und karpato-ukrainischen Salzlagern entspricht. Oberhalb der Salzformation sind die Schichten der Bolivinen-Buliminen-Zone als monotone Tonmergel entwickelt. Auch in dieser Zone wurden mehrere Rhyolittuff-Lagen beobachtet. Die Gesamtmächtigkeit der beiden marinen Zonen beläuft sich auf 600—1000 m.

Über die Bolivinen-Buliminenzone transgrediert die außerordentlich mächtige oberste Zone (Äquivalent der Rotalienzone des Wiener Beckens). Sie besteht aus grauen und bunten Tonmergeln, Sandschichten, vereinzelt Konglomeratlagen und zahlreichen saueren Tuff- und Tuffiteinlagen. Die Schichten führen meistens nur eine arme brackische Mikrofauna und nur spärlich eine brackische Molluskenfauna. Ein bedeutender Teil der Schichten wird von Süßwasserablagerungen repräsentiert. Eine ausführliche Beschreibung des Torton der Ostslowakei ist bei J. SENEŠ & J. ŠVAGROVSKÝ (1957), und J. JANÁČEK (1958) zu finden.

Die Entwicklung des ostslowakischen Torton widerspiegelt die von den westlichen Becken abweichenden tektonischen und paläogeographischen Bedingungen. Das Fehlen beträchtlicher Teile des Untertortons ist durch die länger andauernde Hebung der östlicheren Karpaten zur Zeit der jungsteirischen Phase verursacht. Die Diskordanz zwischen den obersten Zonen ist die Folge der in den östlichen Karpaten starken moldavischen Phase. Das Ostslowakische Becken ist in seiner heutigen Form erst während dieser Phase entstanden.

In den obertortonischen Schichten der Ostslowakei kommen lagenweise bereits sarmatische Faunenelemente vor, die mit Schichten, welche typische tortonische Fauna führen, abwechseln (J. SENEŠ 1954). Diese Erscheinung verursachte, daß diese Schichten, welche zeitlich den Buglovka-Schichten entsprechen könnten, von manchen Forschern schon zum Sarmat eingestuft worden sind; L. N. KUDRIN (1954) B. P. ŽIŽČENKO (1958). Das Vorhandensein typischer tortonischer Arten spricht aber, wie J. JANÁČEK (1958) richtig erkannte, gegen diese Einstufung, welche auch dem im Wiener Becken geschaffenen Stratotypus des Sarmats widerspricht.

Sarmatische Schichten sind, mit Ausnahme der Vortiefe und der Südslowakei, in allen Becken bekannt. Ihre Stratigraphie ist im Wiener Becken und in der Kleinen Donauebene mit derjenigen des österreichischen Anteiles des Wiener Beckens und der mittleren Donaubecken identisch. Es wird daher nicht notwendig sein, die Entwicklung dieser Schichten näher zu beschreiben, da dies z. B. aus den Arbeiten von A. PAPP (1954) und E. JEKELIUS (1943) gut bekannt sein dürfte. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die Entwicklung in den östlichen Teilen der Kleinen Donauebene durch zahlreiche andesitische und rhyolitische Eruptionen gekennzeichnet ist. Das Wiener Becken wurde ganz überflutet und die Sedimentation endet dort mit bessarabischen *Maetra*-Schichten. In der Beckenmitte entwickeln sich die sarmatischen Schichten allmählich aus den tortonischen bunten Tonen, an den Beckenrändern ist eine Diskordanz bemerkbar. Gegen Ende des Sarmats kann eine beträchtliche Regression bemerkt werden, welche, wie M. DLABAČ (1957) bewiesen hat, zur Unterbrechung der Sedimentation führt. Die Gesamtmächtigkeit des Sarmats beträgt 800–1000 m.

In der Kleinen Donauebene sind die Sedimentationsräume des Sarmats auf die nordwestlichen und nordöstlichen Gebiete des Beckens gebunden. Der zentrale Teil des Beckens, welcher erst im Pliozän stärker zu sinken beginnt, ist mit beschränkter Sedimentation gekennzeichnet. Die Mächtigkeiten des Sarmats erreichen in diesem Becken rund 400–600 m.

Eine etwas abweichende Entwicklung weist die sarmatische Schichtfolge in der Ostslowakei aus. Eine genauere Stratigraphie wurde für dieses Gebiet in den letzten Jahren von J. JANÁČEK (1958) ausgearbeitet. Die tieferen sarmatischen Schichten sind in den zentralen, westlichen und südlichen Teilen des Beckens in brackischer Fazies entwickelt. Im Osten ist auch die Nonionzone in dieser Fazies bekannt, die bereits die typischen Faunen des Bessarabs enthält (J. SENEŠ 1957). In den nördlichen Randgebieten des Beckens wurde das ganze Sarmat in Süßwasserfazies angetroffen. In den übrigen Teilen des Beckens sind nur die höheren Zonen als Süßwasserschichten entwickelt. Die tieferen sarmatischen Schichten entwickeln sich allmählich aus den tortonischen bunten Schichten und sind an der Basis auch durch bunte Tone charakterisiert. Höhere Schichten des brackischen Untersarmats bilden graue Tonmergel, welche zahlreiche andesitische Tuff- und Tuffiteinlagen enthalten. Der saure Vulkanismus tritt gegenüber dem Torton in den Hintergrund.

Die Süßwasserschichten des Sarmats sind durch eine Folge bunter Tone, Sande, Schotter, Andesittuffe und Tuffite, Kohlentone und Lignitlagen gekennzeichnet. J. JANÁČEK (1958) führte für diese Schichten die Bezeichnung

„tuffitisch-lignitische Serie“ ein. Die brackische und Süßwasserentwicklung sind voneinander weder vertikal noch lateral scharf abgegrenzt.

Die Gesamtmächtigkeit des Sarmats der Ostslowakei beträgt ungefähr 1000—1200 m.

Zum Abschluß einige Bemerkungen zur Stratigraphie des Pliozäns. Das Pliozän der tschechoslowakischen Karpaten ist vorwiegend in fossilere Süßwasserfazies entwickelt. Bemerkenswerte Fossilfunde stammen nur aus unterpannonischen Schichten des Wiener Beckens, vereinzelt Fundstellen sind aus der Kleinen Donauebene bekannt. Eine Neubearbeitung der Fauna wurde erst in der letzten Zeit in Angriff genommen. Die Ergebnisse ermöglichen noch keine eindeutigen Schlußfolgerungen oder Parallelisationsversuche. Mit Ausnahme der Congerien-führenden Schichten des Wiener Beckens und der Kleinen Donauebene, beruht die Stratigraphie des Pliozäns bis jetzt überwiegend auf lithologischen Grundlagen. Im Wiener Becken selbst und in den westlichen Teilen der Kleinen Donauebene werden bei der Stratifizierung des Unterpliozäns hauptsächlich die Ergebnisse der paläontologischen Untersuchungen von A. PAPP (1958) und V. POKORNÝ (1944, 1945, 1952, 1954) benützt.

Die unteren Congerierschichten (Pannon s. s.) werden in der Tschechoslowakei allgemein zum Pliozän gerechnet und als Äquivalente des Mäots aufgefaßt.

Für das Wiener Becken hat M. DLABAČ (1957) eine Diskordanz und Erosion zwischen dem Sarmat und Pannon nachgewiesen. Diese Schichtlücke entspricht den höheren sarmatischen Schichten des Euxinischen Beckens. Diese Voraussetzung schließt selbstverständlich ein Andauern der Sedimentation in beschränkten Reliktbecken nicht aus. Für die weitaus größeren Flächen ist jedoch die Unterbrechung der Sedimentation die Regel. Ähnliche Verhältnisse wurden auch an vielen Stellen der Kleinen Donauebene bemerkt. Schon während der Regression des Sarmats entstanden hauptsächlich in den Randgebieten kleine, lokale Becken, in welchen sich noch im Sarmat endemische, den pliozänen Faunenvergesellschaftungen sehr nahestehenden Faunen entwickelten. Als Beispiel wird das Turiecer Becken angeführt (T. BUDAY 1957). In diesen Faunen sind die Vorläufer der pannonischen Vergesellschaftungen zu suchen.

Eine vollkommene Schichtfolge des Pliozäns ist nur aus dem Wiener Becken und der Kleinen Donauebene bekannt. Wie wir bereits erwähnten, wird dort die von A. PAPP (1948) und V. POKORNÝ (1944, 1945, 1952, 1954) ausgearbeitete Stratigraphie benützt. Die Zone A von A. PAPP (1948) wird jedoch als die höchste Zone des Sarmats angesehen. In den nördlichen Randgebieten des Wiener Beckens sowie in den nw. Gebieten der Kleinen Donauebene wurde eine gegenseitige fazielle Vertretung der Zonen E und F beobachtet (T. BUDAY 1958). Es wurde daher vorgeschlagen (T. BUDAY 1959, T. BUDAY & V. ŠPIČKA 1959), die Kohlenserie (Zone F) noch zum Unterpannon einzustufen und die Zonen B—F als Pannon s. s. zu bezeichnen. Für die höheren Schichten, deren transgressiver Charakter an mehreren Stellen deutlich ist (J. JANÁČEK 1957, 1958, V. CILEK 1954 usw.) und die hauptsächlich als fossilere bunte Tone und Schotter entwickelt sind, wird die Bezeichnung buntes Pannon oder Pont vorgeschlagen (T. BUDAY 1959). Im Einvernehmen mit den Ansichten von E. SZÁDECKY & KARDOSS (1938) und P. STEVANOVIĆ (1941, 1951) setzen wir vor-

aus, daß diese Schichten eine ausgesüßte Fazies der oberen Congerienschichten Ungarns, die mit den pontischen Schichten des Euxinischen Beckens gleichaltrig sind, darstellen. Die Richtigkeit dieser Annahme muß jedoch noch durch künftige Untersuchungen der Fossilfunde überprüft werden. Wir werden die allgemein bekannte Entwicklung des Unterpliozäns des Wiener Beckens an dieser Stelle nicht näher beschreiben. In der Kleinen Donauebene, wie hauptsächlich aus den Untersuchungen von V. HOMOLA und M. MOŘKOVSKÝ (1958) hervorgeht, sind die Zonen B und D in sandigschotteriger Süßwasserfazies entwickelt. Sie sind fast fossilleer. Die Zone E ist dort transgressiv und in den Randgebieten durch zahlreiche Kohlenton- und Lignitlagen charakterisiert. In dieser Zone wurde zusammen mit *Congeria subglobosa* PARTSCH auch *C. ungula caprae* MÜNSR. gefunden. Die Mächtigkeit der pannonischen Schichten beträgt in der Ebene maximal 1200 m.

Als buntes Pannon oder Pont werden in allen Becken der Karpaten Schichtkomplexe bezeichnet, die von fossilereen bunten Tonen und Schottern aufgebaut sind. Dort, wo sich diese Schichten allmählich aus dem Pannon s. s. entwickeln, ist ihr unterpliozänes Alter teilweise festgestellt. Dies ist aber nur im Wiener Becken und in der Kleinen Donauebene der Fall. Auf den Hochzonen und Randgebieten ist auch dort eine weitgehende Transgression der bunten Schichten nachgewiesen. In den übrigen Becken, z. B. in der Vortiefe und im Ostslowakischen Becken, wo die bunten Tone und Schotter den miozänen Schichten aufliegen, wird das unterpliozäne Alter dieser Schichten bloß auf Grund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit den pontischen Schichten der erwähnten zwei Becken vorausgesetzt. Eine faunistische Unterstützung haben diese Ansichten bis jetzt noch nicht. Zu diesen Schichten gehören die bunten Tone und Schotter der Vortiefe in der Gegend zwischen Kroměříž und Olomouc (Olmütz) (V. CILEK 1954). In der Ostslowakei werden zum Pont die mit bunten Tonen abwechselnden Schotterformationen von Pozdišovce (J. JANÁČEK 1958) und von Košice (J. SENEŠ & J. ŠVAGROVSKÝ 1957) eingestuft. Infolge der fast absoluten Fossilfreiheit dieser bis einige hundert Meter mächtigen Schichten ist nur ihr pliozänes Alter gesichert. Eine genauere Einstufung im Rahmen des Pliozäns ist heute noch nicht möglich. Das Alter von verschiedenen weiteren, in den Karpaten vorkommenden Schotterdecken und Beckenfüllungen konnte bisher auch nicht mit Sicherheit bestimmt werden, doch werden sie allgemein ins Pliozän eingestuft. Nur das Alter der jüngsten Schotter- und Tonschichten des Wiener Beckens und der Kleinen Donauebene ist genauer bestimmt. Im Wiener Becken und in der Kleinen Donauebene wurden oberhalb der bunten Schichten des Ponts, diskordant aufliegend, noch 100–150 m mächtige Schotter- und Sandschichten gefunden, die teilweise mit roten, bunten und grauen Tonen abwechseln. Die Lagerungsverhältnisse und die Funde von Unioniden und Viviparen ermöglichen es, diese Schichten in das Oberpliozän einzustufen.

Wir haben versucht, eine kurze Übersicht der neueren Ergebnisse und der Anschauungen der tschechoslowakischen Geologen auf die Entwicklung des Neogens der Karpaten zu geben. Im Rahmen der gegebenen Möglichkeiten wollten wir vor allem die neueren, besonders im Unter- und Mittelmiozän erreichten Ergebnisse mitteilen. Einige paläontologische Grundfragen der Tertiär-Stratigraphie der Karpaten, sowie einige allgemeine stratigraphische

und paläogeographische Probleme werden in weiteren Aufsätzen tschechoslowakischer Fachgenossen behandelt.

Schrifttum

- ANDRUSOV, D., 1938: Karpaten Miozän und Wiener Becken. — *Petroleum*, **34**, Nr. 27. Berlin.
- 1938: Faune du Burdigalien et de l'Helvétien de la Slovaquie occidentale. — *Rozpravy věd. spol. badatelské při Rus. svob. univ. v Praze*. No. **44**. Praha.
- BÍLEK, K., 1956: Geologie des unteren und mittleren Miozäns vom östlichen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Sbírka prací výzk. úst. Rada E. Práce ústavu pro naft. výzkum*. Publ. No. **23—25**, Praha.
- BUDAY, T., 1937: La géologie des environs de Šahy en Slovaquie. — *Bulletin de l'Académie des Sciences de Bohême*. Praha.
- 1955: The present state of stratigraphical research in the Lower Miocene of the Lower Morava Basin. — *Věstník ÚÚG*. Jg. **30**, Praha.
- 1957: Note sur le levé du Néogène dans le Bassin de Turiec. — *Zprávy o geol. výzkumech r. 1956*. Praha.
- 1958: Note sur les levés géologiques à la terminaison septentrional du Bassin de Vienne. — *Zprávy o geol. výzkumech r. 1957*. Praha.
- 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. *Časopis pro miner. a geol.* Jg. **4**, No. 4. Praha.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. & SENEŠ, J., 1958: Les relations du Miocène inférieur de la Molasse de l'Autriche et de la Bavière, des Carpathes occidentales et du bassin intracarpathique. — *Comptes rendus Congrès des Soc. Sav. Section des sciences. Colloque Miocène*. Paris.
- BUDAY, T. & CÍCHA, I., 1956: Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des Inneralpinen Wiener Beckens und des Waagtales. — *Geologickém práce*, H. **43**, Bratislava.
- BUDAY, T. & ŠPIČKA, V., 1959: Die geologische Entwicklung der slovakischen Teile des Wiener Beckens im Lichte der detaillierten Bearbeitung der Elevation von Lakšár. — *Rozpravy ČSAV, Rada MPV*. Jg. **69**, No. 9, Praha.
- CÍCHA, I., 1957: Mikrobiostratigraphie der Bohrung Nosislav I im äußeren karpatischen Becken. — *Věstník ÚÚG*. **32**, No. 3. Praha.
- 1957: Die gegenwärtigen Ansichten über die Entwicklung der burdigalischen und helvetischen Mikrofauna im Wiener Becken und in Váhgebiet. — *Věstník ÚÚG*. Jg. **32**, No. 6. Praha.
- 1958: Die Entwicklung der Mikrofauna des unteren Miozäns in Waagtal. — *Sborník ÚÚG* Bd. **24**, Abt. paläont. Praha.
- 1959: Ist das Helvet im Sinne des Stratotypus eine selbständige Stufe? — *Věstník ÚÚG*. Jg. **34**, No. 3. Praha.
- 1959: Die Mikrobiostratigraphie des ostrauer Miozäns. — *Sborník ÚÚG*. Bd. **24**, Abt. paläont. Praha.
- 1960: Etudes microbiostratigraphiques dans le Miocène de la Slovaquie orientale. — *Zprávy o geol. výzkumech r. 1958*. Praha.
- 1960: Stratigrafické přehodnocení tzv. chattských vrstev na jižním Slovensku ve vztazích k sedimentum Paratethydy. *Geologické práce*. No. **57**, Bratislava.
- CÍCHA, I., PAULÍK J. & TEJKAL, J., 1957: Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des außerkarpatischen Beckens in Mähren. — *Sborník ÚÚG*. Bd. **22**, Abt. paläont. Praha.
- CÍCHA, I. & TEJKAL, J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpatischen Becken. — *Věstník ÚÚG*. Bd. **34**. No. 2. Praha.

- CÍCHA, I. & ZAPLETALOVÁ, I., 1958: Bemerkungen zum Alter der basalen Miozän-klastiken in der Umgebung von Štefanov und Petrova Ves im Wiener Becken. — *Věstník ÚÚG.* Jg. **33**, No. 6, Praha.
- CÍLEK, V., 1954: Neue Erkenntnisse über die Geologie des außeralpinen Beckens zwischen Kroměříž und Přerov. — *Rozpravy ČSAV.* Jg. **65**, H. 4, Praha.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I., 1951: A salgótarjánvidéki slír és pektenes homokkő faunája. — *Földtani Közlöny* **81**. Budapest.
- ČECHOVIČ, V., 1948: La trouvaille de couches à *Oncophora* dans le Bassin Pannonique. — *Práce štát. geol. úst. Bratislava*, No. 17, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V., 1952: Die Geologie des südslowakischen Kohlenbeckens. — *Geologické práce*. Heft **33**. Bratislava.
- 1959: Quelques remarques sur la valeur stratigraphique de l'Aquitainien. — *C. R. Sommaire des Séances de la Soc. Géol. de France*. No. 6, Paris.
- ČTYROKÝ, P., 1957: Note sur les recherches paléontologiques dans la gîte de Vlčkovany dans le Miocène de la dépression de la Basse Morava. — *Zprávy geol. výzkumech.* r. 1956. Praha.
- 1958: Preliminary report on the paleontological research at Jaklovec in Ostrava. — *Věstník ÚÚG.* Jg. **33**, No. 1. Praha.
- 1958: Die Meeresmollusken des unteren Burdigal im Waagtal. — *Geologické práce*. Heft **51**. Bratislava.
- 1959: Note préliminaire sur les études paléontologiques dans le Néogène de la Slovaquie orientale. — *Zprávy o geol. výzkumech* r. 1958. Praha.
- 1960: Fauna des Oberburdigals am Winterberg bei Skalica in der westlichen Slowakei. — *Geologické práce*, *Zprávy* No. 17. Bratislava.
- DLABAČ, M., 1957: Positive Ausschwanungen in der Kurve der spontanen Polarisation (PS) der elektrischen Bohrlochmessungen an Stellen stratigraphischer Hiäte im Miozän des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Geologické práce-Zprávy* No. 12. Bratislava.
- DLABAČ, M. & ADAM, Z., 1956: Ein Beitrag zur Tektonik des Steinberg-Bruches. — *Sbírka prací výzk. úst. Rada E. Práce výzk. úst. naft.* Publ. No. **23–25**. Praha.
- GANSS, O., 1936: Das Miozän des Jaklovec bei Mähr. Ostrau und dessen Deutung für die Stratigraphie des schlesischen Miozäns. — *Firgenwald* **9**. Reichenberg.
- GRILL, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. — *Öl u. Kohle* **37**, Berlin.
- 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — *Mitteilungen d. Reichsamtes f. Bodenforschung Wien* **6**, Wien.
- 1953: Der Flysch, die Waschbergzone und Jungtertiär um Ernstbrunn. — *Jahrbuch geol. Bundesanst.* **96**, Wien.
- 1958: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. — *Verhandlungen geol. Bundesanst.* Wien.
- HAGN, H. & HÖLZL, O., 1952: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns etc. — *Geologica Bavarica* **10**, München.
- HANO, J. & SENEŠ, J., 1952: Die untermiozäne Fauna von Rapovce. — *Geologický sborník SAV.* **3**. Bratislava.
- NANZLÍKOVÁ, E., 1956: Remarques microbiostratigraphiques sur les marnes de Hustopoče/Oligocène/le Paléogène de la Magura et le Néogène de l'aire Čejč-Zaječí. — *Zprávy o geol. výzkumech* r. 1955. Praha.
- HOMOLA, V., 1957: Zur Entwicklung des Helvets im Südosten von Brünn. — *Sborník věd. prací Vys. školy báňské. Ostrava.* Jg. **3**, No. 1, Beitrag No. 8, Ostrava.

- HOMOLA, V. & MORKOVSKÝ, M., 1958: Die geologische Stützbohrung Báhon I im westlichen Teil der Kleinen Donautiefenebene. — *Práce úst. pro naft. výzkum.* No. 12/43. Brno.
- JANAČEK, J., 1957: Vorläufiger Bericht über neue stratigraphische Erkenntnisse im Oberpannon des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Geologické práce-Zprávy* No. 10, Bratislava.
- 1958: Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläogeographie des Neogens der Ostslowakei. — *Geologické práce.* Heft 52, Bratislava.
- JEKELIUS, E., 1943: Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donau-becken. — *Annuaire Institutului Geologie al Romaniei.* 22, Bucuresti.
- KUDRIN, L. N., 1954: O konskom gorizonte miocena. — *Učeniye zapisky lvovskogo gosud. univerziteta.* 31, Ser. geol. Lvov.
- MASLAKOVA, N. I., 1955: Stratigrafije i fauna mělkich foraminifer paleogenovych otloženij vostočnyh Karpat. — *Materialy po biostratigrafii zapadnyh oblastej Ukrajskoj SSR.* Moskva.
- PAPP, A., 1948: Das Pannon des Wiener Beckens. — *Mitteilungen der Geol. Ges. in Wien.* 39—41, Wien.
- 1954: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. *Mitteilungen der Geol. Ges. in Wien.* 47, Wien.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1953: Die Entwicklung der Üvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — *Jahrbuch geol. Bundesanst.* 96, Wien.
- PAPP, A. & THENIUS, E., 1949: Über die Grundlagen der Gliederung des Jung-tertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — *Sitzungsberichte Öst. Akademie d. Wissenschaften. Math.-natw. Klasse* 158, Wien.
- POKORNÝ, V., 1944: Mikrostratigrafie pannonu mezi Hodonínem a Mikulčicemi. — *Rozpravy II. tř. Čes. Akademie.* Jg. 54, No. 23. Praha.
- 1945: Pannon mezi Hodonínem a Tvrdonicemi. — *Rozpravy II. tř. Čs. Akademie věd.* Jg. 55, No. 2. Praha.
- 1952: Skořepatci tzv. „bazálního obzoru subglobosových vrstev“ (pliocén) v Hodoníně. — *Sborník ÚÚG.* Bd. 19, Abt. paläont. Praha.
- 1954: Základy zoologické mikropaleontologie. — Praha.
- RZEHAČ, A., 1897: Ein neuer Fund von Conchylien im karpatischen Alttertiär Mährens. — *Verhandlungen. geol. Reichsanstalt, Wien.*
- 1902: Das miozäne Mittelmeer in Mähren. — *Festschrift z. Erinner. a. d. Feier d. 50-jährigen Bestandes d. deutsch. Staatsoberrealschule in Brünn.* Brno.
- SENEŠ, J., 1950: La faune de Schlier helvétienne des environs de Modrý Kamen. — *Geologický sborník SAV.* 1, Bratislava.
- 1955: Stratigraphische und biofazielle Untersuchung einiger neogener Sedimente der Ostslowakei auf Grund der Makrofauna. — *Geologické práce.* Heft 40. Bratislava.
- 1956: Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Untermiozäns der Südslowakei auf Grund neuer Forschungen in Mitteleuropa. *Geologický sborník SAV.* 7, No. 3—4, Bratislava.
- 1957: Beweise der Anwesenheit des brackischen höheren Sarmats (Besserab) in Untervihorlatbecken. — *Geologická sborník SAV.* 8, No. 1. Bratislava.
- SENEŠ, J., 1958: Pectunculussande und Egerer Faumentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. — *Geologické práce, Monografická seria.* No. 1. Bratislava.
- 1960: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia. — *Geologické práce.* — *Zprávy* No. 17. Bratislava.
- 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. — *Geologické práce.* — *Zprávy.* Bratislava, im Druck.
- SENEŠ, J. & ŠVAGROVSKÝ, J., 1957: Neogen der Ostslowakei. — *Geologické práce.* — Heft 46. Bratislava.

- SLAVÍKOVA, K., 1957: Mikrobiostratigraphische Erforschung des südslowakischen Kohlenbeckens. *Věstník ÚÚG.* **32**, No. 6, Praha.
- SZADECKY-KARDOSS, E., 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — *Mitteilungen d. berg- u. hüttenmänn. Abteilung in Sopron*, Bd. **10**, 2. Teil, Sopron.
- SZÖTS, E., 1956: Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et les étages Chattien et Aquitanien. — *Acta geologica* **4**, Fasc. 2, Budapest.
- ŠPIČKA, V. & ZAPLETALOVÁ, I., 1956: Ein Beitrag zur Erkenntnis des Unter- und Mittelmiozäns im nordöstlichen Teile des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Sbírka prací výzk. úst. Rada E. Práce výzk. úst. naftového. Publ. No.* **23—25**, Praha.
- ŠTEFANOVIČ, P., 1941: Prilog i nazvanie pontiskog kata (kongerijских slojeva) u Srbiji i Sremu. — *Poz. izd. Muzeja srb. zemlje*, No. **22**, Beograd.
- 1951: Pontische Stufe in engerem Sinne — obere Congerenschichten in Serbien und den angrenzenden Gebieten. — *Serb. Akademie d. Wissenschaften. Sonderausgabe*, Bd. **187**, No. 2, Beograd.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1952: Die geologischen Verhältnisse und die Fauna des Nordteiles des Košicer Becken. — *Geologický sborník SAV.* **3**, No. 3—4, Bratislava.
- V AŠÍČEK, M., 1946: Moravian Neogene Orbulineta and their stratigraphical significance. — *Věstník SGÚ.* **21**, Praha.
- V AŠÍČEK, M., 1951: Současný stav mikrobiostratigrafických výzkumu miocenních sedimentu ve vněkarpatké neogénní pánvi na Moravě. — *Sborník ÚÚG.* Bd. **18**, Abt. paläont. Praha.
- VEIT, E., 1953: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — *Neues Jahrbuch f. geol. u. Paläont. Abh.* **97**, Stuttgart.
- VANOVÁ, M., 1959: Die untermiozäne Fauna aus den basalen Konglomeraten aus der breiteren Umgebung von Šafárikovo in Südslowakei. — *Geologické práce*, Heft **51**, Bratislava.
- VOLFOVÁ, J., 1959: Zpráva o paleontologickém hodnocení vrtu Čelovec I. (Východní Slovensko). — *Manuskript*, Bratislava.
- ŽIŽČENKO, B. P., 1958: Principi stratigrafii i uniformirovannaja schema dělenja kainozoijskich otloženij severnogo Kavkaza i směžnych oblastěj. — *Geotopčizdat*, Moskva.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1959

Band/Volume: [52](#)

Autor(en)/Author(s): Buday Tibor

Artikel/Article: [Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. 27-47](#)