

Földtani Közlöny



A MAGYARHONI FÖLDTANI TARSULAT
FOLYÓIRATA

БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE HONGRIE

ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN
GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

BULLETIN OF THE HUNGARIAN
GEOLOGICAL SOCIETY

101. kötet

MÁSODIK – HARMADIK SZÁM

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA

101. KÖTET

*

NEOGÉN KOLLOKVIUM

(Budapest, 1969. szeptember 4–9.)

COLLOQUIUM ON THE NEOGENE

(Budapest, 1969. 4–9. September)

TARTALOMJEGYZÉK — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

A PLENÁRIS ÜLÉSEN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK — ДОКЛАДЫ ПЛЕНАРНОГО ЗАСЕДАНИЯ — LES CONFÉRENCES DE LA RÉUNION PLÉNIÈRE

BÁLDI T.: A magyarországi alsómiocén — Das untere Miocén in Ungarn	85—90
HÁMBOR G.—JÁMBOR A.: A magyarországi közésmiocén — Das Mittelmiozän Ungarns	91—102
JÁMBOR Á.: A magyarországi szarmata — Das Sarmat in Ungarn	103—106
BODA J.: A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján — Gliederung des Sarmats von Ungarn auf Grund der Invertebraten-Fauna	107—113
STRAUSZ L.: A pannóniai emelet (pliocén) — Über die pannonische Stufe (Pliozän)	114—119

A SZEKCIÓÜLÉSEKEN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK — ДОКЛАДЫ СЕКЦИИ — LES CONFÉRENCES DES SECTIONS

ALVINERIE, J., DUVERGÉ, J., GAYET, J., VIGNEAUX, M.: Interet paléogéographique des cartes d'isobathes et d'isopaques du Miocène des landes Aquitaines	120—120
BÁLDI, T., RADÓCZ, GY.: Die Stratigraphie der Egerien- und Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger	130—159
BARTHA, F.: A pannón sztratotípusai — Die Stratotypen des Pannons	160—161
BERGGREN, W. A.: Neogene chronostratigraphy planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale	162—169
BUROLET, P. P., CRAVATTE, J., DÉFANE, Ph., DURAND, L. et LAUMONDAIS, A.: Serie Neogène traversée par le Forage Mistral No. 1, dans le golfe de Lion	170—176
STCHA, J., SENEŠ, J.: Die Stellung des Oberoligozäns und Miozäns der Zentralparatethys in Beziehung zum europäischen Tertiar	177—184
DEMARCO, G.: Une espèce nouvelle de Pecten du Miocène de Hongrie	185—190
Еркович, Л.: Начало изучения кокколитофорид и силикофлагеллат миоцена Югославии	191—192
GRAMANN, F., KOSKEL, F.: Mikrofaunistischer Nachweis von Pont-Schichten in Nordost-Griechenland	193
HORVÁTZKY, F.: Alsómiocén rétegtanuk útvesztői és kiútjai. — Schwierigkeiten, Fehler und Möglichkeiten der Miozänstratigraphie in Ungarn	194—203
Ильинская, И. А.: Сравнение плиоценовой флоры Закарпатской обл. УССР с сарматскими флорами Венгрии	204—208
KOLJUMDZIEWA, E.: Gliederung und Korrelation der Sarmatbildungen in den Becken des Paratethys	209—216
KÓKAY, J.: Das Miozän von Várpalota	217—224
Kövecsné, LÁRÍ L.: Plankton Foraminifera k a mecsek-hegységi tortonból	225—233
KRACHI, W., KUČIŃSKI, T., ŁUCZKOWSKA, E.: Neue Grundlagen der Stratigraphie des Miozäns in Polen	234—239
MOTAS, J., MARINESCU, FL.: L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Bassin dacique	240—243
NAGY ESTHER: Vergleichende palynologische Untersuchungen in ungarischen Neogen	244—246
Нервская, Л. А.: Стратиграфическое положение и объем мелитического яруса	247—253
RAŠA, J.: Lithofacés et faciès paléontologiques dans la région de la courbure des Carpates Orientales	254—264
Пишванова, Л. С., Ткаченко, О. Ф.: Палеогеографические карты миоцена западных областей УССР	265—276
POPON, N.: Stratigraphie du Pliocène de type gétique en Bulgarie comparée aux régions voisines	277—284
RADO, G., TUDOR, M.: Corrélation du Tortonien des Synclinaux de Slánic, Drajna, et Melicesti avec d'autres bassins de la Paratethys	285—291
STONOGSICS, P.: Die Bildung der Braunkohlenflöze im Komitat Nógrád	292—295
STEVANOVIĆ, P. M.: Umfang und Charakter des Portafferien (O.-Pont s. str.) im Westteil der Paratethys vor allem in Jugoslawien	296—306
SVAGROVSKY, J.: Die Bedeutung des Studiums der Mollusken für die Bestimmung der Biostratigraphie der sarmatischen Sedimente der Tschechoslowakei	307—311
SZELES, M.: Über die paläogeographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonischen Beckenfazies Стрaшмиров, Б.: О наличии стеногалинной фауны в отложениях среднего миоцена южнее города Бургаса (Булгария)	312—315
VASS, D., BABASABLAN, G. P., KONCSNÝ, V.: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene	316—320
Веселов, А. А.: Стратиграфия и проблема границы олигоцена — нижнего миоцена южной Украины	321—327
.....	328—335

A PLENÁRIS ÜLÉSEN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK — ДОКЛАДЫ ПЛЕНАРНОГО ЗАСЕДАНИЯ — LES CONFÉRENCES DE LA RÉUNION PLÉNIÈRE

Földtani Közlöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1971) 101. 85—90
(Colloquium on the Neogene. Budapest, 1969. 4—9. September)

A magyarországi alsómiocén

Dr. Báldi Tamás

(2 ábrával)

Az alábbi összefoglalásban mellőzzük a tudománytörténeti áttekintést éppúgy, mint a részletes adatismertetést. Inkább csak a problémák vázolására és a legfontosabb összefüggésekre mutatunk rá ismereteink jelenlegi állása szerint. Azzal azonban mindenképp tartozunk, hogy felsoroljuk azoknak a kiváló magyar geológusoknak a nevét, akik az alsómiocén képződmények felismerése, leírása és térképezése, valamint az oligocén — miocén határkérdés elemzése nyomán olyan maradandó alapot nyújtottak, mely egyáltalán lehetővé teszi számunkra, hogy a jelenlegi szinten vizsgálhassuk a problémákat. Történelmi sorrendben e szerzők: SZABÓ J., HOFMANN K., KOCH A., FUCHS TH., BÖCKH H., LŐRENTHEY I., TELEGDY-ROTH K., id. NOSZKY J., SCHRÉTER Z., GAÁL I., HORUSITZKY F., CSEPREGHYNE MEZNERICS I., BARTKÓ L.

Magyarország alsómiocén rétegeit a századfordulóig az „alsómediterrán (I. mediterrán)”-nak nevezett kronosztratigráfiai egységbe szokták összefoglalni, teljesen azonos értelemben, ahogy azt Ausztriában tették. A századfordulótól azonban FUCHS TH. és SCHAFFER F. X. hatására a magyar geológusok többsége szintén a kattien, akvitanien és burdigalien emeletek megkülönböztetésére, illetve kimutatására törekedett. A kattient felsőoligocénnek, míg a két utóbbi emeletet alsómiocénnek tartották. Az oligocén — miocén határmegvonás problémája —, mely Magyarországon ugyancsak heves viták kiváltója volt — ily módon a kattii és akvitanii emelet elhatárolásának kérdésével azonosult.

Az erőteljes kronosztratigráfiai szemlélet azzal a hátránnyal járt, hogy a fenti három emeletbe, mint eleve adott keretekbe („skatulyákba”), sokszor helytelen korreláció alapján sorolták a képződményeket, gyakran nem voltak tekintettel a formáció-határok nyújtotta természetes tagolási lehetőségekre.

CSEPREGHYNE MEZNERICS I. a hatvanas évek elején több munkájában mutatott rá arra, hogy a kattii, akvitanii és burdigalien emeletek megkívánta háromszatúság a magyar képződményekben, a makrofauna alapján, nem jelentkezik. Ezzel szemben csak két tagozat ismerhető fel: egy idősebb, melyre az akvitanien elnevezést javasolta és egy fiatalabb, melyre a burdigalien nevet ajánlotta. Hasonló eredményre jutott lényegében SENEŠ J. és PAPP A. a középső Paratethys szomszédos területein. A két egység közül az idősebbet azonban ők „Chatt-Aquitán”, a fiatalabbat pedig „Burdigal” névvel jelölték. Az idősebb tagozatot oligo-miocén átmeneti emeletnek tartják.

Jelentős előrelépés volt az a javaslat, mely a középső Paratethys önálló kronosztratigráfiai rendszerének megteremtésére irányul. Az átmeneti „Chatt-Aquitán” (ill. akvitanien) emeletre az egerien, a „Burdigal”-nak nevezett

emeletre pedig az eggenburgien név bevezetése került javaslatra (ČICHA et SENEŠ 1968, PAPP 1968, BÁLDI 1968). Az új terminológia hallatlan előnye az, hogy a két egység elhatárolásánál helyi adottságaink (a természetes biosztratigráfiai határok) sokkal jobban érvényesülhetnek, és a korreláció nehézségei legalább a terminológiában nem fognak olyan zűrzavart okozni, mint korábban az olyan sokféle értelemben és sokféle képződményre alkalmazott kattien, akvitanien és burdigalien nevek.

A magyarországi alsómiocénbe tehát a jelenlegi álláspont szerint az eggenburgien emelet üledékei és — egyes vélemények szerint (ČICHA, PAPP, SENEŠ) — részben az egerien emelet üledékei tartoznak.

A probléma, ami tehát elsőként felmerül, az egerien emelet korrelációja, annak eldöntése, hogy ezen emeletnek a felső része valóban egyidős-e a definíció szerinti akvitanienel, tehát alsómiocén-e?

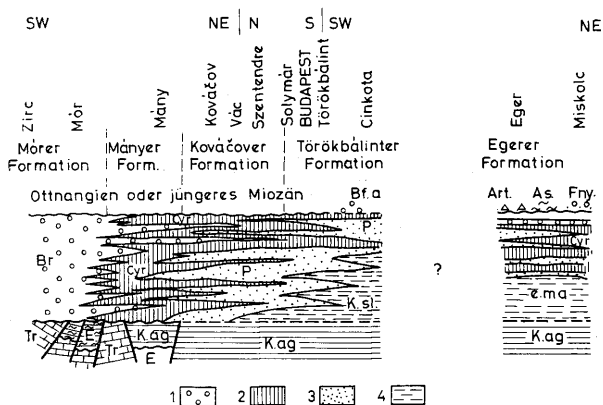
Az egerien sztratotípusa az egri Wind-féle téglagyár rétegsora. Az itt részletesen újrvizsgált szelvény (BÁLDI 1966) 120 m vastag regressziós rétegsorból áll, mely Foraminiferákban, jó megtartású molluszkákban és növényi maradványokban bővelkedik. Fekvéje a kiscelli agyag formáció, melynek kora a magyar geológusok általános véleménye szerint nagyjából a rupéliennel azonos. A rupéli kiscelli agyagra konkordánsan települő egri formáció alsó szintjéből *Miogypsina septentrionalis*-t mutatott ki DROOGER (1961), BÁLDI et al. (1961). A plankton Foraminifera fauna alapján KENAWY (1968) szerint a *Globigerina ampliapertura* és a *Globorotalia opima opima* zónák jelenléte állapítható meg. Figyelembe véve az akvitanien sztratotípusán végzett Miogypsinákra vonatkozó korszerű vizsgálatokat (DROOGER et al. 1955, DROOGER 1960, JENKINS 1966) egyértelműen levonható a következőzés: az egerien emelet, ill. annak sztratotípusa idősebb az akvitaniennél, ennél fogva még a felsőoligocénbe sorolandó. Teljesen azonos eredményre jutottam a molluszka fauna újrvizsgálataival (BÁLDI 1966), melynek során — hasonlóan TELEGDY-ROTH (1914) régi, de azóta sokak által kétségbevitelt álláspontjához — az egri fauna felsőoligocén korát mutattam ki a nagyszámú oligocén faj alapján.

Vizsgálataim szerint (BÁLDI 1964, 1965, 1966, 1967) hasonlóképpen felsőoligocén koriak a képződmények, melyeket újabban kováčovi, törökbálinti és mányi formáció néven (BÁLDI 1969) foglalunk össze (1. ábra), és melyeket korábban a szerzők egy része akvitaniennek, azaz alsómiocénnek tartott. E formációk, melyek a korábbi irodalomban főként „cyrénás rétegek” és „pectunculusos homok” néven szerepelnek, tehát mind az egerienbe tartoznak, és nem foglaltatnak bele a magyar alsómiocén fogalmába.

Összefoglalva az eddigieket tehát jelen álláspontunk akként rögzíthető, hogy az egerien teljes egészében az oligocénhez tartozik, nagyjából a kattien ekvivalense, nincs alapunk annak feltételezésére, hogy oligo-miocén átmeneti emelet lenne.

Az egerien fedőjében települnek általában diszkordánsan az eggenburgien emelet rétegei. Úgy véljük általános az egyetértés, hogy a par excellence magyarországi alsómiocén lényegében ezzel az emelettel azonos.

Noha az eggenburgien sztratotípusa Magyarországon kívül fekszik (Loibersdorf, Ausztria), egyes magyarországi fáciesek azonosságát az osztrák sztratotípussal a jellegzetes fauna alapján már korán felismerték. Ezt az azonosságot CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1953, 1959, 1967) korszerű faunarevizíói szintén bebizonyították. Az azonosság megállapítása azonban csak ott volt könnyű,



1. ábra. A magyarországi egerien rétegek kronostratigráfiai vázlatos szelvénye. Jelmagyarázat: 1. Uralkodóan édesvízi fácies, 2. Uralkodóan csökkentésvízi fácies, 3. Uralkodóan sekélytengeri fácies (sekély szublitórális), 4. Uralkodóan mélyebb tengeri fácies (középső szublitórális); Tr = triász, E = eocén, k. ag = kiscelli agyag, Br. = brotia-viviparusos rétegek, Cyr. = cyrenás rétegek, p = pectunculussos rétegek, k. sl. = katti slír, e. ma. = egeri molluszkás agyag, Bf. a. = budafoki anomias-nagypectenés rétegek, A. rt. = alsó riolituffa, As. = amussiomas slír (eggenburgien), Fny. = felsőnyárádi formáció (eggenburgien).

Abb. 1. Profilskizze der Chronostratigraphie des Egerien in Ungarn. Erklärung: 1. Vorwiegend Süßwasserfazies, 2. Vorwiegend Brackwasserfazies, 3. Vorwiegend Seichtwasser-Fazies (seichtsublitorale Fazies), 4. Vorwiegend Tiefwasser-Fazies (mittelsublitorale Fazies); Tr = Trias, E = Eozän, k. ag = Kisceller Ton, Br. = Schichten mit Brotia-Viviparus, Cyr = Schichten mit Cyrena, p = Pectunculus-Schichten, k. sl. = Chattischer Schlier, e. ma. = Egerer molluskenführender Ton, Bf. a. = Anomien- und grosspectenführende Schichten von Budafok, A. rt. = unterer Rhyolithuff, A. s. = Amussiumführender Schlier (Eggenburgien), F. ny. = Felsőnyáráder Formation (Eggenburgien).

ahol a magyar fácies a loibersdorfihoz hasonlóan sekély szublitórális. Számos képződményről, így elsősorban a medence-belseji glaukonitos homokkőről és amussiomas slírről, melyeket korábban kattiennek tartottak, csak mostanában derült ki, hogy az eggenburgienbe tartoznak (BÁLDI ET RADÓCZ 1969).

Az alsómiocén üledékgyűjtő nyugati partja nagyjából Balassagyarmat—Budapest—Törökbalint vonalában nyomozható. Ebben a sávban képződött:

1. A budafoki anomias-nagypectenés formáció (típuszelvénye Budafok-Pacsirta-hegy). Durvatörmelékes 30–100 m vastag üledékcsoport, melyben az eggenburgien jellemző litorális és sekély szublitórális faunája található: *Pecten pseudobudanti*, *Chlamys gigas*, *Ch. haueri*, *Ch. holgeri*, *Ch. palmata*, *Laevicardium kübecki*, *Glycymeris fichteli*, *Turritella terebralis*, *Arca moltensis* stb. stb. Fekvoje az egerienbe tartozó törökbalinti formáció, fedője az ottngangien csökkentésvízi, sekély szublitórális vagy teresztrikus rétegei. Kelet felé laterálisan átmegy a

2. salgótarjáni formációba. E rétegösszlet egymástól nehezen elválasztható, egymásba átmenő jellegzetes fáciesekből áll. Ezek sorában a glaukonitos homokkő kövület-szegény 1000 m vastagságot is elérő finomabb vagy durvabb homokkőből álló, néhol tufitos, gyakran glaukonitos üledékösszlet. Legfelső szintje kb. 50–150 m vastagságban kövületekben gazdagabb, és ez a szint, faunájával együtt lényegében azonos fáciesű a budafoki anomias-nagypectenés formációval. A Budafokon is megtalálható jellemző eggenburgien fauna fordul elő a szintben Salgótarján környékén (CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1953), Ipolytarnócon (CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1967) és Borsodban (CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1959) a glaukonitos homokkő legfelső, gyakran már kavicsos rétegeiben. Mindamelllett a mélyebb szintek kora ma még vitatott, illetve általános

korábbi vélemény szerint kattián. A Borsodi-medencében, Bretka és Eger között végzett újabb vizsgálatok alapján (BÁLDI et RADÓCZ 1969) azonban bizonyítottan látszik az egész formáció eggenburgien kora.

A glaukonitos homokkő fácies nem választható el éles határral az amussiomos slír-fáciéstól. Nemcsak kelet felé, hanem részben nyugat felé is laterálisan átmege ebbe a képződménybe (2. ábra). Amellett az amussiomos slír bázisán és felső részén vékonyabb-vastagabb glaukonitos homokkő helyezkedik el. Sok szelvényben a glaukonitos homokkő és a slír váltakozása figyelhető meg.

A slír tipikus medencéüledék, 800 m vastagságot is elérő, egyhangú agyagos aleurit vagy halpikkelyes agyagösszet, jellemző slír-faunával, melyben uralkodik a *Pseudamussium corneum denudatum*, *Saxolucina bellardiana*, *Solemya doederleini*, *Cavilucina droueti wolfi*, *Lima labani*, *Lucinoma borealis*, *Cardita scalaris*, *Yoldia longa*, *Y. nitida*, *Nuculana fragilis*, *Brissopsis otmanensis*, *Hinia* cf. *schlotheimi*, *Macoma elliptica*, *Bathysiphon*-félék (*Protulites*), *Flabellum*, *Cycloseris* (részleteket l. BÁLDI et RADÓCZ 1969).

Az amussiomos slírt korábban a magyar irodalomban általában a katti emeletbe sorolták. Szlovákiai folytatását egeriennek („akvitaniennek”) tartják (BUDAI et al. 1965), illetve ilyen értelemben alsómiocénnek. A legújabb molluszka-faunavizsgálatok alapján (BÁLDI et RADÓCZ 1969) azonban egyértelműen világossá vált a képződmény alsómiocén kora, eggenburgienbe tartozása. A Borsodi-medence kazinebarcikai (Skz-169) fűrásában kimutatható az is, hogy az egri formáció fedőjében foglal helyet, tehát nemcsak biosztratigráfiai, hanem települési bizonyítékok alapján is az egeriennél fiatalabbnak tekintendő.

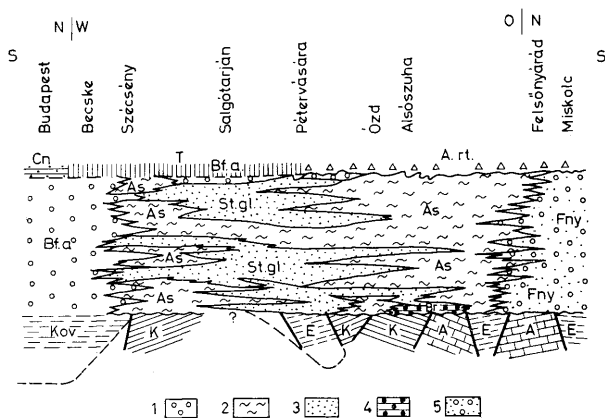
Az amussiomos slír fekvője a Borsodi-medence egyes szelvényeiben az egri formáció, melyre diszkordánsan települ. Más szelvényekben (Ózd, Bükkészék környéke) minden valószínűség szerint a kiscelli agyagon fekszik diszkordánsan. Ózd-tól É-ra és ÉK-re a triász alaphegységre transzgredál, bázisán itt 2–30 m vastag mészes, glaukonitos, transzgressziós alaphreccsával, mely bretkai rétegek néven vonult be az irodalomba. A bretkai fácies egyes fozslányait foltokban a felszínen Magyarországon is megtaláljuk Trizs és Imola között a szlovák határ közelében, valamint az alsószuhai mélyfűrásban. E foltok vizsgálata folyamatban van.

A bretkai fáciesből PAPP (1958) *Miogypsina gunteri* — *M. tani* alakkört, VÁNOVÁ (1959) pedig sajátos *Pectinida* faunát határozott meg. E fauna korát — helyesen — akvitaniennek állapították meg, ami azért is indokolt, mivel a *M. gunteri* valóban az akvitanien bázisán fordul elő (DROOGER 1955). Nem értünk egyet azonban azzal, hogy a bretkai rétegeket az egri formáció ekvivalensének tartják. Az amussiomos slír, melynek a bretkai fácies lényegében csak bázisképződménye, a Borsodi-medencében — mint láttuk — az egri formáció felső szintjére települ, ily módon a bretkai fauna nem foglalható az egerien fogalmába. A bretkai rétegeket az egerien regressziót követő új eggenburgien üledék-ciklus transzgressziós bázisrétegeinek tartjuk.

Kazincbarcikatól É-ra közvetlenül a devon alaphegységre transzgredálnak az eggenburgien rétegek, a bázison két limnikus kőszénleppel, efelett maximum 300 m vastag litorális-sekély szublitorális üledékösszlettel, mely váltakozó brakk és marin faunákat szolgáltatott. Ezt a partközeli, tengerparti összletet

3. felsőnyárádi formációnak nevezzük. A felsőnyárádi formáció a Bükk-hegység pereménél Miskolc mellett is jelentkezik (Diósgyőr-318. sz. fűrás), ahol az egerienre települ diszkordánsan. Jellemző fajok az euryhalin *Mytilus aquitanicus*, *Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*, *Terebralia bidentata*, *Theodoxus pictus*, *Saxolucina multilamelata*, *Turritella turris*, *T. vermicularis*, *Pereiraea gervaisi* stb.

Kétségtelenül a legvitásabb pont az eggenburgien korrelációja. Fenti nézetünk szerint az eggenburgien ugyanis a *Miogypsina gunteri* zónát is magában foglalja, tehát mélyebb része a francia akvitanienel egyidős, magasabb része pedig a burdigaliennek felel meg. A két emelet — mint ismeretes — a makrofauna alapján nem választható el (CSEPREGHY-NÉ MEZNERICS I. 1964, BÁLDI 1964, 1966/a). Ezen felül — mint láttuk — oszthatatlan egységes formációk felelnek meg a két emeletnek Magyarországon, melyeken belül talán csak a plankton Foraminiferák alapján lesz lehetséges az akvitanien-burdigalien határ megvonása. KENAWY (1968) az ipolytárnóci tengeri molluszka fauna alapján igen határozottan eggenburgiennek minősülő rétegekből (CSEPREGHY-NÉ MEZNERICS I. 1967) *Globigerina ciperoensis ciperoensis* zónának megfelelő



2. ábra. A magyarországi eggenburgien rétegek kronosztratigráfiai szelvénye. Jelmagyarázat: 1. Uralkodóan litorális-sekély szublitóráli, durvatorméléses fácies, 2. Középső szublitóráli slir-fácies, 3. Középső szublitóráli homokkő fácies, 4. Litorális-sekély szublitóráli karbonátos fácies, abráziós konglomerátum, 5. Uralkodóan csökkent-sóvízi és litorális finomtorméléses fácies kőszentelekkel: Kov. = kovácsi formáció (egerien), K. = kiscelli agyag, E = egeri formáció, A = alaphegyesség, Cn. = cinkotai formáció (ottnangien), T = terrestriem (ottnangien), A. rt. = alsó riolitúfa, Bf. a. = budafoki anomias-nagypectenes rétegek, As. = amussium slir (eggenburgien), St. gl. = salgótarjáni glaukonit-homokkő, Br. = bretkai rétegek, Fny. = felsőnyárádi formáció

Abb. 2. Chronostratigraphisches Profil der Eggenburgien-Schichten in Ungarn. Erklärungen: 1. Vorwiegend litorale-seichtsublitorale, grobklastische Fazies, 2. Mittelsublitorale Schlierfazies, 3. Mittelsublitorale Sandsteinfazies, 4. Litorale bis seichtsublitorale Karbonatfazies, Abrasionskonglomerat, 5. Vorwiegend brackische und litorale feinklastische Fazies mit Kohlenflözen; Kov. = Formation von Kovács (Egerien), K. = Kisceller Ton, E = Egerer Formation, A = Grundgerige, Cn = Cinkotai Formation (Ottangien), T = Terrestriem (Ottangien), A. rt. = unterer Rhyolithuff, Bf. a. = Anomien- und grosspectenführenden Schichten von Budafok, As. = Amussiumführender Schlier (Eggenburgien), St. gl. = Glaukonitführender Sandstein von Salgótarján, Br. = Schichten von Bretka, Fny. = Formation von Felsőnyárad

plankton-együttést írt le, ami bizonyítja, hogy az eggenburgien makrofaunához akvitanien plankton-együttés is társulhat. Legutóbbi vizsgálataink során, az alsószuhai mélyfúrás amussiumos slirjének legelső ún. amussium-mentes zónájában a makrofauna összetétele is olyan jeleget mutat, mely szemben a magasabb szintekkel — megfelelhet az akvitaniennek (BÁLDI et RADÓCZ 1969).

Végsősoron tehát az eggenburgien nagyjából megfelel az akvitanien + burdigalien intervallumnak, vagyis a girundiennak. Az akvitanien és burdigalien elválasztása Magyarországon ez idő szerint még nem vihető keresztül meggyugtatóan.

Összefoglalás. Az oligocén vége felé — amint azt az egerien felső szintjei tanúsítják — általános regresszió következett Magyarországon. Nagy területeken megszűnt az üledékképződés, sőt ÉK-en jelentős denudáció (preeggenburgien denudáció) különböző mélységekig vagy teljes egészében lepusztította az oligocént.

Az alsómiocén (eggenburgien) transzgresszió — legalábbis ÉK-en — a *Miogypsina gunteri* zóna idején (alsóakvitanien) következett be. Nagyforaminiférás, lithothamniumos, meszes konglomerátum (bretkai rétegek), ill. laguna-

üledék- és kőszénképződés (felsőnyárádi formáció) jelzi a transzgresszió kezdetét. A transzgresszáló eggenburgien a denudációtól foltokban megmaradt középső- vagy felsőoligocén rétegekre, vagy közvetlen az alaphegységre települ. Az üledékgyűjtő Ny-i peremén homokos, parti és erős áramlásokkal mozgatott sekélytengeri fácies alakult ki (budafoki formáció). Itt nem mutatkozik határozott diszkordancia az egerien felé, bár a fauna törése igen éles az egerien-eggenburgien határon (pacsirta-hegyi szelvény, BÁLDI 1964).

A medence belseje Szécsénytől Kazincbarcikáig terjed. Itt a vastag salgótarjáni formációt alkotó glaukonitos homokkő és amussiumos slír képződött egymástól nehezen elhatárolható módon. A nagyobb energiaviszonyok mellett a glaukonitos homokkő, az áramlás „árnyékában” a slír rakódott le. Az alsó-miocén vége felé a budafoki, nagypecten típusú faunák fellépése a homokkő, illetve a slír fedőjében, sőt esztuáriumi *Crassostrea*-padok megjelenése a medence középvonalában is, általános eggenburgien végi regresszióról tanúskodik, mely átvezet az otnangien túlnyomóan teresztrikus üledékképződéséhez, ill. helyenkénti denudációs periódusához (posteggenburgien denudáció). E lepusztulás eredményeként a felsőottnangien tufaszórás ÉK-en az oligocén különböző szintjeit, ill. az eggenburgien különböző zónáit érte.

Das untere Miozän in Ungarn

Dr. T. Báldi

Gegen Ende des Oligozäns — wie das die oberen Horizonte des Egerien beweisen — fand im Gebiete Ungarns eine allgemeine Transgression statt. Auf grossen Flächen hörte die Sedimentation auf, im NO sogar kam es zu einer beträchtlichen Denudation (Prä-Eggenburgien-Denudation), deren zufolge das Oligozän bis zu verschiedenen Tiefen oder sogar vollkommen abgetragen worden ist.

Die untermiozäne (Eggenburgien) Transgression erfolgte — wenigstens im NO — zur Zeit der *Miogypsina gunteri*-Zone (unteres Aquitanien). Lithothamien- und grossforaminiferenführende, kalkige Konglomerate (Schichten von Bretka) bzw. Lagunenablagerungen und Kohlenbildung (Formation von Felsőnyárad) zeugen vom Beginn der Transgression. Das transgredierende Eggenburgien überlagert entweder die von der Denudation verschonten Reste des mittleren oder oberen Oligozäns, oder unmittelbar das Grundgebirge. Am Westrand des Sedimentationsbeckens hat sich eine sandige, durch starke küstennahe Strömungen mobilisierte, neritische Fazies (Budafoker Gruppe) entwickelt. Hier äussert sich keine Diskordanz gegen das Egerien, obwohl der Faunenschnitt an der Egerien — Eggenburgien-Grenze sehr scharf ausgeprägt ist (Profil am Pacsirtahegy, BÁLDI 1964).

Das Beckeninnere reicht von Szécsény bis Kazincbarcika. Hier haben sich die der mächtigen Salgótarjáner Gruppe angehörenden glaukonitführenden Sandsteine und der amussiumführende Schlier auf eine voneinander schwer abgrenzbare Weise abgelagert. Unter den Verhältnissen von grösserer Energie kamen glaukonitführende Sande, im »Schatten« der Strömungen Schlier zur Ablagerung. Gegen Ende des unteren Miozäns zeugt das Auftreten von Grosspectiniden-Faunen Budafoker Typs im Hangenden des Sandsteines bzw. des Schliers und die Erscheinung von ästuarischen *Crassostrea*-Bänken sogar in der Achsenlinie des Beckens — von einer allgemeinen Regression, die am Ende des Eggenburgien eingetreten ist und in die vornehmlich terrestrische Sedimentation bzw. die lokalen Denudationsperioden (post-Eggenburgien-Denudation) des Otnangien übergeht. Infolge dieser Denudation traf der im oberen Otnangien stattgefundenen Tuffauswurf im NO verschiedene Horizonte des Oligozäns bzw. verschiedene Zonen des Eggenburgien.

A magyarországi középsőmiocén

Dr. Hámos G.—Dr. Jámor Á.

(4 ábrával, 1 táblázattal)

Magyarország középsőmiocén képződményeit, a hazai neogénkutatás kezdetétől napjainkig, kiváló kutatók vizsgálták. BÖCKH J., SCHRÉTER Z., VADÁSZ E., HORUSITZKY F., NOSZKY J. és VENDEL M. áttekintő földtani összefoglalásai, CSEPREGHY NÉ MEZNERICS I., STRAUZS L., BOGSCH L., MAJZON L., őslénytani munkássága és PANTÓ G. vulkanológiai szintézise mellett igen sokan értékes részletekkel járultak hozzá a középsőmiocén földtani ismeretéhez.

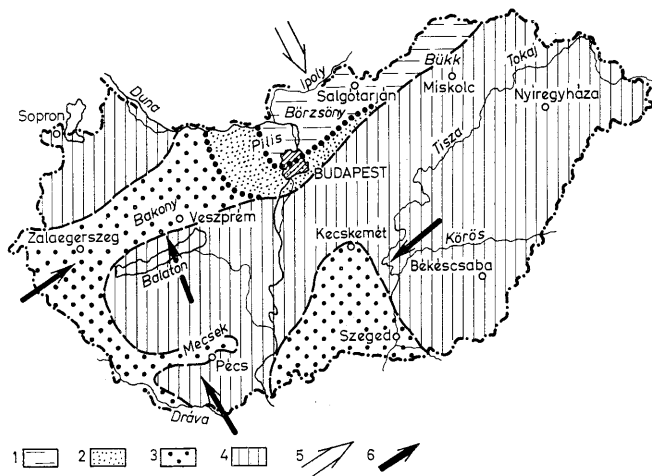
A hazai neogén földtörténet e legváltozatosabb szakaszát jelentős szerkezet-alakulás, erőteljes vulkáni tevékenység, a fáciesek és a fauna rendkívüli változatossága jellemzi. E változékonyságot tükrözi a rétegtani nevezéktan gyakori megújítása (mediterrán II; vindobonien? helvét-torton; alsóhelvét, felsőhelvét — alsótorton, felsőtorton, jelenleg ottngangien-karpatien-badenien) és az elhatárolási, besorolási kérdésekről folytatott, tudománytörténetileg is hasznos és érdekes viták egész sora; helvét-torton határ, őslénytani viták stb.

Az utóbbi évtizedekben rohamosan növekvő földtani ismeretanyag és adat lehetővé és szükségessé tette a középsőmiocén rétegtani, üledékföldtani, paleogeográfiai, őslénytani újvizsgálatát, melyet területegységenként BARTKÓ L., DANK V., KÓKAY J., RADÓCZ GY., valamint a szerzők végeztek el, számos specialista igen eredményes közreműködésével. Munkánkban nagy segítséget jelentettek a Neogén Mediterrán Bizottságnak a neogénkutatás eredményeit időszakonként összegező kongresszusai és munkabizottsági ülései.

Ottngangien

Az ottngangien emelet alsó határát konvenciózus alapon az eggenburgien végi kiemelkedést jelző üledékek és az „alsó riolituffa” között vonjuk meg. Ez egyben a II. miocén üledékciklus kezdete. Ahol az „alsó riolituffa” hiányzik, ott üledékfolytonosság figyelhető meg az eggenburgien képződményekből a pontos elhatárolás lehetősége nélkül (Bakony-hegység). Felső határát a peremeken diszkordánsan települő karpatien képződmények, medencekifejlődésben ciklus-záródás, vagy az *Orbulina universa* és új makrofaunaelemek megjelenése jelzi.

Az emelet egy teljes üledékciklusból (= miocén második üledékciklus) áll. Képződményei az eggenburgien (1. ábra) idején kialakult ősföldrajzi keretben fejlődtek ki. A gyakorlatilag változatlan ősföldrajzi szituáció meghatározza az ottngangien emelet idejére az egyes kifejlődési területeket (2. ábra).



1. ábra. Az eggenburgien ősföldrajzi vízvázlata. Jelmagyarázat: 1. Tengeri kifejlődés, 2. Átmeneti kifejlődés, 3. Szárazföldi-folyóvízi kifejlődés, 4. Kiemelt helyzetű szárazföldi területek, 5. Transzgresszió iránya, 6. Üledék-szállítás iránya

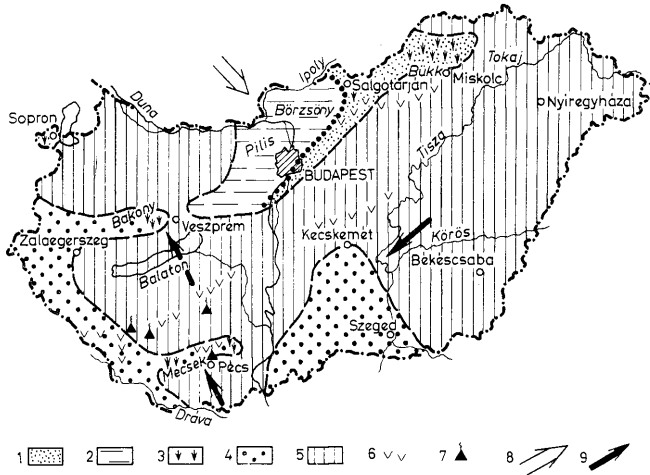
Abb. 1. Paläogeographische Skizze des Eggenburgien. Erklärungen: 1. Marine Fazies, 2. Übergangsfazies, 3. Kontinentale fluviale Fazies, 4. Festland Gebiete ausgehobener Lage, 5. Richtung der Transgression, 6. Richtung der Sedimentenabfuhr

1. Dél-, DNy-Dunántúl, valamint a Duna—Tisza közének D-i része

A megelőző (eggenburgien) szárazföldi, durvatörmelékes üledékképződés az „alsó riolitufa” lerakódása után tovább folytatódik. A csökkent reliefenergiát a továbbra is szárazföldi, tarka kavicsképződmények finomabb szeművé válása, gyakoribb homok-, homokkőképződmények, majd az emelet vége felé a pelites üledékképződéssel együtt a területek elmosarasodása jellemzi. Barnaköszénképződésre alkalmas területek alakultak ki a Keleti és Nyugati Mecsekben, a Zalai-medence egyes részein, a Herend—Szentgáli-medencében (Bakony-hegység), Sopron-Brennbergbánya környékén. Utóbbi területen az alsó riolitufa nem ismeretes. A Herend—Szentgáli-medence riolitufáját és köszéntelepes összetétét KÓKAY J., véleményükkel ellentétben, alsóbadenien korúnak tartja. A barnaköszéntelepeket kísérő meddőképződmények molluszkafaunája *Brotia escheri*, *Theodoxus*, *Bythinia* és *Gyraulus* maradványokra korlátozódik. A ciklusvégi kiemelkedést a Mecsek-hegységben és a Zalai-medencében a folyóvízi üledékek ismételt megjelenése jelzi.

2. Salgótarjáni—Ózdi—Borsodi terület

Az eggenburgienvégi kiemelkedést jelző — főleg a terület DNy-i részén nyomozható — tarkaagyagos, kavicsos rétegre települő „alsó riolitufa” felett kezdetben szárazföldi, mocsári, majd paralikus fáciesű barnaköszéntelepek következnek az agyagos homokos üledékek között. Az eggenburgienre jellemző ősföldrajzi helyzet (ÉK-en tengeribb, DNy felé átmeneti kifejlődés) ekkor is megfigyelhető: a borsodi ostreás, corbulás-cardiumos fedőképződmények magasabb sótartalmú tengeri miliót jelentenek, mint a Nógrádi-



2. ábra. Az ottnganien ösföldrajzi vázlata. Jelmagyarázat: 1. Tengeri kifejlődés, 2. Paralikus-félsóvíz kifejlődés, 3. Barnaköszénképződés, 4. Szárazföldi-folyóvízi üledékképződés, 5. Kiemelt helyzetű szárazföldi területek, 6. Riolitvulkanizmus, 7. Andezitvulkanizmus, 8. Transzgresszió iránya, 9. Üledékszállítás iránya

Abb. 2. Paläogeographische Skizze des Otnnganien. Erklärung: 1. Marine Fazies, 2. Paralische-brackische Fazies, 3. Braunkohlenbildung, 4. Kontinentale-fluviale Fazies, 5. Festland Gehiete ausgehöener Lage, 6. Rhyolithvulkanismus, 7. Andesitvulkanismus, 8. Richtung der Transgression, 9. Richtung der Sedimentenabfuhr

medence cardiumos kőszénfedő képződményei. A ciklusvégi, teljesen kiegyenlített üledék-képződési viszonyokat itt a sávosan rétegzett és mikrorétegzett képződmények reprezentálják.

3. Várpalota—Bicske—Budapest K közötti terület

Ezen a területen még határozottabban megfigyelhető az előzőekben említett fácies-eltolódás: Budapesttől Ny-ra a többnyire szárazföldi eggenburgien képződmények fedőjében az ottnganien képződmények általában tengeri kifejlődésűek. Kivétel a Budapest D-Ny-i részein található szárazföldi, durvatörmelékes, tarkaagyagos kifejlődés (Budafok). Az ottnganien összletet Cinkotán chlamsyos kavics-homok; a Pilis—Börzsöny területén litorális kifejlődésű homok, kavics; a Bicskei-öbölben lagúnás, agyagos homok; Várpalota környékén, a helyi medence peremi területein molluszkás homok, homokkő, lithothamniumos mészkő (Bántapuszta), medencekifejlődésben pedig molluszkás, márgás aleurit képviseli.

*

A felsorolt három kifejlődési területen kívül a „Magyar medence” területén másutt nem valószínűsíthetünk ottnganienhez tartozó képződményeket. A Kisalföld területének nagy része, valamint a Tiszántúl csak a későbbi orogén fázisokat követően, a karpatien, illetve badenien idején válhattak tengeri üledékgyűjtővé.

Az eggenburgien—ottnganien ösföldrajzi helyzete és ösföldrajzi kapcsolatai — a mellékelt vázlaton is látható módon — a következőkben foglalhatók össze: D-en kiemelt helyzetű szárazföldi terület helyezkedett el. A cikluskezdő riolitufaszórás eredményező vulkáni működés két sávbán mutatható ki: a D-i szárazföld középső részén (Mecsek-hegység É-i szegélye—Szekszárd—Tamási—Dunaújváros—Keckskemét—Lajosmizse) és a

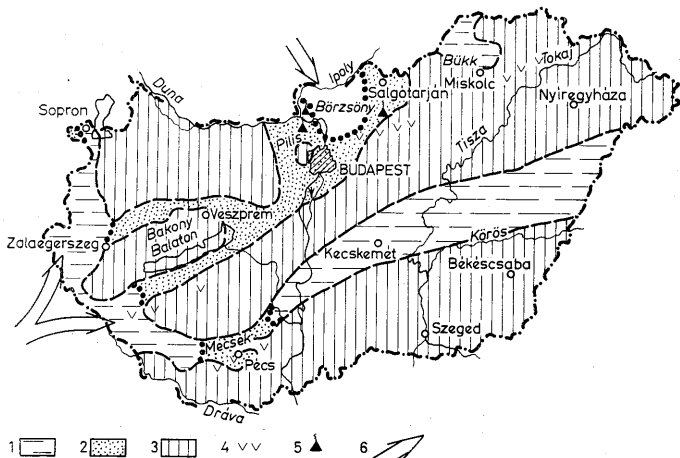
szárazföld É-i peremén (Budapest—Nógrád—Bükkalja). Területi elrendeződése és vastagsági kifejlődése hosszanti irányú (ÉK—DNy) nagyszerkezeti elemekhez kapcsolódik. Ezek felüljárása a középsőmiocén folyamán többször kimutatható. Az üledékszállítás az eggenburgien idején általában É-i vergenciájú, az erózióbázis ekkor ÉK-en, az ottngangienben az ország középső területének É-i részén volt, D-i vergenciájú üledékszállítással, a közvetlenül csatlakozó átmeneti fáciesű területrészekkel. A ciklus közepi kiegyenlített üledékképződés az ősföldrajzi helyzetből függően limnikus vagy paralikus barnaköszénképződéssel jellemezhető. Az ősföldrajzi kapcsolatok így egyértelműen É felé mutathatók ki. Az ottngangien transzgresszió a Külsőalpi medencék és a Nyugati Kárpátok D-i előterében elhelyezkedő üledékgyűjtők területén át ÉNy felől érte el hazánk területét.

A vulkáni működés az ottngangien idején legnagyobb mértékű a DNy-i területeken volt.

Karpatien

A karpatien emelet alsó határát az erősen eltérő ősföldrajzi helyzetből és túlterjedő települési módból a peremi helyzetű területeken diszkordancia, a nagy lagunákban congeriás-*oncophoras* (rzhakiás) faunainvázió, folytonos tengeri üledékképződés esetén eltérő — erősen mediterrán jellegű — makrofaunaelemek megjelenése, másutt új üledékképződési ciklus alapján jelölhetjük ki.

Felső határát peremi kifejlődésben a diszkordánsan települő, helyenként eróziós üledékhányt okozó lajtaösszlet (*Flabellipecten leythajanus*), medencekifejlődésben az *Orbulina suturalis* és a „badeni agyagra” jellemző makro-



3. ábra. A karpatien ősföldrajzi vázlata. Jelmagyarazat: 1. Nyílttengeri kifejlődés, 2. Felsősvízi-partszegélyi kifejlődés, 3. Kiemelt helyzetű szárazföldi terület, 4. Rhyolithvulkanizmus, 5. Andezitvulkanizmus, 6. Transzgresszió iránya

Abb. 3. Paläogeographische Skizze des Karpatien. Erklärungen: 1. Pelagische Fazies, 2. Miohaline-litorale Fazies, 3. Festland Gebiete ausgehobener Lage, 4. Rhyolithvulkanismus, 5. Andesitvulkanismus, 6. Richtung der Transgression

faunaegyüttes megjelenése jelzi. Fentiek hiányában egyes területrészeken a cikluszáró ún. „középső riolituffát” tekintjük az emelet záróképződményének. A karpatien emelet egy teljes üledékképződési ciklust képvisel (= miocén harmadik üledékciklus). Leírását három fő kifejlődési területe alapján a következőkben adjuk (3. ábra).

1. Déli kifejlődési terület

E kifejlődési terület az ország Ny-i (Sopron), DNy-i (Zalai-medence) és D-i (Mecsek-hegység környéke, Dél-Alföld, Tiszántúl D) részeit foglalja magában.

A karpatien transzgresszió következtében az emelet bázisképződményei sok helyen túlterjedő módon diszkordánsan települnek az alaphegység felszínére, vagy az idősebb miocén képződményekre. A kifejlődési területen az üledékciklus felsősvízi *Congeria*-tartalmú képződményekkel kezdődik. Ezt egyes részeken és főleg peremi kifejlődésben congeriás mészkő, homokkő (Mecsek-hegység, Zalai-medence), másutt congeriás abráziós kavics (Sopron környéke), a medenceközépi részekben ingressziós, lagúnafaciesű halpikkelyes, mikrorétegzett agyagmárga (Zalai-medence, Tiszántúl?) képviseli. E kifejlődési területhez tartozónak véljük a Bakony-hegységben a Herend—szentgáli rétegsort, ahol az ottngangien barnaköszéntepek fedőjében öt congeriás betelepülést tartalmazó tengeri üledékösszetlet települ. E képződményeket KÓKAY J. már az alsóbadenienbe helyezi.

A transzgresszió erősödésével a ciklus további részében uralkodóvá válik a tengeri üledékképződés (Mecsek-hegység, Zalai-medence: slírósszlet, Sopron környéki „badeni agyag” egy része, dél-alföldi—tiszántúli „candorbulinás rétegek” egy része). A kifejlődési területen a karpatien végi kiemelkedést szélsőségesen peremi helyzetben eróziós üledék-hézag, kiédesedésre utaló faunaváltozás, vagy a „regressziós összlet” képződése jelzi (pl. Mecsek-hegység).

2. Középső kifejlődési terület

Ide soroljuk a Bakony-hegység K-i részétől kezdődően a Bicskei-medence D-i részén át a Budapest körüli területeket, a Pilis- és Börzsöny-hegységeket is beleértve.

A karpatien transzgresszió itt a megelőző tengeri ottngangien képződményeket éri el. A helyenként kimutatható diszkordancia (Várpalota—Bántapuszta) ellenére az üledékképződés továbbra is megszakítatlan és tengeri környezetben folytatódik, ennek következtében ezen a kifejlődési területen nem találunk felsősvízi congeriás—oncophorás képződményeket a karpatien alján peremi kifejlődésben sem.

Litorális faciesben a karpatient Bántapusztán molluszkás—bryozoás—balanusos—echinoideás, meszes, kavicsos homokkő, Budapesten bryozoás—balanusos kavics, homok, a Pilis—Börzsöny környékén gyér *Ostrea* faunát tartalmazó homok-, kavics-, medencefaciesben (Várpalota K, Bicske, Budapest K), homok- és slírképződmények képviselik.

A karpatienvégi regresszió ezen a területen is kimutatható tarkaagyagos szárazföldi képződményekben (Várpalota K, Tököl). A karpatien andezitvulkanizmus legnagyobb nyomai itt jelentkeznek (Gyuró: andezittufa; Mogyoród: andezithomok és konglomerátum; Pilis—Börzsöny: andezit rétegvulkáni képződmények).

3. Északi kifejlődési terület

A kifejlődési területhez tartoznak a Budapesttől ÉK-re elhelyezkedő cserhádi, mátrai, nógrádi és borsodi neogén területek.

Az általában diszkordánsan települő karpatien üledéksor itt ismét felsősvízi üledékekkel kezdődik (congeriás—oncophorás rétegek). A kiteljesedő transzgressziót a chlamysos homokkő, homok, illetve a heteropikus faciesekben képződő nyíltvízi kifejlődésű slírósszlet jelzi. A ciklusvégi kiemelkedés bevezetőjének tekintjük a Cserhát- és Mátra-hegység területén a karpatien andezitvulkanizmust, valamint a slírósszlet fedőjében helyenként jelentkező regresszív képződményeket (andezithomok, litkei planorbisus mészmárga stb.).

A karpatien idején az ősföldrajzi helyzet az előzőkhöz viszonyítva lényeges eltérést mutat (3. ábra). Az óstájer orogén szakasz szerkezetalakító hatása következtében a továbbra is fennmaradó É-i tengeráz mellett a transzgresszió DNy felől a Zala—Mura—Dráva-medencéken át is megindult ÉK felé. A továbbra is szárazulatként kiemelt helyzetű Kisalföld, Bakony-hegység, a Balaton Dél—Nyíregyháza közötti terület és a Mecsek-hegység mellett azonban jelentős új összefüggő tengeri üledékgyűjtő alakult ki Soprontól D-re a Zalai-medence, a Mecsek-hegység ÉNy-i előtere a Dráva-medence körzetében, valamint a Dél-Alföld—Tiszántúl területén.

Az észak-magyarországi miocén üledékgyűjtők felé a kapcsolat a Bakony É-i és D-i előterén, a Bicskei-medencében és Budapest területén át mutatható ki. Az üledékképződési ciklus kezdetét véleményünk szerint az ismertetett területeken a *Congerina* és *Oncophora* (*Rzehakia*) maradványokkal jellemezhető faunainvázio jelzi, az É-i tengerágban a boreális rokonságú *Oncophorák* túlsúlyával, a DNy-i tengerágtan a mediterrán *Congerina* fajokkal.

A fauna értékelése alapján az ország területén a karpatien idején ÉNy—DK-i csapásban három zónát különíthetünk el: DNy-on tiszta congeriás, középpüti kevert jelentkező congeriás—oncophorás, ÉK-en csak oncophorás faunaasszociáció. A marin makrofaunát litorális fáciesben a Várpalota—Bántapusztai pectenés—echinoideás képződmények, valamint a mecseki „budafai homokok” és az észak-magyarországi chlamyos homokok, medencekifejlődésben az amussiumos—telliás—brissopsisos faunaegyüttesek képviselik.

A fent említett zonáció a marin makrofaunán is kimutatható: partszegélyi kifejlődésben DNy-on a *Pecten fuschi styriacus*, *Amussium cristatum badense* alakok, ÉK-en a *Chlamys scabrella*, *Chl. macrotis*, *Chl. scabriuscula*, *Chl. opercularis hevesensis* alakok uralkodnak. Medencekifejlődésben (slőrösszet) DNy-on az *Amussium cristatum badense*, 10 *Tellina* faj és a Brissopsisok uralkodó mennyiségűek, az ÉK-en található ritka *Amussium denudatum* és 2—3 *Tellina* faj mellett.

Még kifejezettebb a különtség a mediterrán fajok javára a *Foraminifera*-együttesekben; a fajsám ÉK felé egy teljes nagyságrenddel csökken.

A karpatien emelet fejlődéstörténeti és rétegtani értékelésében fontos szerepet játszik Magyarországon az ún. „középső riolitufa” (dácittufa). Települési helyzete nagyon különböző éppen a gyakori fáciesváltozások miatt. Képződését általában egyidejűnek tartjuk a karpatien emeleten belül, bár egyes adatok alapján nem zárható ki a vulkáni naroxizmus térbeli és időbeli eltolódása az emelet folyamán ÉK felé. Egyes szerzők (főleg Észak-Magyarország területén) gyakorlati megfontolások alapján a „középső riolitufát” a karpatien—badenien határra helyezik.

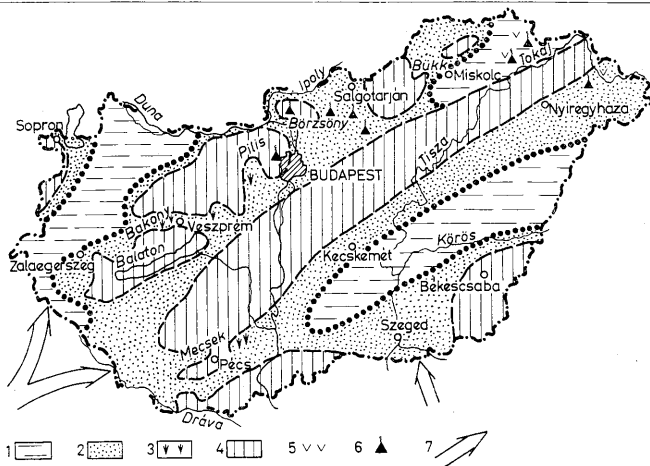
Badenien

A badenien alsó határát általában túlterjedő, diszkordáns település, a peremeken éles litológiai változások, medencekifejlődésben folyamatos üledékképződés mellett új makrofauna- és *Foraminifera*-együttesek megjelenése jelzi (*Orbulina suturalis*, *Heterostegina*-, *Borelis*-félék).

A fedő szarmata összlettől történő elhatárolása a gyorsütemű faunaváltozás alapján aránylag egyszerű. Kivételt képeznek egyes részterületek a Bakony-hegységben (Várpalota, Szentgál), ahol a badenienvégi kiemelkedés (?) felsősvízi üledékei néhezen választhatók el — főleg faunisztikai alapon — az ugyan-csak felsősvízi szarmata képződményektől. Nehézséget okoz az elhatárolás a Tokaj-hegység és Észak-Tiszántúl környékén, ahol a badenien-szarmata egyaránt vulkáni képződménysorokból felépített.

A negyedik miocén üledékképződési ciklus alsó részét a badenien, felső részét pedig már a szarmata képviseli. Ennek kimutatása azonban éppen az erőteljes vulkáni működés által megzavart üledékképződés miatt egyelőre nehézségekbe ütközik.

A badenien idején Észak-Magyarországon történt intenzív vulkáni működés miatt az emelet leírását két fő kifejlődési terület alapján mutatjuk be (4. ábra).



4. ábra. A badenien ösföldrajzi vázlata. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi kifejlődés, 2. Partszegélyi kifejlődés, 3. Barnaköszénképződés, 4. Kiemelt helyzetű szárazföldi területek, 5. Riolitvulkanizmus, 6. Andezitvulkanizmus, 7. Transzgresszió iránya

Abb. 4. Paläogeographische Skizze des Badenien. Erklärungen: 1. Pelagische Fazies, 2. Litorale Fazies, 3. Braunkohlenbildung, 4. Festland-Gebiete ausgehobener Lage, 5. Rhyolithvulkanismus, 6. Andesitvulkanismus, 7. Richtung der Transgression

1. Déli kifejlődési terület

E cím alatt összefoglalva tárgyaljuk a nyugat-magyarországi, mecseki, bakonyi, Budapest környéki, dél-alföldi, tiszántúli területeket.

E területekre egyaránt jellemző, hogy a teljes badenien öslet üledékes képződményekből áll. A megújuló transzgresszió leggyakoribb kezdőképződménye a „lajtamészko”, amely igen változatos kőzetfáciesekben jelenik meg (alapkonglomerátum; molluszkás, lithothamniosos mészkő; mészhomokkő; bryozoás stb.). A nagy területi elterjedésű, zátonyos szigettenger következménye, hogy sok helyütt a teljes badenient csak a lajtamészkosorozat képviseli (a viszonylag nagy kiterjedésű zalai, alföldi, tiszántúli medencék nagy részén is). A végig tengeri kifejlődés mellett szélsőségesen peremi helyzetben előfordul, hogy a ciklus folyamán kisebb oscillációt eredményeképpen barnaköszénképződésre alkalmas feltételek alakulnak ki (Hidas, Várpalota), sőt Várpalotán és Bántapusztán ezt követően a fedőképződmények is csökkentsővízi fáciesben fejlődnek ki. A Mecsek-hegységben viszont az oscillációt követően helyreáll a tengeri üledékképződés, ismét „lajtamészko” keletkezik. Innen ered a később országosan is használt „alsó-lajtamészko” és „felső-lajtamészko” elnevezés.

Nyílt tengeri, mélyebb vízi kifejlődésben a badenient agyag, agyagmárga képződmények képviselik gazdag *Foraminifera*- és makrofaunával (délnyugat-magyarországi turtellás — corbulás agyagmárga, dél-alföldi — tiszántúli „foraminiferás agyagmárga”). A kifejlődési területen a badeni sorozatból többnyire üledékfolytonossággal, megegyező lito-fáciesre utaló azonos képződményekkel fejlődik ki a szarmata.

2. Északi kifejlődési terület

Ide tartozik a Pilis—Börzsöny—Cserhát—Mátra—Tokaji-hegységek és a közbezárt medencék területe.

A kifejlődési területre jellemző, hogy a badenien összletet ÉK felé növekvő vastagságú vulkáni képződmények (andezittufa, agglomerátum lavaképződmények) tarkítják. A vulkáni sorozat egyes helyeken már az összlet alján megtalálható (Pilis (?), Börzsöny (?), Középső-Mátra). Másutt helyettesítő fáciesekben az „alsó-lajtamésző” mutatható ki (Cserhát, Nyugati Mátra). Itt sok helyen kifejlődött a „felső-lajtamésző” is. A Borsodi-medencében és a Nyugati Cserhátban a badenien tufás márga és a felette települő lajta-mésző képviseli. A Tokaji-hegységben és a Bükk D-i előterében az emelet egészét riódácitos és andezites vulkáni képződmények töltik ki, közbetelepült lagenidás agyagmárgával. Az É-i kifejlődési területen a nyílt vízi, pelites badenien képződmények ritkán fordulnak elő, illetve kevésbé ismertek. A badenien felső határának kijelölése egyszerű, mivel a peremi területen a szarmata összlet alsó részét általában szárazföldi-édesvízi képződmények alkotják, a medencekifejlődésben pedig a két emelet határán a fauna gyors elszegényesedése a jellemző.

*

Összefoglalva a badenien emelet fejlődéstörténetével és ősföldrajzi kérdéseivel kapcsolatos mondanivalókat, megállapíthatjuk, hogy az ősföldrajzi helyzet lényegesen eltér a karpatien idejének rekonstruált képétől. Ny-on a kislépföldi terület beszakadásával széles kapcsolat jött létre a Bécsi-medencével. A Dunántúli Középhegység DNy-i (Bakony) és ÉK-i vége (Vértes, Gerecse, Pilis), az Ózd—Pétervására körüli terület, a Mecsek-hegység és a hozzá É-ra csatlakozó ÉK-i irányban Nyiregyházág húzódo terület és D-en a Villányi-hegység—Dél-Alföld, valamint a DK-Tiszántúl kiemelt helyzetű, lapos szárazulatokat alkotnak. Jelentős tengerelönyomulás történt az Alföld és a Tiszántúl területén. A tengerelönyomulás D-i, DNy-i, ÉNy-i irányból valószínűsíthető. Az általában lithothamniumos, bryozoás, sekély, zátonyos szigetközi kifejlődés ellenére a faunaszociációk sokkal egyveretűbbek, mint a karpatien idején. A *Pecten latissimus*, *Flabellites leytajanus*, új *Ostrea-Echinoidea*-félék tömeges előfordulása, valamint az ugyan-csak új *Heterostegina*, *Borelis*, *Orbulina* fajok és a klasszikus agglutinált—bolivínás—buliminás *Foraminifera*-együttesek határozottan mediterrán jellegűek és a miocén folyamán a harmadik faunainvaziót jelzik.

Eltérőek a vélemények a badenien további tagolásáról (alsó-felsőbadenien). Az alapvető vizsgálatok elvégzéséig és a fácies sztratotípusok kitzítéséig a kérdést nyitottan kezeljük.

Az ősföldrajzi képből és egyéb adatokból rekonstruálható szerkezetalakulás, valamint az idevonatkozó külföldi adatok alapján megítélésünk szerint a badenient megelőző újstájer orogén fázis az alpi—kárpáti rendszer kialakulásának egyik leglényegesebb tényezője.

Összefoglalás

A hazai középsőmiocén vizsgálata során a következőket állapíthatjuk meg (I. táblázat). 1. Az új rétegtani nevezéktan szerinti tagolás hazai alapszelvényeinken keresztülvihető, regionális érvényességi köre megállapítható. A középsőmiocén három nagy üledékképződési ciklusa jól korrelálható az otnangien, karpatien, badenien emeletekkel. 2. Fenti megállapítástól eltérőként a középsőmiocén rétegtanában van néhány megoldatlan kérdés: eggenburgien-ottnangien üledéksorok elhatárolása szárazföldi kifejlődés esetén; a karpatien-badenien határkérdés, a badenien tagolása, a vulkáni működés rétegtani időkorrelációjának problémái. Ezek további alapos részletvizsgálatokkal, esetleg a plankton Foraminiferák kimutatásával, mindenekelőtt azonban korszerű szemlélet alapján felállítandó fácies-sztratotípusokkal oldhatók meg. 3. Az ország területén DNy-ról ÉK felé haladva három fő kifejlődési terület határolható el, melyek közül az ÉK-i közvetlenül csatlakozik a szlovákiai, a DNy-i a stájerországi és jugoszláviai területekhez. A középső terület átmeneti jellegű. E területek nagyszerkezeti szempontból eltérő viselkedése okozza a fácies-eltéréseket, melyek különösen a csatlakozásnál szembetűnőek. Hasonló eltérések mutathatók ki a miocén vulkanizmus intenzitásában, illetve az intenzitás

időbeli eltolódásában a három kifejlődési területen. 4. A mellékelt ábrákon bemutatott ösföldrajzi vázlatok részletes kidolgozása, tektogenetikai szemléletű kiértékelése, valamint a határon túli csatlakozó területek nemzetközi együttműködésben történő feldolgozása további értékes adatokkal egészítik majd ki a középsőmiocénnel kapcsolatos földtani ismereteinket, egyes esetekben pedig egyben a problémák megoldásának lehetőségét is jelenti.

Das Mittelmiozän Ungarns

Dr. G. Hámor—Dr. Á. Jámor

Das anlässlich der Hundertjahrfeier der Ungarischen Geologischen Anstalt organisierte Neogen Kolloquium bot eine gute und für die weitere Entwicklung notwendige Gelegenheit zur Synthese der geologischen Angaben des ungarischen Neogens und somit auch des mittleren Miozäns. Dazu haben die Verfasser einerseits die Synthesen der früheren Forscher, wie J. BÖCKH, Z. SCHRÉTER, E. VADÁSZ, F. HORUSITZKY, J. NOSZKY sen., M. VENDEL, L. BARTÓK, J. KÓKAY, V. DANK und Gy. RADÓCZ, sowie die paläontologischen Arbeiten von I. CSEPREGHY-MEZNERICS, L. STRAUZ, L. BOGSCH und L. MAJZON, ferner die vulkanologische Synthese von G. PANTÓ benützt; andererseits haben sie ihre eigenen Beobachtungen und die Analyse zahlreicher anderer Literaturangaben ausgewertet und zusammengefasst. Unter der stratigraphischen Einheit »Mittelmiozän« verstehen wir die in Ungarn früher gewöhnlich zum Helvet und Torton, zur Zeit aber zu den Stufen Ottnangien, Karpatien und Badenien gerechneten, zwischen dem Eggenburgien und Sarmat befindlichen Komplexe bzw. geologischen Ereignisse, annehmend damit die neue Gliederung, die durch die Arbeitsgruppe für die Paratethys des Comité du Néogène Méditerranéen vorgeschlagen wurde. Gleichzeitig versuchen wir anhand paläogeographischer Erwägungen und Skizzen das Bild der einzelnen stratigraphischen Stufen darzustellen.

Ottnangien: Das ist der zweite miozäne Sedimentationszyklus, dessen untere Grenze über den Regressionsablagerungen des obersten Eggenburgien und unter dem unteren Rhyolithuff liegt. Die obere Grenze wird an den Beckenrändern durch den Abschluss des Sedimentationszyklus und eine Diskordanz in den Becken selbst durch den Abschluss des Zyklus sowie durch die Erscheinung von *Orbulina universa* und neuen Makrofaunaelementen gekennzeichnet. Die Ausbildung dieser Stufe wird von den im wesentlichen im Eggenburgien (Abb. 1) entwickelten Rahmen bestimmt.

Im Gebiete Ungarns fanden sich grösstenteils kontinentaler Denudation ausgesetzte Nieder- oder Mittelgebirgslandschaften, von welchen anfänglich grobkörnige Gerölle, später aber immer feineres und reiferes klastisches Material in die Sedimentationsbecken von West-, Südwest-Transdanubien, vom Donau—Theiss-Zwischenstromland, von Budapest—Miskolc und Várpalota—Budapest eingeführt wurden. Diese Becken wurden am Ende dieser Zeitspanne grösstenteils zum Schauplatz einer pelitisch—lignitischen, palustrischen Sedimentation. Auf unserer Skizze haben wir auch die Hauptareale des unteren Rhyolithuffs, sowie die bisher bestimmten Zufuhrwege von Sedimenten und Regressionsrichtungen angeführt (Abb. 2).

Karpatien: Das ist der dritte miozäne Sedimentationszyklus, dessen untere Grenze an den Beckenrändern anhand einer Diskordanz, in den grossen Lagunen auf Grund der Invasion der Congerien—Oncophoren-Fauna (mit *Rzehakia*), in den Becken selbst mit der Erscheinung mediterraner Faunaelemente und dem Abschluss des vorangegangenen Zyklus gezogen werden kann. Die obere Grenze lässt sich mit dem Abschluss des Zyklus sowie in der Beckenrandfazies mit dem diskordant lagernden Leithakomplex, in der Beckenfazies auf Grund des Auftretens von *Orbulina suturalis* und der charakteristischen Makrofauna des »Badener Toness« bestimmen. Die obere Grenze des mittleren Rhyolithuffs fällt mit der des Karpatien zusammen.

Für das paläogeographische Bild des Karpatien ist das kräftige Vorrücken des Meeres charakteristisch (Abb. 3). Die Beckenrandgebiete sind an Fazies äusserst reich. Allgemein bekannt sind folgende Faziestypen: Congerienkalk, Congerien sandstein, congerienführendes Abrasionskonglomerat, Fisch-Schuppentone, Bryozoensand, Sand und Schotter mit *Balanus*, Ostreensand. Im Inneren der Becken ist der Schlier eine charakteristische

A magyarországi alsó-középsőmiocén területek kifejlődési viszonyainak összefoglaló táblázata

	Mecsek-hegység Zalai-medence	Sopron környéke	Bakony I. (Szentgál)	Bakony II. (Várpalota)	Bicskei-medence
BADENIEN	tengeri marin paralikus paralisch		félsósvízi Brackwasser paralikus paralisch	félsósvízi Brackwasser paralikus paralisch édesvízi Süßwasser	
	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin
KARPATIEN	regresszív v.v.v.v		v.v.v.v	regresszív	regresszív v.v.v.v
	tengeri marin félsósvízi Brackwasser	tengeri marin félsósvízi Brackwasser	tengeri marin félsósvízi Brackwasser	tengeri marin félsósvízi Brackwasser	tengeri marin
OTTNANGIEN	limnikus limnisch ▽▽▽▽	limnikus limnisch	limnikus limnisch ▽▽▽▽	tengeri marin	tengeri marin
EGGENBURGIEN	terresztrikus terrestisch		terresztrikus terrestisch	terresztrikus terrestisch	

▽▽▽▽ „alsó riolitufa”
unterer Rhyolithuff

v.v.v.v „középső riolitufa”
mittlerer Rhyolithuff

Tabelle zum Vergleich der Faziesverhältnisse der Unter- bis Mittelmiozän-Gebiete Ungarns

I. táblázat — Tabelle I.

Budapest Ny—D	Budapest	Pilis — Börzsöny	Cserhát-hegység	Borsodi-medence	Alföld
		andezit? Andesit?	tengeri marin andezit Andesit		
tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin
regresszív	v.v.v.v	andezit Andesit	regresszív		
v.v.v.v	andezit Andesit		v.v.v.v	v.v.v.v	
tengeri? marin?	tengeri marin	tengeri marin	tengeri marin félősvízi Brackwasser	tengeri marin félősvízi Brackwasser	tengeri? marin? félősvízi? Brackwasser?
tengeri? marin?	tengeri marin	tengeri? marin?	félősvízi Brackwasser	félősvízi Brackwasser	
			paralikus paralisch	paralikus paralisch	
	v v		limnikus limnisch	limnikus limnisch	v v
			v v v v	v v v v	
	tengeri marin		terresztrikus terrestrisch	tengeri marin	terresztrikus terrestrisch

..... diszkordancia
Diskordanz

--- első tengerelőntés
erste Transgression

Fazies. Am Ende des Karpatienzyklus kam es zu einer Regression, von dieser zeugt eine lokale Diskordanz und ein Faunenwechsel (z. B. im Meesek-Gebirge). Vom Ostrand des Mátra-Gebirges, durch das monomikte Andesituffkonglomerat von Mogyoród, einschliesslich bis zum Pilis—Börzsöny-Gebirge, ist ein beträchtlicher Komplex intermedärer Vulkanite bekannt.

Badenien: Die untere Grenze des vierten miozänen Sedimentationszyklus wird durch den Abschluss des Karpatienzyklus, an den Rändern durch eine Diskordanz und oft transgressive Lagerung, in den Beckenfazies durch die Erscheinung neuer Makro- und Mikrofaunaelemente gekennzeichnet. Vom hangenden Sarmat-Komplex lässt sich das Badenien — wegen der raschen Veränderung der Fauna — leicht abgrenzen, obwohl wegen der Gliederungsschwierigkeiten der Brackwasserausbildung im Bakony und jener des sauren fossilereen Vulkanitenkomplexes des Tokaj-Gebirges die Badenien—Sarmat-Grenze nicht eindeutig angegeben werden kann.

In Badenien (Abb. 4) verbreitet sich das Meer auf noch grössere Gebiete. Somit wurde ein ziemlich grosses Territorium, wo im früheren Miozän noch kein Meer vorhanden war, überflutet. Infolge der Unebenheit des Bodens des Sedimentationsbeckens ist der Faziesreichtum auch für die Ablagerungen des Badenien charakteristisch. In litoraler Fazies sind Leithakalksteine und Leithasandsteine, seltener Sumpfablagerungen und sogar Lignite zu finden. Die Beckenfazies sind durch die Badener foraminiferenführenden Tone, Tonmergel sowie hier und da durch Turritellen—Corbullen-Tone vertreten. Im Nordteil von Ungarn, im Raume des Börzsöny-(?), Pilis-(?), Cserhát-, Mátra-, Bükk- und Tokaj-Gebirges ist eine intermediäre bis saure stratovulkanische Serie von beträchtlicher Mächtigkeit und Verbreitung entstanden.

Im Laufe der Untersuchung des mittleren Miozäns von Ungarn konnte folgendes festgestellt werden (Tabelle I.). 1. Die Gliederung nach der neuen stratigraphischen Nomenklatur lässt sich an den ungarischen Basisprofilen durchsetzen, ihr regionaler Gültigkeitsbereich kann festgestellt werden. Die drei grossen Sedimentationszyklen des mittleren Miozäns lassen sich mit den Stufen Ottnganien, Karpatien, Badenien gut korrelieren. 2. Abgesehen von der obigen Feststellung gibt es einige ungelöste Fragen in der Stratigraphie des mittleren Miozäns: die Grenzziehung Eggenburgien—Ottnganien im Falle von kontinentaler Ausbildung; die Grenzziehung Karpatien—Badenien; die Gliederung des Badenien; die Probleme der chronostratigraphischen Korrelation der vulkanischen Tätigkeiten. Diese Fragen sind durch weitere, eingehende Detailuntersuchungen, durch eventuellen Nachweis von planktonischen Foraminiferen, vor allem aber durch Aufstellung von Faziostratotypen anhand moderner Anschauungen zu lösen. 3. Im Gebiet Ungarns lassen sich — in SW—NO-Richtung — drei Hauptausbildungsgebiete abgrenzen, von denen das nordöstliche sich unmittelbar an das slowakische, das südwestliche an die steirischen und jugoslawischen Gebiete anschliesst. Das mittlere Gebiet zeigt einen Übergangscharakter. Das grosstektonisch unterschiedliche Verhalten dieser Gebiete verursacht die Unterschiede in Fazies, welche besonders in der Kontaktzone augenfällig sind. Ähnliche Abweichungen können in der Intensität des miozänen Vulkanismus bzw. in der zeitlichen Verschiebung der Intensität in den drei Ausbildungsgebieten nachgewiesen werden. 4. Eine ausführliche Bearbeitung der auf den beigelegten Abbildungen dargestellten paläogeographischen Schemata, ihre tektogenetische Interpretation sowie die Bearbeitung der anschliessenden Gebiete jenseits der Grenzen im Rahmen einer internationalen Zusammenarbeit werden unsere geologischen Kenntnisse bezüglich des Mittelmiozäns mit weiteren wertvollen Angaben ergänzen, in einigen Fällen aber gleichzeitig auch eine Möglichkeit für die Lösung der Probleme bieten.

A magyarországi szarmata

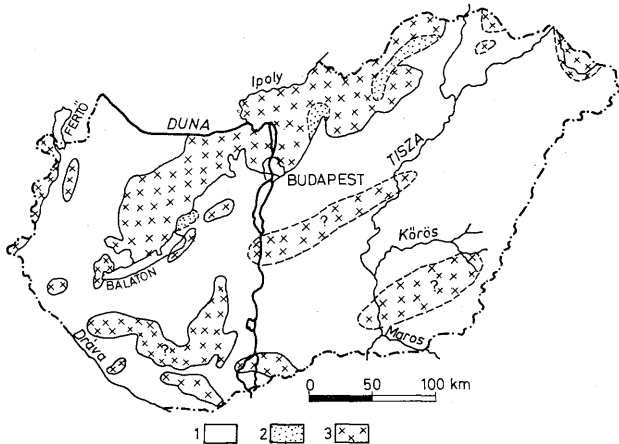
Dr. Jámbor Áron

(1 ábrával, 1 táblázattal)

A hazánkbeli szarmata képződményeket, amelyek a szovjetunióbeli alsó- és középsőszarmatának megfelelő időegységet töltik ki, elsősorban HANTKEN M., id. LÓCZY L., SCHRÉTER Z., id. NOSZKY J., STRAUZ L., GAÁL I., VADÁSZ E., BODA J., VITÁLIS I., HÁMOR G. és saját vizsgálataink alapján ismertetjük.

A magyarországi szarmata a felsőbádeni és az alsópannoniai öszzlet közötti időt foglalja magában. Rétegtani határai, véleményünk szerint, a miocén többi emeletének határaihoz viszonyítva — amelyek a bio- és litofáciések áthúzódsága miatt csak tág időintervallumon belül tekinthetők egyidejűnek — sokkal inkább izokron felületek. Bizonyítéka ennek a tengeri faunának minden esetben, még medencebelseji — egyaránt pelites — kifejlődésekben is észlelhető rendkívülién éles elkülönülése. A szarmata—bádenien határon a fauna váltakozását vagy keveredését sehol sem észleltük saját vizsgálataink során. A pliocén medencék aljzatára vonatkozó fűrásadatok pedig egyelőre meglehetősen bizonytalanok. A pannon —szarmata határon ugyanez a jelenség figyelhető meg, azzal a különbséggel, hogy pl. a Bicskei-medencében a határ helyenként csak 1 m-es pontossággal adható meg, mivel ezen belül ismételt szarmata faunát (*Cardium vindobonense*, *Irus gregarius*) tartalmazó 20–30 cm vastag rétegek, hasonló vastagságú alsópannoniai faunát (*Limnocardium tinnyeana* Lör.) bezáróakkal váltakoztak pelites nyíltvízi kifejlődésben. Kétségtelen, hogy ez a jelenség a sótartalom, földtani mértékkel mérve rendkívüli sebességű (100–5000 év) váltakozását bizonyítja. A felső és az alsó határ közelében egyaránt észlelhető nagy elterjedésű riolitufaszórás támogatja közvetve ezt a feltételezést. Az alsó határt a Bicskei-medencében a szarmatában levő 30–50 cm vastag riolitufa helyzetével, a szarmata —pannoniai határt pedig a Bicskei- és a Várpalotai-medencében, a Balatontól D-re levő területeken, továbbá az Alföldi-medence É-i peremén (Tököl) a pannon alján észlelhető 1–10 db, 2–100 m vastag tufaréteggel korreláljuk. A Csereháti-medencében ez a tufa pontosan a szarmata—pannon között helyezkedik el, s bár faunát nem tartalmaz konvenciózus alapon a szarmatához sorolják (BALOGH K. 1954, RADÓCZ Gy. 1968). Vastagsága jelentős, a Borsodi-medencétől a Cserehát középső részéig 9 m-ről 48 m-re vastagszik ki. Véleményünk szerint ez a tufa azonosítható a Dunántúlon és az Alföld É-i részén a pannon alsó határa közelében levő vékony tufarétegekkel. Meg kell jegyeznünk, hogy a szarmata —pannon határ kijelölése szárazföldi faunát bezáró rétegsorokban, mint pl. a Tokaji-hegységben, nehézségekbe ütközik, mert a szárazföldi faunák életkörülményei a tengeriekkel ellentétben nem változtak lényegesen a miocén — pliocén határon, s a pannon transzgresszió ezen a területen és a Csereháton is kévsé érkezett (RADÓCZ Gy. 1968). Mi történt tehát lényegében a szarmata és a pannon alsó határára a Kárpát-medence magyarországi részén? Szerkezeti mozgások voltak, melyek következtében a szarmata a bádeninél és az alsópannon a szarmatánál lényegesen nagyobb területekre transzgresszált. Kétségtelen azonban, hogy egyes alaphegység-rögök az általános tendencia ellenére megemelkedtek, mint pl. a Mecsek-hegység Ny-i része, a Dunántúli Középhegység DK-i előterében levő paleozoos tömeg és egyéb területek is, de ez az általános tendenciát nem változtatja meg. A transzgressziós jelleg ellenére a Kárpát-medence vízháztartása a távolabbi környezetben bekövetkezett regresszió hatására pozitív irányba toldott el. Ha összekötetése volt is a mediterrán tengerrel, az csak olyan lehetett, mint a Fekete-tengeré, amelyből csökkent sótartalmú víz áramlik ki a Földközi-tengerbe, abból viszont nem áramlik be semmi, mert a Fekete-tenger vízháztartása is pozitív. A szarmata —pannon határon egykor megállapított praepontusi erózió Sopron környékére és a Cserehát K-i részére korlátozódik. Azok a megállapítások (SZÉLES M. 1968), miszerint az Alföldi-

és Dunántúli-medencék peremi területein az alsópannon legelső biosztratigráfiai szintjei hiányoznak többnyire nem diszkordanciát, vagy eróziót, hanem vízmélység-változást, illetve a medencének az átlagosnál lassabb ütemű süllyedését jelzik. A szarmata képződmények a pliocén medence alján és a középhegységek peremi medencéiben általános elterjedésük mondhatók, bár sok olyan pannonnal elfödött alapegység rög van, amelyet a szarmatában nem borított tenger. Ezek pontos elemzése hegységeink tágabb értelemben vett területén jórészt megtörtént, a medencéknek azonban csak a sűrűbb fúrési hálózattal rendelkező részeiről állíthatjuk ezt. Középhegységeink kimagasló részein szarmata képződmények nincsenek, s kiterjedésük a kiemeltebb területek felé a mai általában nem sokkal haladta meg, bár a Bicskei-medence É-i részén és a Cserhát DK-i oldalán jelentős területekről a pleisztocén, illetve a felsópannon idején történt lepusztulását valószínűsíthetjük.



1. ábra. A szarmata képződmények ösföldrajzi vázlata. Jelmagyarázat: 1. A tengeri képződmények feltételezett elterjedése, 2. Szárazföldi képződmények, 3. Képződménymentes területek

Abb. 1. Paläogeographische Skizze der sarmatischen Ablagerungen. Erklärung: 1. Vermutliche Verbreitung der Meeresablagerungen, 2. Terrestrische Ablagerungen, 3. Gebiete ohne Ablagerung

A szarmata képződmények vastagsága két típus-rétegsorral jellemezhető. A vastagabb kifejlődés 180—220 m körüli, a vékonyabb 30—60 m. Utóbbival kapcsolatban a hegységperemi medencékben szerzett tapasztalatok alapján valószínű, hogy e területeket csak a szarmata végén éri el a transzgresszió. Ennek bizonyítása vagy elvetése azonban ritkán sikerül. Bár a Budai-hegységtől D-re, a Tétényi-fennsíkron és a főváros K-i részén a szarmata csak 50—60 m vastag, az alján levő szinttartó dacittufa, illetve tufák mégis bizonyítják a teljes szarmata jelenlétét. A Bicskei-medence É-i részén viszont egyes dolomit-rögök fölött bizonyosan csak a felsőszarmata 40 m vastag összlete települ, mert néhány 100 m-re a rögtől a teljes szarmata 200 m, s felső 40 m-ében három olyan réteg is van, amely a rög feletti összlet hasonló helyzetű és kifejlődésű rétegével azonosítható. A fauna is csak a felsőszarmata jelenlétét igazolja mindkét szelvény felső 40 m-énél. Részletes elemzés nélkül tehát

	Zalai-medence Kisalföld	Sopron környéke	Tapolcai- medence	Devecseri- medence	Balaton ÉNy-i partja	Várpalotai- medence	Várpalotai- medence ÉK-része	Keleti Mecsek	Nyugati Mecsek	Vértes DK-i előtere	Zsámbéki- medence	Tétényi fennsík	Budapest	Cserhát-hegység	Bükkalja	Borsodi- medence	Oserehát	Tokaji-hegység	Alföld K-i része		
Fedő	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Felsőpannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsó- pannóniai	Alsó- vagy felsőpannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Pannóniai	Alsópannóniai	Alsópannóniai	Alsó- pannóniai		
Felső rész	Meszes homokkő és márga (litorális)	Meszes konglomerátum (fluviomarin)	Oolitos és kriptokristályos mészkő (litorális)	Oolitos mészkő és mészmárga (litorális)	Oolitos mészkő és mészmárga (litorális)	Szenes agyag, lignit és mészmárga (mocsári)		Agyag, homok, szenes agyag (litorális)		Mészkő, mészmárga (neritikus)	Oolitos mészkő, mészmárga (litorális)		Oolitos mészkő (litorális)	Kavics, tufit (fluviális)	Kavics, homok, tarka agyag, tufit (fluviális)		Tarka agyag, lignit, szenes agyag (mocsári)	Homok, agyag, tufit (limnikus)	Riolittufa és andezittufa (szárazföldi)		
	Leveles agyagmárga, mészkő-betelepítésekkel (neritikus)	Mészkő és mészmárga (szublitorális)	Mészmárga, agyagmárga (szublitorális)		Kavics és konglomerátum (litorális)	Tarka agyag, homok, kavics, bentonit (fluviális)	Agyagmárga, mészmárga, bentonit (neritikus)	Homok, agyagmárga (neritikus)	Oolitos és mikrokristályos mészkő, bentonit (litorális)	Tarka agyag, lignit (lagunás)	Homok, agyagmárga (szublitorális)	Oolitos mészkő, mészmárga, bentonit (litorális)	Agyagmárga (neritikus)	Agyagmárga (neritikus)	Riolittufa, tufit (szárazföldi)	Tarka agyag, lignit, andezit, piroklasztikum, Kavics, agyag, tufit (fluviális)	Agyagmárga (neritikus)	Andezit, riolittufit, riolittufa (szárazföldi)	Agyag, homok, márga (litorális)	Agyag, homok	
Alsó rész			Kavics litorális				Agyagmárga, diatomit, bentonit (neritikus)		Kavics (fluviális)		Agyagmárga, mészmárga, dácittufa (neritikus)		mészmárga, dácittufa (neritikus)	mészmárga, agyagmárga (neritikus)	Agyagmárga (litorális)		Agyagmárga, riolittufa (neritikus)	Riolit és andezit (szárazföldi)	Riolittufa (szárazföldi)		
Fekvő	Felsőbádeni	Alsóbádeni és idősebb képződmények	Felsőbádeni	Mezozoós képződmények	Bádeni	Paleozoós és mezozoós képződmények	Bádeni	Bádeni	Bádeni Kárpáti	Bádeni Középsőtriász	Felsőbádeni	Triász	Felsőbádeni	Bádeni	Bádeni	Bádeni	Bádeni	Bádeni és idősebb összletek	Bádeni	Bádeni	Bádeni

a kérdés megítélése csupán a vastagság, vagy a kifejlődés alapján nem lehetséges. Egyes kivételes esetekben, mint a Tokaji-hegységtől K-re és Ny-ra, az üledékes szarmata 450—500 m-re is kivastagodik. Az Alföld K-i medencéjében a túlnyomórészt savanyú piroklasztikumokból álló összlet vastagsága az 1000 m-t is meghaladja. A többi területre érvényes az a megállapítás, hogy a kiemelt rögök felett 0, vagy 20—60 m, a medence-süllyedékekben pedig 180—220 m vastag szarmata sorozatot találunk.

A szarmata képződmények a medencebeli területeken szürke vagy zöldes-szürke, lemezes agyagmárga, mészmárga, a kiemeltebb rögök felett, vagy azok peremén oolitos mészkő, fehér mészmárga, meszes homokkő kifejlődésűek. A rétegsorok közöttani alapon lehetnek egységesek, két vagy három osztatúak. Az egységes rétegsorok fehér, apró vagy durva oolitos mészkő, *Pirenella*-vagy kagylóhéjak tömegével, hydroideses vagy spirorbisus, ritkábban bryozoás zátonymészkő, fehér mészmárga, homokos mészkő, illetve meszes homokkő, kriptokristályos, molluszkás mészkőrétegek váltakozásából állnak. Agyagmárga közbetelepüléseket az ilyen kifejlődésben ritkán találunk. Az összlet alulról felfelé haladva egyre több szerves vagy vegyi kiválású karbonátanyagot tartalmaz, miközben a pelites vagy pszammitos anyag mennyisége szakaszosan csökken. Jellegzetes cikluskezdő fáciese ennek a típusnak az abráziós partikavics, vagy konglomerátum, amely a Bicskei-, a Tapolcai- és a Vecseri-medence egyes elszigetelt részein észlelhető.

A kétosztatú rétegsorokat a nyílt vagy a peremi medencékben találjuk. Alsó szakaszuk vagy kétharmaduk pelites kifejlődésű, felső részük az előbb leírt mészköves összlethez hasonló.

A háromosztatú rétegsorokat a peremi medencék egy részében találjuk (pl. Bicskei-medence). Itt az összlet alsó harmada tömör miliolinás mészkő, mészmárga és zöld agyagmárga, középső része szürke és zöld agyagmárga, finomszemű homok, felső harmada pedig az egységes mészkő kifejlődésű rétegsorokhoz hasonló.

Az egységes rétegsorok a biosztratigráfiailag két szintre tagolható szarmata felső részének felső felét vagy mindkét szintjét képviselik. A kétosztatú rétegsorok határa a két biosztratigráfiai szint határával egyező, a háromosztatúaknál az alsó rész egybeesik az alsó biosztratigráfiai szinttel, a középső rész a felső alsó felével, a felső rész pedig a felső felével egyezik.

A tengeri kifejlődésű rétegsorok sokkal gyakoribbak a szarmatában, mint a szárazföldi vagy a vegyes típusúak. Utóbbiak a Dunántúli Középhegység DK-i előterében a Balaton ÉK-i sarkától a Várpalotai-medence ÉK-i pereméig terjedő területen, illetve a Vértes DK-i előterében levő medence aljzatában, valamint a Borsodi-medencében és a Cserhát DK-i előterében ismeretesk.

A szarmata összlet faunája távkorrelációra, azaz a Kárpát-medencén belül a rétegtani helyzet megítélésére alkalmas. Segítségével a képződmény alsó- vagy felsőszarmata kora jól megítélhető (BODA J. 1969). Közepes, maximálisan 100 km-es távolságban követhetők a szarmata alsó részében, az alsó biosztratigráfiai szint felső részében fellépő dacittufák. Az alsó, bár rendszerint vékonyabb, a Tokaji-hegységtől a Várpalotai-medencéig és a Mecsek-hegységig, a felső a Tokaji-hegységtől a Bicskei-medence K-i részéig követhető, a Vértes előterében már nem találtuk nyomait. Az összlet közöttani tagolása az egyes peremi medencékben vagy esetleg az egymás közelében levő medencék közötti rétegtani helyzet megítélésére is alkalmas.

Az egyes medencéken belül 1—20 km-es távolságban lehet követni egy-egy

jellemző kőzettani, vagy faunisztikai kifejlődésű réteget, mint pl. a Bicskei-medencében a szarmata alsó részében a decapodás, az articulínás mészkövet, a szarmata középső részében egy oolitos mészkő, a cystoseiritesees agyagmárga és egy-egy szenes agyag réteget, az alsó és felső biosztratigráfiai szint határán néhány km²-nyi területen egy vékony kavicsos mészkő vagy meszes konglomerátum kifejlődésű cikluskezdő réteget és a felsőszarmatában levő zátonymészkő padot. Legutóbbi azért is lényeges, mert a litorális mészkő kifejlődésből a kiszáradó lagunás tarka agyag-homokösszetbe is áthúzódik. A Cserháti szarmatában az összlet alsó részének közepén levő tarka agyagkőzetelepülések és a pectinariás agyagmárgák, felső részében a barnakőszéntelepek, illetve szenes agyagok, a kettő határán pedig egy mészkőréteg alkalmas ilven távolgású párhuzamosításra.

Szarmata kifejlődési területeink részletes ismertetésére ilyen szűk keretek között nincs mód, ezért az ország területén (1. ábra) lényegében DNy—ÉK-i irányban áthaladó szelvény mentén mutatjuk be azok jellemző rétegorait (I. táblázat).

A szarmata faunák megtartása általában gyenge. A molluszkák ritka kivételtől eltekintve az agyag-mésmárga képződményekben porló héjúak, a mészkő-mésmárga képződményekben pedig általában kioldottak, csak lenyomatuk vagy kőbelük maradt meg a kőzetben, üregeik falát gyakran apró kalcitkristályokból álló bevonat borítja. A Foraminiferák többnyire jó megtartásúak (bár a Miliolinák gyakran porló vázúak) és belül egyaránt kitöltetlenek az agyag- és mészkőrétegekben is. A molluszkák általában a rétegzéssel párhuzamos helyzetűek, a kagylók túlnyomórészt egy teknővel képviseltek, néha helyzet szerint irányítottak, az oolitos mészkővekben sokszor rendszeretlen helyzetűek. A csigák mindig párhuzamosak a rétegzéssel, az oolitos mészkővekben a Pirenellák igen gyakran égtáj szerint is irányított helyzetűek.

Das Sarmat in Ungarn

Dr. Á. Jámor

Die Sarmatablagerungen Ungarns, die den dem unteren und mittleren Sarmat der Sowjetunion entsprechenden Zeitraum ausfüllen, werden vom Verfasser vor allem auf Grund der Untersuchungen von M. HANTKEN, L. LÓCZY sen., Z. SCHRÉTER, J. NOSZKY sen., L. STRAUZ, I. GAÁL, E. VADÁSZ, J. BODA, I. VITÁLIS, G. HÁMOR und seiner eigenen Ergebnisse besprochen.

Im Zusammenhang mit den Fragen der Grenzziehung stellt Verfasser fest, dass die Grenzziehung leicht ist, weil die äusserst schnellen Veränderungen in Salzgehalt an der unteren und oberen Grenze des Sarmats grundlegende Veränderungen in der Faunenassoziation hervorgerufen haben. Seiner Meinung nach wird diese Erscheinung indirekt auch durch den weit verbreiteten Tuffausbruch unterstützt, der sowohl in der Nähe der unteren Grenze, als auch in jener der oberen nachgewiesen werden kann.

Auf Grund der Verbreitung des Sarmatkomplexes (Abb. 1) stellt er dessen transgressiven Charakter und seine im Vergleich zum Badenien grössere geographische Verbreitung fest. Dasselbe weist er auch bezüglich des unteren Pannons nach.

Nächstfolgend beschreibt Verfasser für jedes Ausbildungsgebiet die lithologischen Verhältnisse, Mächtigkeitenangaben des sarmatischen Komplexes und korreliert diesen mit der Entwicklungsgeschichte der einzelnen Gebiete unter Berücksichtigung der Ereignisse der vulkanischen Tätigkeit. In Tabelle I. werden die charakteristischen Schichtenfolgen der ungarischen Ausbildungsgebiete vorgelegt.

Zum Schluss wird eine Auswertung des Erhaltungszustandes der sarmatischen Fauna, sowie der zu lokalen und interregionalen Korrelationen geeigneten, faunenführenden oder andere auffallende Merkmale aufweisenden Ablagerungen gegeben.

A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján

Dr. Boda Jenő

(1 ábrával, 1 táblázzal)

Magyarországon már a szarmata képződmények első vizsgálata idején megállapították, hogy a mi szarmata faunánk a délorosz volhyniai (Volhynien) alemelet faunájával, ANDRUSSOV „erviliás” rétegeivel egyezik meg. A későbbi vizsgálatok sem tudták kimutatni faunisztikailag a besszarábiai (Bessarabien), a középsőszarmata faunaelemeit. Időben azonban a középsőszarmatát magában foglalja a hazai szarmata. Ezt a kerzoni (Chersonien) alemelet és a pannóniai emelet gerinces faunáinak elsősorban a Hipparionok azonosságára támaszkodva tételezzük fel.

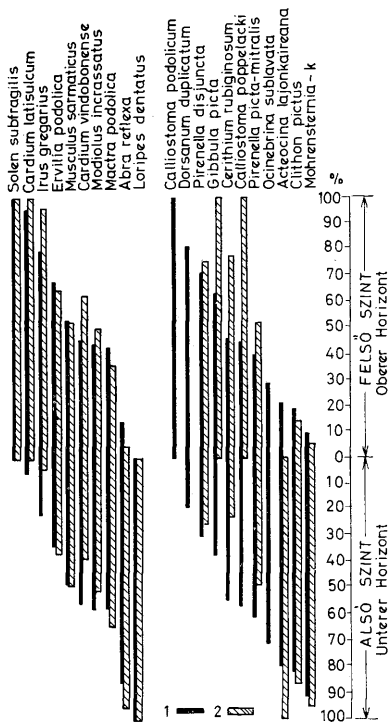
A jelenleg folyó nagyszabású mélyfeltárások kiváló alkalmat nyújtottak arra, hogy a számos fúrásban harántolt — eddigi ismereteink szerint teljesnek mondható — szarmata rétegsorok faunáját az idő függvényében vizsgáljuk. E vizsgálatok mind a makro-, mind a mikrofaunára kiterjedtek. A megfigyelések azt mutatták, hogy egyes faunaelemek következetesen csak a szarmata összlet alsó felében találhatók. Mások nem szorítkoznak előfordulásaikkal a szelvény határozott részére, de nagy mennyiségű vagy gyakori fellépésük a rétegsor felső, illetve alsó részére esik. Az így megállapított szintek határainál egyező volt mind a makro-, mind a mikrofaunaelemek változása.

Tehát a hazai szarmata két szintre, alsó és felső szintre bontható a fauna alapján.

I. A Mollusca-fauna értékelése

A bemutatott diagramon (1. ábra) a gyakoribb továbbá a szintezés szempontjából fontos fajokat tüntettük fel. Az ún. aligsósvízi (limnobrack), az édesvízi, valamint a szárazföldi elemeket egyáltalán nem vettük figyelembe, mert ezek a szarmata viszonylatában csak fációs jelzők. Külön jeleztük a fajok nagypéldányszámú előfordulásait, mert egyes fajok esetében éppen a nagy példányszám jellemző az illető szintre. Ábrázoltuk az összpéldányszámú előfordulást is, benne foglalva a kis és nagy-példányszámú megjelenést. A diagram azt mutatja, hogy a fajok előfordulási mennyiségéből hány % esik a szintekre. Tehát nem olvashatjuk ki belőle, hogy egyes fajok milyen mélységig hatoltak be azokba.

Mint látjuk, a *Solen subfragilis*, *Cardium latisulcum*, *Irus gregarius*, *Ervilia podolica* a felső szintben dominál mindkét fajta előfordulását tekintve. Az *Abra reflexa* és a *Loripes dentatus* pedig az alsó szint jellemző alakja. A *Musculus sarmaticus*, *Cardium vindobonense*, *Modiolus incrassatus*, *Mactra podolica* egyik szintre sem jellemző, bár a *Cardium vindobonense* nagy példányszámú előfordulásainak maximuma a felső szintbe esik, míg a *Mactra podolica*-é pedig határozottan az alsó szintbe.



I. ábra. A magyarországi szarmata szintekhez viszonyított fajgazdagság és az egyes fajok gyakorisági eloszlása. Jelmagyarázat: 1. Kis- és nagy-példányszámú együttes előfordulás, 2. Nagy-példányszámú előfordulás

Abb. 1. Die Häufigkeitsverteilung der Arten, die vom Gesichtspunkte der Horizontierung des Sarmats in Ungarn zu beachten sind.

Erklärungen: 1. Fundstelle mit kleiner und grosser Anzahl von Exemplaren, 2. Fundstelle mit grosser Anzahl von Exemplaren

A csigák közül a *Calliostoma podolicum*, *C. poppelacki*, *Dorsanum duplicatum*, *Pirenella disjuncta*, *Gibbula picta*, *Cerithium rubiginosum* a felső szintben dominálnak, elsősorban a nagy példányszámú előfordulásai alapján. Az *Ocenebrina sublavata*, *Clithon pictus*, *Acteocina lajonkairana* és a *Mohrensternia*-félék viszont az alsó szintre jellemzők. Csak innen ismert a diagramban nem szereplő — mert ritka — *Pctamides bidentatus* és a *Clavatulina dodderlei*. A *Pirenella picta-mitralis* semleges alaknak fogható fel.

Láthatjuk, hogy a legtöbb faj mindkét szintben előfordul és ez elsősorban a felső szint fajaira vonatkozik. Mivel a szarmata fauna a tortonaiból származik (reliktum fauna), a felső szint fajainak az alsó szintben is kellett élniük. Ez vonatkozik a *Solen subfragilis* és a *Calliostoma podolicum* alakokra, noha vizsgálataink alkalmával még nem találtuk meg őket az alsó szintben. Az előbbi gondolatmenetből az is következik, hogy az alsó szint fajgazdagabb, mint a felső. Ugyanis az alsó szint fajai közül már nem található több faj a felső szintben, mert a határon kipusztultak. Ilyen a *Loripes dentatus*, *Abra reflexa*,

a *Mohrensternia*-félék, *Potamides bidentatus*, *Clavatula dodereleini* és a *Natica catena helicina*. A fajok kihalása a sótartalom-csökkenéssel áll kapcsolatban és akkor következett be, amikor a sótartalom-csökkenés túlhaladta a létminimumot és az egyes fajok kipusztultak, vagy csak az előfordulási gyakoriság és a példányszám nagysága csökkent le. Ezt látjuk az alsó és felső szint határán. Ugyanazok a faunaelemek megtalálhatók az alsó szintben, amelyek a felsőben is megvannak. De az alsó szint egyes fajai már nem mennek át a felsőbe, vagy csak ritka előfordulásaikkal, kis példányszámban, mert sótűrőhatáraik minimumát meghaladta, vagy erősen megközelítette a kiédesedés. Ugyanekkor más fajok számára ez kedvező volt, mert a felső szintben gyakoribbak és itt fordulnak elő nagyobb példányszámban. A két szint határát ott kell megvonnunk, ahol az alsó szint egyes alakjai eltűnnek és a felső szintre jellemző fajok nagy-példányszámú előfordulásai megjelennek. Vagy fordítva (fentről lefelé haladva), az alsó szint jellegzetes alakjai megjelennek és ugyanekkor a felső szint tipikus fajainak nagy-példányszámú előfordulásai megszűnnek.

A pontosság kedvéért meg kell említenünk, hogy a fajok sótűrőhatárai nem teljesen azonosak. Így pl. az *Abra reflexa* és a *Mohrensternia*-félék kissé még felhúzódnak a felső szint aljába, de mellettük — még vagy már — ott találhatók az *Irus (Tapes)*- és az *Ervilia*-alakok nagy példányszámban.

2. A Foraminifera fauna értékelése

A hazai szarmata üledékek Foraminiferidait csak átfogóan dolgozták fel, részletes tanulmányozásuk még nem történt meg. Az *Elphidium* nemzetség szerepel a legtöbb fajjal. Sajnos, az *Elphidium*ok faji meghatározásában szerzők szerint eltérések vannak, mind hazai, mind külföldi viszonylatban. Az *Elphidium reginum-imperatrix*, *E. aculeatum-josephinum*, *Cibicides lobatulus*, *Nonion granosum*, *Rotalia beccarii* meghatározása egyértelmű és elsősorban ezek a fajok, amelyek tömeges fellépésében is megnyilvánul a két szint szétválása. A makrofaunával megállapított szinteket a *Foraminifera*-fauna szintén igazolja.

A *Foraminifera*-fauna ugyancsak reliktum fauna. Egyes fajaik csak az alsó szintben élnek, a két szint határán kipusztulnak.

Csak az alsó szintben található fajok: *Cibicides lobatulus*, *Elphidium reginum-imperatrix*, *E. fichtelianum*. Ugyanitt nagyobb mennyiségben fordul elő (de a felső szint alján is megtalálható gyéribb példányszámban) az *E. aculeatum-josephinum*.

A felső szintben a *Nonion granosum* sokszor, nagy-példányszámban fordul elő. Ugyanitt található — bár ritkábban — a *Spirolina austriaca*.

A *Rotalia beccarii* mindkét szintben is felléphet nagy-példányszámban, ugyanúgy a *Miliolina*-félék is.

A *Nodophthalmidium* és *Articulina* szintjelző lehetősége még további megfigyelésekre vár.

A *Cibicides lobatulus* és az *Elphidium reginum-imperatrix* kipusztulása nem teljesen egyidejű. Ugyancsak nem esik össze az alsó szintre jellemző kagylók, csigák kihalásával sem. Az eltérések azonban nem nagyok, a két szint határának megvonása nem jelent nagyobb nehézséget.

3. A szintezés nehézségei

Bármilyen egyszerűnek is látszik az elmondottak alapján a szintek megállapítása, mégsem olyan könnyű minden esetben. Ezeket a kivételeket szeretnénk erősen kihangsúlyozni. Sem a *Mollusca*, sem a *Foraminifera*-fauna egyes

szintekre jellegzetes alakjai nem mindig találhatók meg az illető szint minden rétegében. Esetleg faunameddő rétegek, vagy olyan rétegek is iktatódnak be, amelyek semleges fajokat tartalmaznak. Vagy pl. az alsó szintben semleges és a felső szintre tömeges fellépéssel jellemző fajok jelennek meg kis példányszámban. Mielőtt ezeknek a mintáknak a besorolását elvégeznénk, feltétlenül szükséges, hogy a fedő és fekvő rétegek fauna-összetételét is megvizsgáljuk.

4. Összehasonlító vizsgálatok

Vessük össze a hazai szarmata szintjeit és jellegzetes faunaelemeit a Bécsi-medencével, ahol először kísérelték meg a makro- és mikrofauna alapján a rétegegymásrakövetkezéseket megállapítani. Már előre is leszögezhetjük, hogy megfigyeléseink nagy vonalakban egyeznek azokkal. Ez érthető, hiszen a Bécsi-medence és a Magyar-medence szoros kapcsolatban voltak. Bizonyos eltérések azonban vannak.

Az alsó szintben teljes a megegyezés, *Abra-* és *Mohrensternia*-félék csak itt fordulnak elő. Nálunk még nem kis szerepet játszik mellettük — bár ritkábban fordul elő — a *Loripes dentatus*. Ez még biztosabban jelzi az alsó szintet, mert a felsőbe már nem megy át, mint az előző két nemzetség. A mikrofaunában a Bécsi-medencében is említett nagy Elphidiumok (*E. reginum-imperatrix*, *E. aculeatum-josephinum*, *E. fichtelianum*) mellett még a *Cibicides lobatulus* fontos szintjelző, mert az *Elphidium reginum-imperatrix*-al csak az alsó szintben van.

A felső szintbe illeszthetők a Bécsi-medence erviliás és mactrás rétegei. A *Maetra* nálunk, mint láttuk, a felső szintben közelről sem olyan gyakori, mint az *Irus* (= *Tapes*). Inkább tapeses rétegeknek, vagy tapeses-mactrás rétegeknek nevezhetnénk ezeket, bár a *Tapes* nagyobb példányszámban van bennük. Az erviliás és tapeses rétegek egyidejűek, egymásfelettségük a rétegekben teljesen változó, nem egyértelmű. (A Bécsi-medencében a mactrás rétegeket az erviliás rétegek fölé helyezik.) Végül sem az erviliás, sem a mactrás rétegek nem is általánosan elterjedtek nálunk, sok helyen nem fejlődtek ki a jellegzetes módon, így a hazai szarmata felső szintjét — mint rétegekkel — velük nem jellemezhetjük. Végül Erviliák és Mactrák az alsó szintben is vannak, kis példányszámban. A mikrofaunában a Bécsi-medence *Nonion granosum* és *Rotalia beccarii* tartalmú mikrofáciesei szintén beilleszthetők a felső szintekbe, de azzal a megjegyzéssel, hogy az alsó szint jellegzetes alakjai nem találhatók velük, vagy nélkülük sem.

A Szovjetunió Kárpátokon inneni területének szarmata szintjeinek azonosítása már sokkal bizonytalanabb. A mi alsó szintünknek talán a dorobratyivszka- (drágabártfalvai) és lukivszka- (lukovoi) szint — amelyet alsószarmatának mondanak —, felső szintünknek pedig az általuk már középsőszarmatába helyezett almaszka- (almási) szint felelhet meg.

5. Szintjeink és a klasszikus szarmata szintek viszonya

Felvetődhet az a kérdés, hogy szintjeink mennyire egyeztetethetők az alsó- (Volhynien-volhíniai) és középső- (Bessarabien-bessarabiai)-szarmatával. Sajnos, erre semmi alapos lehetőség nincs. Egyedül csak azt tételezhetjük fel,

hogy az alsó szintünk inkább volhiniai, felső szintünk pedig inkább besszarábiai. Hogy az alsó és felső szint határa megegyezhet-e a volhiniai és besszarábiai hatarával, semmi támponttal nem rendelkezünk. Szintezésünk csak helyi jellegű és nem általános érvényű a „szarmatára”.

6. Nevezéktani megjegyzések

A hazai szakirodalomban sokszor találkozhatunk alsó- és felsőszarmata megjelöléssel. Ez az elnevezés teljesen helytelen. Elsősorban azért, mert az alsószarmatán a volhiniai elemeket értjük. Nálunk — mint láttuk — a középsőszarmatát is képviselik üledékeink, a volhiniai és besszarábiai elemeket nem választható szét. Tehát egyáltalán nem biztos, hogy alsószarmata az így jelölt képződmény. Helytelen azért is, mert több esetben tapasztaltuk, hogy néhol a szarmata alsó szintje hiányzik, csak a felső szint van meg. Ez pedig már középsőszarmata lehetne, ha jelölhetnénk így egyáltalán. A felsőszarmata elnevezés ugyancsak helytelen, mert ezen a kerzoni elemeket (Chersonien) értjük, amely — mint mondtuk — már a pliocénbe esik. Végső soron tehát az alsó- és felsőszarmata megjelölést nem használhatjuk, mert már lefoglalt nevek értelemben.

A következő táblázatban hazánk, a Bécsi-medence és a Szovjetunió Kárpátokon inneni területeinek szarmata képződményeit vetjük össze. A Bécsi-medence beosztása PAPP Adolf több ízben közölt szintezéseinek összefogott és egyszerűsített alakja.

I. táblázat — Tabelle I.

Szint Horizont	Magyarország Ungarn	Bécsi-medence PAPP, A. alapján Wiener Becken nach A. PAPP	Szovjetunió Kárpátokon inneni része VENGLINSKII alapján Sowjetunion Diessits der Karpaten nach VENGLINSKII
Felső Oberer	<i>Irus gregarius</i> , <i>Ervilia podolica</i> , <i>Notion granosum</i> nagy példány- számú előfordulása, <i>Sprolota</i> <i>austriaca</i> Fundstelle mit grosser Anzahl von obenerwähnten Exemplaren	Mastrás rétegek Mastratschichten Erviliás rétegek Ervillenschichten	Almaszka szint (almási szint) Almascher (Almaschka Horizont)
Alsó Unterer	<i>Abra reflexa</i> , <i>Mohrensternia</i> -félék, <i>Loripes dentatus</i> , <i>Clavatulula do-</i> <i>derleini</i> , <i>Natica catena helicina</i> , <i>Terebralia bidentata</i> , <i>Elphidium</i> <i>reginum</i> és <i>Cibicides lobatulus</i>	Syndesmias és mohrensternias ré- tegek Schichten mit Syndesmien und Mohrensternien	Lukivszka szint (lukovói szint) Lukovoer (Lukiwska) Horizont Dorobratovszka szint (drágabárt- falvai szint) Dorobratovoer (Dorobrativska) Horizont

Az irodalomközléstől el kellett tekintenünk, mert minden tanulmányt — amely a hazai szarmatával kapcsolatban megjelent — figyelembe vettünk. Így azok közlése a terjedelmet erősen megnövelte volna.

Gliederung des Sarmats von Ungarn auf Grund der Invertebraten-Fauna

Dr. J. Boda

Die in jüngster Zeit durchgeführten grossangelegten Tiefenaufschlussarbeiten gaben uns ausgezeichnete Möglichkeiten zum Studium der Fauna der in zahlreichen Bohrungen durchteuften — und nach unseren bisherigen Kenntnissen als vollständig aufzufassenden — Sarmat-Schichtenfolgen in der Funktion der geologischen Zeit. Diese Untersuchungen haben sowohl die Makro-, wie auch die Mikrofauna umfasst. Die Beobachtungen haben gezeigt, dass manche Faunenelemente konsequent allein in der unteren Hälfte der Sarmat-Serie vorkommen. Andere Formen sind aber nicht auf bestimmten Teil des Profils beschränkt, doch entfällt ihr massenhaftes oder häufiges Auftreten auf den oberen bzw. unteren Teil der Schichtenfolge. Bei den Grenzen der auf solche Weise festgestellten Horizonte war der Wechsel sowohl der Makro- wie auch der Mikrofauna übereinstimmend.

Das ungarische Sarmat lässt sich also faunistisch in zwei Horizonte gliedern: einen unteren und einen oberen.

1. Auswertung der Molluskenfauna (Abb. 1 im ungarischen Text)

Im vorgelegten Diagramm sind die häufigeren und für die stratigraphische Horizontierung wichtigen Arten angeführt. Das Diagramm zeigt, wieviel Prozente der vorkommenden Exemplare der einzelnen Arten auf die einzelnen Horizonte entfallen. Daher lässt es sich nicht dem Diagramm entnehmen, wie tief die einzelnen Arten in diese Horizonte reichen. Wie ersichtlich kommen die meisten Arten in den beiden Horizonten vor, und dies gilt vor allem auf die Arten des oberen Horizontes. Da die Sarmat-Fauna von jener des Tortonis stammt (Relikten-Fauna), müssen die Arten des oberen Horizontes auch im unteren Horizont gelebt haben. Auch daraus folgt es, dass der untere Horizont an Arten reicher ist, als der obere. Denn unter den Arten des unteren Horizontes gibt es schon mehrere, die im oberen Horizont nicht mehr angetroffen werden können, weil sie an der Grenze ausgestorben sind. Das Aussterben der Arten war durch die Abnahme des Salzgehaltes bedingt. Für andere Arten war jedoch dieses günstig, denn sie im oberen Horizont häufiger und in grösserer Exemplarenzahl vorkommen. Die Grenze zwischen den beiden Horizonten muss dort gezogen werden, wo manche Formen des unteren Horizontes verschwinden und die massenhafte Vorkommen der für den oberen Horizont charakteristischen Arten erscheinen. Der Genauigkeit halber müssen wir noch erwähnen, dass die Grenzen der Salinitätstoleranz der verschiedenen Arten nicht vollkommen gleich sind. So reichen z. B. *Abra reflexa* und die Mohnsternen ein bisschen noch in die Basis des oberen Horizontes hinauf, doch daneben finden sich dort die Vertreter von *Irus (Tapes)* und *Ervilia* in grosser Exemplarenzahl.

2. Auswertung der Foraminiferiden-Fauna

Nur im unteren Horizont vorkommende Arten sind: *Cibicides lobatulus*, *Elphidium reginum-imperatrix*, *E. fichtelianum*. Ebenda findet sich *E. aculeatum-josephinum* in grosser Menge (aber auch an der Basis des oberen Horizontes kann diese Form in einer kleineren Anzahl noch angetroffen werden). Im oberen Horizont kommt *Nonion granosum* oft in grosser Exemplarenzahl vor. Ebenda findet sich — obwohl seltener — *Spirolina austriaca*. *Rotalia beccarii* kann in beiden Horizonten in grosser Exemplarenzahl auftreten, dasselbe gilt auch für die Miliolinen. Zur Klärung der Frage, ob *Nodophthalmidium* und *Articulina* stratigraphische Leitfossilien sind oder nicht, müssen weitere Beobachtungen durchgeführt werden. Das Aussterben von *Cibicides lobatulus* und *Elphidium reginum-imperatrix* erfolgt nicht vollkommen gleichzeitig. Genauso koinzidiert es nicht mit dem Aussterben der für den unteren Horizont charakteristischen Muscheln und Schnecken. Die Abweichungen sind jedoch nicht gross, so dass die Grenzziehung zwischen den beiden Horizonten auf keine besonderen Schwierigkeiten stösst.

3. Schwierigkeiten einer Klassifikation

Obwohl die Feststellung der Horizonte auf Grund des Gesagten einfach zu sein scheint, ist das trotzdem nicht in jedem Fall so leicht zu schaffen. Diese Ausnahmen möchten wir besonders betonen. Weder die Mollusken, noch die Foraminiferiden haben immer ihre

für die einzelnen Horizonte charakteristischen Vertreter in allen Schichten des betreffenden Horizontes. Es können eventuell fossillere oder solche Schichten dazwischen geschaltet sein, die neutrale Formen führen, oder es können z. B. im unteren Horizont neutrale und für den oberen Horizont durch massenhaftes Auftreten charakterisierte Arten in kleiner Exemplarenzahl erscheinen. Eher diese Proben stratigraphisch eingeordnet werden, ist es notwendig auch die Faunenzusammensetzung der Hangend- und Liegendschichten zu prüfen.

4. Vergleichende Untersuchungen

In der Tabelle im ungarischen Text werden die Sarmat-Ablagerungen Ungarns, des Wiener Beckens und der transkarpatischen Gebiete der Sowjetunion miteinander verglichen. Die Gliederung des Wiener Beckens ist eine zusammengefasste und vereinfachte Form der von Adolf PAPP mehrmals publizierten Synthesen.

A pannóniai emelet (pliocén)

Dr. Strausz László

(2 táblázzal)

A magyarországi neogén legfiatalabb tagjai a kevésbé sós vízi congeriás rétegek, terraszkvacsok és szárazföldi tarka agyagok. Mivel fekvőjük a szarmata, fedőjük pleisztocén, helyzetük alapján a pliocénbe sorolandók. Faunisztikailag a besorolás nem lenne ilyen egyszerű; a tarka agyagok kövületmentesek, a congeriás rétegekben a tengeri pliocéntól egészen eltérő a fauna; csak egyes terraszkvacsokban és a legfiatalabb congeriás rétegekben található kielégítő gerincesfauna.

A népiesen „kecskekörmök”-nek nevezett, lekopott *Congerina* bűbrészek keltettek először figyelmet ezekből a képződményekből (PARISCH, 1838). Több molluskafajt írt le belőlük M. HÖRNES (1856—1870), STOLICZKA (1862) és FUCHS (1870) ismertették néhány lelőhely (Zalaapáti, Tihany, Kup) molluskafaunáját. Ezeket a képződményeket akkor általában congeriás rétegeknek nevezték. 1883-ban kreálta TELEGGI ROTH L. a „pannon” emeletnevet a congeriás rétegek, ill. a kismartoni (akkor Magyarország, ma Ausztria, neve Eisenstadt) 1 : 144 000-es geológiai térképlap területén található, a szarmata és a pleisztocén közt elhelyezkedő üledékek számára. A definíció nem volt világos, aszerint lehetett volna a „pannon” az egész pliocén színónimája, vagy csak a Kismarton körül meglévő alsó és középső congeriás horizontok neve.

Valószínűleg ezen bizonytalanság miatt hanyagolták el ezt a nevet. Másik oka az volt, hogy a kelet-európai csökkentsósvízi képződményekre vonatkozóan elterjedt a „pontusi” emeletnév (LEPLAY, 1842). HALAVÁTS Gy. és LÖRENTHEY I. a múlt század végén több lelőhelyet is leírtak „pontusi” kor megjelöléssel. 1902-ben újította fel LÖRENTHEY, a Paläontographica sorozatban megjelent monográfiájában a pannon nevet. Ez annyiból kétségtelül jogosult volt, hogy a magyarországi congeriás rétegek nem azonos koriak a délorosz és romániai „pontien”-nel. Sajnos, nevezéktani vita kezdődött ezzel, ugyanazon monografia-sorozatban pontusinak (HALAVÁTS, 1911), pannonnak (LÖRENTHEY, 1911) és pannon-pontusinak (LÓCZY, 1916) nevezik ezeket a képződményeket.

További bajra vezetett a magyarországi szarmata új értelmezése SCHRÉTER által (Koch Emlékkönyv, 1912). Eszerint nálunk csak alsószarmata (volhiniai) faunaelemek léteznének, a besszarábiai és kerzoni hiányozna, ill. alsó congeriás rétegeink felelnének meg ezeknek, tehát nem pliocén, hanem miocén koriak lennének. Ez azonban nem helytálló, besszarábiai emeletre jellemző faunaelemek bőven találhatók nálunk (STRAUSZ, 1942; BODA, 1959), csak nem olyan feltűnő a magyarországi szarmata tagolódása. A kerzoni emelet önállósága vitatható, valószínűleg a meotiba bevonható. Legfeljebb arról lehet szó, hogy a congeriás rétegeink alsó határa nem minuciózusan a miocén—pliocén határnak felel meg, nem pedig arról, hogy congeriás rétegeinknek számottevő része miocén korú lenne.

A harmincas években a pliocén képződmények tanulmányozása a szénhidrogén-kutatásokkal kapcsolatban került előtérbe. SÜMEGHY J. (1939) adta az első összefoglaló leírását a magyar pannonnak. A magyar olajgeológiai irodalomban mindig a congeriás összet egészét nevezték pannonnak.

Közép- és Délkelet-Európa pliocénjének párhuzamosításában nincsenek túl nagy nehézségek. A következő beosztás főleg SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938), BARTHA F., PAPP A. (1959), STEVANOVIĆ P. M. (1959) és SZÉLES M. (1968) eredményeire támaszkodik (I. táblázat).

A magyarországi pliocén rétegek párhuzamosítása
 Parallelisierung der ungarischen Pliozänablagerungen

I. táblázat — Tabelle I.

Tengeri Marin	Ausztria Öster- reich	Magyarország Ungarn		Jugoszlávia Jugosla w ien	Románia Rumanien
		parti fácies Randfázis	medence fácies Beckenfázis		
Felsőpliocén (astien) Oberpliozän (Ast)		Kavicsok Schotter	Tarka agyagok Bunte Tone	Felsőlevantei Oberlevant Középsőlevantei Mittellevant	Rumanien Ruman
Alsópliocén (piacentien) Unterpliozän (Piacent)	G, H	<i>wetzleri</i>	<i>vutskitsi</i>	Alsólevantei Unterlevant	Dacien Daz
	F	<i>balatonica</i>	<i>vutskitsi</i>	<i>rhomboidea</i>	
	E	<i>ungulacprae subglobosa</i>		<i>abichi</i>	
	C, D A, B	<i>partschi</i>		<i>abichi, lenzi, banatica</i>	Meotien Mäot

A legjobban követhető határvonal a *rhomboidea*- és az *abichi*-rétegek között vonható, a pontusi emelet közepén. A „felső *abichi*-rétegek” a magyarországi medencekifejlődésben elég őslénytani adat alapján egykorúnak minősíthetők a peremi kifejlődés *ungulacprae*- és *subglobosa*-rétegeivel. A *rhomboidea*-szint (és vele egykorú *balatonica*-szint) felett még néhány száz méter vastagságú *limnocardiumos* üledéksor található, ezeket a dáciai emelettel kell párhuzamosítanunk, bár faunájuk a romániai dacienével nem rokon.

Romániában az *abichi* rétegek általában csak 100—150 m vastagságúak. Magyarországon a *Limnocardium (Paradacna) abichi*. R. HOERN. faj az alsó-pannon felső 200—300 m-ében uralkodik, azonban (megszakítatlan rétegsorban) már 1000 m-rel mélyebben is megvan, ha ritkább is. Itt lent a *Congeria banatica* R. HOERN. és *Limnocardium (Paradacna) lenzi* R. HOERN. uralkodnak, felfelé ritkulnak, de kevés példányban előfordulnak a legfelső *abichis* rétegekben is. Ezért, főleg a Dunántúlon, nem mindig vonható meg élesen a „felső *abichi*-szint” (a Romániában alsópontusinak nevezett rétegcsoport) alsó határa. Ennek dacára kétségtelen, hogy azok a legalsó congeriás rétegek, amelyek a szármatára konkordánsan települnek, üledékképződési megszakítás nélkül (pl. a Dunántúl DNy-i részén), az alsópontusi alemeletnél idősebbek, nagyrészt a meotinak felelnek meg. Ennek az alsó és középső tagjai, a medencekifejlődésű alsópannoniai sorozatnak, a partközeli kifejlődésben vastaghéjú *Congeria* fajokat tartalmaznak (pl. *C. partschi* M. HÖRN.), nálunk tovább nem tagolhatók, míg Ausztriában legalább két szintre különíthetők.

A congeriás rétegek nevezéktanában több a nehézség, mint párhuzamosításukban. Főleg a „pannon” nevet értelmezik eltérően. SZÁDECZKY-KARDOSS (1938, p. 42—47.) pannonnak jelölte az alsó congeriás rétegeket (beleértve a *subglobosa*-szintet is), a felső congeriás rétegeket (a *rhomboidea*-szinttől kezdve) pontusinak nevezte. STEVANOVIĆ (1951, 1959) a pannon nevet kb. a meoti színönimjaként használta, EBERSIN, MOTAŞ, MACAROVICI és MARINESCU (1966) szerint a pannon magában foglalja a középső- és felsőszármatát és a meotit.

A prioritás elve a sztratigráfiában nem alkalmazható pontosan úgy, mint a zoológiában. Ha egy faj számára felállítottak egy genusz-nevet, akkor ez nem cserélhető ki más olyan genusz-névre, amelyik a kérdéses fajon kívül még más fajokat is tartalmaz, vagyis régibb és szűkebb keretű genusz-neveket nem lehet alárendelni újabb, tágabb értelmű genusz-neveknek. A sztratigráfiában azonban nem tilos egy nagyobb egységnek új nevet adni, ha ezen belül egy szűkebb tagnak már van is neve. Fácieseltetés miatt, sőt párhuzamosítási bizonytalanság miatt is adnak új neveket, hogy a korhatározás bizonytalanságát ne leplezze egy bizonyos rögzített értelmű név használata.

Kétségtelen, hogy szükségünk van egy összefoglaló sztratigráfiai névre congeriás rétegeink számára, mert gyakran kell annak egészét említeni, gyakran (pl. mélyfúrásokban) egy-egy réteg helyét ezen az egész összleten belül nem tudjuk közelebről meghatározni. S ez a név nem lehet a „pontusi”, mert az sokkal szűkebb keretet jelöl. A pannon név ellen nem hozható fel az, hogy a pontusit is magában foglalja, és nem áll az, hogy a meotinak színónimája lenne. A pannon név első definíciójának bizonytalansága dacára is kétségtelen, hogy túlterjed mind a pontien, mind a meotien keretén.

Újabbán a sztratigráfiában is kezdik csodaszernek tartani a tipizálást minden hiba- és félreértés-lehetőség ellen, ugyanúgy mint a paleontológiában.

Szóbajöhethő sztratotípusok és különböző értelmezései a pannoniai emeletnek
Mögliche Stratotypen und verschiedenartige Deutungen der pannonischen Stufe

II. táblázat — Tabelle II.

		K	B	L	S	E	
Felsőpannon Oberpannon	<i>vetzleri, vutsikitsi</i>						Dacien Daz
	<i>balatonica, vutsikitsi, rhomboidea</i>						Felsőpontien (Portaferrien)
Alsópannon Unterspannon	<i>ungulacprae, subglobosa, abichi</i>						Alsópontien (Odessien)
	<i>partschi, banatica</i>						Meotien Mäot
Szarmata Sarmat	<i>Ervilia, Nubecularia</i> Ervilien, Nubecularien						Bessarabien Bessarab
							Volhynien Volhyn

Magyarázat — Erklärungen:

- K = A congeriás rétegek helyzete Kismarton környékén
Stratigraphische Lage der Congerienschichten in der Umgebung von Kismarton (Eisenstadt)
- B = Ugyanaz Budapest-Kőbányánál
dgl. in Budapest-Kőbánya
- L = A pannon értelmezése LÖRENTHEY szerint
Deutung der „pannonischen Stufe“ bei LÖRENTHEY
- S = Ugyanaz STEVANOVIĆ szerint
dgl. bei STEVANOVIĆ
- E = Ugyanaz EBERSIN, MOTAS, MACAROVICI, MARINESCU szerint
dgl. bei EBERSIN, MOTAS, MACAROVICI, MARINESCU

Ha a pannon-kérdésben is a sztratotípusra akarunk támaszkodni, ugyanazt az eredményt kapjuk, amit fentebb adtunk: a pannon nem szinonimája a pontusinak vagy meotinak. A pannon sztratotípusát eddig nem rögzítették, de csak két választás kínálkozik. Vagy az a terület, ahol a nevet először használták (Kismarton — Eisenstadt), vagy az a lelőhely, ahol „pannon” néven először tárgyaltak részletesen földtanilag és őslénytanilag földrajzilag rögzített, ma is elérhető feltárás (Budapest-Kőbánya, LÖRENTHEY, 1902). A kismartoni congeriás rétegek megfelelnek a meotien + alsópontiennek, a budapesti előfordulás a felsőmeotien + pontiennek (II. táblázat). Bár a legfelső (és Budapesten a legalsó) congeriás—limnocardiumos rétegeknek megfelelő tagok hiányoznak ezekből a lehetséges sztratotípusokból, a pannon nevet természetesen az egész összefüggő, másutt megszakítatlan rétegsorra alkalmazhatjuk, mint LÖRENTHEY tette (II. táblázat, L). Ennek megfelelően a pannon emeletnév használata beszűkített, vagy lefelé-terjesztett terjedelemmel nem látszik jogosultnak (II. táblázat, S. E).

Meg kell még említeni a magyar pannon-kutatás újabb eredményeit. Felsőpannon előfordulások mikrosztratigráfiáját és ökológiáját tanulmányozta BARTHA F. (1959, 1966). DANK V. több értékelésben ismertette a nagyföldi szénhidrogénkutatások eredményeit. Főleg az alsópannon medencekifejlődést vizsgálta SZÉLES M. (1964, 1968). A pannon ősföldrajzi viszonyokra vonatkozóan KÖRÖSSY L. (1968) közzétett, SZÉLES M. őslénytani-rétegtani jellegek alapján megállapították, hogy az alsópannoniai transzgresszió a Dunántúlon DNy-ról K felé, az Alföldön DK-ról É felé fokozatosan haladt.

IRODALOM — LITERATUR

- BARTHA, F. (1959): Feinstratigraphische Untersuchungen an den Oberpannonschichten der Balatongegend. *Jahrb. Ung. Geol. Anst. vol. 48.* — BARTHA, F. (1966): Examen biostratigraphique des couches Pannoniennes de la Montagne Meesek. *Acta Geol. Hung. vol. 10.* — BODA, J. (1959): Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. *Jahrb. Ung. Geol. Anst. vol. 47. fasc. 3.* — DANK, V. (1963): Stratigraphy of the Neogene Basins of Southern Alföld and their relations to the areas of South Baranya and Yugoslavia. *Földtani Közl. vol. 93.* — DANK, V. (1965): Deep-structural patterns of the Neogenic Basin portions of the southern Great Plain and their relations to the areas of South Baranya and Yugoslavia. *Földtani Közl. vol. 95.* — EBERSIN, A. G. — MOTAS, I. C. — MACAROVICI, N. — MARINSCU, F. (1966): Afinități panonice și euxinice ale neogenului superior din Bazinul Dacic. *Studii și Cercetări de Geologie etc., ser. Geol., vol. 11.* București. — FUCHS, TH. (1870): Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. *Jahrb. Geol. Anst. Wien, vol. 20.* — HALAVÁTS, GY. (1911): Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsées. *Result. Wissensch. Erforsch. d. Balatonsées, I. 1. Paläont. Anhang IV. 2.* Budapest. — HALAVÁTS, GY. (1904): Allgemeine und paläontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. *Publ. Inst. Geol. Hung. — HÖRNES, M. (1856—1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. Abhandl. Geol. Anst. Wien, vol. 3, 4.* — KÖRÖSSY, L. (1968): Entwicklungsgeschichte und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., vol. 12.* — LÓCZY, L. (1916): Die geologischen Formationen der Balatongegend. *Result. Wissensch. Erforsch. d. Balatonsées, I. 1.* Budapest. — LÖRENTHEY, I. (1902): Die pannonische Fauna von Budapest. *Paläontographica, vol. 48.* — LÖRENTHEY, I. (1911): Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgegend des Balatonsées. *Result. Wissensch. Erforsch. d. Balatonsées, I. 1, Paläont. Anhang IV. 3.* Budapest. — PAPP, A. (1959): Die biostratigraphische Gliederung des Pannon im Wiener Becken. *Földtani Közl. vol. 89.* — STEVANOVIC, P. M. (1959): Pont (in eng. S.) im nördlichen Jugoslawien, seine Fazies und Horizonte, mit einem Rückblick auf die Verhältnisse in den Nachbarländern. *Földtani Közl. vol. 89.* — SROLICZKA, F. (1862): Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten des ungarischen Tertiärbeckens. *Verhandl. Zool. Botan. Ges. Wien.* — STRAUSS, L. (1942): Versuch einer Parallelisierung des Pannons. *Földtani Közl. vol. 72.* — SUMEGHY, J. (1939): Zusammenfassender Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Győrer Beckens, Transdanubiens und des Alföld. *Jahrb. Ungar. Geol. Anst. vol. 32.* — SZADECZKY-KARDOSS, E. (1938): Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. *Mitt. Berg-Hüttenm. Abt. Univ. Sopron, vol. 10, pt. 2.* — SZÉLES, M. (1964): Paläontologische Beiträge zur Abgrenzung des Unter- und Oberpannons. *Jahresber. Ung. Geol. Anst., vol. 3.* — SZÉLES, M. (1968): Pliozän-ablagerungen im Südtail der Grossen Ungarischen Tiefebene. *Földtani Közl. vol. 98.* — TEISSEYRE, W. (1908): Über die mäotische, pontische und dazische Stufe in den Subkarpathen der Östlichen Munténia. *Anuar. Inst. Geol. Romaniei, vol. 1.* — TELGEDI ROTH, L. (1883—1884): Umgebung von Kismarton. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone, Blatt C 6, 1 : 144000.

Über die pannonische Stufe (Pliozän)

Dr. L. Strausz

Die jüngsten Glieder des ungarischen Neogens sind die Congerien-führenden Brackwasserablagerungen, die Terrassenschotter und die terrestrischen bunten Tone. Da in ihrem Liegenden Sarmat, im Hangenden Pleistozän ist, sind sie der Lage nach dem Pliozän zuzurechnen. Faunistisch ginge es nicht so leicht; die bunten Tone sind fossilere, die Brackwasserschichten enthalten eine vom marinen Pliozän völlig abweichende Fauna; nur in einigen Terrassenschottern und in den jüngsten Brackwasserablagerungen gibt es zur stratigraphischen Parallelisierung ausreichende Vertebratenfunde.

Die vom Volksmund als »Ziegenklauen« bezeichneten abgerollten dicken Wirbelteile von Congerien waren vielleicht die ersten Funde, die aus diesen Ablagerungen aufiielen (PARTSCH, 1888). M. HÖRNES hat aus diesen Bildungen mehrere Molluskenarten behandelt (HÖRNES, 1856—1870); 1882 und 1870 haben SPOLICZKA und FUCHS die Molluskenfauna einiger Fundstätten (Zalaapáti, Tihany, Káp) beschrieben, und meistens als »Congerienschichten« bezeichnet. 1883 schuf L. ROTH von TELEKH den Namen »Pannon« für die Congerienschichten, genauer für die auf der geologischen Spezialkarte 1:144000 von Kismarton (damals Ungarn, jetzt Eisenstadt in Österreich) befindlichen, zwischen Sarmat und Diluvium liegenden Ablagerungen. Die Definition war unklar »Pannon« könnte danach entweder als Synonym des ganzen Pliozäns, oder als die Bezeichnung der in der Umgebung von Eisenstadt (Kismarton) vorhandenen älteren und mittleren Congerienschichten gedeutet werden. Wahrscheinlich wurde dieser Name darum zuerst vernachlässigt. Ein weiterer Grund dafür war es, dass der Name »Pontische Stufe« (LEPLAY, 1842) für die osteuropäischen Brackwasserablagerungen verbreitet war. J. HALAVÁTS und E. LÖRENTHEY beschrieben am Ende des vorigen Jahrhunderts mehrere Fundstätten, die sie als »Pont« bezeichneten. Erst 1902 wurde der Name »Pannon« in einer in der Paläontographica erschienenen Monographie von LÖRENTHEY wieder gebraucht. Das war ohne Zweifel berechtigt, da die untersten Congerienschichten Ungarns mit den südrussischen und rumänischen Pont keineswegs gleichaltrig sind. Leider entstand ein Nomenklaturstreit; in einer und derselben Monographienreihe wurden die gleichen Schichten »Pont« (HALAVÁTS, 1911), »Pannon« (LÖRENTHEY, 1911) und »pannonisch-pontisch« (LÓCZY, 1916) zeichnet.

Zu einem bedeutenden Übel führte die Umdeutung des ungarischen Sarmats durch Z. SCHRETER (Koch Emlékönyv 1912, nur ungarisch). Nach ihm sind in unserer Sarmatfauna ausschliesslich Faunaelemente des Untersarmats (Volhyn) vorhanden, die des Bessarabs und Chersons fehlen; die tieferen Congerienschichten sind mit dem osteuropäischen Mittelsarmat und Obersarmat gleichaltrig, — also nicht pliozänen, sondern miozänen Alters. Dies ist keineswegs stichhaltig, bessarabische Faunaelemente sind bei uns reichlich vorhanden (STRAUSZ, 1942; BODA, 1959), nur ist eine Gliederung des ungarischen Sarmats nicht so auffallend. Die Selbständigkeit des Chersons kann angezweifelt werden, es dürfte ins Mäot einbezogen werden. Höchstens kannes darum handeln, dass die untere Grenze der Congerienschichten nicht genau der Grenze Miozän-Pliozän entspräche, nicht aber darum, dass der Grossteil unserer Congerienschichten miozänen Alters wäre.

Die geologische und paläontologische Untersuchung der Pliozänablagerungen ist infolge der Erdöllforschungen in den dreissiger Jahren wieder in den Vordergrund gerückt. J. SUMEGIY (1939) schrieb die erste Zusammenfassung des gesamten ungarischen Pannons. In der ungarischen Erdölliteratur hat man unter dem Namen »Pannon« immer die Gesamtheit der Congerienschichten verstanden.

In der Parallelisierung der Pliozänbildungen Mittel- und Südost-Europas bestehen keine allzu grossen Schwierigkeiten. Die folgende Einteilung stützt sich u. a. auf die Ergebnisse von E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1938), F. BARTHA, A. PAPP (1959), M. STEVANOVIC (1959) und M. SZÉLES (1968) (Tabelle 1.).

Die deutlichste Grenze verläuft zwischen den *rhomboida*- und *abichi*-Schichten, d. h. in der Mitte des Ponto. Die »oberen *abichi*-Schichten« der pannonischen Beckenfazies sind auf Grund ausreichender paläontologischer Beweise mit den *ungulacapræ*- und *subglobosa*-Schichten der ufernahen Fazies gleichaltrig. Oberhalb des *rhomboida*-Horizontes (und des gleichaltrigen *balatonica*-Horizontes) sind noch einige Hundert m mächtige *Limnocardien*-Schichten vorhanden, die dem Daz zuzurechnen sind, obwohl die Fauna mit der dazischen Fauna Rumäniens nicht verwandt ist.

Die *abichi*-Schichten von Rumänien sind meistens nur 100—150 m dick. In Ungarn dominiert die Art *Limnocardium* (*Paradacna*) *abichi* R. HOERN. in den oberen 200—300 m des Unterpannons, sie ist aber kontinuierlich auch schon 1000 m tiefer, wenn auch seltener anzutreffen. Hier unten dominieren *Congeria banatica* R. HOERN. und *Limnocardium* (*Paradacna*) *lenzi* R. HOERN.; sie werden nach oben zu seltener, sind jedoch spärlich auch in den obersten *abichi*-Schichten vertreten. So lässt sich, hauptsächlich in Transdanubien, nicht immer eine scharfe Untergrenze des (dem rumänischen Unterpont entsprechenden) »Oberen *abichi*-Horizontes« ziehen. Dennoch ist es klar, dass die das Sarmat konkordant und lückenlos überlagernden untersten Congerienschichten (z. B. in SW-Transdanubien) älter als unterpontisch sein müssen, zum Grossteil dem Mäot entsprechen. Diese unteren und mittleren Teile der unterpannonischen Beckenablagerungen sind mit jenen ufernahen Bildungen gleichaltrig, die durch dickschalige Congerien (*C. partschi* M. HÖRN., *C. ornithopsis* BRUS.) gekennzeichnet sind. In Österreich ist mindestens eine Zweiteilung dieser Schichtengruppe möglich, bei uns nicht durchführbar.

In der Terminologie der Congerienschichten gibt es mehr Schwierigkeiten, als in ihrer Parallelisierung. Hauptsächlich wird der Stufenname »Pannon« verschiedenartig gedeutet. SZÁDECZKY-KARDOSS (1938, p. 42—47) bezeichnete — den von TEISSEYRE betonten Prioritätsgründen folgend — die unteren Congerienschichten (einschliesslich des *subglobosa*-Horizontes) als »Pannon« deren Tell (von den *rhomboida*-Schichten an) als »Pont«. STEVANOVIC

(1951, 1959) gebrauchte den Namen »Pannon« etwa als Synonym des Mäots. EBERSIN, MOTAS, MACAROVICI & MARI-NESCU (1966) stellen das »Pannon« als Mittel- und Obersarinat und Mäot vor.

Das Prioritätsprinzip ist, in der Stratigraphie nicht in dem Sinne anzuwenden, wie in der Zoologie. In der Stratigraphie ist es nicht verboten eine grössere Einheit neu zu benennen, wenn es auch schon einen Namen für einen Teil derselben gibt. Es ist ganz üblich gleichaltrige Schichten wegen etwaiger Faziesunterschiede in anderen Gebieten anders zu benennen, auch Lokalnamen werden geduldet. Wenn die Parallelisierung nicht über alle Zweifel zu stehen scheint, sind die Lokalnamen sogar praktischer, als die Anwendung von Namen, die eine genaue Altersbestimmung vortauschen, wo in der Tat Unsicherheit herrscht.

Zweifelsohne brauchen wir in Ungarn einen zusammenfassenden stratigraphischen Namen für die Congerenschichten, weil sehr oft die Gesamtheit dieses Komplexes erwähnt werden muss, und weil in vielen Fällen (z. B. in Bohrungen) die genaue Stellung eines Gliedes nicht zu entscheiden ist. Dieser Name kann natürlich nicht »pontisch« sein, der einen viel engeren Rahmen bedeutet. Gegen den Namen »Pannon« kann man nicht anführen, dass er die pontische Stufe in sich einverleibt hält, aber auch nicht, dass er Synonym des Mäots wäre. Die vorher erwähnte ungenaue erste Definition des Pannons hat Ungewissheiten hinter sich gelassen, jedoch nicht in der genannten Beziehung (d. h. weder Synonym des Mäots, noch das des Ponts) (Tabelle II.).

Wie in der Paläontologie, wird auch in der Stratigraphie neuerdings die »Typisierung« als ein Wundermittel gegen allerlei möglichen Fehler und Missverständnisse betrachtet. Wenn wir uns in der Lösung des Pannonproblems auf Stratotypen stützen wollen, dann ergibt sich dasgleiche, was vorher erörtert wurde, — dass das Pannon kein Synonym des Ponts oder des Mäots ist. Ein Stratotyp des Pannons ist noch nicht festgesetzt worden. Es kommen aber nur zwei Möglichkeiten in Betracht: entweder das Gebiet, wo der Name zum ersten Mal gebraucht wurde (die Umgebung von Eisenstadt — Kismarton), oder jene Lokalität, wo unter dem Namen Pannon zum ersten Mal eine, geographisch fixierte, auch heute erreichbare Fundstätte geologisch und paläontologisch genau beschrieben wurde (Budapest—Kőbánya, s. LÖRENTHEY, 1902). Die Congerenschichten von Eisenstadt entsprechen dem Mäot + Unterpont, die von Budapest—Kőbánya dem Obermäot + Pont (Tabelle 2.). Natürlich ist die Tatsache, dass die übrigen (die obersten, und in Budapest—Kőbánya auch die untersten) Glieder der ganzen, zusammenhängenden Schichtenreihe nicht in einem einzigen Oberflächenaufschluss verfolgbar sind, kein Hindernis für die Ausbreitung des Namens Pannon ausser dem Typusort auf das ganze Einheitsgebiet der Congerien- und Limnocardien-führenden Brackwasserablagerungen, was LÖRENTHEY getan hat (Tabelle 2, L). Dementsprechend halte ich das Gebrauchsgebiet des Namens Pannon in einer beschränkten Ausdehnung oder nach unten zu ausgebreitet (Tabelle 2, S und E) für unberechtigt.

Es soll noch auf die neueren Ergebnisse der ungarischen Pannonforschungen hingewiesen werden. Mit der Mikrostratigraphie und Ökologie einiger Oberpannonvorkommnisse hat sich F. BARTHA beschäftigt (1959, 1966). V. DANK veröffentlichte in mehreren Aufsätzen Resultate der Erdölforschung in der Grossen Ungarischen Tiefebene. MARGARETE SZÉLES hat hauptsächlich das Unterpannon in der Beckenfazies untersucht (1964, 1968). Bezüglich der paläogeographischen Verhältnisse des Pannons hat L. KÖRÖSSY auf Grund der petrographischen Charaktere, M. SZÉLES durch paläontologische Untersuchungen bewiesen, dass die Unterpannontransgression in Transdanubien von SW nach O und in der Tiefebene von SO nach N stufenweise vorgerückt war. — Fazielle und paläogeographische Fragen des Pannons werden in den Sektionen des jetzigen Neogen-Kollodiums noch näher bekanntgemacht.

A SZEKCIÓÜLÉSEKEN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK — ДОКЛАДЫ СЕКЦИИ — LES CONFÉRENCES DES SECTIONS

*Földtani Közölvny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1971) 101. 127—129
(Colloquium on the Neogene. Budapest, 1969. 4-9. September)*

Interet paléogéographique des cartes d'isobathes et d'isopaques du Miocène des landes Aquitaines

*J. Alvinerie**, *J. Duverge**, *J. Gayet**, *M. Vigneaux**

(avec 6 figures)

Introduction

La réalisation au cours des dernières années de nombreux forages orientés vers les recherches pétrolières ou l'exploitation des nappes aquifères profondes, permet de dresser une esquisse structurale du Bassin d'Aquitaine et de suivre son évolution paléogéographique en confrontation avec les données sédimentologiques.

Rappelons que deux grands domaines se distinguent a priori:

1. D'une part, un domaine nordique qui évolue comme un grand bassin de sédimentation épinéritique.

2. D'autre part (au Sud de l'Adour), un domaine où les échos de la tectonique pyrénéenne associés à un diapirisme intense affectant les formations triasiques (DUFOUY-CAMET, 1952), compliquent le tracé des courbes et lui enlèvent, à l'échelle choisie, toute valeur de caractère général.

L'évolution paléogéographique du domaine nord est celle d'un grand bassin où le contrôle tectonique, selon des lignes structurales majeures essentiellement de directions hercynienne ou submérienne et pyrénéenne, se fait ressentir avec plus ou moins d'intensité au cours du Miocène. Les commentaires qui vont suivre s'appliquent essentiellement à ce domaine.

Miocène inférieur

Le terme Miocène inférieur englobe, à notre sens, un seul étage, le Girondien, dont l'Aquitainien et le Burdigalien ne représentent que des faciès correspondant à des épisodes stratigraphiquement mal délimités et géographiquement inconstant (CARALP et al, 1964; ALVINERIE, 1969).

Le tracé des isobathes (fig. 2) de la base du Miocène inférieur révèle la présence de deux d'étendues très inégales se développant dans le Nord du bassin d'Aquitaine.

Le plus restreint nettement dissymétrique, est situé au Nord-Ouest des hauteurs à axe crétacé de Villagrains-Landiras (VIGNEAUX, 1953). Les isobathes marquent un angle net d'environ 60°ouvert en direction de l'ouest et

* Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine Faculté des Sciences de Bordeaux, France.

dont la limite au Nord suit sensiblement une direction armoricaine (Nord 120° Est). L'angle formé par la ligne des -100 m a son sommet à 3 km à l'Ouest du forage de Marcheprime (SCHMIDT, M. 1966), à mi-distance entre Bordeaux et Arcachon. Les branches Sud et Est sont incurvées dans leurs parties orientales et se rejoignent à la hauteur des affleurements miocènes types de la région de Bordeaux.

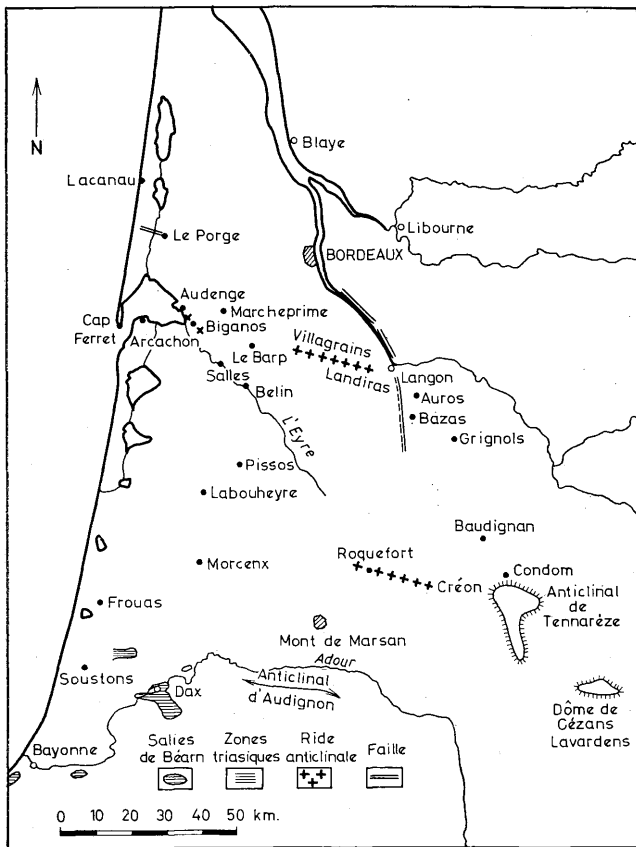


Fig. 1. Principales anomalies tectoniques

Le golfe situé plus au Sud est beaucoup plus vaste et semble s'enfoncer profondément vers l'Est en poussant deux larges digitations: l'une vers le Nord-Est (Auros), l'autre vers la Sud-Est (Baudignan). Au-delà, vers le Sud, les courbes contournent des obstacles d'orientation Est-Ouest (Roquefort, Cézans-Lavardens, Tennarèze); mais d'une manière générale l'éventail dessiné s'ouvre de plus vers l'Ouest et le Sud. Une fosse dissymétrique s'affirme dans

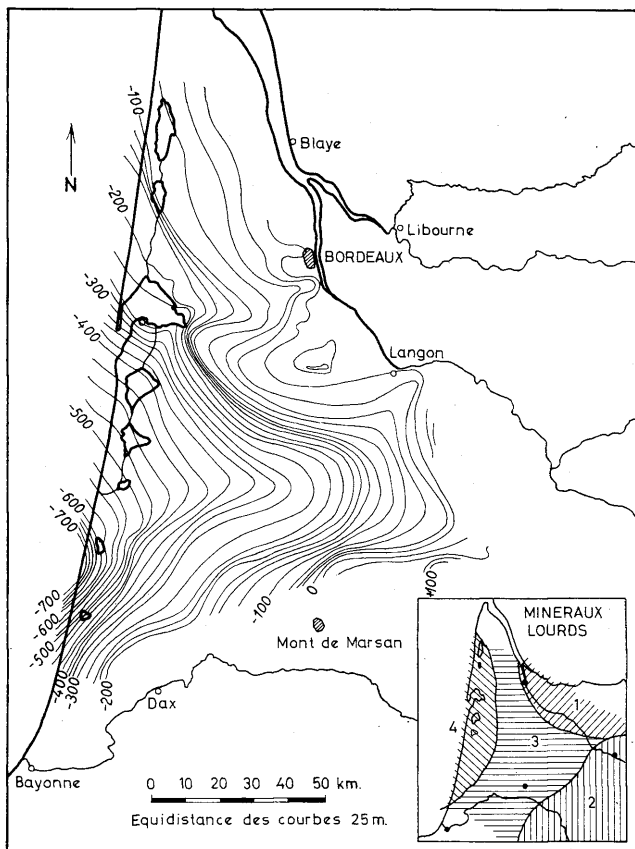


Fig. 2. Isobathes de la base du Miocène inférieur

la zone de Soustons et Frouas (de la ligne des —400 m à celle des —700 m) avec des pentes plus marquées au Sud.

Les principales ruptures de pente se signalent sur les bordures Nord des deux bassins signalés. Elles correspondent à la faille du Porge et au prolongement de la „faille de la vallée de l'Eyre”. Sur la bordure Sud du bassin méridional elles se manifestent aux confins des anomalies structurales liées à la tec-

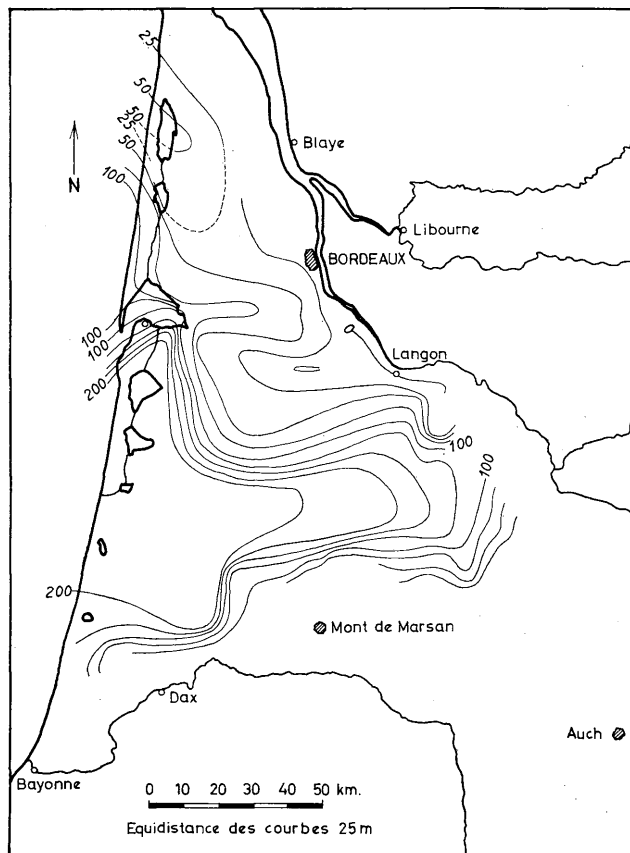


Fig. 3. Isopaques du Miocène inférieur

tonique pyrénéenne. Par ailleurs, si la pente est déjà faible vers le fond du golfe Nord, elle l'est encore plus à la limite orientale du golfe Sud.

Le dessin des courbes d'isopaques (fig. 3) confirme les dispositions précédentes: les grandes puissances de dépôts se situent en règle générale sur les emplacements des golfes suggérés par les courbes d'isobathes.

En ce qui concerne le golfe de développement restreint situé au Nord du Bassin, on peut noter, en même temps qu'une faible puissance des dépôts, une grande harmonie avec la dynamique du tréfonds. Le jeu de la faille du Porge (CARALP, VIGNEAUX, 1960) s'accompagne d'une sédimentation plus importante sur le compartiment méridional effondré. Le maximum d'épaisseur se répartit du Nord vers le Sud, soit de Lacanau au Cap Ferret avec une avancée vers Audenge constituant une sorte de palier (VIGNEAUX, 1954).

Le long de l'axe majeur Est-Ouest du golfe Sud, les sédiments du Miocène inférieur sont très peu bisautés et atteignent vers le large des puissances supérieures à celles des formations identiques du petit golfe septentrional.

Par ailleurs, entre les deux golfes, sur le flanc Sud-Ouest du dôme de Villagrains-Landiras, les accroissements de puissance paraissent déportés vers le Sud. En effet, si la direction générale des courbes d'isobathes de la base du Miocène inférieur, dans cette zone, est N.NW—S.SE, celle des isopaques est pratiquement N—S (de Biganos à Pissos) s'orientant brutalement E—W, au Sud immédiat de Pissos. Cette disposition suggérerait un rejeu tectonique pendant le Miocène inférieur, sur le flanc SW de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, d'un accident satellite.

Sur le plan de la sédimentologie, il semble y avoir une relation étroite entre les différentes zones suggérées par les documents précédents et la répartition des détritiques (ALVINERIE, 1969). Il est représenté en regard du tracé des isobathes (planche No. 2) une schématisation des provinces minéralogiques correspondant aux cortèges de minéraux lourds des dépôts du Miocène inférieur aquitain:

1. La zone 1 est caractérisée par des associations riches en staurotides, disthènes et grenats (minéraux issus de la décomposition des roches métamorphiques du Bas-Limousin); la zone 2 par des épidotes et des grenats, apportés par les rivières descendant des Pyrénées ou de la Montagne Noire. On voit nettement la correspondance existant avec le fond du golfe Sud décrit plus haut et ses digitations d'une part, et l'ordonnement des spectres de minéraux lourds d'autre part.

2. La zone 3 a un cortège mixte composé de la juxtaposition des minéraux des zones 1 et 2. C'est le centre du grand golfe Sud dont la localisation géographique est très favorable à l'élaboration d'un tel assemblage minéralogique.

3. La zone 4, occidentale, correspond à une partie que l'on peut considérer comme commune aux deux golfes Nord et Sud puisque ouverte largement aux influences océaniques et ce faisant aux courants côtiers. L'association de minéraux lourds est caractérisée par la présence d'amphiboles associées aux épidotes et grenats. En considérant les profondeurs nettement plus importantes à l'Ouest, ainsi que le montrent les contours soulignés par l'isobathe —200, on a l'explication de l'absence presque absolue dans les zones 1, 2 et 3 des apports à amphiboles dont le support est, assurément, les courants côtiers situés à une certaine distance du rivage. En effet, aucun des dépôts continentaux miocènes de la bordure orientale du bassin d'Aquitaine n'en contient. La «faille de l'Eyre» a du jouer un rôle également non négligeable en empêchant grâce à la rupture de pente signalée précédemment, l'étalement vers l'Est des matériaux transportés par les courants de bordure.

Miocène supérieur

Le Miocène supérieur considéré correspond uniquement à l'Helvétien (Miocène supérieur I) et au Tortonien (Miocène supérieur II), tel qu'il a été défini par CARALP, JULIUS, VIGNEAUX (1963).

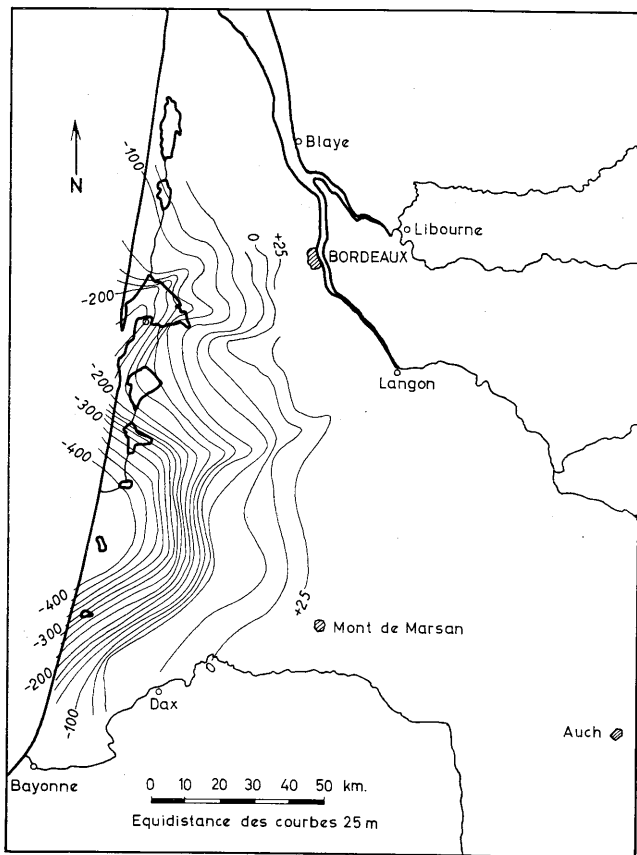


Fig. 4. Isobathes de la base du Miocène supérieur

Le modelé général, caractéristique de la première partie des temps miocènes, fait place à un schéma différent; les lignes d'égaux profondeurs de la base du Miocène supérieur (fig. 4) se rapprochent davantage des directions méridiennes. Ainsi s'inscrivent dans un arc à vaste rayon de courbure allant de Lacanau au Nord, à Soustons au Sud, en passant par Le Porge, Biganos, Pissos, Arju-zanx, les différentes courbes significatives de la paléogéographie de cette période (en particulier, celles correspondant aux profondeurs de —75 et —100 m).

Ce faisant, des complications de détails accusent la perennité de paléoreliefs. Un digité net apparaît ainsi sur l'emplacement même de la partie N—W du dôme de Villagrains-Landiras. Plus au S. E., les courbes prenant une direction sensiblement armoricaine et soulignent l'amorce d'un petit golfe à Pissos (VIGNEAUX, 1955).

De Pissos à Soustons, la séparation entre les abrupts de l'Ouest et les pentes très douces de l'Est est encore plus nette et montre l'existence de deux domaines marins distincts séparés par un grand accident méridien faillé.

Le tracé des courbes d'isopaques (fig. 5) révèle que les puissances de dépôts augmentent considérablement à l'Ouest des figurés évoqués plus haut. Aux confins Sud—Est du petit golfe Nord s'individualise une véritable cuvette de sédimentation, soulignant une manifestation subsidente, en relation étroite avec la destinée occidentale de l'accident de Villagrains-Landiras.

Les caractéristiques sédimentologiques permettent de délimiter comme pour la période précédente les principales zones de répartition des détritiques. Il sera interprété ici la disposition des cortèges de minéraux argileux (voir: schéma porté en cartouche dans la fig. 5).

1. La zone 1 est marquée par un cortège dans lequel la montmorillonite est largement dominante. C'est une zone marine de bordure, où la tranche d'eau ayant toujours été peu puissante, les influences continentales restent prépondérantes. Le tracé des isopaques n'intéresse pas cette zone car les sédiments du Miocène supérieur y sont souvent peu épais et leur présence épisodique.

2. Les zones 2 et 3 appartiennent au domaine continental et ne rentrent pas dans le cadre de ce travail. Les dépôts fluviatiles et lacustres qui s'y rencontrent contiennent des spectres de minéraux argileux où domine soit la montmorillonite (zone 2), soit l'illite (zone 3).

3. La zone 4 est une zone de permanence marine pendant tout le Miocène. C'est celle définie précédemment comme ouverte à l'influence des courants côtiers assez éloignés du rivage. L'association minéralogique argileuse est constituée d'illite et chlorite auxquelles sont associées en quantités mineures, kaolinite et montmorillonite. Autant le tracé des isobathes que celui des isopaques illustrent de manière spectaculaire l'individualisation d'un tel domaine sédimentaire.

4. La zone 5 marquée fortement par la tectonique pyrénéenne et le diapirisme est une région dans laquelle il est difficile de schématiser de manière simple autant la sédimentation que le tracé des courbes d'isopaques ou d'isobathes à une échelle aussi vaste.

Pliocène et Quaternaire

A la fin du Miocène supérieur, il n'y a plus de fortes dénivellations. La cote de la base du Pliocène ou du Quaternaire peut cependant approcher la courbe de —100 m (fig. 6). Les renseignements par forage sont très nombreux pour cette période, et le figuré compliqué des lignes est à la fois très dépendant de l'élaboration du réseau hydrographique actuel en même temps que de la structure ancienne du bassin. Cette illustration permet de mettre en évidence d'une

part, un grand domaine Nord où l'érosion fluvio-continentale a modifié le substratum néogène, d'autre part, au Sud—Ouest un domaine où le modelé régulier des courbes est le reflet de la pérennité de l'implantation de la mer pendant les temps néogènes.

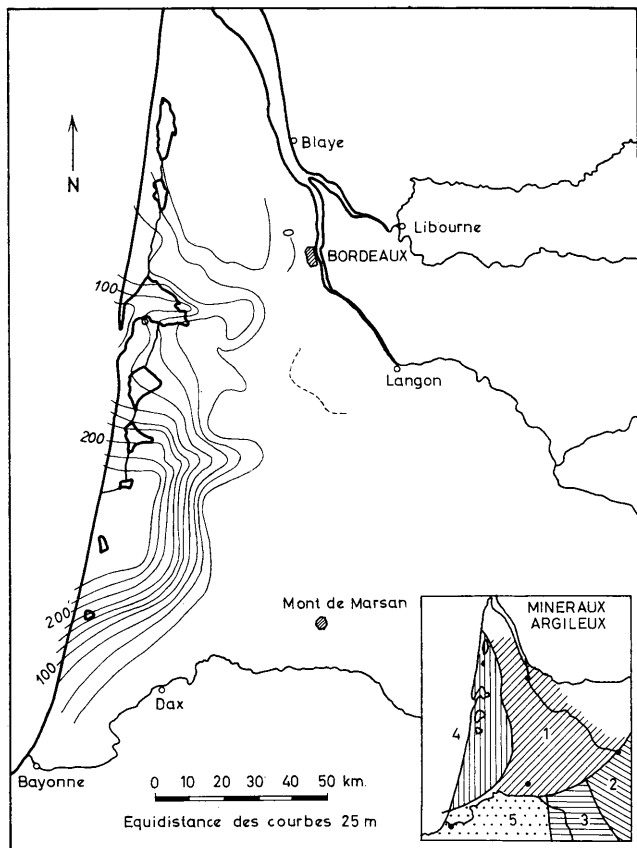


Fig. 5. Isoques du Miocène supérieur

Conclusion

Confronté aux résultats fournis par les données sédimentologiques, l'étude des tracés des courbes d'isopaques et d'isobathes des principales périodes du Miocène montre une certaine concordance entre l'évolution paléogéographique des éléments composant le grand golfe aquitain et les caractéristiques sédimentologiques essentielles.

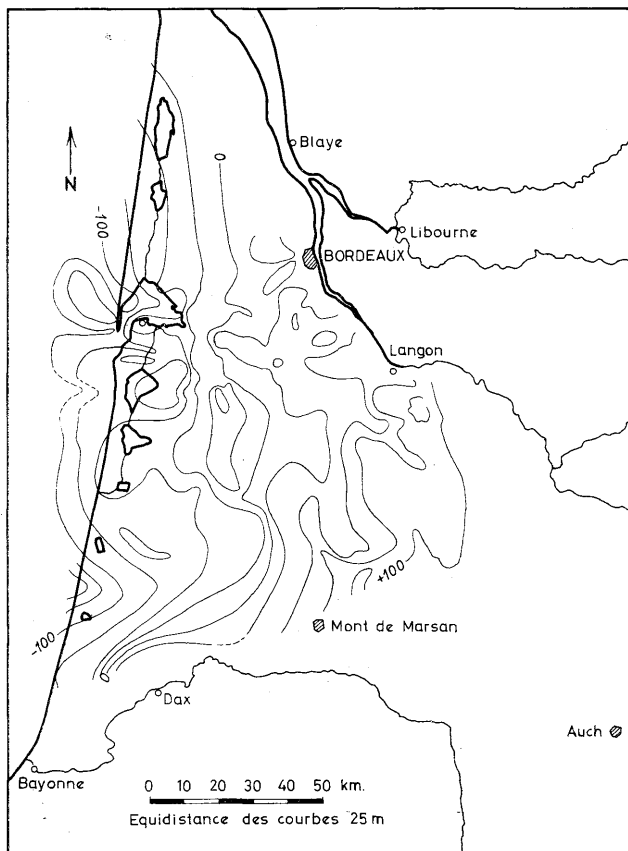


Fig. 6. Isobathes de la base du Plio-Quaternaire

Les deux bassins tels qu'ils sont délimités actuellement existaient déjà au Miocène. Il ne semble pas qu'une tectonique très puissante ait pu influencer les données structurales générales. Cependant, dans certaines zones des modifications se sont produites: le dôme de Biganos (ALVINERIE, VIGNEAUX, 1966) apparaît s'être enfoncé légèrement à la fin du Miocène supérieur tandis que la zone s'étendant de Bazas à Condom se surélevait (ALVINERIE, 1969). L'anticlinal de Villagrains-Landiras a formé un bâti rigide bloquant en particulier le mouvement vers le Nord, jouant ainsi un rôle primordial dans la configuration des deux bassins Nord et Sud et par là même dans la répartition des éléments les plus caractéristiques de la sédimentologie néogène aquitaine.

Bibliographie

- ALVINERIE, J. (1969): Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique. Thèse d'état Bordeaux, ronéotypée 462 p., 31 c., 16 pl., 60 fig. — ALVINERIE, J., VIGNEAUX, M. (1966): Aspects de la sédimentologie des dépôts détritiques miocènes au Sud-Est du Bassin d'Arcachon. C. R. som. Soc. Géol. Fr., fasc. 3., p. 111—113. — CARALP, M., JULIUS, CH., MOYES, J., VIGNEAUX, M. (1964): L'interprétation stratigraphique de l'enchaînement des faciès du Miocène inférieur aquitain. Conf. Néogène méditerranéen Sabadell 1961. 48 p., 3 pl. — CARALP, M., VIGNEAUX, M. (1960): Aspect structural du Médoc atlantique. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. II, p. 796—100, 1. fig. — CARALP, M., JULIUS, CH., VIGNEAUX, M. (1963) Considérations stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène marin en Aquitaine occidentale. Mém. Soc. Mém. Soc. Belge géol., Paléont., Hydrol., Bruxelles No. 6., p. 116—167., 1 tabl. — DOPOUY-CAMET, J. (1952): Recherches structurales sur les accidents tertiaires du Sud-Ouest de l'Aquitaine. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XLIX, No. 233, p. 1—287, 8 pl., 63 fig. — SCHMIDT, M. (1966): Étude sédimentologique des dépôts néogènes du «Pays de Buch». Thèse 3ème cycle Ens. sup. Fac. Sc. Bordeaux (Ronéotypée). — VIGNEAUX, M. (1953): L'anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde). Publ. B. R. G. M., No. 11, p. 53, 4 fig. — VIGNEAUX, M. (1954): Les marches tectoniques profondes de la région bordelaise. C. R. Ac. Sc., t. 238., p. 2105—2106. — VIGNEAUX, M. (1955): Le haut-fond miocène de Pissos (Landes). C. R. Ac. Sc., T. 241, p. 1793—1795.

Die Stratigraphie der Egerien- und Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger

Dr. T. Báldi—Dr. Gy. Radócz

(mit 3 Abbildungen, 4 Tabellen und 10 Tafeln)

Zusammenfassung: Es wird nachgewiesen, dass die Schichtenfolge und Fauna des Egerien — wie sie im Profil der zum Holostratotyp der Egerer Stufe vorgeschlagenen Schichtenfolge der Wind'schen Ziegelei in Eger ausgebildet ist — in der Umgebung von Diósgyőr, Mucsony und Kazincbarcika unter der Tagesoberfläche in vollkommen gleicher Fazies angetroffen werden kann. Die Regressionsserie des Egerien wird entweder durch einen amussiumführenden Schlierkomplex von mehreren hundert m Mächtigkeit oder durch einen brackischen Seichtwasserkomplex von ein paar hundert m Mächtigkeit — die sogenannten Felsőnyáráder Formation mit Lignitflözen an ihrer Basis — überlagert. Im Hangenden der beiden Komplexe liegt der untere Rhyncholithuff. Gegen N und E (Felsőnyárad, Alsószuha) überlagern die beiden obigen Komplexe unmittelbar das Grundgebirge. Der amussiumführende Schlier kann fast völlig oder z. T. durch glaukonitführenden Sand als heteropische Fazies ersetzt werden (insbesondere in der Umgebung von Pétervására und Sajóvelez).

Die eingehende Analyse der in den jüngst niedergebrachten Tiefbohrungen angetroffenen, verhältnismässig reichen Molluskenfaunen bezeugt, dass der amussiumführende Schlier, der glaukonitführende Sandstein, sowie die Nyáráder Formation jünger als der Egerer Komplex sind: unteres Miozän. Sie dürften also ungefähr mit dem Typ des Aquitanien und Burdigalien gleichaltrig sein. Sie können zur Stufe Eggenburgien, wie sie in der neuen chronostratigraphischen Skala der Zentralen Paratethys aufgestellt ist, gerechnet werden. Die Schichten von Bretka sind lediglich transgressive Basalschichten des amussiumführenden Schliers, die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen. Die aus diesen Schichten neuerdings auch auf der ungarischen Seite zum Vorschein gekommenen Vertreter der *Miogypsina quaterni*-Gruppe zeugen ebenfalls von ihrem untermiozänen Alter.

Unsere Untersuchungen betreffen hauptsächlich jenen — auch in Tagesaufschlüssen weit verbreiteten — 500 bis 1000 m mächtigen Ablagerungskomplex, der auf der geologischen Karte Ungarns 1:300 000 unter Benennung »Oberes Oligozän« (O_3), auf dem neuen Kartenblatt von Miskolc im Massstab 1:200 000 aber unter dem Namen »Chatt (Aquitan)« als »Basiskonglomerat, Brekzie, schottriger Kalkstein«, »sandiger Tonmergel, mit Sand, Schotter und Konglomerat in seiner Basis« (im N), »grünlichgrauer Sand und Sandstein, sandiger Tonmergel«, sowie unter dem Namen »Burdigal« als »Schotter, Sand, Sandsteinkonglomerat, bunter Ton und Schotter« dargestellt ist. Im weiteren wird dieser Komplex als lithostratigraphischer Begriff Salgótarján-Formation genannt.

Auf Grund der von E. VADÁSZ im Sajó-Tal (1929), von Z. SCHRÉTER (1929, 1941, 1942) in Bükkszék und im Sajó-Tal, von F. SZENTES (1943) in Pétervására—Salgótarján, von L. MAJZON (1940, 1941, 1942) in Bükkszék und von S. JASKÓ (1940) im Rima—Tarna—Zwischenstromland durchgeführten Untersuchungen wird das Alter dieser Formation im allgemeinen auch heutzutage für oberes Rupel-Chatt oder Chatt gehalten. Eine ähnliche Auffassung hat sich ebenfalls bezüglich der westlichen Fortsetzung dieser Formation anhand der Ergebnisse der von J. NOSZKY sen. und L. BARTKÓ im Raume zwischen Szécsény und Salgótarján durchgeführten Untersuchungen entwickelt. Anders gestaltete sich die Situation in den angrenzenden Gebieten der Süd-Slowakei, wo der obige Komplex wegen des Vorkommens des Konglomerates von Bretka zum »Aquitan« gerechnet und somit für gleichaltrig mit der Egerer Formation, also für unteres Miozän gehalten wird (BUDAY et al. 1965).

Einige, im Borsoder Becken und dessen Umgebung in jüngster Zeit nieder-gebrachte Bohrungen (Sajóvelezd-42, Pétervására-18, -28, Diósgyőr-318, Alsószuha-1) haben uns ermöglicht, unsere frühere — in vielen Hinsichten noch hypothetische — Feststellung (BÁLDI—RADÓCZ 1965), die wir damals auf Grund der Bohrungen Mucsony-136 und Kazincbarcika (Skz)-169 gemacht haben, diesmal vielen Angaben zu unterstützen und mit entsprechenden Dokumentationen weitgehend zu bekräftigen.

Laut unserer Feststellungen und neuerer Ergebnisse (1963) ist das Alter der Salgótarjáner Formation nicht oberes Oligozän (Chatt), sondern unteres Mio-

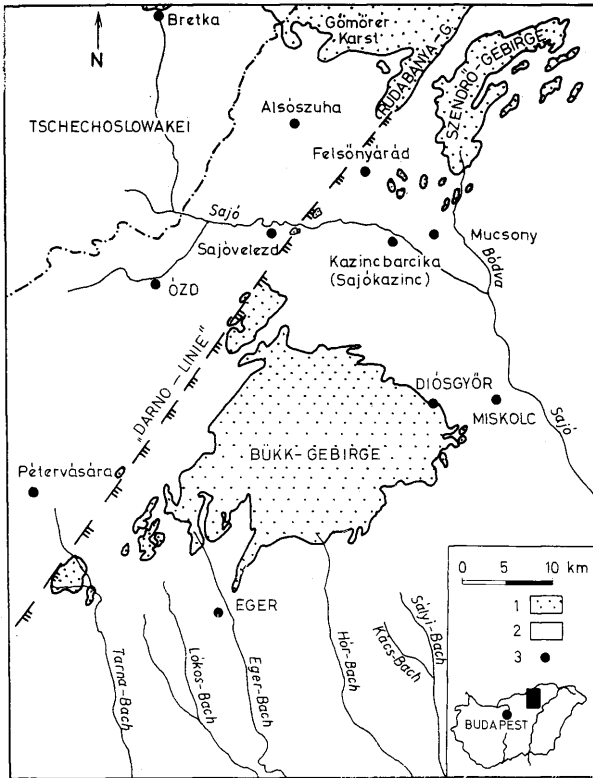


Abb. 1. Kartenskizze des untersuchten Gebietes.
 Erklärungen: 1. Grundgebirge, 2. Känozoikum, 3. Ortschaften

zán (*Aquitán + Burdigal* \approx *Eggenburgien* (BÁLDI, 1964), also jünger als die oberoligozäne Egerer Formation.

In der vorliegenden Arbeit benutzen wir sowohl die neue stratigraphische Stufengliederung, wie auch die neue Terminologie (vergl. CÍCHA—SENEŠ 1968, PAPP 1968, BÁLDI 1968).

OLIGOZÁN

Egerien

Vor Besprechung des unteren Miozäns müssen wir auf die Tatsache hinweisen, dass im Borsoder Becken die oligozänen Ablagerungen nicht fehlen und nicht einmal das obere Oligozän abwesend ist. Die Verbreitung dieser Ablagerungen ist jedoch durch die Prä-Eggenburgien-Denudation reduziert worden (siehe unten). Wo das obere Oligozän erhalten geblieben ist, dort kann es sogar eine Mächtigkeit von 350 m erreichen und in Lithologie, Fauna und Fazies-aufeinanderfolge ist es dem oberen Oligozän von Eger so ähnlich, dass es als eine laterale Fortsetzung der Egerer Formation aufgefasst werden kann. In seinem Liegenden findet sich der Kisceller Ton, woraus es ebenso mit einer Sedimentationskontinuität entwickelt, wie das in der Umgebung von Eger der Fall ist (BÁLDI 1966). Das obere Oligozän selbst konnten wir in drei Bohrungen: Mucsony-136, Kazincbarcika (Skz)-169 und Diósgyőr-318 studieren. Der liegende Kisceller Ton wurde lediglich durch die Bohrung Mucsony-136 in 500 m Tiefe angestossen. Die Bohrung Mucsony-136 hat das Egerien in 229 m (271—500), Diósgyőr-318 in 346 m (580—926), Kazincbarcika (Skz)-169 in 112 m Mächtigkeit (Intervall 554—666 m) erschlossen.

Nach Zeugnis dieser Profile lässt sich das Egerien in zwei, gut absonderbare Horizonte gliedern:

- a) in einen unteren oder molluskenführenden Ton-Horizont und
- b) einen *Mytilus-Potamides*-Horizont.

a) Der ca. 120 m mächtige, tiefere Horizont ist mit dem molluskenführenden Ton von Eger vollkommen identisch, der in der Wind'schen Ziegelei gewonnen wird und dessen Fauna von BÁLDI (1966a) beschrieben wurde. Von den in der ersten Tabelle angeführten 24 Borsoder Arten, die in diesem Horizont zu finden waren, kommen 18 auch im molluskenführenden Ton von Eger vor. Darunter gibt es zahlreiche endemische, eigenartige Formen (*Rostellaria bicarinata*, *Turris egerensis*, *Volutilithes permulticostata* usw.), die gemeinsame Arten darstellen. Der Unterschied vom Egerer Profil besteht nur darin, dass in Eger zwischen dem Kisceller und dem molluskenführenden Ton auch ein 30 bis 40 m mächtiger Horizont von glaukonitführenden, tuffitischen Sandsteinen mit *Miogyopsis septentrionalis* beobachtet werden kann, der in Borsod nach den bisherigen Angaben nicht vertreten ist.

In lithologischer Hinsicht stellt der molluskenführende Ton einen dem Kisceller Ton ähnlichen, monotonen schluffigen Ton dar. Trotzdem ist die Grenzziehung mit dem Kisceller Ton nicht schwer, weil der Kisceller Ton in dieser Gegend an Makrofossilien äusserst arm ist. Ausserdem ist für den molluskenführenden Ton das massenhafte Auftreten der Hinien (*H. schlotheimi*) charakteristisch. Im Typusgebiet des Oligozäns der borealen Provinz ist — nach ANDERSON'S Mitteilung — ebenfalls das Auftreten der Hinien an der Basis des Chatts eine der charakteristischen Merkmale der Rupel—Chatt-Grenze. In Ungarn sind die Hinien im Kisceller Ton nicht vertreten. Übrigens unterscheidet sich die Fauna des molluskenführenden Tones auch in anderen Hinsichten grundlegend von jener des Kisceller Tones und die Zahl der gemeinsamen Arten zwischen den beiden Bildungen ist nach NOSZKY'S Arbeit (1939—40) lediglich auf vier zu schätzen.

Bei einer oberflächlichen Betrachtung lässt sich der molluskenführende Ton auch mit dem amussiumführenden Eggenburgien-Schlier (unteres Miozän) leicht verwechseln (siehe

unten). Das Einsetzen der *Schizaster* und Fischschuppen in den beiden Formationen, ferner die durch die Faziesähnlichkeit bedingte, gewisse oberflächliche Ähnlichkeit des Toness kann den Eindruck von Identität machen. Bei eingehenderer Analyse der Fauna konnten wir jedoch nicht mehr als vier gemeinsame Arten (+ zwei verwandte Arten) nachweisen, und zwar solche kosmopolitischen, persistenten Formen, wie *Limopsis anomala*, *Macoma elliptica*, *Corbula gibba* und Nassiden des Formenkreises von *Hinia schlotheimi*, welche letzteren jedoch keine völlige Identität mehr aufweisen. Weitere Unterschiede: die im amussiumführenden Schlier häufigen *Pseudamussien*, *Bathysiphonen* (*Protulites*), *Cycloseris* fehlen im molluskenführenden Ton.

Wie aus der ersten Tabelle ersichtlich, kommt gegenüber den fünf oligozänen Arten keine einzige miozäne Form im molluskenführenden Ton vor. Im Chattien Europas treten zehn Arten auf, von welchen drei NOSZKY auch schon von Kisceller Ton erwähnt. Allerdings lebt die Mehrheit dieser Arten im Miozän weiter. So ist das oberoligozäne (*Egerien*) Alter des molluskenführenden Toness indiskutabel.

b) Der *Mytilus-Potamides*-Horizont, dessen Mächtigkeit in Abhängigkeit von der Stärke der Prä-Eggenburgien-Denudation zwischen 100 und 250 m variiert, entspricht sowohl lithologisch, als auch faunistisch den höheren Egerer Schichten (Schicht «k», Schichten mit *Cyrena*, *Mytilus*). So besteht dieser Horizont aus wechsellagernden Tonen (manchmal bunt), Sandsteinen, Schottern und Kohlen (Lignit)-Schnüren. Was ihre Molluskenfauna — die aus 29 Arten besteht — betrifft, so sind Dreiviertel davon (MAJZON, 1941) auch in den oberen Horizonten von Eger vertreten (vgl. Tabelle II).

Die Unteregerien-Makrofauna des molluskenführenden Toness in den Bohrungen Mucsony-136 und Diósgyőr-318

Tabelle I.

	Mucsony-136 (384—500 m)	Diósgyőr-318 (820—926 m)	Verbreitung ausserhalb der Paratethys						Verbreitung in der Paratethys					
			OLIGOZÄN			MIOZÄN			OLIGOZÄN		MIOZÄN			
			Rupelien	Kattien	Aquitanien	Burdigalien	Helvetien	Tortonien	Kiscellen	Egerien	Eggenburgien	Ottományen	Karpatien	Badenien
<i>Nucula</i> sp. indet.	+													
<i>Foldia rautini</i> COSSMANN et PEYROT, 1912	+							+	+					
<i>Limopsis anomala</i> (EICHWALD, 1830) (= <i>L. retifera</i> SEMP.)	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+
<i>Thyasira vara angusta</i> BÁLDI, 1966	+	+							+	+				
<i>Macoma elliptica</i> (BROCCHI, 1814)	+								+	+	+	+	+	+
<i>Angulus posterus</i> (BEYRICH, 1867)	+								+	+	+	+	+	+
<i>Corbula gibba</i> OLIVI, 1792	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Turritella</i> ex. aff. <i>venus margaritae</i> GAÁL, 1938	+								+	+	+	+	+	+
<i>Rostellaria bicarinata</i> BÁLDI, 1966	+								+	+	+	+	+	+
<i>Hinia schlotheimi</i> (BEYRICH, 1854)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Vezillum</i> cf. <i>sollingense</i> (SPEYER, 1864)	+		×	×					+	+	+	+	+	+
<i>Volutilithes permulticostata</i> TELEGDÍ—ROTH, 1914	+								+	+	+	+	+	+
<i>Turris egerensis</i> (TELEGDÍ—ROTH, 1914)	+								+	+	+	+	+	+
<i>Syrnola</i> n. sp.	+								+	+	+	+	+	+
<i>Odontostoma</i> n. sp.	+								+	+	+	+	+	+
<i>Ringicula auriculata paulucciae</i> MORLET, 1878	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cylichna cyindracea raulini</i> (COSSMANN et PEYROT, 1932)	+	+		+	×	×	×	×	+	+	×	×	×	×
<i>Rozania burdigalensis</i> (ORBIGNY, 1852)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Rozania utricula</i> (BROCCHI, 1814)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Yaginella</i> cf. <i>lanceolata</i> (BOLL, 1846)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Dentalium fissura</i> LAMARCK, 1818	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Frustraria laurogracilis</i> (SACCO, 1897)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cadulus gracilina</i> (SACCO, 1897)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Thaumastocheles rupeliensis</i> BEURLEN, 1939	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Erklärungen: + = Identische Formen, × = Naheverwandte Formen

In fazieller Hinsicht — gegenüber dem bathyalen-tiefsublitoralen Ursprung des mollusken-führenden Tones — besteht der Horizont aus einer Wechsellagerung von seichtsublitoralen, litoralen und lagunären Ablagerungen und auch in dieser Beziehung erinnert er sehr auf die oberoligozänen Formationen von Mátyás und Kováčov (Pomáz, Leányfalu, Szentendre, Göd, Diósény, Becke). Am häufigsten sind die litoralen Paläozöen mit *Tympanotonus-Pirenella* und *Mytilus aquitanicus*, sowie die lagunären Paläozöen mit *Polyymesoda-Tympanotonus* (vgl. BÁLDI 1966b). Von der Ähnlichkeit zeugt, dass 90% der Fauna des Borsoder Horizontes (27 Formen aus 29) in den bereits erwähnten »Fectunculus-« und »Cyrenas-Schichten angetroffen werden können. Ja sogar die Spuren der im obersten Teil dieser Formationen in Szentendre, Pomáz (BÁLDI 1965), Kováčov (SENEŠ 1964) und Mohora (FERENCZI 1942) auftretenden terrestrischen Paläozöen waren in ähnlicher stratigraphischer Lage auch in der Bohrung Diósgyőr 318 erkennbar (Vorkommen von *Triptychia*, *Pomatias* und Knochenresten). In der Bohrung von Diósgyőr erwies sich der *Mytilus*-*Potamides*-Horizont am mächtigsten, also hier war die Abtragung während der Prä-Eggenburgien-Denudation am geringsten. Geringer, als in Eger, wo dieser Horizont nur 50 m mächtig ist, so dass auch die Landschnecken der oberen Teile fehlen.

Die Oberegien-Makrofauna der *Mytilus*-*Potamides*-führenden Schichten in den Bohrungen Mucsony-136, Diósgyőr-318 und Kazincbarcika (Skz)-169

Tabelle II.

	Mucsony-136 (271—884 m)		Diósgyőr-318 (580—820 m)		Kazincbarcika (Skz)-169 (554—666 m)		Verbreitung ausserhalb der Paratethys				Verbreitung in der Paratethys			
							OLIGOZÄN		MIOZÄN		OLIGOZÄN		MIOZÄN	
	Rupellen	Karnten	Aquitaniän	Burdigalien	Helvetien	Tortonien	Kiscellen	Egerien	Eggenburgien	Ottományien	Karpatien	Badenien		
<i>Nuculana antiepicata</i> (TELEGDI—ROTH, 1914)														
<i>Anadara diluvii</i> (LAMARCK, 1805)														
<i>Mytilus aquitanicus</i> MAYER, 1858	+													
<i>Ostrea</i> sp. indet.														
<i>Polyymesoda conveza</i> (BRONGNIART, 1822)														
<i>Batissa</i> sp. indet.														
<i>Taras rotundatus</i> (MONTAGU, 1803)														
<i>Pitar polytropa</i> ANDERSON, 1958														
<i>P. undata</i> (BASTEROT, 1825)														
<i>Gari protracta</i> (MAYER, 1893)														
<i>Corbula gibba</i> ÖLVI, 1792														
<i>C. carinata</i> (DUJARDIN, 1837)														
<i>Thracia ventricosa</i> PHILIPPI, 1843														
<i>Th. cf. pubescens</i> (PULENEY, 1799)														
<i>Theodoxus pictus</i> (FERUSSAC, 1824)														
<i>Th. bukckensis</i> (TELEGDI—ROTH, 1914)														
<i>Pomatias</i> sp. indet.														
<i>Turritella beyrichi</i> HOFMANN, 1870														
<i>Melanopsis impressa hantkeni</i> HOFMANN, 1870														
<i>Tympanotonus margaritaceus</i> (BROOCHI, 1814)														
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE, 1792)														
<i>Calyptiraea</i> sp. indet.														
<i>Polinices catena helicina</i> (BROOCHI, 1814)														
<i>Ampullina crassatina</i> (LAMARCK, 1804)														
<i>Ocenebrina</i> sp. indet.														
<i>Bullia hungarica</i> (GÁBOR, 1936) forma juv.														
<i>Acteocina</i> sp. indet.														
<i>Triptychia</i> sp. indet.														
<i>Dentalium taurocostatum</i> SACCO, 1897 s. l.														

Erklärungen: + = Identische Formen, x = Naheverwandte Formen.

Wegen der besonderen Lagerungsverhältnisse hat die Fauna des *Mytilus-Potamides*-Horizontes ein jüngeres Anlitz, als das bei dem molluskenführenden Ton der Fall ist. Nach Tabelle II. kommen drei miozäne Arten vor (*Mytilus aquitanicus*, *Pitar undata*, *Dentalium taurocostatum*). Die ersten zwei sind jedoch von anderswo im Egerien bekannt. Die Zahl der oligozänen Arten (*Gari protracta*, *Turritella beyrichi*, *Ampulla crassatina*) ist ebenfalls drei. Der *Mytilus-Potamides*-Horizont schliesst also eine Oligozän-Miozän-Grenzfauna in sich ein, welche wir jedoch — auf Grund der Analogien von Eger, Pomáz und Diósjenő (BÁLDI 1965, 1966b) zum oberen Oligozän rechnen und für das Äquivalent des Obertheiles des Chattien halten.

Zu diesem Problem kommt noch die Schwierigkeit der Unterscheidung von der Felsőnyáráder Formation (siehe unten) hinzu. In der Fauna der in vollkommen ähnlicher Fazies ausgebildeten Eggenburgien-Schichten von Felsőnyárád ist ein Teil der häufigen Elemente mit den charakteristischen Formen des *Mytilus-Potamides*-Horizontes des Egerien identisch (z. B. *Mytilus aquitanicus*, *Theodoxus pictus*, *Tympanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata* und die der *Melanopsis hantkeni* nahestehende Art *M. impressa*) (vgl. RADÓCZ 1962, p. 518—519). Abweichungen der Fauna: in der Felsőnyáráder Formation fehlen die für das Egerien charakteristischen oligozänen Arten: *Ampullina crassatina*, *Turritella beyrichi*, *Theodoxus buekkensis* und einige andere Arten, wie *Polymesoda convexa*, *Pitar undata*, *Thracia ventricosa*. Zudem finden sich im Komplex von Felsőnyárád zahlreiche miozäne Formen, die im Egerien fehlen. Ausserdem kann es nachgewiesen werden, dass in der Bohrung Diósgyőr-318 die Felsőnyáráder Formation das Egerien mit *Mytilus* und *Potamides* überlagert.

Prä-Eggenburgien-Denudation

Die oberoligozänen (Egerien) Serien von Borsod zeugen, jener von Eger ähnlich, von einer allmählichen Regression. Das Auftreten von bunten Tonen und terrestrischen Gastropoden in den höchsten Schichten unterstreicht diese Tatsache besonders. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse ist anzunehmen, dass die Regression am Ende Oligozän zum Aufhören der Sedimentation und dann zu einer Denudation führte, die wir als Prä-Eggenburgien-Denudation bezeichnen. Dieser Denudation fiel die ganze oligozäne Schichtenfolge in grossen Gebieten zum Opfer; in anderen Gebieten wurde nur das obere Oligozän abgetragen; wieder anderswo blieb auch das Egerien — teilweise oder fast völlig — erhalten. Infolge dieser Denudation lagern die Schichten des unteren Miozäns (Eggenburgien) bald unmittelbar auf das Grundgebirge, bald auf den Kisceller Ton, bald auf verschiedene Horizonte des Egerien, oft mit ausgeprägten basalen Transgressionsablagerungen (z.B. Konglomerat von Bretka, Lignitserie von Felsőnyárád). Die Erkennung dieser Denudation ist eine Schlüsselfrage der Stratigraphie des Gebietes.

MIOZÄN

Eggenburgien

Gegenüber der bisherigen Praxis, rechnen wir zu dieser Stufe den einleitend bereits erwähnten, unter dem Namen Salgótarjáner Formation zusammengefassten Komplex. Hierzu gehört ausserdem die Felsőnyáráder Formation, die vorderhand als gesonderter Komplex besprochen wird. Innerhalb der Salgótarjáner Formation können unterschieden werden:

a) eine vorwiegend schluffige, tonige Fazies — der amussiumführende Schlier,

b) eine vorwiegend aus Sandsteinen bestehende (glaukonitführender Sandstein) Fazies,

c) karbonatische, grobklastische Basisschichten mit Lithothamnen und grosswüchsigen Foraminiferen (Fazies von Bretka),

d) eine Schotter-Grobsand-Fazies aus einem Milieu von hoher hypsometrischer Position, welche die Regressionsphase des Sedimentationszyklus darstellt und der Grosspectiniden-Ausbildung von Budafok (Fazies von Ipolytarnóc) ähnlich ist.

Diese Fazies sind miteinander sehr eng verbunden, gehen ineinander gegenseitig über, so dass kaum möglich ist, sie voneinander abzusondern. Die einzige gesetzmässige Tendenz besteht vielleicht nur darin, dass das Konglomerat von Bretka an der Basis, die Fazies von Ipolytarnóc aber in den höchsten Horizonten auftritt.

a) Amussiumführender Schlier

Das Typusprofil wurde von der Bohrung Alsószuha-1 geliefert, die den Schlier in 750 m Mächtigkeit durchteufte. Dieser, zumeist monotone tonig-mergelige Schluffkomplex liegt (Abb. 2) in 805 m Tiefe auf dem triadischen Grundgebirge. Die Basis besteht aus 1—2 m mächtigen Transgressionsablagerungen: Brekzien und Sandsteinen mit dem klastischen Material des Grundgebirges und Lithothamnenkalkklingen, die zwar keine Grossforaminiferen enthalten, aber offenbar der Formation von Bretka entsprechen. Unmittelbar darüber folgt 2,5 bis 3 m mächtiger glaukonitführender Sandstein und dann Schlier.

Aus dem Schlierkomplex von Alsószuha wurde eine, aus 69 Arten bestehende Makrofauna bestimmt (Tabelle III.). Diese Fauna ist ziemlich gleichtönig, ähnlich wie das einschliessende Gesteinsmaterial. Es wurden vier Horizonte von lokalem Wert (Faunizonen) unterschieden, vor allem auf Grund der Häufigkeitsveränderungen von Pseudamussien.

1. Das erwähnte, 5 m dicke, basale Schichtglied wird im Intervall von 633 bis 800 m durch den vorwiegend von hartem, manchmal glaukonitführendem, schluffigem Ton aufgebauten Komplex der amussiumleeren Zone überlagert. Im Oberteil der Zone, zwischen 660 und 730 m sind die Zwischenlagerungen von glaukonitführendem Sandstein häufig, die sich oft in Form von ein paar mm dicken Bändern mit Schluffstein rhythmisch abwechseln. Die Zone wird oben durch einen bentonitisierten Tuffband begrenzt (in 635 m Tiefe). Der Horizont von rhythmischer Schichtung (? Turbidität) ist äusserst fossilarm (nur grössere Vertreter von *Saxolucina* sp. kommen vor), darunter und darüber hat der Ton jedoch eine für die Zone charakteristische Makrofauna geliefert. Der Fauna fehlen noch die typischen Schlierformen (*Pseudamussium*, *Yoldia*, *Cardita*, *Cavilucina*, *Thyasira*, *Solenya*, *Turritella*, *Cuspidaria*, *Bryozoa* und *Spaladaga*). Statt ihrer sind von einer marinen, seichtsublitoralen Fazies zeugende Gattungen, wie *Spondylus*, *Lima*, *Chlamys*, *Tellina*, *Gastrana*, *Ostrea* vertreten, die in den höheren Horizonten nicht angetroffen worden sind.

2. Im Intervall von 378 bis 633 m lagert der tonig-schluffige Komplex der unteren amussiumführenden Zone, deren Eintönigkeit nur an vereinzelt Stellen durch harte, schluffige Ankeritlagen oder Glaukonit-Impräginationen — die aus dem vorher besprochenen Horizont bereits bekannt sind — gebrochen wird. Entsprechend der mit dem Zyklus fortschreitenden Transgression wird die seichtsublitorale Fauna der Basalschicht hier durch mittelsublitorale (aus einer Wassertiefe von 30 bis 120 m stammende) typische Schlier-Fauna mit dem Vorherrschen von *Pseudamussium cornutum* abgelöst. Allein in dieser Zone kommen unter anderen *Bathyrca*, *Limopsis*, *Cardita scalaris*, *Sphaeniopsis*, *Picus condita* und *Scaphander* vor. Die Turritellen sind sehr spärlich vorhanden.

3. In der Hünen-Turritellen-Zone des Intervalles 115—378 m, die ebenfalls durch tonigen Schluffstein vertreten ist, kann die in den unteren zwei Zonen vorkommende *Cyloseris* nicht mehr angetroffen werden, während *Pseudamussium cornutum* nur spärlich und hauptsächlich durch jugendliche Exemplare vertreten ist. Charakteristisch ist die Häufigkeit der Turritellen.

4. In der oberen amussiumführenden Zone (62—115 m) ist *Pseudamussium cornutum* wiederum häufig. Im tonigen Schluffstein, der an Schwammnadeln und Radiolarien reich ist; treten *Laternula fuchsii*, *Erycina fallax* und *Bolma* cf. *taurinensis* als neue Elemente auf, während die für die tieferen Horizonte charakteristischen Vertreter von *Cavilucina*, *Saxolucina*, *Hinia*, *Cyloseris* und *Flabellum* abwesend sind.

Vor der weiteren Analyse der Fauna müssen wir auf einige, auch vom stratigraphischen Gesichtspunkt wichtigen Probleme der Systematik hinweisen.

Die neogene Art *Nuculana fragilis* lässt sich schwer von der paläogenen *N. gracilis* DESHAYES trennen. Nach der Meinung von GLIBERT und ANDERSON sei diese Trennung anhand eines Materiales von guter Erhaltung durchführbar, unsere, oft schlecht erhaltenen Exemplare können aber die Bestimmung in manchen Fällen zweifelhaft machen.

Die Trennung von *Pseudamussium cornutum* von *Pseudamussium cornutum* SOWERBY, dem paläogenen Vorläufer der neogenen Unterart, kann problematisch sein. Die Verfasser betrachten als *cornutum* s. str. im allgemeinen die kleinere, in die Höhe ausgezogenere, symmetrische Form, während die in der Regel grösseren etwas asymmetrischen, runden Klappen man mit der Form *denudatum* identifiziert. Im Material von Alsószuha ist zweifellos die Unterart *denudatum* vorhanden. Im Hünen-Turritellen-Horizont aber kommen die jugendlichen Exemplare von *Pseudamussium* vor, die mit ihren Dimensionen und Symmetrieverhältnissen eher *cornutum* s. str. nahekommen.

Die in der Fauna häufigen Hünen konnten wir wegen des schwachen Erhaltungszustandes nicht genau identifizieren. Soviel konnten wir jedoch feststellen, dass die Identität mit der dem Egerien angehörenden Art *H. schlotheimi* nicht vollkommen ausgeprägt ist, obwohl die nahe Verwandtschaft keinem Zweifel unterliegt. *H. schlotheimi* ist eine persistente Art. Die Hünen von Alsószuha kommen jedoch (oder sind teilweise vielleicht sogar gleich) mehreren miozänen Arten, wie *H. hórnesi* MEYER, *H. turbinella* BROOCHT und *H. fortzeostata* HÖLZL nahe.

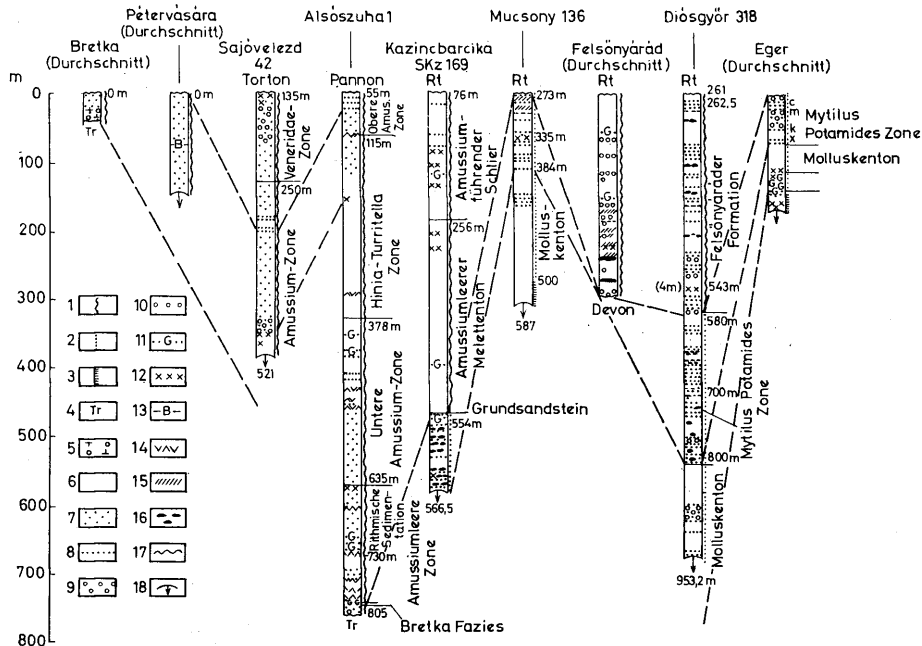


Abb. 2. Die wichtigsten untersuchten Profile (hauptsächlich Tiefbohrungen). Erklärungen: 1. Egenburgien, 2. Egerien, 3. Kiscellien (cc. Rupélien), 4. Trias, 5. Fazies von Bretká, 6. Vorwiegend Ton, Schluffstein und Feinsand, 7. Vorwiegend sandiger Schluffstein, der manchmal glaukonitführend ist, 8. Sandsteinzwischenlagerungen, 9. Schotter, 10. Schotterzwischenlagerungen, 11. Glaukonitführende Sandsteinzwischenlagerungen, 12. Tuff, Tuffit, 13. Bentonit, 14. Ankeritlager, 15. Bunter Ton, 16. Kohlenflöze bzw. -schnüre, -linsen, 17. Diskordanz, 18. Bohrungssohle innerhalb eines Schichtenkomplexes

Fortsetzung der Tabelle III.

	Obere Amussium - Zone (62—115 m)			Verbreitung ausserhalb der Paratethys						Verbreitung in der Paratethys				
	Hivia — Turristella-Zone (115—378 m)	Untere Amussium-Zone (378—633 m)	Amussiumliedere Zone (633—805 m)	OLIGOZÄN		MIOZÄN				OLIGOZÄN		MIOZÄN		
				Rupellen	Kattien	Aquitaniän	Burdigaliän	Helvetien	Tortonien	Kiscailien	Egerien	Eggenburgien	Ottmangien	Karpatien
<i>Xanucus (= Turbinella) sp.</i>														
<i>Hivia cf. schlotheimi</i> (BEYRICH, 1854)	+	+	+		×	×	×	×		×				
<i>H. sp. A</i> indet. (non <i>schlotheimi</i>)														
<i>H. sp. B</i> indet. (forma magna, reticulata)														
<i>Arcularia cf. schoenii</i> (R. HOERNES et AUINGER, 1879)													×	×
<i>Ancilla austriaca</i> (R. HOERNES, 1875)														
<i>Trigonostoma fenestratum tauracuta</i> SACCO, 1894														
<i>Turris coronata</i> (MUNSTER in GOLDFUSS, 1843)														
<i>Bathytoma cataphracta</i> (BROCCHI, 1814)														
<i>Clavus sp.</i> indet.				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Scaphander ignarius gratioleupi</i> (MICHELOTTI, 1847)					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Roxania sp.</i> indet.	+													
<i>Aturia aturi</i> (BASTEROT, 1825)														
<i>Sepioidea</i> gen. et sp. indet.														
<i>Bathysiphon sp.</i> (= <i>Protulites segmentata</i> JASKÓ, 1940)	+	+	+	+										
<i>Cycloseris sp.</i> (= <i>C. perezi</i> HAIME in JASKÓ, 1940)	+	+	+	+										
<i>Flabellum sp.</i> indet.	+	+	+	+										
<i>Bryozoa</i>	+	+	+	+										
<i>Strisopsis ottmangensis</i> (R. HOERNES, 1875)	+	+	+	+									+	+
<i>Brachiaster sp.</i>	+	+	+	+									+	+

Erklärungen: + = Identische Formen, × = Naheverwandte Formen.

In Tabellen III haben wir die wichtigsten Angaben der zeitlichen und räumlichen Verbreitung der Arten von *Alsósza* zusammengefasst. Ziemlich viel sind die mit den, im geographisch benachbarten, glaukonitführenden Sandstein vorkommenden gemeinsamen Arten, während die nachweisbare Verwandtschaft mit der «klassischen» grosse Pectiniden-führenden Fazies von Eggenburgien-Typ minimal ist. Die Fauna von *Alsósza* ist die nächste Verwandte der Fauna des miozänen Ottmanger und karpatischen Schliers. Es besteht kein Zweifel, dass die obigen Ähnlichkeitsverhältnisse auf die Unterschiedlichkeit bzw. Gleichheit der Fazies zurückzuführen sind. Die Zahl der nachgewiesenen, mit dem Egerien (wozu nach der bisherigen Auffassung die Formation gerechnet werden sollte) gemeinsamen Arten ist kleiner, als die der mit dem Ottmanger und karpatischem Schlier gemeinsamen Formen.

Die in der Bohrung vorkommenden Arten konnten chronologisch und nach geographischer Verbreitung in sechs Gruppen geteilt werden (Tabelle III).

I. Ausgeprägt persistente, allgemein verbreitete Arten.

II. Im Châtien auftretende persistente Arten. Mit zwei Ausnahmen können alle auch im Miozän ausserhalb der Paratethys angetroffen werden. Von den zwei Ausnahmen wird *Musculus philippini* von HÖLZL (1958) auch aus dem «Burdigal» von Kaltenbachgraben beschrieben. Im Falle von *Chlamys cf. decussata* scheint die oligozäne Verwandtschaft wahrscheinlich zu sein, doch ist die Zusammengehörigkeit sehr unsicher, so dass diese Form stratigraphisch nicht genügend ausgewertet werden kann.

III. Im Aquitaniän auftretende miozäne Arten. Keine Form ist auf das Aquitaniän beschränkt. Man findet sie auch in den jüngeren Stufen. Im Raume der Paratethys setzen sich die meisten Arten im Eggenburgien ein; es gibt jedoch keine Form unter ihnen, die aus Prä-Eggenburgien-Ablagerungen zum Vorschein gekommen wäre. Ausserhalb der Paratethys sind sie fast ausschliesslich in der atlantischen-mediterranen zoogeographischen Provinz verbreitet.

IV. Im Burdigaliän auftretende miozäne Arten. Auch diese Arten kommen in Ablagerungen vor, die jünger als das Burdigaliän sind, doch gibt es unter ihnen fünf, die sich lediglich bis zum Helvetien* verfolgen lassen. Diese Gruppe umfasst also Formen von kurzer stratigraphischer Reichweite, die auch geographisch fast ausschliesslich auf die mediterrane Provinz beschränkt sind. In der Paratethys ist ein Teil von ihnen vom Eggenburgien, ein beträchtlicher Teil jedoch erst vom Ottmanger bis zum Badenien bekannt.

* Unter «Helvetien» verstehen wir das Intervall, das vom Ende des Burdigaliän bis zum Beginn des Tortonien reicht. Es umfasst also auch das Langhien und Serravallien. Das italienische «Elveziano» ist (im Sinne SACCO's) z. T. als Äquivalent des Burdigaliän zu betrachten.

V. Aus Prä-Helvétien-Schichten unbekannte Art wurde nur eine einzige in Alsószuha gefunden: *Propamussium miopliocenicum*. Das ist die »jüngste« Art in unserer Fauna und ihr hiesiges Auftreten dürfte als das älteste Vorkommen aufgefasst werden.

VI. Auf die Paratethys beschränkte Arten. Davon war bisher nur *Lima labani* nicht aus Prä-Karpathien-Schichten bekannt. Die restlichen Arten setzten sich erst im Eggenburgien bzw. Ottngangien ein (Abb. 3).

Die obige Analyse bezeugt, dass 1. in der Fauna keine auf das Oligozän beschränkte, als oligozän betrachtbare Art, sondern nur persistente Formen vorhanden sind. 2. Die entscheidende Mehrheit der Arten erscheint erst im unteren Miozän (Aquitaniens + Burdigalien). 3. Post-untermiozäne Arten (vom Ottngangien abgesehen) gibt es nur zwei in der Fauna. 4. Es herrschen die Arten von atlantischem-mediterranem Ursprung vor. Für die oligozänen Faunen in Ungarn ist gerade der Umstand kennzeichnend, dass die borealen Formen überwiegend oder mindestens mit den mediterranen in gleicher Proportion vorhanden sind (BÁLDI 1964, 1966a, 1966b).

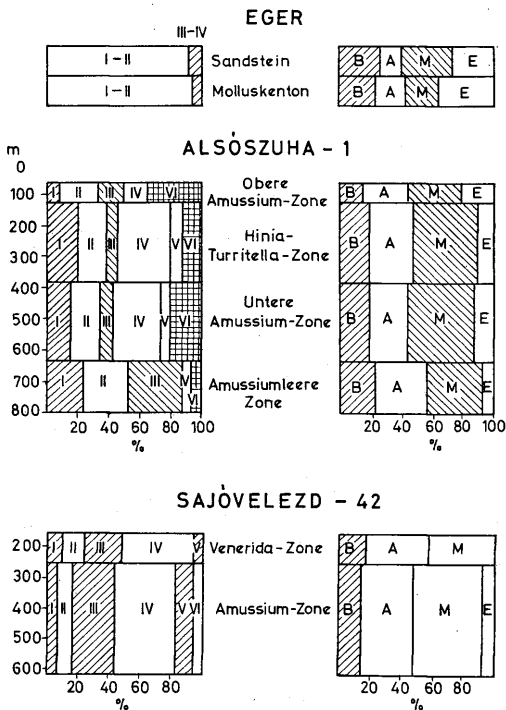


Abb. 3. Prozentuale Verteilung der sechs Molleskengruppen in den Faunenzone der Tiefbohrungen Alsószuha-1 und Sajóvelezd-42 sowie im Profil von Eger. Die Diagramme von rechts zeigen die Verteilung der Mollusken nach geographischer Herkunft. Erklärungen: I. Persistente Arten, die im Prä-Chatthien auftreten, II. Persistente Arten, die im Chattien auftreten, III. Miozäne Arten, die im Aquitaniens auftreten, IV. Miozäne Arten, die im Burdigalien auftreten, V. Miozäne Arten, die im Helvétien oder noch später auftreten, VI. Endemische miozäne Arten, die sich auf die Paratethys beschränken; B. = Boreal, A. = Atlantisch, M. = Mediterran, E. = Endemisch

Das untermiozäne Alter der Fauna von Alsószuha ist also nicht streitig, sodass sie zum Eggenburgien gerechnet werden kann. Die Frage der Grenzziehung mit dem Otnangien bleibt gewissermassen tatsächlich offen, während gegen das Egerien nicht einmal ein Übergang nachgewiesen werden kann.

In den Diagrammen der Abb. 3 sind zum Vergleich auch die Analysendaten der Fauna von Eger angeführt. In der Fauna von Eger ist die Menge der miozänen Elemente im Vergleich mit der Masse der im Oligozän auftretenden Arten (Gruppen I und II) äusserst gering. Die boreale Verwandtschaft ist im Vergleich zur atlantischen-mediterranen Provinz viel grösser, ausgeprägter, als das in Alsószuha der Fall ist. Bei solchen Grössenordnungsunterschieden können die beiden Faunen offenbar nicht als gleichalt betrachtet werden.

Auf demselben Diagramm haben wir die Häufigkeit der sechs Gruppen in den Faunen-zonen der Bohrung von Alsószuha dargestellt. Während die oberen drei Zonen ein ziemlich einheitliches Bild aufweisen (mit vielen, zur Gruppe IV gehörenden, im Burdigalien auftretenden Arten), ist die Zahl der im Oligozän auftretenden, persistenten Arten (Gruppen I, II) in der untersten Zone ein wenig grösser; die im Aquitanien auftretenden miozänen Formen (Gruppe III) sind grössenordnungsmässig zahlreicher, während die Arten, die seit dem Burdigalien existieren, kaum überhaupt vertreten sind. So weist der amussiumleere Horizont nicht nur lithologisch, sondern auch biostratigraphisch ein etwas unterschiedliches Bild auf. Natürlich kann auch diese Zone nicht für Egerien gehalten werden, denn in ihr keine oligozäne Art vertreten ist. Sollten wir uns aber überhaupt bemühen, das Aquitanien zu unterscheiden, so dürften wir eben die amussiumleere Zone für das Äquivalent des Aquitanien halten, während die oberen drei Horizonte als Äquivalent des Burdigalien zu betrachten wären. Damit ist auch die Tatsache im Einklang, dass an der Basis der amussiumleeren Zone den Schichten von Bretka entsprechende Ablagerungen zu finden sind und dass PAPP, wie bekannt, aus den Schichten von Bretka eine *Miogypsina gunteri*-Fauna nachgewiesen hat (1958). Die Absonderung des Aquitanien und des Burdigalien anhand von Makrofauna kann zudem auch im Profil der Stratotypen nicht befriedigend durchgeführt werden (I. CSEPREGHY-MEZNERICS 1964), daher auf Grund der uns zur Zeit zur Verfügung stehenden wenigen Angaben wäre es — unseres Erachtens — nicht zweckmässig diese Unterscheidung zu forcieren.

In der Bohrung Kazincbarcika (Stk.)-169 lässt sich ein anderes bedeutendes Profil der amussiumführenden Schlierfazies studieren. In einer Tiefe von 554 m lagert hier der Eggenburgien-Schlierkomplex mit *Lumachellen* und *glaukonitführenden Sandsteinen* auf den *Mytilus-Potamides-Horizont* des Egerien. Der ca. 480 m mächtige Schlierkomplex ist, abgesehen vom 5 m mächtigen basalen Transgressionssandstein, sehr stark pelitisch, toniger, als der Schlier von Alsószuha. Er lässt sich in drei Horizonte teilen;

1. An der Basis liegt der bereits erwähnte *glaukonitführende Sandstein* und *Lumachelle* (549—554,5 m) mit den grosswüchsigen *Glycymeris cf. fichteli* DESHAYES, *Aporrhais cf. alata* und *Turridella sp.* indet.

2. Im Intervall von 256—549 m liegt ein an Makrofauna äusserst armer, *fischschuppenführender Ton*, hier und da mit einem Glaukonitgehalt. In den tieferen Teilen kommen einige Mollusken, hauptsächlich kleinwüchsige Gastropoden (*Calliostoma n. sp.*, *Hinia cf. schlotheimi*) und ein-zwei *Macoma elliptica*, sowie *Bathysiphon* (= *Protulites*) vor.

3. Im Intervall von 72—256 m lässt sich ein *Tonkomplex* beobachten, in welchem eine, mit jener des amussiumführenden Schliers von Alsószuha fast vollkommen identische Makrofauna (*Pseudamussium cornutum denudatum*, *Laternula fuchsii*, *Yoldia nitida*, *Nucula Lima labani*, *Nucula notabilis*, *Clavulina aroneti wolfi*, *Corbula gibba*, *Cuspidaria sp.*, *Macoma elliptica*, *Cycoleris sp.* (= *C. perei* HAIME in JASKÓ 1940), *Bathysiphon* (= *Protulites* in JASKÓ 1940), *Dentalium sp.*) vorkommt. Die Identität ist trotzdem nicht einwandfrei, da der Horizont von Kazincbarcika toniger ist und in ihm einige Schlier-Formen (z. B. die charakteristischen Spatangidien oder *Solemya doderleini*) fehlen. Allerdings haben wir einige andere Arten, wie die miozäne *Abra stricta* BROCCHI, *Sphaenia anatina* BASTEROT, die dem Egerien angehörende *Nuculana solumyarensis* BÁLDI und die persistente *Bonellitia evulsa* SOLANDER, ausser den mit der Bohrung von Alsószuha gemeinsamen Formen gefunden.

Die Bohrung von Kazincbarcika ist darum wichtig, weil in diesem Falle wir nicht mehr allein mit paläontologischen Angaben, sondern auch anhand der Lagerungsverhältnisse beweisen können, dass der amussiumführende Schlier den oberen Horizont des Egerien transgressiv überlagert, also jünger als dieser ist (vgl. BÁLDI et RADÓCZ 1965).

b) Glaukonitführender Sandstein

Seine genaue Trennung vom amussiumführenden Schlier ist sozusagen unmöglich. Zum Typ haben wir die Bohrung Sajóvelezd-42 gewählt, weil in diesem Profil zwar die schlierartigen, tonigen Zwischenlagerungen nicht unhäufig sind, aber trotzdem die sandige Fazies dominiert.

Bohrung Sajóvelezd-42. Der glaukonitführende Sandsteinkomplex wurde zwischen 135—521 m erschlossen und die Bohrung blieb in diesem Komplex stehen. Auf Grund der Makrofauna und des Gesteins lassen sich zwei, ziemlich deutlich unterschiedbare Zonen erkennen.

1. Der *Amussium-Horizont* (250—515 m). Besteht aus mittel- bis feinkörnigen glaukonitführenden Sandsteinen und sandigen Schluffsteinen, mit wenigen tonigen (unter 487 m) oder schottrigen (470—487 m) Zwischenlagerungen. Obwohl dieser Horizont im Durchschnitt viel grobkörniger als der Schlier von Alsószuha ist, trotzdem muss er, wie es durch die Fauna bewiesen wird, in der mittelsublitralen Regio (Wassertiefe von 30—120 m) abgelagert haben. Er wird durch folgende Gattungen bzw. Arten charakterisiert, welche in der darüber lagernden Veneriden-Zone fehlen: *Nucula*, *Yoldia*, *Bathyrca*, *Pseudamussium corneum denudatum*, *Parvamussium*, *Propeamussium*, *Saxolucina*, *Cavilucina*, *Moerella*, *Gastrana*, *Laternula fuchsii*, *Pholadomya*, *Cuspidaria*, *Mitra*, *Genota*, *Dentalium*, *Scaphander*, *Cylichna*, *Aturia*, *Flabellum*. Trotz der Überlagerung durch grobkörnigeres Gesteinsmaterial, ist *Pseudamussium corneum denudatum* auch hier häufig und es kommen auch noch einige andere charakteristischen Schlier-Formen vor, ja in der basalen Tonschicht war sogar *Bathysiphon* (= *Protulites* in JASKÓ 1940) erkennbar.

2. Der *Veneriden-Horizont* (135—250 m). Mehr oder weniger schottrige, grobsandige Zone, deren Fauna — dem *Amussium-Horizont* gegenüber — die Merkmale der seichtsublitralen oder küstennahen Zone trägt (z. B. *Balanus oceanicus*, *Crucibulum* = *Calyptraea* und *Patella*), also von der gegen Ende des Eggenburger-Sedimentationszyklus stattgefundenen Regression zeigt. Charakteristisch sind die in der *Amussium-Zone* fehlenden Vertreter von *Glycymeris*, *Venus*, *Erycina*, *Gari* (= *Psammobia*), *Degrangia*, *Corbula carinata*, *Crucibulum*, *Patella* und *Balanus*. Im grossen und ganzen erinnern sowohl die lithologische Zusammensetzung als auch die Fauna an die marinen Schichten von *Ipolytarnóc*. Mit dem Alter dieser letzteren hat sich jüngst CSÉPREGHY-MEZNERICS (1967), NYIRÓ (1967) und KENAWY (1968) befasst. Alle drei halten die Fauna von *Ipolytarnóc* für miozän.

Bohrungen von Pétervására. Die in der Umgebung von Pétervására in den letzten Jahren niedergebrachten Bohrungen von 100 m Tiefe (Pétervására-18 bis -25, -28) haben zumeist glaukonitführenden Sandstein erschlossen. Zwei Bohrungen (-26, -27) haben amussiumführenden Schlier angestossen. Gegenüber den 61 Arten, die in der Bohrung von Sajóvelezd nachgewiesen wurden, haben wir in den glaukonitführenden Sandsteinen von Pétervására nur 22 Arten bestimmt, von welchen 9 auch in Sajóvelezd vorkommen (Tabelle IV). Das Gesteinsmaterial besteht auch in Pétervására aus einer Wechsellagerung von gröberen oder feineren, muskowitzführenden oder oft glaukonitführenden Sandsteinen, mit schluffigen oder schottrigen Zwischenlagerungen. Auf Grund der im Gestein vorkommenden Art *Pseudamussium corneum denudatum* entspricht die Formation dem *Amussium-Horizont* von Sajóvelezd.

Im amussiumführenden Schlier von Pétervására haben wir 14 Arten gefunden, von welchen die meisten auch im Schlier von Alsószuha vorkommen.

Im grossen und ganzen, der sandigeren Fazies entsprechend, weist die Molluskenfauna der Bohrungen von Pétervására und Sajóvelezd nähere Verwandtschaft zu den grosse Pectiniden führenden Schichten Eggenburger Typs, als dies bei dem Schlier von Alsószuha der Fall ist. Auf Grund der Analyse der räumlichen und zeitlichen Verbreitung der Arten konnten wir ebenso 6 Gruppen unterscheiden, wie in Alsószuha (Tabelle IV). Von den 69 Arten von Sajóvelezd und Pétervására erweisen sich nur zwei als Vertreter des Oligozäns (*Modiolus dunkeri* und *Cylichna cylindracea raulini*). 40 Arten bzw. nächstverwandte Formen haben jedoch ihr Auftrittsdatum im Miozän, und zwar grossteils im Aquitanien und Burdigalien. Auch Helvetien- oder noch jüngere Arten können angetroffen werden (diese zählen fünf: *Nuculana hörnesi*, *Propeamussium miopliocenicum*, *Chlamys* cf. *incomparabilis*, *Venus* cf. *plicata*, *Cuspidaria rostrata*), während weitere vier endemische Arten aus dem Otnangien bekannt sind.

Der glaukonitführende Sandstein ist also sowohl in Sajóvelezd als auch in Pétervására untermiozänen Alters, also nicht Chattien (oder Egerien), wie man ihn bisher betrachtete, sondern Eggenburgien.

In der Veneriden- und *Amussium-Zone* der Bohrung Sajóvelezd-42 ist das Verhältnis der im Aquitanien und Burdigalien auftretenden Arten (Gruppe III und IV) ungefähr gleich (Abb. 3), so scheint die Bohrung von Sajóvelezd den amussiumleeren Horizont von Alsószuha-1 nicht erreicht zu haben.

c) Fazies von Bretka

Der Vollständigkeit halber sei noch diese 5 bis 30 m mächtige, kalkige, grobklastische Basisformation erwähnt, aus welcher PAPP (1958) eine zwischen *Miogyssina gunteri* und *tani* stehende Form, VAŠOVA (1959) ihrerseits eine eigenartige Pectiniden-Fauna in der Umgebung von Bretka und Šafarikovo in der Slowakei beschrieben haben. In Ungarn kommt die Fazies zwischen Trizs und Imola, sowie bei Egerszög und Rudabánya an der Tagesoberfläche, ebenfalls mit Miogyssinen und Pectiniden vor (früher waren diese Ablagerungen als oberes Eozän kartiert). Die Bearbeitung ist noch nicht vollkommen abgeschlossen, doch kann das Vorhandensein der Gruppe von *Miogyssina gunteri* an den obigen Lokalitäten — auch nach Auffassung von C. W. DROEGER, der unser Material liebenswürdigerweise studiert hat — für sicher gehalten werden. Ihre auf der Trias von Alsószuha-1 liegenden, aus lithothamniidführenden Brekzien und glaukonitführenden Sandsteinen bestehenden Basisschichten entsprechen ebenfalls der Fazies von Bretka. Nach BUDAY et al. (1965) lässt es sich auch auf der slowakischen Seite beobachten, dass die Fazies von Bretka lateral oder aufwärts in amussiumführenden Schlier übergeht.

Fortsetzung der Tabelle IV.

	Veneriden-Zone Sajóvélezd-42 (188—280 m)	Amrasium-Zone Sajóvélezd-42 (280—515 m)	Sandstein Péterváskra (18E—29E)	Schlier Péterváskra (26E—27E)	Verbreitung ausserhalb der Paratethys					Verbreitung in der Paratethys									
					OLIGOZÄN		MIOZÄN			OLIGOZÄN		MIOZÄN							
	Rupellen	Kastien	Aquitanen	Burdigalien	Helvetien	Tortonien	Küscellen	Egerien	Eggenburgien	Ottományien	Karpatien	Badenien							
<i>Arcopagia subelegans</i> (ORBIGNY, 1852)			+																
<i>Gastrana fragilis</i> (LINNÉ, 1758) (forma minor)		+																	
<i>Gari cf. labordei</i> (BASTEROT, 1825)			+																
<i>Deprangia cf. fischeri</i> (MAYER, 1861) (in HÖLZI, 1958)																			
<i>Solenya (= Solenomya) doderleini</i> (MAYER, 1861)																			
<i>Corbula gibba</i> OLIVI, 1792																			
<i>C. carinata</i> (DUJARDIN, 1837)																			
<i>Laternula (= Anatina) fuchsi</i> (R. HOERNES, 1875)																			
<i>Photodomya alpina</i> MATHERON, 1842 juv. (ex aff. <i>Ph. alpina panopaeiformis</i> SCHAFFER, 1910)																			
<i>Ph. taticana fuchsi</i> SCHAFFER, 1897																			
<i>Thracia cf. pubescens</i> (PULINNY, 1799)																			
<i>Cuspidaria cuspidata</i> (OLIVI, 1792)																			
<i>C. rostrata</i> (SPENGLER, 1795)																			
<i>Turritella</i> sp. indet.																			
<i>Crucibulum deforme</i> (LAMARCK, 1822) forma minor																			
<i>Patella</i> sp. indet.																			
<i>Cassidaria cf. taurinensis</i> (SACCO, 1890)																			
<i>Ficus condita</i> (BRONGNIART, 1823)																			
<i>Hinia schlotheimi</i> (BEYTRICH, 1854)																			
<i>Mitra scrobiculata</i> BROCCHI, 1814																			
<i>Euthriofusus burdigalensis</i> (BASTEROT, 1825)																			
<i>Trigonostoma acutangula</i> (FAUJAS, 1817)																			
<i>Genota ramosa</i> (BASTEROT, 1825)																			
<i>Scaphander ignarius grateloupi</i> (MICHELOTTEY, 1847)																			
<i>Cylichna cylindracea raulini</i> (COSSMANN et PEYROT, 1932)																			
<i>Dentalium cf. kickxi transiens</i> STEININGER, 1963																			
<i>Dentalium</i> sp.																			
<i>Cadulus</i> sp. indet.																			
<i>Aturia aturi</i> BASTEROT, 1825																			
<i>Bathysiphon</i> sp. (= <i>Protulites segmentata</i> JASKÓ, 1940)																			
<i>Flabellum</i> sp. indet.																			
Bryozoa																			
<i>Balanus concavus</i> BRONN, 1831																			
<i>Brisopsis ottanagensis</i> (R. HOERNES, 1875)																			

Erklärungen: + = Identische Formen, × = Naheverwandte Formen.

d) Grosspectiniden- (Ipolytarnócer) Fazies

In einem schottrigen, grobkörnigen, sandigen Gestein kann die typische Eggenburger Fauna in Tagesausbissen auch in der Umgebung von Ózd angetroffen werden. Diese Fauna wurde von I. CSEPREGHY-MEZNERICS (1959) beschrieben und für unteres Miozän (Burdigalien) gehalten. Diese Fazies charakterisiert die obersten 100 m der Salgóártjányer Formation. Unserer Meinung nach entspricht die obere Zone (Veneriden-Zone) der Bohrung Sajóvélezd-42 dieser selben Fazies.

e) Felsőnyáráder Formation

Es handelt sich um eine höchstens 300 m mächtige Transgressionsschichtenfolge, die aus wechsellagernden Sanden, Tonen und Schluffen besteht, mit Einlagerungen von bunten Tonen und Kohlschneuren. Sie wird durch eine litorale bis seichtsublitorale, euryhaline Molluskenfauna, aufwärts mit Zunahme der marinen Elemente, charakterisiert.

In Felsőnyárád lagert diese Formation auf das devonische Grundgebirge, mit limnischen Kohlenflözen in ihrem unteren Horizont. Ihr Hangendes ist durch den diskordant lagernden, zum Otnangien gehörenden unteren Rhyolithuff vertreten. RADÓCZ (1962) hat die Schichtenfolge ausführlich beschrieben und eine Liste der in Felsőnyárád gefundenen 60 Molluskenarten bzw. -gattungen mitgeteilt.

In der seitdem abgeteufte Bohrung Diósgyőr-318 haben wir die Felsőnyáráder Formation — die durch diese Bohrung im Intervall von 251—580 m erschlossen wurde — ebenfalls erkannt. In diesem Profil lagert sie auf den Mytilus—Potamides-Horizont des Egerien, und zwar diskordant, wie davon die scharfe Veränderung in der Lithologie zu zeugen scheint. Die folgenden Formen wurden bestimmt: *Anadara* sp. indet., *Mytilus aquitanicus* MAYER, *Flabellipecten* cf. *burdigalensis* LAMARCK, *Pitar* cf. *polytropa* ANDERSON, *Saxolucina multilamellata* DESHAYES, *Corbula carinata* DUJARDIN, *Turritella* ex aff. *turris* BASTEROT, *T. vermicularis* BROCCHI, *Protoma cathedralis* BRONGNIART ex aff. *quadricincta* SCHAFFER, *Brotia* cf. *escheri* BRONGNIART, *Tympanotomus margaritaceus* BROCCHI, *Pirenella plicata* BRUGUIÈRE, *Terebralia bidentata* DEFRANCE s. l.

Unter den obigen Formen, gibt es neben den vielen persistenten Arten keine auf das Oligozän beschränkte Art. Demgegenüber dürften *Saxolucina multilamellata*, *Turritella* ex aff. *turris* und *vermicularis*, sowie die im Egerien ebenfalls unbekannt *Terebralia bidentata* als miozäne Formen betrachtet werden. Auf die Schwierigkeiten der Absonderung von der Brackwasserfazies des Egerien, der Fauna des *Potamides—Mytilus*-Horizontes, also auf die Unterschiede zwischen den beiden Faunen wurde es schon früher (siehe oben) hingewiesen.

j) Zusammenfassende Bemerkungen über das Eggenburgien

In der Salgótarjáner Formation fehlen die oligozänen Arten fast vollkommen. Die Mehrheit der Mollusken ist durch die im Aquitanien und — hauptsächlich — im Burdigalien auftretenden Formen vertreten; darüber hinaus wurden auch noch jüngere: dem Helvetien und Tortonien angehörende Formen nachgewiesen. Also die bisher allgemein vertretene Auffassung, wonach die Salgótarjáner Formation zum Chattien gehören sollte, ist nicht stichhaltig. Auch jene Auffassung hat sich unrichtig erwiesen, welche diese Ablagerungen für eine mit dem Egerien bzw. der Egerer Formation gleichalte Bildung hielt, weil die Fauna von Eger ein an oligozänen Elementen reiches, grundsätzlich verschiedenes Bild aufweist.

Die Hauptmasse der Salgótarjáner Formation besteht aus zwei Fazies: dem amussiumführenden Schlier und dem glaukonitführenden Sandstein die nicht durch eine scharfe Grenze voneinander getrennt werden können. Die beiden Fazies zeugen von einem marinen, mittelsublitoralen Milieu (Wassertiefe von 30 bis 120 m): dem des Beckeninneren. Am Meeresboden, wo Strömungen von grösserer Energie erfolgten, lagerte sich glaukonitführender Sandstein ab; im »Schatten« der Strömungen bildete sich amussiumführender Schlier. An die beiden Fazies sind Tuffitbänder oder bentonitisierte Tuffitlagen gebunden. Da diese Tuffite auch in der Felsőnyáráder Formation vorhanden sind, ist es möglich, dass sie anhand weiterer Angaben auch zur Korrelation benützt werden können.

Die Salgótarjáner Formation, wie unseres Erachtens auch das ganze Eggenburgien, entspricht dem Gesamtintervall des Aquitanien und Burdigalien. Die Trennung des Aquitanien und Burdigalien innerhalb der Salgótarjáner Formation ist derzeit noch undurchführbar und — angesichts der lithologischen und faunistischen Einheit dieser Formation — auch unnötig. Die Untersuchungen an Miogypsinen zeugen vom Aquitanien-Alter der Fazies von Bretka; zu ähnlicher Korrelation anderer Teile dieser Formation wären weitere Miogypsinen-Funde erforderlich. Von der Untersuchung der planktonischen Foraminiferen dürfte man ebenfalls die Ermöglichung der Trennung des Aquitanien und Burdigalien erwarten. Die eingehende Analyse und Prüfung der Makrofauna haben merkwürdigerweise zum Ergebnis geführt, dass der basale Horizont von Alsószuha gewissermaßen älter ist und wahrscheinlich etwa dem Aquitanien entspricht. Durch ähnliche Analyse könnten wir vielleicht auch in anderen Profilen neue Ergebnisse erzielen. Wir müssen jedoch wiederholt betonen, dass nach unserer Meinung es sowohl in praktischer Hinsicht, als auch vom Gesichtspunkt der geologischen Kartierungen keinen Sinn hätte, die beiden Stufen innerhalb der Salgótarjáner Formation zu trennen.

Unsere Feststellungen gelten natürlich vor allem für das von uns untersuchte Gebiet. Allerdings erlauben wir uns die Annahme zum Ausdruck zu bringen, dass der amussiumführende Schlier von Bükkszék, der glaukonitführende Sandstein der Umgebung von Salgótarján und Nagybatony, sowie der amussiumführende Schlier von Szécsény — als westliche Fortsetzung der Salgótarjáner Formation — ebenfalls dem Eggenburgien entsprechen, d. h. von untermiozänem Alter sind. In Szécsényfelfalu wird der amussium-

führender Schlier durch ein Terrestrikum von Ottnangien-Alter überlagert, zwischen Szügy und Nógrádmarecál aber scheint der amussiumführende Schlier schon mit der Grosspectiniden-Formation von Budafok verzahnt vorzukommen, wie BARTÓ diese Erscheinung beobachtet hat.

Zur wissenschaftsgeschichtlichen Frage, warum das Alter der Salgótarjáner Formation so lange falsch beurteilt wurde, können wir folgendes sagen: 1. Der amussiumführende Schlier und der glaukonitführende Sandstein lagern — wegen der Prä-Eggenburgien — Denudation — auf grossen Gebieten unmittelbar auf dem Kisceller Ton. 2. Die Unterscheidung beinahe gleicher Fazies ist ein schweres Problem und erfordert in jedem einzelnen Falle eine gründliche Bestimmung und Prüfung der Molluskenfauna, was bisher nicht geschehen ist. 3. Die Mikrofauna wurde — vor allem in der Umgebung von Bükk-szék — von MAJZON untersucht, der den miozänen Charakter der Mikrofauna auch erkannt hat. Bereits 1941 schrieb er zum Beispiel folgendes: unmittelbar über dem Kisceller Ton »...nehmen die im Miozän häufigen Arten überhand«, ferner: »...zu Beginn des Chatts werden schon die typischen oligozänen Arten ‚ausgesiebt‘ und es beginnt die Entwicklung einer, sich von Fazies zu Fazies verändernden Fauna von miozänem Antritt, die ihre Blütezeit bei uns im Tortonikum erlebte« (MAJZON 1941). (Trotz seiner obigen Feststellungen rechnete er die Salgótarjáner Formation zum »Chattikum«.)

Post-Eggenburgien-Denudation

Von der am Ende des Eggenburgien stattgefundenen Regressionstendenz zeugen: die im oberen Horizont der Salgótarjáner Formation auftretende Grosspectiniden-Fazies (Fazies von Ipolytárnóc) und die Erscheinung — in der Umgebung von Salgótarján — von ästuarischen Crassostreen-Bänken als abschliessglied der Serie. Diese Regression hat zur geokratischen Periode des Ottnangien geführt, in welcher sich eine Denudation (Post-Eggenburgien-Denudation) oder terrestrische Sedimentation vollzogen hat. Als Ergebnis einer neuen Denudationsperiode wurde das Egerien bzw. das Eggenburgien bis zu verschiedenen Tiefen abgetragen, so dass der Ottnangien-Tuffauswurf (unterer Rhyolithuff) verschiedene Horizonte dieser stratigraphischen Stufen getroffen hat.

DISKUSSION

Am Neogen-Kolloquium haben in ihren Bemerkungen zu unserem Vortrag I. CICHÁ, A. PAPP und J. SENEŠ ihre früheren Auffassungen über die stratigraphische Reichweite des Egerien und seine obere Grenze, wiederholt zum Ausdruck gebracht. Sie sind damit einverstanden, dass der Holostratotyp von Eger wirklich älter als die Schichten von Bretka und die Salgótarjáner Formation ist, aber trotzdem wollen diese Kollegen den Horizont von Bretka als »oberes Egerien« ins Intervall der Egerer Stufe einbauen.

Da die Erarbeitung eines neuen stratigraphischen Stufenschemas in grossem Masse eine Frage der Konvention ist, haben wir im *Prinzip* nichts dagegen, dass die Basisschichten von Bretka und die basale Faunizone der Bohrung Alsószuha-1, der »amussienleere Horizont«, als oberes Egerien zum Egerien gerechnet und nur die oberen drei Zonen von Alsószuha als Eggenburgien betrachtet werden sollen. So wäre der Holostratotyp von Eger ein »Grenzestratotyp« (boundary-stratotype), der nur das untere Egerien vertritt. *Praktisch* gesehen würde jedoch die obige Konzeption die Grenzziehung zwischen dem »oberen Egerien«/Eggenburgien in dem von uns untersuchten Gebiet äusserst erschweren. Weitere Untersuchungen zu dieser Frage sind noch unbedingt erforderlich.

TAFELERKLÄRUNGEN*

Tafel I.

Die Fauna des unteregerien molluskenführenden Tones.

1. *Yoldia rasilini* COSSM. et PEYR. (6×), Mucsony-136, 465 m
2. *Volutiläthes permulticostata* T-ROTH (2,5×), Mucsony-136, 410 m
3. *Thyasira vara angusta* BÁLDI (2,3×), Mucsony-136, 480 m
4. *Rostellaria bicarinata* BÁLDI (2,5×), Mucsony-136, 455 m
5. *Macoma elliptica* BROCCI (2,5×), Mucsony-136, 465 m
6. *Hinia schlotheimi* BEYRICH (6×), Mucsony-136, 480 m
7. *Turris egerensis* T-ROTH (7×), Mucsony-136, 440 m
8. *Cadulus gracilina* SACCO (2,6×), Mucsony-136, 455 m
9. *Ringicula auriculata paulucciae* MORL. (6×), Mucsony-136, 390 m

Tafel II

Die Fauna der oberegerien Mytilus-Potamides-führenden Schichten und der eggenburgien felsőnyáráder Formation

1. *Mytilus aquilanicus* MAY. (1×), Diósgyőr-318, 285 m, Eggenburgien
2. *Saxolucina multilamellata* DESH. (1×), Diósgyőr-318, 285 m, Eggenburgien
3. *Bryozoa* (1×), eggenburgien Glaukonitsandstein, Sajóvelezd-42, 198—200 m
4. *Protoma cathedratis* BRONGN. ex aff. *P. c. quadricincta* Schaff. (2×), Diósgyőr-318, 285 m, Eggenburgien
5. *Turritella vermicularis* BROCC. (2×), Diósgyőr-318, 284 m, Eggenburgien
6. *Theodoxus buekensis* T-ROTH (6×), Mucsony-136, 350 m, Oberegerien
7. *Turritella beyrichi* HOFMANN (1,5×), Mucsony-136, 345 m, Oberegerien
8. *Tympandonus margaritaceus* BROCCI (2×), Mucsony-136, 358 m, Oberegerien
9. *Polymesoda conveza* BRONGN. (1,5×), Mucsony-136, 302 m, Oberegerien

Tafel III.

Die Fauna des eggenburgien Amussium-führenden Schliers.

1. *Yoldia longa* BELL. (4×), Alsószuha-1, 488—494 m
2. *Yoldia longa* BELL. (3×), Alsószuha-1, 152—157 m
3. *Nucula nucleus* L. (4×), Alsószuha-1, 170—175 m
4. *Yoldia nitida* BROCC. (4,5×), Alsószuha-1, 123—128 m
5. *Nuculana fragilis* CHEMN. (6,5×), Alsószuha-1, 120—122 m
6. *Nuculana modesta* WOLFF (4×), Alsószuha-1, 371—378 m
7. *Limopsis anomala* EICHW. (5,5×), Alsószuha-1, 447—454 m
8. *Nuculana modesta* WOLFF (6×), Alsószuha-1, 152—157 m
9. *Arcoipsis* sp. (2×), Alsószuha-1, 383—386 m
10. *Pseudamussium corneum denudatum* REUSS (0,8×), Alsószuha-1, 85 m

Tafel IV

Die Fauna des eggenburgien Amussium-führenden Schliers.

1. *Propeamussium miopliocenicum* RUGG. (6×), Alsószuha-1, 450 m
2. *Lima labani* MEZNERICS (2,5×), Alsószuha-1, 640—647 m
3. *Propeamussium miopliocenicum* RUGG. (5×), Alsószuha-1, 450 m
4. *Cardita scalaris* SOW. (4×), Alsószuha-1, 460—466 m
5. *Cardita scalaris* SOW. (6×), Alsószuha-1, 433—435 mm
6. *Pseudamussium corneum denudatum* REUSS. juv. (1×), Alsószuha-1, 140 m
7. *Chlamys* sp. aff. *decussata* MÜNST. (1,8×), Alsószuha-1, 759—766 m
8. *Loripes dijarđini* DESH. (4×), Alsószuha-1, 747—752 m
9. *Thyasira vara* KOROBK. s.l. (1,7×), Alsószuha-1, 569—576 m
10. *Cardita scalaris* SOW. (6×), Alsószuha-1, 432—435 m
11. *Thyasira vara atnangensis* SACCO (2×), Alsószuha-1, 170—175 m

Tafel V.

Die Fauna des eggenburgien Amussium-führenden Schliers.

1. *Saxolucina bellardiana* MAY. (2×), Alsószuha-1, 443—447 m
2. *Saxolucina bellardiana* MAY. (3×), Alsószuha-1, 378—383 m
3. *Cavilucina droueti wolfi* HOERN. (5×), Alsószuha-1, 386—393 m
4. *Cardiolucina agassizi* MICHT. (5×), Alsószuha-1, 786—792 m
5. *Macoma elliptica* BROCC. (2×), Alsószuha-1, 407—415 m
6. *Macoma elliptica* BROCC. (2,8×), Alsószuha-1, 383—386 m
7. *Macoma elliptica* BROCC. (2,8×), Alsószuha-1, 197 m
8. *Macoma elliptica* BROCC. (2×), Alsószuha-1, 73—75 m

* Alle photographierte Exemplaren wurden in der Geo-Paläontologischen Abteilung des Naturwissenschaftlichen Museum, Budapest deponiert. Katalognummern: M 69/221—338 und M 69/370—378.

Tafel VI.

Die Fauna des eggenburgien Amussium-führenden Schliers.

1. *Solemya doderleini* MAY. (1×), Alsószuha-1, 527–534 m
2. *Laternula fuchsi* HOERN. (1,5×), Alsószuha-1, 92 m
3. *Pholadomya alpina* MATH. juv. (1,3×), Alsószuha-1, 466–476 m
4. *Abra stricta* BROCC. (3×), Kazincbarcika (Skz)-169
5. *Gastrea fragilis* L. (2×), Alsószuha-1, 752–759 m
6. *Sphaenopsis* ex aff. *nicotaurina* SACCO (in HÖLZL 1958) (3×), Alsószuha-1, 447–454 m
7. *Turritella eryna* ORB. (1,6×), Alsószuha-1, 110 m
8. *Solemya doderleini* MAY. (1×), Alsószuha-1, 200 m
9. *Ficus condita* BRONGN. (1,2×), Eggenburgien Glaukonitsandstein, Pétervársára-21E, 81–83 m

Tafel VII.

Die Fauna des eggenburgien Amussium-führenden Schliers.

1. *Trigonostoma fenestratum tauracuta* SACCO (2,6×), Alsószuha-1, 590–598 m
2. *Hinia* cf. *schlotheimi* BEYR. (3×), Alsószuha-1, 447–454 m
3. *Bathytoma cataphracta* BROCC. (1×), Alsószuha-1, 277–285 m
4. *Saxolucina* n. sp. (2×), Alsószuha-1, 730–733 m
5. *Bolma* cf. *taurinenensis* SACCO (1,5×), Alsószuha-1, 102–104 m
6. *Flabellum* sp. (2×), Alsószuha-1, 745 m
7. *Flabellum* sp. (2,5×), Alsószuha-1, 737 m
8. *Dentalium* sp. (1,5×), Alsószuha-1, 170 m
9. *Sphaenia anatina* BAST. (3,3×), Kazincbarcika (Skz)-169, 192 m

Tafel VIII.

Die Fauna des eggenburgien Glaukonitsandsteins.

1. *Nuculana fragilis* CHEMN. (3,5×), eggenburgien Amussium-führender Schlier, Alsószuha-1, 340–647 m
2. *Nuculana hoernesii* BELL. (3,5×), Pétervársára-21, 25–27 m
3. *Nuculana fragilis* CHEMN. (4×), Sajóvelezd-42, 430–435 m
4. *Ba hizarca pol fasciata* SISM. (4×), Sajóvelezd-42, 495–500 m
5. *Foldia longu* BELL. (4×), Sajóvelezd-42, 435–440 m
6. *Naculana* sp. (3×), Sajóvelezd-42, 430–435 m
7. *Propeamussium miopliocenicum* RUGG. (3×), Pétervársára-27, 44–45 m
8. *Modulus dunkeri* KOEN. (1,6×), Pétervársára-27, 62 m

Tafel IX.

Die Fauna des eggenburgien Glaukonitsandsteins.

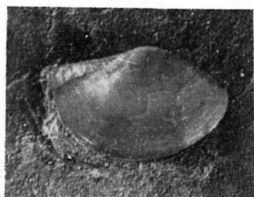
1. *Angulus planatus lamellosus* D. G. G. (0,7×), Pétervársára-28, 34 m
2. *Arcopagia subelegans* ORB. (1,8×), Pétervársára-21, 78 m
3. *Angulus planatus* L. (2×), Sajóvelezd-42, 355–360 m
4. *Saxolucina multilamellata* DESH. (1,8×), Pétervársára-20, 74 m
5. *Moerella donacina* L. (1,8×), Sajóvelezd-42, 290–295 m
6. *Cavilucina droueti wolffii* HOERN. (4×), Sajóvelezd-42, 430–435 m
7. *Macoma elliptica* BROCC. (2×), Sajóvelezd-42, 340–345 m
8. *Moerella donacina* L. (2×), Sajóvelezd-42, 340–345 m

Tafel X.

1. *Cuspidaria rostrata* SPENGL. (1,7×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 425–430 m
2. *Hinia schlotheimi* BEYR. (3×), Amussium-führender Schlier des Eggenburgien, Kazincbarcika (Skz)-169, 488 m
3. *Muscusius plicatipis* MAY. (1,1×), Amussium-führender Schlier des Eggenburgien, Alsószuha-1, 95 m
4. *Pholadomya valiciana fuchsi* SCHAFF. (1,7×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 355–360 m
5. *Parvamussium duodecimlamellatum* BRONGN (3×), aus einem ins Glaukonitsandstein eingelagerten Schlierschicht des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 490–495 m
6. *Propeamussium miopliocenicum* RUGG. (3×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 505–510 m
7. *Venus* cf. *plicata* GMBL. (1,3×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 194–196 m
8. *Venus* cf. *plicata* GMBL. (1,8×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 198–199 m
9. *Glycymeris pilosa deshayesi* MAY. (1×), Glaukonitsandstein des Eggenburgien, Sajóvelezd-42, 470–475 m
10. ? *Calliostoma* sp. (4×), Amussium-führender Schlier des Eggenburgien, Kazincbarcika (Skz)-169, 521 m
11. *Cycloseris* sp. (= *C. perei* HAIME in JASKÓ 1940) (1,3×), Amussium-Schlier des Eggenburgien, Alsószuha-1, 590 m
12. *Brissoopsis ottanagensis* HOERN. (2×), Amussium-Schlier des Eggenburgien, Alsószuha-1, 200 m
13. *Aturia atvri* BAST. (1,3×), Amussium-Schlier des Eggenburgien, Alsószuha-1, 250 m

Literatur

- BÁLDI, T. (1963): Die oberoligozäne Molluskenfauna von Törökbalint. Ann. Mus. Nat. Hung., 55, pp. 71—107. — BÁLDI, T. (1964): Über das Alter des «Pectunculussandes» von Törökbalint und das Problem der Oligozän-Miozän Grenze. Ann. Mus. Nat. Hung., 56, 1964, pp. 135—152. — BÁLDI, T. (1965): A felsőoligocén pektunkulusos és cýrnás rétegek települési és ösföldrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben. F. K., 95, pp. 423—436. — BÁLDI, T. et RADÓCZ GY. (1965): Egri jellegű felsőoligocén molluszkás agyag és alsómiocén medencefelses Borsodban (Upper Oligocene Molluscan Clays of Eger Type and Lower Miocene Basin Facies from the Borsod Coal-Basin, NE-Hungary). F. K., 95, pp. 306—312. — BÁLDI, T. (1966): Die oberoligozäne Molluskenfauna von Eger und die Neuuntersuchung der Schichtfolge. Ann. Mus. Nat. Hung., 58, pp. 69—101. — BÁLDI, T. (1966): A magyarországi felsőoligocén molluszkafuna. Budapest (in manuscr.) — BÁLDI, T. (1967): A Máty—Zsámbéki-medence felsőoligocén makrofaunája (Oberoligozäne Makrofauna des Beckens von Máty—Zsámbék). F. K., 97, pp. 437—446. — BÁLDI, T. (1968): Az európai neogén emeletek helyzetéről. F. K., 98, pp. 285—289 (in Hungarian). — BUDAY, T., CÍCHA, I. et SENES, J. (1965): Miozán der Westkarpaten. Geologický Ústav D. Š., Bratislava, p. 295. — CÍCHA, I. (1960): Neue stratigraphische Auswertung der Mikrofauna aus der sog. kattischen Schichten der Südslowakein Beziehung zu den Ablagerungen der Paratethys. Geol. Práce zos. 57, pp. 159—216. — CÍCHA, I., SENES, J. et TEJKAL, J. (1967): M³ (Karpátién). Die karpatische Serie und ihr Stratotypen. In Chronostratigraphie und Neostatotypen, I., Bratislava, p. 312. — CÍCHA, I. et SENES, J. (1968): Sur la position du Miocène de la Paratethys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. Geol. Shorn. 19, pp. 95—116. — CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1953): A salgótárjani közénekvő rétegek faunája és kora. F. K., 83, pp. 35—56. — CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1959): Die Burdigalfauna in den Liegendeschichten des Braunkohlenföldes von Egercsehi—Ózd. Ann. Mus. Nat. Hung., 51, pp. 85—103. — CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1964): Le problème du «hattien»-aquitaniens du point de vue de l'histoire de la subdivision du miocène. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 28, Coll. Paléogène, pp. 893—907. — CSEPREGHY-MEZNERICS, I. (1967): Az ipolytárnói burdigali fauna. F. K., 97, pp. 177—185. — FERENCZI, I. (1942): Újabb adatok az Ipoly-medence földtani viszonyainak ismeretéhez. MÁFI Évi Jel. 1936—38-ról. — HOERNES, R. (1875): Die Fauna des Schliers von Öttning. Jb. k. k. geol. Reichsanst., 25, pp. 333—400. — HÖLZL, O. (1958): Die Molluskenfauna des oberbayerischen Burdigals. Geol. Bavarica, 38, p. 348. — JASKÓ S. (1940): A Rima és Tarna közének oligocén rétegei és kövületei (Die Versteinerungen der Oligozänschichten zwischen den Flüssen Rima und Tarna, Nordungarn). F. K., 70, pp. 369—373. — KENAWY, A. I. (1968): Planktonic Foraminifera from the Oligocene and Lower Miocene of Hungary. Ann. Univ. Sci. Budapest, sect. geol., 11, pp. 133—201. — MAJZON L. (1940): A búkcséki mélyfúrások. MÁFI Évk., 34, pp. 275—336. — MAJZON L. (1941): Oligocén és miocén Foraminiferafaunák kiértékelése. Besz. MÁFI Vitaüléseinek M-ról, pp. 24—43. — MAJZON L. (1942): Búkcsék és Kőnyékek oligocén rétegeinek Foraminiferafaunájának alapuló szintézise. MÁFI Évi Jel. 1936—38-ról, pp. 907—947. — NOSZKY, J. sen. (1939—40): Die Molluskenfauna des kisceller Tones (Rupellen) aus der Umgebung von Budapest. I. und II. Ann. Mus. Nat. Hung., 32, pp. 19—146 et 33, pp. 1—180. — NYIRÓ M. R. (1967): Az ipolytárnói tengeri rétegek Foraminifera-faunája. F. K., 97, pp. 186—193. — PAPP, A. (1958): Das Vorkommen von *Mioquypina* in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiarstratigraphie. Mitteil. Geol. Ges. in Wien, 51, pp. 219—228. — PAPP, A. (1968): Nomenclature of the Neogene of Austria. Verh. Geol. Bundesanst., pp. 19—27. — RADÓCZ GY. (1962): Földtani vizsgálatok a feketevölgyi (Észak-borsodi) barnakőszénterületen (Geologische Untersuchungen im Braunkohlengebiet von Feketevölgy, Nord-Borsodi). MÁFI Évi Jel. 1962-ről, pp. 511—545. — SCHRÉTER Z. (1929): A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírásai. MÁFI kiadv., Budapest, p. 390. — SCHRÉTER Z. (1941): A magyarországi alsómiocén elhatárolása és taglalása. Besz. MÁFI Vitaüléseinek Munk.-ról, pp. 14—23. — SCHRÉTER Z. (1942): Búkcsék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. MÁFI Évi Jel. 1936—38-ról, pp. 831—886. — SENES, J. (1958): Pectunculus-Sande egerer Faunentypus im Tertiär bei Kovács im Karpatenbecken. Geol. Práce, Monogr. ser., p. 232. — SENES, J. (1960): Burdigalische Molluskenfaunen aus mergeligen Ablagerungen des Waagtales der Westkarpaten. Geol. Práce, 17, pp. 112—114. — SENES, J. (1964): A Szturovo-Dorog-tokodi alsó-oligocén problémái. Földt. Kutatás, 7, pp. 31—36. — SIFBER, R. (1956): Die faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Öttning bei Wolfsegg. Jb. Oberösterreich. Musealvereins, 101, Lnz., pp. 309—318. — STEININGER F. (1963): Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich. Ost. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Denkschr., 110, p. 88. — SZENTES E. (1943): Salgótarján és Péterváására közötti terület. Magyar Tájékoz. Földt. Leírása, MÁFI, p. 57. — VADÁSZ E. (1929): A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. MÁFI, Budapest, pp. 393—464. — VANOVA, M. (1959): Unteroligozäne Fauna aus den basalen Konglomeraten der weiteren Umgebung von Šafárikovo in der Südslowakei. Geol. Práce, zos. 51, pp. 141—198.



1



2



3



4



5



6



7

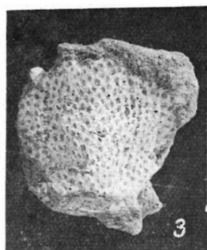


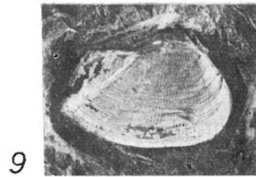
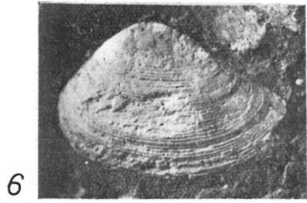
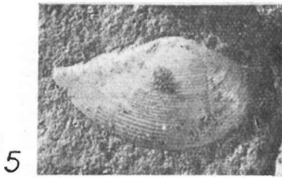
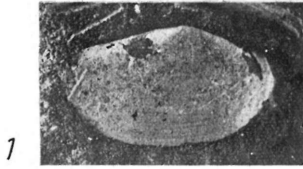
8



9

Tafel II.







1



2



3



4



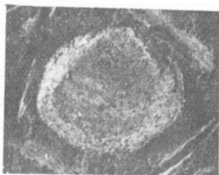
5



6



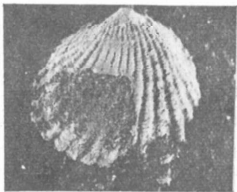
7



8



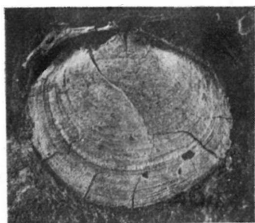
9



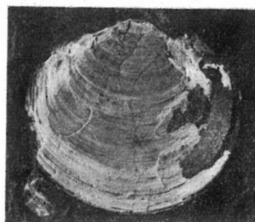
10



11



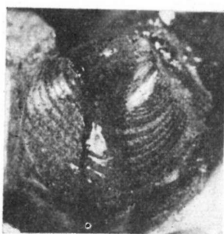
1



2



3



4



5



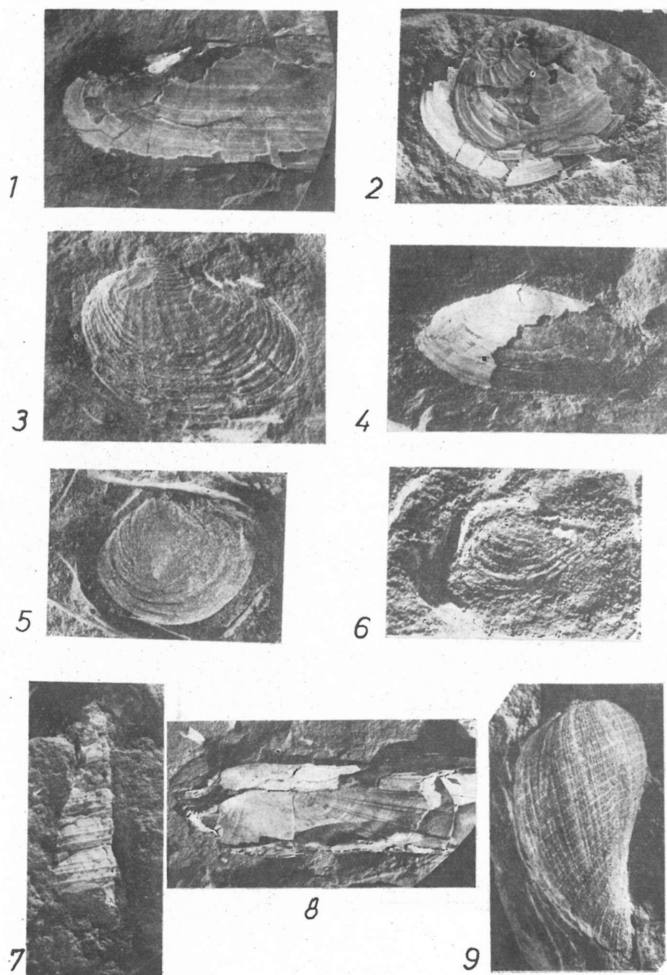
6



7



8





1



2



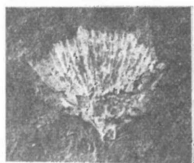
3



4



5



6



7



8



9



1



2



3



4



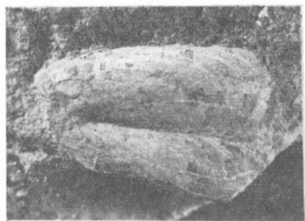
5



6



7



8



1



2



3



4



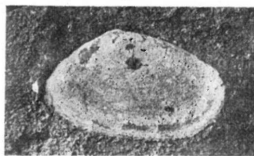
5



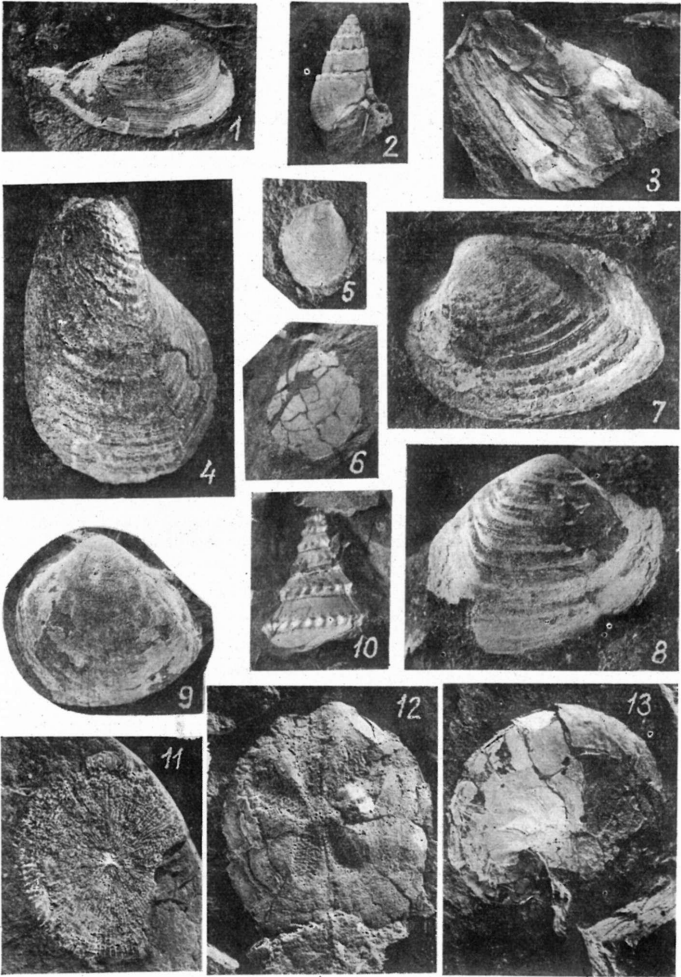
6



7



8



A pannon sztratotípusai

Dr. Bartha Ferenc

A „pannóniai” elnevezés ROTH Lajostól (1879) származik. „A rákos—ruszti hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlata” c. jelentésében (p. 105) erről az alábbi magyarázatot adta: „A földtani felvételeknél honunkban gyakran adja elő magát az az eset, hogy bizonyos lerakódásokat ugyan biztosan mint legfiatalabb, a szármát emelet fölött következő Neogént lehet megállapítani, de további pozitív adatok hiányában a geológ nem képes azokat ugyanolyan biztonsággal az újabbi időben pontusi (*Congerina*), levantei (*Paludina*-rétegek) és thraciai emelet (ún. Belvedere-rétegek) neve alatt megkülönböztetett emeletek egyikéhez sorolni. Ily esetekben különösen mutatkozik annak szüksége, hogy e három emeletet gyűjtőnév alatt összefoglaljuk. Minthogy a „*Congerina*-rétegek” elnevezés erre több oknál fogva helyesnek mondható, úgy az általános, nem praejudicaló „pannóniai rétegek” nevet választottuk, mely gyűjtőnév azért ajánlható, mivel tudvalevőleg e lerakódások a nagy pannóniai medencében nagy elterjedést nyernek és igen szépen vannak kifejlődve”. (Német nyelvű fogalmazást l. p. 144.)

A prioritás alapján a pannon sztratotípusát tehát azok közül a feltárások közül kellene kijelölni, amelyekre ebben a munkájában a „pannóniai” kifejezést alkalmazta. E rétegek szelvénytérkép pontos adatai azonban itt még nincsenek rögzítve, így sztratotípusnak egyiket sem választhatjuk. Ezért helyesebbnek gondoljuk, ha a mai követelményeknek megfelelőbb, jobban feldolgozott lelőhelyek közül neosztratotípust jelölünk ki.

Ha figyelembe vesszük azokat a munkálatokat, amelyeket a Nemzetközi Rétegtani Bizottság a sztratotípusok kijelölése tárgyában az utolsó tíz évben folytatott és azokat a javaslatokat, amelyek az utolsó két kongresszus ülésein e tárgykörben elhangzottak, akkor megállapíthatjuk, hogy a pannon sztratotípusát mindenki számára elfogadható módon ma még nem lehet kijelölni.

Bár egyetértünk az olyan kívánalmakkal, mint amilyent a koppenhágai kongresszus alkalmával a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Rétegtani Terminológiai Albizottsága 16. körlevelében (p. 11.) HEDBERG, H. D. (1965) így fogalmazott meg: „In my opinion the topic of 'stratotypes' includes both type-sections and type-boundaries or boundary-stratotypes”, mégis úgy gondoljuk, hogy a pannon sztratotípusa esetében helyesebben járunk el, ha mindaddig, míg olyan feltárással nem rendelkezünk, amely egy szelvényben magában foglalná a pannon egészét, mindazoknak a kronosztratigráfiai egységeknek, amelyek biosztratigráfiaailag is egyértelműen definiálhatók, kijelöljük a sztratotípusát. Ebben az értelemben az alábbiakat javasoljuk:

Alsópannon: neosztratotípus: Vösendorf (Austria), „B—D” rétegek. (Pontos leírását l. PAPP—THENIUS 1958.)

Felsőpannon: Alsó szint: neoztratotípus: Kőbánya, Jászberényi úti téglagyári szelvény *Congeria unguia caprae*-s rétegei.

Középső szint: neoztratotípus: Tihany, Fehérpart szelvénye.

Felső szint: neoztratotípus: Várpalota, Kálváriadomb szelvénye.

A javasolt szelvények részletes feldolgozása az alábbi munkában található: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata — in BARTHA F. et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. Bp. Akadémiai Kiadó.

Die Stratotypen des Pannons

Dr. F. Bartha

Die Bezeichnung »Pannon« stammt von Lajos ROTH (1879). In seinem Bericht »Der Bergzug von Rákos—Rust Leitha-Gebirges« (p. 105) gibt er darüber die folgende Erklärung: »Im Laufe der geologischen Aufnahmen in Ungarn kommt es oft vor, dass man gewisse Sedimente als das jüngste, über dem Sarmat liegende Neogen feststellt, doch ist der Geologe aus Mangel an positiven Daten nicht imstande, diese mit ruhigem Gewissen in den neuerlich als pontische (Congerien-), levantische (*Paludina*-) und thrazische (sog. Belvedere-Schichten) Stufen einzureihen. In solchen Fällen scheint es überaus notwendig, diese drei Stufen unter einem Sammelnamen zusammenzufassen. Da die Benennung »Congerien-Schichten« aus mehreren Gründen als unzureichend erscheint, so haben wir den allgemeinen, nicht präjudizierenden Namen »pannonische Schichten« gewählt. Dieser Sammelname ist schon deshalb zu empfehlen, weil diese Ablagerungen — wie bekannt — im grossen Pannonischen Becken sehr verbreitet und gut ausgebildet sind« (deutsch p. 144).

Auf Grund der Priorität müsste daher der Stratotyp des Pannons unter jenen Aufschlüssen ausgewählt werden, an denen obiger Verfasser die Bezeichnung »Pannon« angewendet hatte. Die exakten profilartigen Angaben dieser Schichten sind jedoch in seiner Arbeit noch nicht fixiert, so dass keiner derselben als Stratotyp dienen kann. Unserer Ansicht nach wäre es mehr angebracht, unter den bekannten Vorkommen einen Neoztratotyp zu bestimmen.

Wenn wir jene Bestrebungen in Betracht nehmen, die von der Internationalen Stratigraphischen Kommission betreffend der Wahl der Stratotypen in den letzten 10 Jahren verfolgt wurden und jene Vorschläge, die in den Sitzungen der letzten zwei Kongressen unterbreitet wurden, dann müssen wir feststellen, dass der Stratotyp des Pannons in einer für jedermann akzeptierbaren Weise noch nicht bestimmt werden kann.

Obwohl wir mit jenen Anforderungen einverstanden sind, die zum Anlass des Kopenhagener Kongresses von seiten des Komités für Stratigraphisches Terminologie der Internationalen Stratigraphischen Kommission (Zirkular Nr. 16, p. 11) durch H. D. HEDBERG (1965) folgendermassen verfasst worden sind:

»In my opinion the topic of 'stratotypes' includes both type-sections and type-boundaries of boundary-stratotypes«, sind wir doch der Ansicht, dass bezüglich des Stratotyps des Pannons das beste wäre, solange wir keinen Aufschluss kennen, der in einem und demselben Profil das gesamte Pannon umfasst, den Stratotyp der biostratigraphisch einhellig definierbaren chronostratigraphischen Einheiten zu bestimmen.

In diesem Sinne schlagen wir folgendes vor:

Unteres Pannon: Neoztratotyp: Vösendorf (Österreich),

»B—D«-Schichten (Exakte Beschreibung siehe PAPP—THENIUS 1958)

Oberes Pannon:

Unterer Horizont: Neoztratotyp: Kőbánya, Profil der Ziegelei am Jászberényi út, *Congeria unguia caprae*-Schichten.

Mittlerer Horizont: Neoztratotyp: Tihany, Fehérpart.

Oberer Horizont: Neoztratotyp: Várpalota, Profil des Kálvária-Hügels.

Die ausführliche Bearbeitung der oben erwähnten Profile sind in der Arbeit von BARTHA et al.: »A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata« zu finden.

Neogene chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale*

W. A. Berggren**

(with 3 table)

Abstract: The recent determination of a large number of potassium-argon dates on Pacific Coast Miocene marine stages and information obtained from paleomagnetic-biostratigraphic investigations on deep-sea cores has allowed a more accurate correlation between planktonic foraminiferal zones, chronostratigraphic boundaries and the radiometric time-scale. The *Globigerinoides* Datum occurs at ca. 22.5 m. y. ago and denotes the Oligocene/Middle Miocene boundary; the *Orbulina* Datum occurs at ca. 14 m. y. ago denotes the Early/Middle Miocene boundary. The Middle/Late Miocene boundary occurs at about 10.5 m. y. ago; the Miocene/Pliocene boundary: ca. 5.5 m. y.; Plio/Pleistocene boundary: ca. 2 m. a. ago. The average duration of planktonic foraminiferal zones within various subdivisions of the Neogene is seen to vary considerably from a low of 0.3 m. y. in the Middle Miocene to a high of 1.7 m. y. in the Early Miocene and 1.8 m. y. in the Late Miocene.

Correlation by vertebrate paleontologists of the non-marine West Coast stages with the supposed non-marine equivalents of the classic marine stages of Western Europe reveals considerable offset between the latter two.

Introduction

An attempt to relate Cenozoic planktonic foraminiferal zones to a radiometric time-scale was made by BANDY (1964). Using KULP'S (1961) data BANDY related planktonic zones of the Cenozoic to various stages and suggested some relationships to the radiometric time-scale. However, the relationship suggested by BANDY (1964) between biostratigraphic intervals and time-stratigraphic units were, in some instances, incorrect. This writer has presented a discussion of BANDY'S (1964) correlations elsewhere (BERGGREN, 1970, in press).

More recently this writer (BERGGREN, 1969a, b; 1970, in press) has attempted to relate Cenozoic foraminiferal zones and geologic stages to a radiometric scale. A comprehensive analysis and evaluation was made of the data on radiometric dating in Cenozoic marine and non-marine sections. By means of biostratigraphic correlation between marine and non-marine sections a table was constructed (BERGGREN, 1970, tab. 39, in press) which purported to show the relationship between a Cenozoic radiometric time-scale, chronostratigraphic boundaries and planktonic foraminiferal zones. In general the age determinations of major geologic boundaries in the Cenozoic agreed with those suggested by FUNNELL (1964). However, some errors in judgment were made at the time and these were corrected on the basis of additional information in a subsequent modification of this table (BERGGREN, 1969a, tab. 3; 1969b, tab. 1).

In this paper we present a summary of recent data which bear upon the creation of a radiometric time-scale for the Neogene. The data will be presented and discussed in stratigraphic sequence.

* *Acknowledgment:* this research is supported by grant GB8683 from the National Science Foundation. This is contribution No. 2373 of the Woods Hole Oceanographic Institution.

** Department of Geology and Geophysics Woods Hole Oceanographic Institution Woods Hole, Massachusetts 02543.

Miocene

The Zemorrian/Saucesian boundary of the Pacific Coast corresponds to the base of the *Siphogenerina transversa* Zone and to the base of the *Globorotalia kugleri* Zone of BOLLI (1957; BOLLI and BERMUDEZ, 1966; see BLACUT and KLEINPELL, 1969, fig. 4); this is very nearly the same as the base of Zone N4 of BANNER and BLOW, 1965, and emended by BLOW, 1969. The Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (MARKS and WEBB, 1966, p. 146, tab. 46; p. 164, tab. 47) has recommended that the Oligocene/Miocene boundary be drawn at the base of the stratotype Aquitanian which corresponds to the first evolutionary appearance of the planktonic foraminiferal genus *Globigerinoides*. In a recent study by TURNER (1969, in press) several Pacific Coast Miocene foraminiferal stages have been dated by the potassium-argon method. The Zemorrian/Saucesian boundary referred to above was dated at approximately 22.5 my. This date is used here in determining the age of the Oligocene/Miocene boundary.

The Saucesian/Relizian boundary has been dated by TURNER (op. cit.) at approximately 15.3 my. This boundary corresponds to the top of the *Uvigerinella obesa* Zone (BLACUT and KLEINPELL, 1969, fig. 4) and to the top of the *Globigerinita stainforthi* Zone of BOLLI (op. cit.) and Zone N6 of BANNER and BLOW (1965, emended by BLOW, 1969). A date of 15 my. has been estimated by this writer for the extinction level of *Globigerinita stainforthi* which occurs within Zone N7.

The Saucesian/Luisian boundary has been dated at between 13.7 and 14.5 my. by TURNER (op. cit.). This boundary corresponds closely to the first evolutionary appearance of the planktonic foraminiferal genus *Orbulina* (LIPPS, 1964, 1967a, b) which defines the base of Zone N9. The base of the Langhian Stage corresponds to the *Praeorbulina* Datum (CITA and PREMOLI-SILVA, 1969, p. 11, fig. 3) and to a level within Zone N7 or to the base of Zone N8. The genus *Orbulina* makes its first evolutionary appearance within the upper part of the type Langhian. Although the Langhian and Serravallian Stages overlap it would appear plausible to suggest that the two stages be preserved as „independent and consecutive stages“ (CITA and PREMOLI-SILVA, 1969, p. 21) and separated at the *Orbulina* Datum. The Serravallian Stage, in this sense, can then be considered to span the interval up to the biostratigraphically determined base of the Tortonian Stage which falls within Zone N15 (BANNER and BLOW, 1965; BLOW, 1969). The appearance of the genus *Orbulina* which occurs approximately at the Langhian/Serravallian boundary is a convenient point at which to draw the Early/Middle Miocene boundary; this level is estimated to occur at about 14 my. here.

The Luisian/Mohnian boundary has been determined by TURNER (1969, in press) to be younger than 13 my. and the middle Mohnian to be older than 9 my. DYMOND (1966) has determined dates of 11.4 ± 0.6 my. at a level in the Exp. Mohole No. 1 dated tentatively as Mohnian and of 12.3 ± 0.4 my. at a level tentatively dated as Luisian. MARTINI and BRAMLETTE (1963, p. 848) have equated this level (sample 8-14; 384-387 cm) with the *Globorotalia fohsi robusta* Zone of BOLLI on the basis of the abundant occurrence of *Discoaster kugleri*. The *Globorotalia fohsi robusta* Zone of BOLLI corresponds to the upper part of Zone N12 and the lower part of Zone N13 of BLOW (1969). Thus the N12/13 boundary may be assigned an approximate age of 12 my. LIPPS

Relationship between cenozoic radiometric dates and chronostratigraphic boundaries

Table I.

Time in m. y.	HOLMES (1959)	KULP (1961)	EVERDEN et al. (1961, 1965)	FUNNELL (1964)	Suggested radiometric boundaries and stage correlations (this paper)
1	PLEISTOCENE (1)	PLEISTOCENE (1)	PLEISTOCENE (1)	PLEISTOCENE (1.5)	PLEISTOCENE (1.8)
5	PLIOCENE	PLIOCENE	PLIOCENE	PLIOCENE (7)	PLIOCENE (3.5)
10				UPPER (10)	UPPER (10)
15	MIOCENE	(13 ± 1)	MIOCENE (12)	MIDDLE (12)	MIDDLE (14)
20				LOWER (18)	LOWER (22.5)
25		(25 ± 1)	(25)		
30	OLIGOCENE	OLIGOCENE	OLIGOCENE (33)	OLIGOCENE (31)	OLIGOCENE (30)
35		(36 ± 2)		LOWER (36.5)	LOWER (37.5)
40		UPPER		UPPER (38)	UPPER (37.5)
45	EOCENE	(45 ± 2)	EOCENE	EOCENE (46)	EOCENE (45)
50		MIDDLE		MIDDLE (48)	MIDDLE (49)
55		(52 ± 2)		LOWER (52)	LOWER (54.5)
		LOWER		LOWER (54)	
60		(58 ± 2)		UPPER (58.5)	UPPER (60)
		PALEOCENE		PALEOCENE (65)	PALEOCENE (60)
65	PALEOCENE	(63 ± 2)	PALEOCENE (67)	LOWER (65)	LOWER (65)
70					

CRETACEOUS

CALABRIAN
ASTIAN
PLACENZIAN
ZANCLIAN
MESSINIAN
TOLENTIAN
SERRAVALLEIAN
LANGHIAN
BURDIGALIAN
AQUITANIAN
CHATTIAN
RUPELIAN
LAUTORFAN
BARTONIAN
PRIABONIAN
LUTETIAN
YPRÉSIAN
THANETIAN
MONTAN s. s.
DANIAN s. s.

Late paleogene-neogene radiometric time scale, chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and datum-planes (levels)

Table II

TIME IN m. y.	1	2	3	4	5	6	7
	EPOCH						
	SERIES						
0	PLEISTOCENE	IRVINGTONIAN	HALLIAN	N23 N22 N21	<i>G. truncatulinoides</i> (2)	GALABRIAN ASTIAN PIACENZIAN ZANOLIAN	VILLA- FRANCHIAN PLAISAN- CIAN ASTIAN
5	PLOCENE	BLANCO	WHEELERIAN VENTURIAN REPETIAN	N20 N19 N18	<i>Sphaeroidinella</i> (6)	MESSINIAN	
10	LATE	HEMPHILLIAN	DELMONTIAN	N17 N16 N15	<i>Pullenatina</i> (8)	TORTONIAN	PONTIAN
	MIDDLE	CLAREN- DONIAN	MOHNIAN	N14 N13 N12 N9 N8	<i>Orbulina</i> (14)	SERRAVALLIA LANGHIAN	SAR- MAT- LIAN
15	MIOCENE	BARSTOVIAN	LUISIAN RELIZIAN	N7 N6 N5 N4		BURDIGALIAN AQUITANIAN	VINDOBONIAN BURDIGALIAN
20	EARLY	HEMINGFORD- LIAN	SAUBSIAN				
25	LATE	ARIKAREFAN WHITNEYAN		P22 P21	<i>Globigerinoides</i> (23.5)	CHATTIAN	AQUITANIAN CHATTIAN
30	OLIGOCENE	ORELLAN	ZEMORRIAN	P20 P19	<i>G. angulatus</i> (30) <i>Pseudohastigerina</i> (32) (extinction)	RUPELLIAN	RUPELLIAN SANNIOISIAN
35	EARLY	CHADRONIAN		P18 P17 P16		LATTORFIAN PILABON- LIAN TONIAN	SANNIOISIAN LUDIAN
40	LATE	DUCHESSIAN	REFUGIAN		<i>Hantkenina</i> (38) (extinction)		
	EOCENE						EOC.

(1967, p. 996, fig. 2) has correlated the Luisian/Mohnian boundary with a level within Zone N12, correlated the Mohnian Stage with the upper part of Zone N12, N13, N14 and the lower part of N15. The Mohnian/Delmontian boundary was correlated with the middle of Zone N15 which, as pointed out above, corresponds to the base of the Tortonian Stage in its type section. The data of both MARTINI and BRAMLETTE (1963) and LIPPS (1967) agree well and suggest that the age of the N12/13 boundary is ca. 12 my.; an estimate for the base of the Tortonian then would be ca. 10.5 my.

Pliocene

The evolutionary appearance of *Sphaeroidinella dehiscens* from its ancestor *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* has been shown by BLOW (1969) to occur approximately 40 feet above the base of the Trubi Marl in Sicily. The base of the Trubi Marl may be considered the base of the Zanclean Stage and to denote the Miocene/Pliocene boundary. The *Sphaeroidinella* Datum defines the base of Zone N19; the Miocene/Pliocene boundary is then, strictly speaking, somewhat older than the *Sphaeroidinella* Datum. On the basis of integrated paleontologic-paleomagnetic investigations which are currently being conducted at Lamont-Doherty Geological Observatory, the *Sphaeroidinella* Datum has been dated about 5 my. (SAITO, personal communication) and an age of ca. 5.5 my. is assigned to the Miocene/Pliocene boundary here.

The use of age/stage terminology in the type sections of the Pliocene of Italy is difficult because the supposed time-stratigraphic limits of the „stage“ units in question are time-transgressive. However, it is possible to zone the Pliocene in deep-sea cores and to assign ages to several distinct biostratigraphic datum-planes as well as zonal boundaries (HAYS, et. al., 1970, in press). The more important dates are listed here: Zone N19/N20: 3.5 my.; Zone N20/N21: 3.1 my.

Pleistocene

The Pliocene/Pleistocene boundary has been biostratigraphically determined on the basis of criteria applicable to the holostatotype Calabrian Stage in deep-sea cores and assigned an age of ca. 1.85 my. on the basis of paleomagnetic evidence (BERGGREN et al., 1967; PHILLIPS et al., 1968; BERGGREN, 1968; HAYS and BERGGREN, 1970, in press). Using similar criteria an age of ca. 2 my. has been assigned to the same boundary by GLASS et al. (1967) and ERICSON (1969). This is approximately the boundary between Zone N21/N22.

Correlation of neogene marine and non-marine stages

If one compares the correlation made by vertebrate paleontologists of the standard Neogene non-marine stages of California with the non-marine equivalents in Europe (EVERNDEN, et al., 1964, fig. 1; compare columns 2 and 7 in table 2, this paper), it can be seen that these do not correspond with the limits of the European marine stages (column 6, table 1, this paper). Intercontinental correlation of mammalian fauna at the stage level appears to have been

refined to a high degree. Nevertheless, the offset between the marine and non-marine stages is seen to be rather significant if we accept the radiometric dating of the non-marine units in California (and other areas on the West Coast) and the correlation of these units with their non-marine equivalents in Europe. For instance, the Arikarean Stage of West Coast is generally dated about 21–26 my. and is correlated with the Aquitanian and lower half of the Burdigalian stages in Europe. A closer look at the time-stratigraphic limits of the marine Aquitanian Stage reveals, however, that the base of the Aquitanian is at about 22–23 my. (based on its correlation with the base of the Saucian Stage in California) and the top of the Aquitanian is about 17 my. The Arikarean, in reality, corresponds largely to the late Chattian and earliest Aquitanian. This may help to explain the long cherished opinion among vertebrate paleontologists that the Aquitanian Stage belongs in the Oligocene.

It is the Hemingfordian (mammalian) Stage of the West Coast which corresponds essentially to the marine Aquitanian Stage. The Barstovian (mammalian) Stage, generally correlated with the marine Vindobonian Stage, is actually a correlative of the Burdigalian-Langhian Stages and its limits span parts of the Early and Middle Miocene. Vindobonian is a loosely used term in the Vienna Basin and can in no way be used in a time-stratigraphic sense.

The Clarendonian and Hemphillian (mammalian) Stages span the interval from late Miocene-early Pliocene and correspond essentially to the Tortonian-Messinian Stages as well as the Zanclean Stage of the Early Pliocene.

With the recent demonstration (SAVAGE and CURTIS, 1967) that the Villafranchian (mammalian) „Stage“ (which should be thought of as a biostratigraphic rather than a time-stratigraphic unit) does not correspond to the marine Calabrian Stage in its extent one of the main problems in defining the base of the Pleistocene has been removed. The Villafranchian has been shown to represent about the same time-interval as the Blancan mammalian Stage of North America. The lower (type) Villafranchian has been dated at about 3.4 my. which is mid-Pliocene according to the time scale presented here. The youngest levels assigned to the Villafranchian have been dated at ca. 0.9 my. The Villafranchian spans the late Pliocene-early Pleistocene.

Time and biostratigraphy

The Neogene is seen to have been about 22–23 my. long. Within this time span there are 20 planktonic foraminiferal zones (BLOW, 1969) which gives an average duration of 1.12 my. for each zone (see tab. II.). The Miocene is about 17 my. long; the average duration of Miocene planktonic foraminiferal zones is seen to be 1.1 my., the same as the average for the Neogene. The average duration of planktonic foraminiferal zones can be seen to vary from a low of 0.7 my. in the Middle Miocene to 1.7 my. in the Early Miocene. This is due, in turn, in no small part to the type of zone used in the biostratigraphic subdivision. The partial- and consecutive-range zones used to subdivide the lower part of the Middle Miocene are based primarily upon the evolution of a single unit biocharacter- the peripheral keel in the *Globorotalia fohsi* bioseries, an event which occurred relatively rapidly in terms of geologic time.

The correlation of radiometric date and biostratigraphic level enables us to make approximate judgments on the relative duration of intervening plank-

tonic foraminiferal zones. For instance, the date of 22. 5 my. at the base of the Miocene (base N4) and of 15. 3 my. at the base of the Relizian (base N7) and of ca. 14 my. for the base of Zone N9 suggests that zones N4—6 are of relatively longer duration than N7 and N8. If the Late Miocene spans the time interval from 5. 5 my. to 10. 5 my., Late Miocene planktonic foraminiferal zones have an average of about 1.5 my. each; if the Late Miocene spans the time interval from 5.5 to 12 my., then the Late Miocene planktonic foraminiferal zones have an average of about 1.8 my. each. In any event, zones N17 and N18 appear to be of considerably longer duration than the zones of the Middle Miocene.

The Pliocene is about 3.5 to 3.8 my. long. The lower figure is used here in making approximate calculations. Pliocene zones average 1.2 my. in duration, the shortness of zones N20 and N21 offsetting the relatively longer duration of Zone N19.

Conclusions

Recent developments in the fields of radioactive dating and paleomagnetic stratigraphy have allowed additional refinements in the construction of a radiometric time-scale for the Neogene. Increased resolution in biostratigraphic zonation using planktonic foraminifera and in determining the relationship of various zones and datum points to time-stratigraphic boundaries is making it possible to assign age values to these time-stratigraphic boundaries. This increased accuracy in developing a linear time-scale in the in the Neogene has significant implications in the Earth Sciences. It is rapidly becoming possible to quantify geologic processes within a time framework. Among other things, it is now possible to place within a time framework such things as biostratigraphic datum points, first appearances, ranges, and extinctions of fossils species, changes in coiling directions, and so forth, as well as to calculate such basic things as rates of morphologic and phylogenetic-taxonomic evolution in various fossil groups and compare these rates in marine and non-marine forms.

Summary of estimated average duration of neogene planktonic foraminiferal zones in relation to chronostratigraphic units

Table III.

UNIT	m. y.	ESTIMATED AVERAGE LENGTH OF PLANET. FORAM. ZONES IN m. y.
CENOZOIC	65	1.51
MIOCENE	17	1.1
EARLY MIOCENE	8.5	1.7
MIDDLE MIOCENE	3.5	0.6
LATE MIOCENE	5.0	1.5
PLIOCENE	3.5	1.2
NEOGENE	22.5	1.12
PALEOGENE	42.5	1.93

References

- BANDY, O. L. (1964): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, vol. 10, no. 1, p. 1-17. — BERGGREN, W. A. (1969a): Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale. *Nature*. — BERGGREN, W. A. (1969b): Micropaleontology and the Pliocene/Pleistocene boundary in a deep-sea core from the south-central North Atlantic. *Geol. Soc. Lond.*, ser. 2, vol. 35, fasc. 3, p. 291-312. — BERGGREN, W. A. (1969c): Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, vol. 16, no. 3, p. — BERGGREN, W. A. (1970): Tertiary boundaries. S. C. O. R. Symposium on Micropaleontology of marine bottom sediments, Cambridge, England, 1967, Proc., 368 MS p. 39, tabs. (in press). — BERGGREN, W. A., PHILLIPS, J. D., BERTELS, A. and WALL, D. (1967): Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy in deep-sea cores from the south-central North Atlantic. *Nature*, vol. 216, p. 253-255. — BLAOUT, G. and KLEINFELDER, R. M. (1969): A stratigraphic sequence of benthonic smaller foraminifera from the La Boca Formation, Panama Canal Zone. *Contr. Cushman Found. Foramin. Res.*, vol. 20, pt. 1, no. 360, p. 1-22, 6 pls. — BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Internat. Conf., Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, p. 199-422, 54 pls., E. J. Brill, Leiden. — BOLLI, H. M. (1957): Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B. W. I.: U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 97-123. — BOLLI, H. M. and BERMÚDEZ, P. J. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Bol. Inform. Assoc. Venezol. Geol., Min. Petrol.*, vol. 9, no. 1, p. 3-32. — BANNER, F. T. and BLOW, W. H. (1965): Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene. *Nature*, vol. 208, no. 5016, p. 1164-1166. — CITA, M. E. and PREMOLI-SILVA, I. (1968): Evolution of the planktonic foraminiferal assemblages in the stratigraphical interval between the type-Langhian and the type-Tortonian and the biozonation of the Miocene of Piedmont. *Geol. Geol.*, ser. 2, vol. 35, fasc. 3, p. 1-23, 2 pls. — DYMOND, J. R. (1966): Potassium-argon geochronology of deep-sea sedimentary material. Univ. California (San Diego), Unpubl. Ph.D. Dissert., 58 p. — ERICSON, D. B. and WOLLIN, G. (1968): Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, vol. 162, no. 3859, p. 1227-1234. — EVEREDEN, J. F., SAVAGE, D. E., CURTIS, G. H. and JAMES, G. T. (1964): Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. *Am. Jour. Sci.*, vol. 262, p. 145-198. — FUNNELL, B. M. (1964): The Tertiary Period. In: *The Phanerozoic Time Scale: a Symposium*. Quar. Geol. Soc., London, vol. 120, no. 5, p. 179-191. — GLASS, B., ERICSON, D. B., HEEZEN, B. C., OPDYKE, N. D. and GLASS, J. A. (1967): Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology. *Nature*, vol. 216, no. 5114, p. 437-442. — HAYS, J. D. and BERGGREN, W. A. (1970): Quaternary Boundaries. S. C. O. R. Symposium on Micropaleontology of marine bottom sediments, Cambridge, England, 1967, 50 MS p., tabs. (in press). — HAYS, J. D., SAITO, T., BURCKLE, L. H. and OPDYKE, N. D. (1968): Pliocene/Pleistocene bio-chronostratigraphy of equatorial Pacific sediments. *Geol. Soc. Am., Ann. Mtg., Abstr.*, p. 131. — HAYS, J. D., SAITO, T., OPDYKE, N. D. and BURCKLE, L. H. (1970): Pliocene/Pleistocene sediments of the equatorial Pacific—their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Bull. Geol. Soc. Am.* (in press). — KULP, J. L. (1961): Geologic time scale. *Science*, vol. 133, no. 3459, p. 1105-1114. — LIPPS, J. H. (1967a): Planktonic foraminifera, intercontinental correlation and age of California mid-Cenozoic microfaunal stages. *Jour. Paleontology*, vol. 41, no. 4, p. 994-999. — LIPPS, J. H. (1967b): Miocene calcareous plankton, Reliz Canyon, California, in Gabilan Range and adjacent San Andreas Fault. *Pacific Sect. Am. Assoc. Petrol. Geol. and Pacific Sect. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Guidebook, p. 54-60, 2 pls. — MARKS, P. and WEBB, P. N. (1966): Discussion to the "Symposium on micropaleontological lineages and zones". *Comm. Med. Neogene Strat.*, Proc. 3rd Sess., Berne, 1964, p. 140-145, E. J. Brill. — MARTINI, E. and BRAMLETTE, M. N. (1963): Calcareous nannoplankton from experimental Mohole drilling. *Jour. Paleontology*, vol. 37, no. 4, p. 845-856, pls. 102-105. — PHILLIPS, J. D., BERGGREN, W. A., BERTELS, A. and WALL, D. (1968): Paleomagnetic stratigraphy and micropaleontology of three deep-sea cores from the south-central North Atlantic. *Earth and Planetary Sci. Letters*, vol. 4, p. 118-130. — TURNER, D. L. (1970): Potassium-argon dating of Pacific Coast Miocene foraminiferal stages. *Bull. Geol. Soc. Am.* (in press).

Serie Neogène traversée par le Forage Mistral No. 1. dans le golfe de lion

P. F. Burollet, J. Cravatte, Ph. Dufaure, L. Durand et
A. Laumondais

(avec 1 figure)

Le Forage Mistral I a été exécuté dans le Golfe du Lion, au large du Languedoc Français, 55 km. au SSE de Sète et 125 km. à l'WSW de Marseille. Son emplacement est situé par 42°57'35" de latitude Nord et 3°53'54" de longitude Est. La profondeur d'eau était de 98 mètres. Ce forage a été effectué par la Compagnie Française des Pétroles-Métropole opérant pour le groupe des Sociétés suivantes qui sont associées comme détenteurs du permis: Compagnie Française des Pétroles, Société Française des développements pétroliers BP et Société Française des Pétroles BP. Le sondage a commencé le 7 Novembre 1968 et a été terminé le 7 Février 1969. La profondeur totale était de 3552 mètres sous le niveau de la mer, soit 3454 sous le fond de la mer.

Série stratigraphique

(Les profondeurs sont données sous le niveau de la mer)

Les limites qui ont été prises correspondent à des coupures lithologiques observables sur les diagraphies tout en restant, dans l'ensemble, en harmonie avec les résultats des études de micropaléontologie.

L'attribution des intervalles ainsi individualisés à des zones stratigraphiques est en effet délicate, compte tenu de la complexité des phénomènes d'évolution des microfaunes et des phénomènes sédimentologiques; l'imprécision relative et l'imbrication des différents étages, voire des jeux d'étages, de l'Aquitaniens au Pleistocène, ne permet pas encore une nomenclature définitivement assurée à l'échelle mésogéenne.

Le substratum, rencontré entre 3438,5 et 3552 mètres, est formé de schistes et grès froissés évoquant l'Ordovicien des Pyrénées Orientales ou de la Montagne Noire

Miocène

1. *Miocène basal à Oligocène terminal?* (Aquitaniens inférieur?) de 3438,5 à 3164 m.

A la base de 3438,5 à 3432 m: Brèche polygénique comprenant des éléments de dolomie beige microcristalline, d'argile indurée gris noir, d'argile anhydritique blanche et de schistes sériciteux. Le ciment, lorsque celui-ci est distinct (1 clab), semble formé d'argile ou de marne azoïque; l'âge exact est indéterminé.

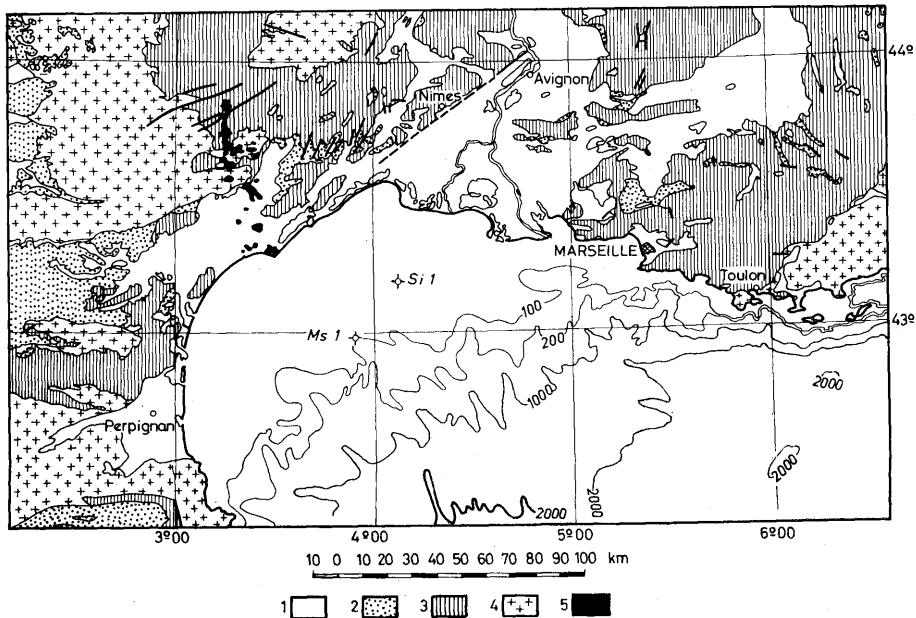


Fig. 1. Golfe du lion. Schéma structural et position des forages Ms-1 et Si-1. Légende : 1. Pliocène, Miocène, Oligocène, 2. Eocène, 3. Secondaire, 4. Paléozoïque et Massifs cristallins, 5. Roches éruptives

De 3432 à 3323 m., marne silteuse noire indurée à rares débris de jaune dont quelques silhouettes de petites Globigérines indéterminables.

De 3323 à 3164 m., alternances d'argile indurée calcaireuse plus ou moins silteuse, de marne avec passées de calcaire argileux micritique, et de grès ou sable argileux glauconieux; présence de traces bitumineuses.

Dans cette zone se trouvent associés, en microfaciès, des débris communs de Mélobésiées, des débris de Bryozoaires à test épais, des Amphistéginés et des Globigérines.

2. *Miocène inférieur* (Burdigalien + Aquitanien pro-parté?) de 3164 à 2653 m.

Il est constitué par une argile calcaireuse nettement indurée, plus ou moins sableuse et montrant au toit de la série de la calcite cristalline. La partie inférieure (3165 à 3015 m.) est riche en passées de calcaire argileux.

Les microfaunes ont été très difficiles à dégager dans les niveaux très indurés et elles ont souvent été détériorées; toutefois, cette zone semble caractérisée par l'absence d'*Orbulines* et la présence commune de *Globigerinoides trilobus* (formes globuleuses) déjà accompagnées au dessus de 2933 m. de rares *Globigerinoides transitorius*, de *Globigerinoides bisphaericus* et de rares *Globoquadrines*?

3. *Miocène moyen* („Helvétien” ou Serravalien + Langhien pro-parté) de 2653 à 1916 m.

Argile calcaire avec des passées riches en quartz, principalement au dessus de 2263 m. (grains de l'ordre de 350 μ). En dessous de 2263 les quartz sont nettement plus fins (150 μ en moyenne).

La microfaune planctonique annonce celle de la zone sus-jacente et montre:

- prédominance des formes *Globigerinoides trilobus* et *Globigerinoides bisphaericus*,
- présence de *Globoquadrines* dont *G. cf. altispira globosa* et *G. aff. venezuelana*?
- présence de *Globorotalia mayeri* avec des formes de passage de *Globorotalia mayeri* à *G. johsi* (2256 à 2343 m),
- l'intercalation de niveaux avec des petites Globigérines communes (*Globigerina cf. trilocularis*, *G. cf. falconensis*, etc.).

L'attribution de cette série au Miocène moyen provient de la présence de rares *Orbulines* (*Orbulina universa* et *Orbulina suturalis*), présence qui semble continue en dépit des retombées possibles. Les *Orbulines* sont, en effet, inconnues dans les intercalations planctoniques du Burdigalien dans la localité d'origine.

Les variations des cortèges sont plus accusées en ce qui concerne les microfaunes benthiques. On remarque les espèces et variétés caractéristiques suivantes:

- parmi les Ellipsoïdines: *Siphonodosaria cf. verneuili*, *S. nuttali* var. *gracilina*, *S. consobrina* var. *enaciata*, *S. vertebralis*,
- parmi les Rotaliformes: *Ammonia gr. beccarii* (formes aplaties puis globuleuses), *Cibicides gr. coryelli-refulgem*,
- parmi les Arénacés: *Spiroplectammina* aff. *carinata* (af-c), *Siphotextularia cabiata* (ex),
- parmi les Bulimidés: *Uvigerina gr. galloway-schwageri*, *U. tenuistata*, *Siphogenerinoides*.

4. *Miocène supérieur* (Messinien? pp + Tortonien) de 1916 à 1339 m.

On peut voir trois parties principales.

Entre 1916 et 1683 m. Argile plastique calcaireuse moins gréseuse, que

précédemment y note la présence assez commune d'*Orbulines* (*Orbulina suturalis*), l'abondance des *Globigerinoides trilobus* et, à un degré moindre, la fréquence de *Globigerinoides bisphaericus* avec des formes passant à *G. (Porticulasphaera) transitorius* et de *G. sacculifer*. On retrouve les *Globoquadrines* diversifiées, dont: *Globoquadrina gr. dehiscens*, inconnue auparavant, *G. cf. altispira globosa*, *G. aff. venezuelana*? ainsi que

Globorotalia mayeri, Foraminifère indice de la zone paléontologique dite à *G. mayeri* du Tortonien inférieur.

Les formes benthiques sont assez peu variées et sont surtout représentées par des Anomalinidés (*Cibicides mexicanus* var. *dertonensis*, etc.) de fréquentes Lenticulines lisses, des Rotaliformes (surtout *Gyroidina* cf. *soldani*), des Uvigérines (*U.* cf. *flintii*) et des Ellipsoidinidés (*Siphonodosaria verneuli*, *Siphonodosaria* sp.). On rencontre également des niveaux à Arénacés associés à des Ostracodes costulés caractéristiques.

Entre 1683 et 1513 m. (Tortonien.) Argile plastique calcareuse légèrement silteuse avec des passées plus grossières faisant parfois place à des grès fins argileux et glauconieux.

La microfaune planctonique y est surtout représentée par: *Orbulina universa* (r-a, f), *O. suturalis* (ex.), *Globigerinoides* gr. *obliquus* (→ f), *G. bisphaericus* (ex.), *G. trilobus* (t.r, c), *Globigerina* cf. *acostaensis* (ex.), *G.* cf. *continua* (→ a.r.), *G.* gr. *trilocularis-foliata* (t.r → a.r.), *G. picassiana*? (ex.), *Sphaeroidinellopsis rutschi* (t.r, c), *S. grimsdalei* (ex.), *Globorotalia* gr. *scitula* (en dessous de 1573 m), *Globorotalia* cf., *Globoquadra* sp. (en dessous de 1573 m), *Catapsydrax* sp. (ex.a C.) en dessous de 1553 m.

Entre 1513 et 1339 m. Messinien? Argile plastique calcareuse très sableuse à silteuse avec parfois des passées de grès fins micacé glauconieux.

Présence exceptionnelle de petits galets de roches cristallines à 1410—1480—1515 m., pouvant être des retombeées de la zone supérieure.

Comme dans la zone conglomératique sus-jacente, la microfaune est rare. Les microfaunes benthiques, encore très différentes de celles de Tabiano, indiquent des milieux de dépôts très littoraux (surtout *Ammonia* gr. *becarii* variété trochoïdes). On notera parmi les quelques Foraminifères planctoniques, la présence de formes chevauchant vers le bas la limite Pliocène—Miocène: *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globigerinoides* gr. *obliquus*, *G. bisphaericus*, *G. trilobus*, *Globigerina* aff. *acostaensis* trochoïde (de 1411 à 1423 m), *G. opima continua*, *G.* gr. *trilocularis-foliata*, *G.* aff. *bulbosa*, *G.* aff. *bollii*.

Pliocène

1. Pliocène basal (Pontien?) de 1339 à 1231 m.

C'est une zone constituée d'argile grise sableuse à abondants débris de roches cristallines et métamorphiques (granites, gneiss, schichtes et grès arko-siques) et de roches carbonatées (micrite azoïque).

La microfaune y est extrêmement rare et peu significative (présence de formes très littorales comme *Nonion boueanum* et *Ammonia* sp.). On la trouve pratiquement pas encore les espèces formant le riche cortège benthique du Tabianien. On note surtout dans la moitié inférieure la présence de quelques Foraminifères planctoniques: *Orbulina universa* (af. — t.r), *O. suturalis* (r. à ex.), *Globigerinoides* gr. *obliquus* (→ f), *G. bisphaericus* (ex.), *G. trilobus*, *Globigerina acostaensis*, *G.* cf. *opima continua*, *G.* gr. *trilocularis-foliata* (t.r), *G.* cf. *gavala* (t.r), *G.* cf. *bollii* (ex.) déjà associés à de très rares espèces considérées comme caractéristiques du Pliocène inférieur (*Globorotalia marginata*, *G. puncticulata*).

Cet intervalle est rattaché au Pontien, parcequ'il s'agit d'une zone conglomératique située sous le Pliocène inférieur caractérisé (Tabianien) et parcequ'on y voit des niveaux régressifs assez mal caractérisés mais dont on sait qu'ils terminent le Miocène supérieur daté.

Les rares microfaunes planctoniques observées ne permettent pas actuellement, de trancher le problème d'appartenance au Pliocène inférieur ou au Miocène terminal. Certaines espèces sont, en effet, citées comme exclusivement pliocènes par certains auteurs (BARBIERI, BIZON, SARTONI), mais d'autres (PERCONIG) les ont également signalées dans le Miocène supérieur (problème de l'Andalousien), ce sont notamment: *Globorotalia crassaformis*, *G. puncticulata*, *G. margaritae*. D'autre microfaunes sont communes au Pliocène et au Miocène: *Sphaeroidinellopsis* sp., *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina acostaensis*.

2. Pliocène inférieur (Tabianien) de 1231 à 731 m.

Cet ensemble est essentiellement constitué par une argile plastique gris bleu légèrement silteuse. Toutefois nous observons une proportion beaucoup plus forte des grains de quartz de 983 m. à 783 m.

Dans l'ensemble le milieu est beaucoup moins littoral que dans le Pliocène basal mais aussi que dans le Pliocène moyen; les influences pélagiques sont plus accusées. On peut envisager des profondeurs de dépôts de 150 à plus de 200 m.

Dans toute cette zone, nous avons une microfaune planctonique surtout représentée par: *Globorotalia* gr. *crassaformis-puncticulata* (ab) plus abondants dans la partie supérieure, *Globorotalia margaritae* (→ ab) forme de passage à *G. cf. martinezi* à la partie inférieure; *Orbulina universa* (f), *Porticulasphaera glomerata* var. *curva* (t.r.), *P. glomerata* var. *transitoria* (t.r.), *Globigerinoides* gr. *obliquus* (f) avec variétés (ab), *G. bisphaericus* (a.r.), *Hastigerina* gr. *aequalis* (t.r.), *Sphaeroidinella rutschi*, *S. cf. grimsdalei* (ex.), *Sphaeroidinella* sp. (t.r.).

Nous constatons, comme dans la localité type de Tabiano, la très grande abondance de *Globorotalia crassaformis-puncticulata*.

Dans la microfaune benthique, nous observons une forte diversification des «Lenticulines», en particulier avec: *Robulus echinatus*, *R. spinulosus*, *R. costatus*, *R. vortex*, *R. serpens clericii*.

Nous notons de plus, à la partie inférieure, la présence de grandes Cyclammines globuleuses associées à des Arenacés (*Clavulina rudis*, *Dorothia bradyi*, *Textularia* sp. sp.) et à de grosses Lingulines (*Lingulina multicostata*), cet ensemble ne se retrouvant pas au dessus.

3. Pliocène moyen (Plaisancien) de 731 à 407 m.

Il est représenté par des argiles gréseuses (taille maximale des grains de quartz: 200 à 300 μ) homogènes avec quelques feldspaths (plagioclases plus ou moins abondants), micas et pyrite. Il s'agit de faciès marneux francs à tendance cotière, n'excluant pas des influences pélagiques.

La microfaune planctonique est assez fréquente. On y remarque: *Globigerinoides* gr. *obliquus* (f), *G. elongatus* (t.r.), *G. bisphaericus* (t.r.), *G. sacculifer* (t.r.), *G. helicinus* (t.r.), *Globigerina bulloides* (a.f) petites Globigerines aux loges bien détachées (*G. gr. foliata-falconensis*): *G. cf. juvenilis* (t.r., ex.), *G. cf. quinqueloba* (t.r.), *G. pseudobesa* (ex.).

Cette association permet à elle seule de caractériser le Plaisancien. La microfaune benthique est très variée et très riche (plus riche et plus variée que celle rencontrée dans le Quaternaire), avec des formes à cachet Pliocène indiscutable, dont: *Dorothia gibbosa* (c), *Marginalina costata* (c), *Orthomorphina tenuicostata* (c), *O. proxima* (c), *Bolivina italica* (c), *B. punctata*, *Brizzalina aenariensis* (a.c), *Eponides umbonatus* var. *stellatus*, *Textularia* sp. à section transversale rectangulaire (a.c) etc.

4. Pliocène supérieur (faciès Actien?) de 407 à 303 m.

Il est constitué par une lumachelle de Lamellibranches et de Gastéropodes non consolidée, légèrement gréseuse (taille moyenne des grains entre 200 et 250 μ), avec de rares feldspaths et micas un peu de pyrite et d'aragonite décelée aux rayons X.

Ces sables de plages correspondent aux faciès régressifs du Pliocène supérieur (connus dans le Bas-Rhône et dans la région de Montpellier).

La microfaune planctonique est, dans l'ensemble, très rare. Elle comprend essentiellement: *Globigerinoides* gr. *elongatus* (a.f) (avec forme de passage à *G. obliquus*), *G. obliquus* (a.r.), *G. trilobus* (t.r.), *G. rubra* (t.r.), *Globigerina bulloides* (t.r.).

Du point de vue micropaléontologique, toutes ces espèces peuvent caractériser aussi bien le Quaternaire inférieur que le Pliocène supérieur. Par contre, la microfaune benthique, moins diversifiée que précédemment, montre des formes à net cachet pliocène: *Bolivina* aff. *italica*, *Brizzalina catanensis*, *Elphidium* aff. *complanatum*, *Orthomorphina* sp. sp. etc.

Quaternaire

De 303 à 98 m (cote du fond de l'eau). Argile plastique silteuse avec débris de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Oursins et de Bryozoaires et avec des galets de roches divers, se terminant au sommet par 5 mètres de sable fin à grossier.

Nous y trouvons (grâce à un carottage de surface et à des matériaux prélevés sur les outils), une microfaune planctonique caractéristique avec, notamment: *Globorotalia inflatus* (af), *G. truncatulinoides* (r, c), *Globigerinoides conglobatus* (r), *G. rubra* (r), *G. obliquus* (t.r), *G. cf. elongatus* (t.r), *Globigerina* aff. *quinqueloba* (→ f), *G. bulloides* (→ f), *Orbulina universa* (→ r).

La microfaune benthique y est abondante et très diversifiée. Elle comprend de nombreux Elphidiidés, Nonionidés, Rotaliformes, Bulimines, Bolivines, Miliolidés et Arénacés.

Conclusions

Les principaux résultats stratigraphiques apportés par le sondage Mistral No. 1, sont suivants:

1. Mise en évidence d'une série néogène marine continue sans accident tectonique appréciable.

2. Présence de formations marines correspondant aux trois „étages" de la limite Miocène-Pliocène, Messinien, Pontien et Tabianien avec des microfaunes qui sont principalement benthiques mais qui comprennent toutes des éléments planctoniques, surtout au niveau du Tabianien.

Les informations paléogéographiques principales sont les suivantes:

1. Existence d'une dorsale orientée SW—NE d'âge probablement oligocène où les sédiments miocènes reposent directement sur le Paléozoïque. Cet axe relie les Pyrénées orientales au Massif de Marseille et des Maures.

2. Subsidence importante du Miocène, surtout à partir du Miocène moyen.

3. Eléments conglomératiques dans les argiles pontiennes correspondant aux mouvements orogéniques généralisés à ce moment là. La question reste posée de savoir si ces galets viennent de Sud ou de l'Est (massif qui serait maintenant profondément immergé) ou plutôt de la Crau pontienne, exutoire normal du bassin conglomérique de Valensole.

4. Transgression du Pliocène inférieur post-pontien (Tabianien) avec les influences pélagiques les plus grandes. Au fur et à mesure que le Pliocène avance sur la Provence méridionale (Arles, Merindol) on a par contre des faciès moins profonds à tendance cotière (Plaisancien) suivis par les faluns de type régressif de l'Astien.

5. Au Quaternaire de nouveaux apports détritiques soulignent une instabilité des marges du bassin (galets) mais l'échantillonnage n'a pas été suffisant pour que l'on ait pu établir une zonation.

Bibliographie Sommaire

- ANGLADA, R., BALLESTO, R. et BARRIERE, J. (1966): Sur la limite pliocène-quaternaire et de nouvelles observation sur la coupe de la Begude de Saze (Gard). C. R. Som. S. G. F. 9 — pp. 335-340. — AUBOUIN, J. et MENNESSIER, G. (1963): Essai sur la structure de la Provence in *Liste à la Mém. Paul Fallot*, t. II, p. 45-98; mém. H. Soc. Géol. Fr., Paris. — BARRIERE, J. (1966): Sur la limite pliocène-quaternaire et la présence du Calabrien dans les régions rhodaniennes et en Languedoc. C. R. Som. S. G. F. No 4 — pp. 160-161. — BERRY, M. J. et KNOPOFF, L. (1967): Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin. Journ. geophys. Res., vol. 72 (14), p. 3613-3626. — BONNET, A., JULIAN, Y., LYS, M. et VATAN, A. (1952): Etudes dans le Néogène du Bas-Rhône. Atti del VII Convegno Nazionale del Metano e del Petrolio-Taormina. — BUROLLET, P. F. (1969): Petroleum Geology of the Western Mediterranean Basin Congrès A. A. P. G. — I. P. 1969. (en préparation). — COMBALUZIER, C. (1932): Le Miocène de la Bass Provence. Bull. Serv. Carte Geol. no 182. — Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy — Proceedings of the Fourth Section, 1967. Giornale di Geologia — XXXV, fasc. I, II et III. — CORNET, C. (1965): Evolution tectonique et morphologique de la Provence, depuis l'Oligocène (thèse, Paris). Mém. Soc. Géol. Fr. (nouvelle série), XLIV, fasc. 2, no 103, 252 p., 11 pl., Paris. — CORNET, C. (1969): La Provence de l'Oligocène à nos jours. Rev. de Géog. Phys. et de Géol. Dyn. (2), Vol. XI, Fasc. 1. pp. 101-122. Paris. — DENTZOT, G. (1951): Les anciens rivages de la Méditerranée française. Bull. Inst. Ocean. Monaco, 992, pp. 1-56. — FALQUIST, D. A. (1963): Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean Sea. Rapp. Comm. int. Mer Médit., vol. 17 (3), p. 963-964. — GLANGEAUD, L. (1966): Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géoméde 1. C. R. Ac. Sc., t. 262, p. 2405-2408. — GLANGEAUD, L. et REHAULT, J. P. (1968): Evolution ponto-plio-quaternaire du golfe de Gènes. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 266 — pp. 60-63. — HERSEY, J. E. (1965): Sedimentary basins of the Mediterranean Sea. In *Submarine Geology and Geophysics*. Colston Paper no 17. Butterworths. — LEENHARDT, O. (1939): Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale. Thèse. Sc. Appl., Paris (en préparation). — LUTAUD, L. (1957): La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. (2), vol. I, fasc. 2, p. 103-112, Paris. — MENARD, H. W., SMITH, S. M. et PRATT, R. M. (1965): The Rhone deep sea fan. In *Submarine Geology and Geophysics*, Colston Paper no 17, p. 271-285. — MENNESSIER, G. (1959): Etude tectonique des confins alpine-provençaux entre le Verdon et l'Argens (thèse, Paris). Mém. Soc. Géol. Fr. (nouvelle série), t. XXXVIII, no 87, 174 p. — MURAUOR, P., CRECCALDI, X. et MARCHAND, J.-P. (1965): Sur la structure profonde entre la Provence et la Corse. C. R. somm. S. G. F., p. 314-315.

Die Stellung des Oberoligozäns und Miozäns der Zentralparatethys in Beziehung zum europäischen Tertiär

Ivan Cicha—Ján Senes

Die stratigraphische Gliederung des Tertiärs machte im Laufe der vergangenen 200 Jahre eine ziemlich komplizierte Entwicklung durch und die gegenwärtigen Ansichten der im europäischen Tertiär arbeitenden Stratigraphen sind häufig sehr umstritten. Der Inhalt einzelner Stufen und ihre zeitliche Reichweite wird sehr unterschiedlich aufgefasst. Die Verhandlungen der CMNS, vor allem die Sitzungen in Bern 1964 und in Bologna 1967 brachten eine ganze Reihe neuer Angaben, die wesentlich zur Klärung von Stellung und Inhalt der einzelnen Stufen beitrugen und gleichzeitig bestätigten, dass praktisch alle diese stratigraphischen Einheiten einen eng bioprovinziellen Charakter haben. Beim Vergleich mit den »Grundstufen« der klassischen Miozänstufenfolge ergeben sich nach kritischer Umwertung der von zahlreichen Autoren durchgeführten Erkundungen nachstehende Tatsachen.

Das Aquitan (CH. MAYER-EYMAR, 1858), seine Stellung als Stufe, seine Stratotyp-Lokalitäten und vor allem seine obere Grenze bleiben ungeklärt. Die Anwendung dieser Stufe und deren molluskenführenden Typlokalitäten als Stützpunkte für die Zusammenstellung der stratigraphischen Stufenfolge des Tertiärs ist sehr problematisch und verursacht zahlreiche Missverständnisse bei breiteren regionalen Korrelationen.

Das Burdigal (DEPÉRET, 1892) wird wenigstens zum Teil lateral von den als Typschichten des Aquitans betrachteten Schichten vertreten.

Das Helvet (CH. MAYER-EYMAR, 1858), dessen Stratotyp-Lokalität eine praktisch vom Burdigal nicht zu unterscheidende Fauna birgt. Der Oberabschnitt des Helvets im Typgebiet der vorkarpatischen Molasse in der Schweiz ist ausgesüsst und führt nur an die Paratethys gebundene Vergesellschaftungen.

Zwischen Helvet und Torton ist ein mit Sedimenten ausgefüllter Abschnitt, der jedoch nicht Bestandteil der stratigraphischen Stufenfolge des Miozäns ist, selbst wenn wir aus MAYER-EYMAR'S Arbeit (1889) ausgehen, wo in den Unterabschnitt des Torton das sog. Badenon, d. h. die Badener Mergel gestellt werden.

In seinem klassischen Bestimmungsgebiet (MAYER-EYMAR, 1858) stellt das Torton den Zeitschnitt zwischen dem Elveziano (keineswegs Helvet) und dem Messin dar.

Das Sarmat (E. SUSS, 1866) ist eine durch brackische Fauna charakterisierte Stufe und seine Schichten können mit Bestimmtheit faunistisch nur mit der Paratethys korreliert werden.

Das Messin (MAYER-EYMAR, 1868) hat zahlreiche Kennzeichen einer modernen Stufe. Die Beziehung zwischen dem Sarmat, Messin, Pannon, ist nicht geklärt und das Problem der Obergrenze gegenüber dem Pliozän Italiens steht noch offen.

Wenn wir erwägen, dass die obenangeführten Stufen bisher die Grundlage der stratigraphischen Miozängliederung bildeten, war die Situation für die Bildung einer festen stratigraphischen Stufenfolge dieser Formation nicht die günstigste. Die Verfechter der bisherigen Gliederung stützten sich auf die Voraussetzung, dass die einzelnen Stufen gewissermassen abstrakte Einheiten seien, wo z. B. die Bezeichnung Torton ein Zeitbegriff ist, der die Zeitspanne

zwischen dem Helvet und Messin, evtl. Sarmat ausfüllt und der ursprüngliche Inhalt im Bestimmungsgebiet nicht entscheidend ist. Es handelt sich daher um eine bestimmte Form einer Adoption von Schichten, oder ganzer mächtiger Schichtenkomplexe. Diese Lösung gestattet eine beträchtliche Freiheit bei der stratigraphischen Eingliederung. Die gegenwärtige unübersichtliche Situation in der stratigraphischen Stellung zahlreicher Tertiärbecken aller Kontinente ist auf die obenerwähnte Auffassung zurückzuführen.

Eine Reihe von Forschern versuchte es, im Laufe von mehr als hundert Jahren die Mängel der klassischen Miozänskala zu überwinden.

Es wurden zahlreiche »Stufen« benannt und definiert, die jedoch nicht in die klassische Tertiärstufenfolge einbezogen wurden.

Das Bormid (PARETO, 1865) entspricht (z. B. VERVLOET, 1966) dem Rupel bis Aquitan. An seiner Basis wurden Nummuliten festgestellt, im obersten Abschnitt *Miogyopsis gunteri* und *M. socini*.

Das Langh (PARETO, 1865) wurde von MAYER-EYMAR (1868) zwischen das Aquitan und Helvet gestellt. Später wurde diese Stufe, eben auf Grund dieser Einstufung, als Synonym des Burdigals angesehen. Die Typprofile des Langh im Piemont sind jedoch deutlich jünger als das Burdigal und entsprechen der Zone *Globigerinoides bisphericus* und »*Praeorbulina*«, evtl. nur der letztgenannten Zone (M. B. CITA—I. PREMOLI-SILVA, 1967).

Das Serravall (PARETO, 1865) entspricht dem Zeitabschnitt (VERVLOET, 1966) zwischen dem Langh und Torton.

Das Elveziano in der italienischen Auffassung entspricht nicht dem Helvet des klassischen Gebiets. Es ist deutlich jünger und ein Äquivalent des Langh, Serravall und eines Teils des Tortons.

Das Vindobon (DEFÉRET, 1895) ist ein Synonym des zweiten Mediterrans nach E. SUESS (1860). Seine Typlokalität ist das Wiener Becken und es wurde als Stufe für Gebiete vorgeschlagen, in denen das Helvet nicht von Torton abzutrennen ist.

Das Sallomacien (FALLOU, 1894) liegt oberhalb des Burdigals des Aquitanischen Beckens und stellt wenigstens zum Teil ein Äquivalent des Serravallien und Langh dar. Es kann nicht mit dem Helvet parallelisiert werden.

Das Karpat (CICHA—TEJKAL, 1959; CICHA—TEJKAL—SENEŠ et al., 1967) stellt den Zeitabschnitt zwischen den Endschichten des Helvets des klassischen Gebiets und den ersten Auftauchen der Orbulinen dar. Seine Untergrenze gegenüber der älteren Entwicklungen ist nicht von marinen, sondern von faunistisch einheitlichen für die Paratethys kennzeichnendem Charakter.

Das Girond (VIGNEAUX M. et al., 1954) ist eine neue Bezeichnung für das Aquitan und Burdigal und stützt sich auf die vorausgesetzte Äquivalenz beider Stufen.

Für die Schichten zwischen dem Karpat und dem Torton wurden in letzter Zeit (außer für das Sallomacien, Serravall und Langh) mehrere neue Bezeichnungen vorgeschlagen. J. KAPOUNEK, A. PAPP und K. TURNOVSKY (1960) schlagen für die Zeitspanne zwischen dem Karpat und Sarmat die Bezeichnung Badener Serie — Badenien — vor. I. CICHA, J. TEJKAL schlugen (1965) nach Feststellung der Art *Globigerina nepenthes* für die Zeitspanne zwischen dem Karpat (Zone *Globigerinoides bisphericus*) und dem Torton (Zone *Globigerina nepenthes*) die Bezeichnung Lanzendorf (Lanzendorfer Serie) vor.

Ferner treffen wir in der Borealprovinz des Miozäns die Unterteilungen in ein Vierland, Hemmoor, Reinbek, Langenfeld, Gramm und Sylt oder »Albingium—Scaldisium« in Norddeutschland, in Belgien in ein Houthaleen (Bolder), Anvers, Deurnien, in Dänemark in ein Klintighoved, Ribe, Arnum und in der Bretagne in ein Pontilev, Savigneu, Rodon an. In Spanien wurde das Andalus (E. PERCONIG, 1967) bestimmt, welches ein Äquivalent des ins Unterpliozän gestellten Teils des Messin und Tabien ist.

Die Stratigraphen sind bestrebt, die existierenden geochronologischen Einheiten, d. h. relative Zeitabschnitte in der Geschichte der Erde, durch konkretes Material, d. h. Gesteine richtig auszufüllen. Im Laufe der letzten Jahre trat die Notwendigkeit einer genaueren regionale Korrelation immer mehr in den Vordergrund und dadurch hat sich die Notwendigkeit einer stabilen Lösung der stratigraphischen und geochronologischen Einordnung der Sedimente in

tertiären Teilgebieten Europas ergeben. Unserer Ansicht nach sollte in der ersten Etappe (I. C I C H A, J. S E N E Š, J. T E J K A L, 1967) diese das Problem der Stellung paläontologisch charakterisierten Neostatotypen und die Frage deren wechselseitigen Beziehungen durch eine sog. offene chronostratigraphische Stufenfolge klären.

Gehen wir aus dem Beschluss des Kongresses der CMNS 1967 in Bologna aus, wo praktisch entschieden wurde, dass alle anerkannten Stratotypen als Stufen nur eine regionale Gültigkeit haben (einschl. der Stufen der klassischen Miozänstufenfolge), so ergibt sich die Notwendigkeit der Bildung einer inter-regionalen Stufenfolge im Weltmassstab, mit neuen Stufenbezeichnungen. Es handelte sich eigentlich um »Oberstufen«.

Es muss aus folgenden Grundsätzen ausgegangen werden:

1. Eine »Oberstufe« ist ein abstrakter geochronologischer Zeitbegriff.
2. Das konkrete, diese Zeit ausfüllende Material besteht aus den Sedimenten. Sie bilden die Grundlage des chronostratigraphischen Begriffs und sind die Bestandteile der regionalen Stufen einzelner Bioprovinzen, evtl. -gebiete.
3. Die Neostatotypen (I. C I C H A, J. S E N E Š, J. T E J K A L) mit ihren Holo- und Faziostratotypen charakterisieren regionale Stufen, d. h. nur diejenige Zeitspanne der ganzen Oberstufe, deren Sedimente in dieser oder jener Bioprovinz vorhanden sind.
4. Die Sedimente des unausgefüllten Zeitabschnitts stellen einen Hiatus, d. h. einen Entwicklungsabschnitt von unbekannter Dauer, unbekannter lithologischer, faziologischer, paläontologischer usw. Entwicklung in dem studierten Gebiet dar, der keine charakteristischen Merkmale aufweist.

Die Analysen der stratigraphischen Gliederung des europäischen Oligozäns und Neogens zeigten, dass keine einzige Stufe für die interregionale Korrelation geeignet ist, dass jedoch zahlreiche davon für die Gliederung der einzelnen Bioprovinzialregionen verwendet werden können. Sollte in Zukunft eine nominale Bezeichnung der Überstufen gewählt werden, so muss deren Inhalt absolut abstrakt-zeitlich, durch festbestimmte Wendepunkte in der organischen Entwicklung gegeben und unwandelbar sein. Er muss jedoch stets die Möglichkeit einer Ergänzung im Rahmen der Regionalstufen durch neue Angaben vorhanden sein, die z. B. im Zuge der Entwicklung neuer Methoden zur absoluten Altersbestimmung von Gesteinen gewonnen werden.

Grundlagen der biostratigraphischen Gliederung des Oberoligozäns und Miozäns

Im Laufe der Entwicklung der Erde kam es zu einer allmählichen Differenzierung der Organismen und ihrer verschiedentlichen Verteilung in der Biosphäre. Bei den Meeresorganismen bildeten sich mit der Zeit voneinander getrennte Bioprovinzen. Während z. B. bei den benthonischen Foraminiferen diese Bioprovinzen, mit Ausnahme der Borealen Provinz, keinen scharf abgegrenzten Charakter haben, sind z. B. bei den Mollusken die Unterschiede sehr deutlich.

Nach den gegenwärtigen Erkundungen ist die Grenze zwischen den einzelnen Stufen durch bestimmte Migrationsbedingungen bestimmt worden. Bisher existieren nur verhältnismässig wenige neue Arten, auf deren Grundlage eine genaue Grenze zwischen den einzelnen Stufen gezogen werden könnte. Das gleichzeitige Erscheinen einiger neuer Vergesellschaftungen einer Zeitperiode, wie die als Stufengrenze betrachten, ist vor allem von der Migrationsumgebung

und -form abhängig. Die Wandlungen innerhalb verschiedener Gruppen von Lebewesen erfolgten nicht gleichzeitig. Zu den das Tertiär charakterisierenden Hauptgruppen können derzeit vor allem die planktonischen und die grossen Foraminiferen und Meeresmollusken gezählt werden. Die anderen Gruppen bilden ein Korrelationselement, welches sich an die nach den obenerwähnten Gruppen ausgearbeitete Grundgliederung anknüpft. Bei der Auswahl wird dann vor allem nach dem Übergewicht des kontinentalen oder Meeresmilieus des untersuchten paläogeographischen Komplexes vorgegangen.

Die planktonischen Foraminiferen Stellen gegenwärtig die am besten bearbeitete Gruppe von Organismen im Oberoligozän und Miozän dar. Es handelt sich um eine Gruppe von erstrangiger Bedeutung, auf deren Grundlage eine verhältnismässig genaue Korrelation des marinen Miozäns im Weltmassstab mit Ausnahme der extrem nach Norden oder Süden vorgeschobenen Gebiete möglich ist. Im Oberoligozän bis Miozän herrschen Vergesellschaftungen vor, die durch das Vorkommen von Vertretern der Gattungen *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina*, *Globorotalia*, *Cassigerinella* usw. charakterisiert sind. Über den Schichten, die durch die obenerwähnten Gattungen charakterisiert sind ist die Zone mit *Globigerinoides bisphericus* am deutlichsten ausgebildet. Darüber lagern Schichten mit dem ersten Vorkommen von Vertretern der Gattung *Orbulina* (*Praeorbulina*). Diese Grenze ist für die ganze Welt gültig.

Eine weitere Grenze von Weltbedeutung wird durch erste Vorkommen der Arten *Globigerina nepenthes*, *G. menardii* gebildet.

Die Untergrenze des Pliozäns wird meistens durch den Beginn der Zone mit *Globorotalia hirsuta* s. l. gekennzeichnet.

Die grossen Foraminiferen, vor allem Miogypsinen und Lepidocyclinen, gehören zu den Leitfossilien für die Gliederung des Jungoligozäns und Altmiozäns in Europa. Zur ältesten Gruppe gehören die Vergesellschaftungen *Miogypsina complanata*, *M. septentrionalis*, *M. formosensis*, *M. panamensis*, usw. Die jüngere Gruppe (*M. CARALP* et al., 1963) ist typisch durch das Vorkommen von *M. complanata*, *M. tani*, *M. gunteri*; später erscheint *M. complanata* nicht mehr. Es kommt z. B. die Vergesellschaftung *M. gunteri*, *M. tani*, *M. globulina*, *M. socini*, *M. burdigalensis* in Europa (äusser den Balearen) gehört zu den jüngsten Vertretern der Miogypsinen die Gruppe *M. globulina*, *M. intermedia*. Die phylogenetisch fortgeschritteneren *M. cushmani* und *M. mediterranea* werden ausser den Balearen auch aus Gebieten ausserhalb des europäischen Miozäns, immer jedoch aus dem Untergrund der *Globigerinoides bisphericus* führenden Schichten angeführt. Eine ähnliche Verwendung im Rahmen des Oberoligozäns und Burdigals haben die Vertreter der Gattung *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*).

Zu den für die Gliederung des Tertiärs wichtigen Lebewesen gehören die Mollusken, auf deren Grundlage früher praktisch die Einteilung des ganzen Tertiärs durchgeführt wurde. Die wichtigste Gruppe stellen die Pectines dar, die für alle Hauptbioprovinzen Europas von Bedeutung sind.

Die älteste, an die Vergesellschaftungen *Miogypsina complanata*, *M. septentrionalis*, etc. gebundene Gruppe wird z. B. durch die Arten *Flabellipecten burdigalensis*, *Chlamys deleta*, *Ch. texta*, *Ch. multistriata* usw. dargestellt. An die Vergesellschaftungen mit *Miogypsina intermedia* und *M. burdigalensis*, *M. globulina* usw. ist z. B. das Vorkommen der Arten *Pecten hornensis*, *P. pseudoebudanti*, *Chlamys gigas*, *Ch. palmata* gebunden. In der Zone mit *Globigerinoides bisphericus* im Untergrund dieser Zone existieren noch mächtigere Schichtenkomplexe ohne Miogypsinen vgl. VERVOLET (1966), I. ČIČHA, J. TEJKAL, J. SENEŠ et al., 1967) gehört das Vorkommen von *Chlamys kautskyi*, *Ch. opercularis*, ausser einer Reihe im Miozän laufend vorkommender Arten. Gleichzeitig mit den ersten Orbulinen (*Praeorbulinen*) erscheinen z. B. *Pecten revolutus*, *Flabellipecten bessei*, *Fl. leytchajanus*, *Chlamys elegans*, *Ch. illi*. Diese Arten sind durch ihr Vorkommen auch an die Zone mit *Globigerina nepenthes* gebunden und gehen z. T. bis zur Pliozängrenze über.

Ziehen wir die bei den obenerwähnten Lebewesengruppen festgestellten Tatsachen in Erwägung so kommen wir zu der Schlussfolgerung, dass gegenwärtig die faunistischen Grundlagen für die Korrelation des europäischen Miozäns und Oberoligozäns mindestens in vier chronostratigraphischen Einheiten der einzelnen Bioprovinzen, die noch weiter geteilt werden können, bestehen.

Probleme der stratigraphischen Gliederung des Westabschnitts der Paratethys

Im Rahmen des Oberoligozäns und Neogens bildet die Paratethys ein verhältnismässig autonomes Gebiet, das sich durch zahlreiche spezifische Merkmale auszeichnet, die vor allem die endemischen Vergesellschaftungen der organischen Welt charakterisieren. Während sich in der Borealen Provinz auf Grund ihrer Unterschiedlichkeit von anderen Bioprovinzen ein selbständiges stratigraphisches System bildete, ist die Situation in der Paratethys etwas komplizierter. Es wurden Systeme mit dem Bestreben einer unterschiedlichen Darstellung von der klassischen süd- und westeuropäischen Gliederung gebildet. In den marinen Komplexen waren sie jedoch mit dieser Gliederung immer enger verbunden. Von den Stufen der klassischen Oligozän- und Neogenstufenfolge wurden im Raum der Paratethys als Typstufen manche Lokalitäten des Chatt in den innerkarpatischen Becken angesehen, die Schichten des Eggenburger Beckens sind eine der klassischen Lokalitäten des Burdigals. Das Typgebiet des Helvets ist in der Schweiz, das des Vindobons im Wiener Becken s. l., des Sarmats und Pannons ebenfalls im Wiener Becken und in der innerkarpatischen Senke. In der östlichen Paratethys bildete sich bereits in der Vergangenheit ein verhältnismässig selbständiges stratigraphisches System (Mittel- und Obermajkop, z. B. mit den Karadzalgin-Bajgubeck, Sakaraul-, Kocachur-, Olginsk-, Ritcev-Horizonten, ferner das Tarchan, Čokrak, Karagan, Konsk, Mäot, Pont).

Im Westabschnitt der Paratethys, an der Oligozän- und Miozängrenze, wird meistens die Bezeichnung Chatt-Aquitain verwendet.

Gegenwärtig gibt es keine feste Korrelationsbasis mit dem klassischen Aquitanischen Becken, wo eher die Problematik der Oligozän-Miozängrenze in der bisherigen Auffassung, als die Aquitan-Burdigalgrenze geklärt ist. Dies bedeutet, dass selbst die Parallelisierung der Schichten mit einer Eggenburger Fauna sowie der Vergesellschaftungen des Ottang-Typus in Beziehung zum klassischen Gebiet des Aquitanischen Beckens nur einen annähernden Charakter hat. Die Bezeichnung der Schichten zwischen der *Rzehakia*-Schichtenfolge endemischen Charakters, oberhalb der Schichten mit Vergesellschaftungen des Ottang-Typus und dem ersten Vorkommen der Orbulinen (Praeorbulinen) wurde durch die Bestimmung der neuen Karpat-Stufe und der komplexen Bearbeitung ihres Stratotyps gelöst. Die Schichten zwischen dem Karpaten und dem ersten Vorkommen von *Globigerina nepenthes* wurden als Lanzendorfer Serie bezeichnet. Es ergab sich somit die Notwendigkeit, ein eigenes System zu schaffen, um die spezifischen Merkmale der Paratethys, vor allem ihres Westabschnitts, zum Ausdruck zu bringen.

Im Hinblick auf die Möglichkeit einer Anwendung von Regionalstufen für die einzelnen paläogeographischen Komplexe schlagen wir neue Bezeichnungen der Stufen vor. Für den Abschnitt OM—Egerien, M_1 —Eggenburgien, M_2 —Öttangien, M_3 —Karpatien, $M_{4a, b}$ —Badenien, M_5a —Sarmat, MP—Pannon. Diese Gliederung wird für die Becken im Alpin-Karpatischen Bogen und nördlich der Dinariden vorgeschlagen.

Die Entwicklung der Eger-Stufe in der transeuropäischen Bioprovinz

Die Grenzsichten des Oligozäns und Miozäns wurden in der Umgebung von Budapest und vor allem im Eger-Gebiet (nord-ungarisches Becken), welches wir als Typenregion für die Eger-Stufe im Westteil der Paratethys ansehen, studiert. Es handelt sich vor allem um das Profil durch die Egerer, die sog. »Wind'sche« Ziegelei, einschliesslich des Profils bei Novaj und Bogács.

Hier liegen im Hangenden der Schichten mit *Clavulinoides szabói*, die dem Rupel entsprechen, die Glaukonitschichten mit *Miogyssina septentrionalis*, *Heterostegina complanata*, *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *tournoueri*, usw. Von den Mollusken sind hier vor allem *Flabellipecten burdigalensis* und *Cerithium egerense* vertreten. Im Oberabschnitt des Profils, wo jedoch die Miogyssinen und Lepidocyclinen schon fehlen, kommen wiederum häufig *Flabellipecten burdigalensis*, *Turritella venus margarethae*, *T. regularis* (BÁLDI, KECSKEMÉTI, NYIRÓ, DROOGER, 1961) vor. T. BÁLDI (1966) führt an, dass die Oligozän—Miozängrenze auf Grund der Mollusken nicht im ganzen Profil gezogen werden kann. Nach oben zu kann die allmähliche Zunahme miozäner Arten sowohl bei den Mollusken, als auch bei den Foraminiferen beobachtet werden. Im Oberabschnitt des Profils erreichen die Miozänspezies 15—20% der Gesamtzahl. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch in der Umgebung von Budapest (T. BÁLDI, 1964), z. B. bei Törökbálint und schliesslich im südslowakischen Neogenbecken. Hier wurden jedoch bereits Schichten mit *Miogyssina tani* und *M. gunteri*, z. B. mit *Chlamys rotundata* und *Ch. decussata* nachgewiesen.

Im allgemeinen wird das Egerien im älteren Abschnitt durch eine noch überwiegend oligozäne Fauna charakterisiert.

Sein Oberteil führt eine Fauna mit *Miogyssina gunteri* und *M. tani*. Die Mollusken- (T. BÁLDI, 1966) wie auch die Foraminiferenfauna (I. CÍCHA, 1960) hat jedoch in den ganzen Schichtenfolge einen annähernd einheitlichen Charakter und der Übergang von den überwiegend oligozänen zu den miozänen Elementen erfolgt allmählich. Zum Egerien können in Oberösterreich die Melker und Linzer Sande und in Bayern die Faunen des Profils in Thalberg (HAGN, HÖLZL, 1952; HÖLZL, 1958, usw.) gestellt werden. Ihnen entspricht der überwiegende Teil der unteren Süsswassermolasse. Zum Egerien gehört auch der Oberteil der Ždánice-Hustopeče Schichtenfolge in Südwestmähren und die Schichten oberhalb der *Globorotalia opima opima* führenden Zone in der Pouzďfany-Einheit. Äquivalente des Egerien sind auch im Unterabschnitt der Vorotyšče-Serie vertreten. Im Siebenbürgischen Becken im weiteren Sinne des Wortes entsprechen dem Egerien z. B. die Schichten von Valea Julia, Zsimbor, usw., in Jugoslawien die Schichten von Krapina und Radoboj.

Die Eggenburger Stufe hat einen transgressiven Charakter. Ihre klassischen Lokalitäten sind Loibersdorf und Gauderndorf.

Die Schichten der Eggenburger-Serie sind ferner in Südwestmähren (Chvalovice, Šatov, im Ostrava-Gebiet, im Wiener Becken, in den innerkarpatischen Depressionen z. B. Budafok, Salgótarjánér Gebiet, Romhány, in der Ostslowakei bei Prešov und Čelovec, in den Transkarpaten die Burkalov-Schichten, im Siebenbürgischen Becken bei Hidas und Coruş) entwickelt. In Jugoslawien ist die Eggenburger Serie im Gebirgszug Medvenica vertreten. In der karpatischen Vortiefe, in Polen und in und in der UdSSR befinden sich Äquivalente der Eggenburger-Serie in den faunenarmen Schichten der Vorotyšče-Serie, offensichtlich in den Sloboda- und Truskavijec-Schichten usw. In Rumänien entsprechen ihnen die Brebu und Cornu Schichten.

Die Eggenburger-»Serie« wird in die Zeitspanne M₁ der Paratethys gestellt.

In der voralpinen Molasse ist die Eggenburger-Serie ferner in den Schichten bei Fels am Wagram, weiter bei Ortenburg und schliesslich im Profil bei Kaltenbach und Bachham vertreten (O. HÖLZL, 1958).

Die marine Entwicklung des Abschnitts M_2 des Ottngangien ist in den westlicheren Becken der Paratethys (Wiener Becken, alpinkarpatische Vortiefe) entwickelt.

Zwischen M_1 und M_2 in der alpinen Vortiefe existiert wahrscheinlich eine ununterbrochene Sedimentation zwischen dem Eggenburgien und dem Ottngangien. Klassische Lokalitäten des Ottngangien sind z. B. Dorf und Ottngang in Oberösterreich (Innviertel Serie). Von den Mollusken sind für diese Schichten z. B. *Arca* (*Anadara*) *diluvii* LMK., *Flabellipecten hermannseni* DUNKER, *Pinna pectinata brocchi* D'ORB., *Pitar*a (*Cordiopsis*) *islandicoides* (BROCCHI) von Bedeutung. Nach oben erfolgte in der alpin-karpatischen Vortiefe und im Wiener Becken eine allmähliche Aussüßung und die Sedimentation des Ottngangien wird durch Ablagerung von Schichten der brachyhalinen *Rzehakia*-Assoziation (*Rzehakia socialis*, *Cardium* div. sp., *Congeria* div. sp., usw.), beendet. In den intrakarpatischen Depressionen ist das Ottngangien (Abschnitt M_2) durch limnische und brackische Schichten der *Rzehakia*-Vergesellschaftung vertreten. Ungeklärt bleibt die Position der Schichten mit *Turritella miotaurica*, *Turritella erina turritiformis*, *Turritella aquitanensis* usw. J. KÓKAY (1958, 1967) betrachtet sie als eine jüngere Vergesellschaftung des Eggenburger Typus und stellt sie in den Oberabschnitt des Untermiozäns. Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Schichten der Ottngang-Stufe in mariner Entwicklung in der innerkarpatischen Senke entsprechen.

Zum Ottngangien stellen wir weiterhin den Oberabschnitt der Vorotyšče-Serie und die Stebnice-Schichten. Im steirischen Becken (K. KOLLMANN, 1965) kann mit dem Ottngangien der Unterabschnitt des Eibiswalder kohlenführenden Schichtenfolge verglichen werden.

Das Egerien, Eggenburgien und Ottngangien bergen eine sehr artenverwandte planktonische und Foraminiferenmikrofauna. Im Unterabschnitt des Egerien kommen, neben Globigerinen, häufiger die Arten *Cassigerinella*, seltener *Globigerinoides* vor. Die Gattung *Globoquadrina* und *Globorotalia* (Oligozän-Miozän-Typus) wurden in den karpatischen Becken bisher nur in Eggenburg (verhältnismässig sehr selten) festgestellt. Das Ottngangien (Innviertel »Serie«) füllt zeitlich den ganzen Abschnitt M_2 aus.

Nach Ablagerung der *Rzehakia*-Schichten erfolgte eine neue Transgression im Mittelabschnitt der Paratethys. Die Schichten dieser Zeitspanne M_3 stellen wir in die Karpat-Stufe.

Ihr allmählicher Übergang von M_2 wird in der karpatischen Vortiefe im Mähren vorausgesetzt. Die Holostratotyp-Lokalität des Karpat ist Slup in der Vortiefe in Mähren, wo z. B. *Pirenella bicincta turritogracilis*, *Hinia edlaueri*, usw. vorkommen. Von den anderen Arten sind für das Karpatien z. B. die Arten *Chlamys opercularis hevesensis*, *Lima lábáni*, *Mastra neogradensis*, *Dorsanum echinatum*, *Chlamys kautsky* charakteristisch. Sehr häufig kommen Pectines (im Miozän laufend vorkommende Arten sind *Chlamys scabrella*, *Ch. macrotis*, *Ch. multistriata*) vor. Von den Foraminiferen sind am bedeutendsten Uvigerinen, wie *Uvigerina graciliformis*, *U. parkeri breviformis*, *U. barbatula* usw.

Im Oberabschnitt des Karpatien (im Steirischen Becken) und in der savischen Senke in Jugoslawien wurde die Art *Globigerinoides bisphericus* festgestellt. Die benthonischen Foraminiferenvergesellschaftungen und die Molluskenfauna haben jedoch in der gesamten karpatischen Schichtenfolge einen einheitlichen Charakter.

In der voralpinen Molasse entspricht der Zeitspanne M_3 der Unterabschnitt der oberen Süßwassermolasse.

Das Karpatien vorwiegend mariner Entwicklung ist aus der alpin-karpatischen Vortiefe östlich von St. Pölten in Österreich und in Mähren, aus den Korneuburger und Wiener Becken, den intrakarpatischen Depressionen, aus Ungarn, der Steiermark (Österreich) und Jugoslawien (savische Senke) bekannt.

Die Ablagerungen der Zeitspanne M_{4b} -Lanzendorfer Serie des Badeniens, von transgressivem Charakter (über dem Abschnitt M_{3ac}) sind in den west-karpatischen Becken etwa gleichverbreitet wie die Schichten der Karpat-Stufe. Die Transgression reicht jedoch beträchtlich weiter nach Osten, nach Polen und in die UdSSR. Hier entspricht der Lanzendorfer Serie das Opolien (unt. Teil) und der Unterabschnitt der Bogorodčansker Schichtenfolge. Im Steirischen Becken wurde ein allmählicher Übergang zwischen dem Karpatien und der Lanzendorfer Serie festgestellt. Ansonsten sind diese Schichten transgressiv.

Die Lanzendorfer Serie zeichnet sich durch das Vorkommen von *Orbulina glomerosa*, *O. transitoria*, *O. suturalis*, *Globorotalia praemenardi*, *G. johsi* usw. aus.

Die Lanzendorfer Serie ist mit der Devin-Serie in ihrem Hangenden (z. T. Torton s. s.) durch allmähliche Übergänge verbunden. Die Untergrenze der Devin-Serie wird durch das erste Vorkommen der Art *Globigerina nepenthes*, *G. falconensis*, ferner einer Assoziation der Zone mit *Spiroplectammina carinata*, welche bereits für die Paratethys, zum Unterschied von der Lanzendorfer Serie, einen ziemlich spezifischen Charakter angenommen hat angezeigt. Dem Hangenden zu verarmen die Assoziationen und vor allem in den Becken am äusseren Karpatenbogen werden Evaporite abgelagert und die Sedimente im obersten Abschnitt sind bereits vollständig ausgestüsst. Mit dem Torton des klassischen Gebiets Italiens kann der Abschnitt M_{4c} verglichen werden, wohingegen der Abschnitt M_{4d} bereits einen ausgesprochen endemischen Charakter mit der Fauna des *Bulimina*-*Bolivina*-Typs und *Ammonia beccarii* besitzt.

Während mit Hilfe des Planktons und der benthonischen Foraminiferen die Lanzendorfer Serie (M_{4c}) eindeutig bestimmt werden kann, hat die Mollusken-, vor allem die *Pecten*-Fauna z. B. mit *Flabellipecten besseri*, *Fl. leythajanus*, *Chlamys elegans*, *Ch. scissa* usw. einen sehr artverwandten Charakter.

Das Sarmat der überlagernden Schichten ist bereits brackisch entwickelt und stellenweise transgressiv. Es vertritt den Abschnitt M_{5ac} . Die Frage der Anwesenheit des Abschnitts M_{5d} ist bisher noch nicht geklärt, ein allmählicher Übergang ins Pannon im Wiener Becken, ferner in Ungarn und Jugoslawien ist sehr wahrscheinlich.

Das darüber lagernde Pannon wird z. T. mit dem Mäot des Ostteils der Paratethys verglichen, wo es noch ins oberste Miozän gestellt wird, evtl. mit dem Messin der Apenninischen-Halbinsel. Die Frage der wechselseitigen Beziehungen bleibt jedoch weiterhin offen.

Die Literatur ist in der Arbeit: ČIČHA, I.—SENEŠ, J. (1968): Sur la position du Miocène de la Paratethys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. Sbornik geol. ved SAV I, Bratislava (S. 95–117) angeführt.

Une espèce nouvelle de *Pecten* du Miocène de Hongrie

G. Demarcq*

(avec 1 planche)

Résumé: L'auteur donne la diagnose d'une espèce nouvelle (*Pecten kokayi* nov. sp.) à partir de l'attribution faite par M. J. KÓKAY à *Pecten subbenedictus* FONT. d'un échantillon du Karpatien de Bántapuszta (Transdanubie, Hongrie). Les caractères de cette forme sont intermédiaires entre les *Pecten* de la section de *P. subbenedictus* FONT. et ceux du groupe de *P. subarcuratus* TOURN. La présence de cette forme à côté des espèces citées par M. J. KÓKAY souligne l'importance biogéographique de cette région à cette époque du Miocène.

En septembre 1968, M. J. SÉNES, de Bratislava (Tchécoslovaquie), en séjour à Lyon, me remettait, de la part de M. J. KÓKAY, de Budapest (Hongrie), plusieurs échantillons de Pectinidés provenant du „Karpatien” de Bántapuszta, près de Várpalota, au N du lac Balaton en Hongrie. On trouvera par ailleurs la monographie de cette faune dans son contexte stratigraphique et paléontologique régional (J. KÓKAY, 1967). Vers la partie médiane de la série miocène locale, au sommet d'une formation détritique grossière à Bryozoaires et à Balanes épaisse de 100 mètres, M. J. KÓKAY a recolté une malacofaune surtout riche en Huitres et en Pectinidés. Sa position stratigraphique correspond à l'Helvétien supérieur (Karpatien). Ayant eu quelques éléments de cette faune entre les mains, j'ai pu constater que les échantillons sont usés et souvent cassés; la roche est une molasse dure, jaunâtre, vacuolaire, a gros grains de quartz et petits galets. Les récoltes sont rares et délicates. Le mérite de M. J. KÓKAY est grand d'avoir pu réunir cette faune. Mais les déterminations sont difficiles étant donné l'état de conservation.

Parmi cette faune, un exemplaire de valve droite de *Pecten* avait été déterminé par M. J. KÓKAY comme *P. subbenedictus* FONT. et l'auteur (*ibid.* p. 95) indiquait: „Vorkommen: aus dem oberen Teil der Bryozoen—Balaniden-Série stammt ein Exemplar, das mit der Abbildung 2, von DEPÉRET und ROMAN besonders gut übereinstimmt. Stratigr. Verbreitung: in der Literatur wird diese Art nur Burdigal erwähnt”. Il a figuré cet exemplaire (*ibid.*, pl. VI, fig. 3) en tant que tel. J'ai comparé l'échantillon de M. J. KÓKAY avec l'exemplaire en question figuré par DEPÉRET et ROMAN (1902, pl. V, fig. 2), conservé dans les collections du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lyon sous le n° 29.389 et provenant du Burdigalien de Reillanne (Basses-Alpes). Ces deux échantillons présentent de grandes différences. Elles s'atténuent par contre si l'on compare cette fois l'échantillon de Bántapuszta avec le type de FONTANNES, provenant du Burdigalien de Clansayes (Drôme), figuré par FONTANNES (1878, p. 83 et pl. II, fig. 1) puis par DEPÉRET et ROMAN (1902, pl. V, fig. 1). Il résulte toutefois d'une étude comparative qu'il n'est pas possible de maintenir l'attribution faite par M. J. KÓKAY. Bien plus, l'échantillon présente un certain nombre de caractères nouveaux par rapport

* Centre de Paléontologie stratigraphique, Faculté des Sciences de Lyon.

aux diverses espèces de *Pecten* actuellement connues. En outre plusieurs de ces caractères semblent lui assigner une position paléontologique (morphologique et évolutive) intermédiaire entre plusieurs espèces importantes de *Pecten*. L'existence de cette forme éclaire d'un jour nouveau les relations phylogéniques et biogéographiques de certaines de ces espèces. Il m'apparaît nécessaire de proposer la création d'une espèce nouvelle à partir de cet échantillon, malgré l'absence de valve gauche et son état de conservation imparfait. Il y a peu de chance que, malgré des recherches, de nouveaux exemplaires de cette forme soient mis à jour prochainement dans sa localité d'origine.

Genre: *Pecten* BELON 1553

Pecten kokayi nov. sp.

Pl. I, fig. 1, 2., 3 et 4

Type: un échantillon, valve droite, n° M. 2297, collections du Musée de l'Institut Géologique d'Etat hongrois (Budapest, Hongrie).

Stratum typicum: partie supérieure de la formation à Bryozoaires et Balanes de l'Helvétien supérieur («Karpalien») de la région de Várpalota, Hongrie: Bryozoen—Balaniden-Série de J. KÓKAY (1967, p. 84, fig. 2). Faciès: grès et conglomérats molassiques.

Locus typicus: gisement de Bántapuszta, près de Várpalota, province de Veszprém, Hongrie occidentale (Transdanubie), à 15 km au NE du lac Balaton et 20 km à l'W de la ville de Székesfehérvár.

Derivatio nominis: en hommage au Dr. József KÓKAY, géologue en chef de l'Industrie Minière de Hongrie (Budapest), découvreur de l'échantillon.

Diagnose: Valve droite seule actuellement connue.

Coquille de taille moyenne; le diamètre antéro-postérieur est de 52 mm; le diamètre umbo-palléal est de 51 mm. Il est probable qu'il faille majorer légèrement le premier et assurément plus le second; le bord palléal est en effet, sur sa totalité, irrégulier et nettement incomplet.

Le test est assez épais. La forme d'ensemble est pratiquement équilatérale, assez arrondie, non contractée vers le crochet. La convexité est forte; la profondeur de la valve est de 21 mm minimum. Sa courbure est régulière, non déjetée vers le corchet.

Le sommet de la valve est fortement recourbé et déborde largement la ligne cardinale; la tangente à la courbe de l'umbo forme avec le plan inférieur de la valve un angle de 140 à 150°, même en tenant compte de la remarque précédente sur le caractère incomplet du bord palléal (ce qui n'aboutirait qu'à un complément angulaire de 10 à 15°); de toute manière il ne semble pas atteindre 180°.

Les oreilles sont bien développées et fortement recourbé comme le crochet. L'oreille antérieure paraît plus grande; il est toutefois probable que le bord latéral des deux oreilles n'est pas intact car il est irrégulier. Elles ne montrent pas d'ornementation.

Le nombre des côtes est au total de 18, réparti en 12 côtes principales et 2×3 côtes latérales, plus étroites. Les côtes paraissent toutes semblables, mis à part de légères irrégularités en largeur et en hauteur dues peut-être à la fossilisation ou au mode de vie. Les côtes sont pratiquement égales entre elles, avec cette distinction que les côtes latérales sont moitié moins larges que les principales. Toutes les côtes sont bien marquées; leur nombre et leur développement sont constants depuis le crochet jusqu'au bord palléal. Elles ont une section ronde, comme les intervalles, l'ensemble formant un profil sinusoidal assez régulier sans aucun méplat.

On n'observe jamais de côte ou costule intercalaire ou surnuméraire, ni filet obsolète. On ne remarque pas non plus d'ornementation secondaire en lamelles concentriques, ni stries d'accroissement, ni d'ornementation de détail d'aucune sorte. Il est possible que ce caractère négatif soit dû en partie à l'usure de la coquille.

La face interne n'est pas visible.

Description complémentaire: Outre les irrégularités des bords latéraux des oreilles et du profil du bord palléal, déjà signalées, il importe d'ajouter que les 2ème, 3ème, 4ème et 5ème côtes principales du côté postérieur sont partiellement rongées par la dissolution vers leur tiers palléal et qu'une fine fêlure ouverte parcourt le crochet et les oreilles, plus nettement du côté postérieur.

Rapports et différences.

a) comparaison avec *Pecten subbenedictus* FONT.

L'étude comparative doit être faite à partie du type de FONTANNES. On note que les côtes sont bien marquées dès le crochet chez les deux espèces (caractère sur lequel insiste FONTANNES pour la distinction envers *P. benedictus* LMK., chez lequel au contraire les côtes s'estompent vers le crochet). Le débordement du crochet par rapport à la ligne cardinale est également bien marqué.

Mais là s'arrêtent les points communs. Ainsi le crochet lui-même montre une courbure et un bombement plus vigoureux que chez le type de FONTANNES; il tombe plus droit par rapport à la ligne cardinale et vers l'umbo il ne se retourne pas aussi complètement (140 à 150° au lieu de plus de 180° chez le type). Il est vrai que l'extrémité umbonale du crochet n'est pas tout à fait intacte et que la mesure angulaire est approximative. Néanmoins le profil d'ensemble du crochet est très différent; chez *P. subbenedictus* FONT., il est plus étiré et légèrement disymétrique antéro-postérieurement. Il en est de même pour la profondeur de la valve, beaucoup plus marqué dans l'espèce hongroise, où les oreilles sont également plus fortes et plus courbées, moins longues, moins effilées en leur profil.

D'autres différences plus nettes apparaissent avec l'examen des côtes. Peu à dire quant à leur nombre total, 18 chez l'espèce nouvelle, 17 à 18 dans la diagnose de FONTANNES. Mais leur profil transversal est tout à fait différent: «*costis latis, paulum elevatis*» signale FONTANNES (1878, p. 83); chez l'espèce hongroise elles sont nettement plus fortes, plus hautes, véritablement rondes et non arrondies (= «*rotundatis*»), ni basses ni tendant à être aplanies comme dans la majorité des échantillons de *P. subbenedictus* FONT. Les intervalles apparaissent ainsi bien marqués, autant que les côtes, formant avec elles un profil sinusoidal régulier alors que FONTANNES indique pour son espèce «*interstitiis minoribus disjunctis*», les côtes y étant bien plus larges que les intervalles.

Une autre différence se marque dans l'individualité des côtes latérales. Chez l'espèce nouvelle elles présentent les mêmes caractères et la même robustesse relative que les côtes principales: ce sont «les mêmes en plus petit». Par contre chez *P. subbenedictus* FONT., l'auteur précise: «6-8 (*costis*) ad partem lateralem testae plus minusve obsolete»; ce caractère obsolète est bien visible dans le dessin de FONTANNES, sur les photos de la planche de DÉFÉRET et ROMAN, ainsi que sur les échantillons topotypiques de l'espèce. La variation même du nombre des côtes est liée à ce caractère diffus. Rien de cela dans l'espèce de Hongrie.

Enfin un dernier caractère sépare encore les deux espèces, la taille. Celle-ci est de 51-52 mm pour l'échantillon de Bántapuszta (ou un peu plus), de 70-75 mm pour le type de FONTANNES, de 72-79 mm pour l'échantillon de Reillanne figuré par DÉFÉRET et ROMAN.

Pour toutes ces raisons et particulièrement à cause de la conformation des côtes, il n'est pas possible d'attribuer l'exemplaire de M. J. KÓKAY à l'espèce *Pecten subbenedictus* FONT., non plus que de le rattacher à elle en tant que sous-espèce ou variété.

Voyons ce qu'il en est maintenant pour les autres espèces du groupe de *P. benedictus* LMK (DÉFÉRET et ROMAN, 1902, p. 32). À l'intérieur de ce groupe rappelons que les auteurs distinguaient trois sections: des formes à valve droite peu profonde (ex: *P. benedictus* LMK), des formes à valve droite très profonde et à crochet recourbé (ex: *P. subbenedictus* FONT.), des formes à côtes très atténuées ou nulles sur la valve droite (ex: *P. poulenisis* FONT.).

b) comparaison avec *Pecten josslingi* SMITH

Hors l'espèce précédente, c'est avec *P. josslingi* SMITH, forme également à valve droite profonde et à crochet recourbé — ainsi qu'à côtes latérales bien individualisées — que l'échantillon de M. J. KÓKAY permet des rapprochements.

On notera le nombre des côtes principales: 10 à II chez *P. josslingi* SMITH 1847 (non *P. josslingi* SOWERBY 1908 in J. ROGER 1939) au lieu de 12. La largeur plus grande de ses côtes, leur profil subquadrangulaire, la forte convexité de la valve ne se retrouvent pas non plus dans l'espèce hongroise. À cet égard la comparaison avec les figurations de DÉFÉRET et ROMAN (1902, pl. V, fig. 3, 4 et 5), ainsi qu'avec les nombreux échantillons du Burdigalien de la Vallée du Rhône (*Pecten lychnulus* FONT. 1878) est significative.

La différence doit également être soulignée d'avec *P. josslingi* SMITH var. *expansior* SACCO 1897. La très succincte diagnose de cet auteur (p. 65 et pl. XXI, fig. 13) pêche autant par son insuffisance que par son inutilité, suivant son habitude. C'est probable-

ment la raison qui a fait que ni DEPÉRET et ROMAN (1902) ni ROGER (1939) n'ont jugé bon de mentionner cette variété alors que la publication correspondante leur était connue. Si j'entame cette comparaison, c'est à cause de l'attribution faite par M. J. KÓKAY de plusieurs échantillons de Bántapuszta à l'espèce *Pecten expansior* SACCO. Le *P. kokayi* nov. sp. s'éloigne tout autant de la variété de SACCO que de l'espèce de SMITH (ainsi que de son synonyme *P. lychnulus* FONT. 1878): des différences analogues se retrouvent quant à la morphologie des côtes, de plus grandes encore semble-t-il quant à la forme d'ensemble de la valve droite.

c) comparaison avec les autres espèces du groupe de *P. benedictus* LMK

Aucun rapport ne peut être établi, bien au contraire, avec les formes à côtes aplanies (variétés *laevis* et assimilées) des espèces précitées ni encore moins avec celles à côtes atténuées ou nulles (DEPÉRET et ROMAN, 1902, p. 44).

La comparaison avec *Pecten tietzi* FUCHS, forme du Burdigalien de la Mésogée orientale, fait apparaître quelques ressemblances: sommet incurvé, côtes rondes, petite taille; mais le léger méplat sur la partie médiane des côtes (DEPÉRET et ROMAN 1902, p. 43 et pl. V fig. 6), leur largeur, la distinction des côtes latérales en éloignent l'espèce hongroise.

Quant à la comparaison avec les espèces de la section de *P. benedictus* LMK, elle se heurte fondamentalement, entre autres caractères, à la forme des côtes, jamais aussi élevées que dans l'échantillon de Hongrie.

En conclusion il apparaît impossible de rattacher celui-ci à aucune des espèces actuellement reconnues du groupe de *P. benedictus* FONT. Certaines affinités semblent toutefois se manifester avec *P. tietzi* FUCHS, *P. josslingi* SMITH et certaines formes de *P. subbenedictus* FONT. Tel ou tel caractère de chacune de ces trois espèces se retrouve dans *P. kokayi* nov. sp., mais il s'y ajoute une originalité propre, que je chercherai maintenant à comparer avec quelque autre groupe de *Pecten*.

d) comparaison avec les autres groupes de *Pecten*

Les affinités du *P. kokayi* nov. sp. sont encore moins évidentes avec les espèces du groupe de *Pecten aduncus* EICHW., tel que défini par DEPÉRET et ROMAN. Ses côtes n'ont pas la largeur ni l'étalement de celles des formes de ce groupe, ni leur section quadrangulaire. Aucune parenté n'est non plus possible avec le groupe de *Pecten jacobaeus* L. où les côtes sont trapézoïdales et sillonnées. Du groupe de *Pecten beudanti* BAST., aucune affinité n'est possible avec les formes connues à côtes simples, mis à part l'érosion éventuelle des lamelles concentriques; aucune non plus avec les formes du groupe de *Pecten hornensis* DEP. et ROM.

Par contre si l'on considère le profil en sinusoïde régulière des côtes, par rapport auxquelles les intervalles n'en sont que la répétition alterne négative, c'est avec le groupe de *Pecten arcuatus* TOURN., et en particulier avec certains exemplaires de *Pecten fuchsi* FONT., que les affinités de *Pecten kokayi* nov. sp. sont à examiner. Le nombre des côtes, qui varie de 18 à 22, dépasse toutefois celui de la forme étudiée, d'autant que dans aucune espèce de ce groupe les côtes latérales ne se différencient des côtes principales. Le degré de convexité n'y est en outre jamais aussi marqué que chez *P. kokayi* nov. sp., non plus que l'enroulement bombé des oreilles. Au sein de ce groupe, signalons que Mme CSEREGHY-MEZNERICS (1960) a repris la description d'une forme hongroise, *Pecten fuchsi styriacus* HILBER; cette dernière a toutefois un crochet beaucoup moins recourbé, une convexité moindre et des côtes moins fortes.

e) conclusion sur les affinités de *Pecten kokayi* nov. sp.

Au total, je ferai volontiers de l'espèce nouvelle une forme intermédiaire entre les *Pecten* du groupe *subarcuatus* TOURN. et ceux du groupe *benedictus* LMK, plus particulièrement dans ce dernier de ceux de la section *subbenedictus* FONT. Ses caractères morphologiques procèdent de l'un et de l'autre ensemble. Ses côtes possèdent la rondeur et la robustesse fréquentes dans le premier groupe, mais la différenciation des aires latérales fréquente dans le second malgré leur autonomie. Le nombre de côtes est intermédiaire, s'abaissant toutefois vers celui des *Pecten* de la section *subbenedictus* FONT. La convexité de la valve droite, déjà affirmée dans certaines formes du premier groupe telle *P. fuchsi* FONT., s'accroît dans certaines du second telles *P. josslingi* SMITH. et *P. tietzi* FUCHS: notre espèce nouvelle montre aussi en cela un caractère intermédiaire. Dans le détail, le profil des côtes est intermédiaire entre celui de *P. fuchsi* FONT. et celui de *P. tietzi*

FUCHS. Ainsi, au point de vue évolutif, le *Pecten kokayi* nov. sp. pourrait être un jalon entre des formes comme *P. subarcuatus* TOURN. ou *P. fuchsii* FONT. et des formes plus évoluées comme *P. subbenedictus* FONT., *P. josslingi* SMITH ou *P. tietzi* FUCHS. Le premier groupe est d'origine oligocène, le second essentiellement miocène. La forme de Bántapuszta réalise un jalon intermédiaire au point de vue morphologique, chrono-évolutif et biogéographique entre ces deux ensembles.

Conclusions générales

Par ses caractères intermédiaires entre deux grandes lignées de *Pecten* miocènes, l'espèce nouvelle proposée témoigne d'un potentiel actif de la faune du Karpatien de cette région de Hongrie. Cela s'accorde avec le caractère de «plate-forme biogéographique» que montre à cette époque, d'après l'ensemble de sa macrofaune, la province transdanubienne hongroise. Il semble bien qu'il ne s'agisse pas en effet d'endémisme. Les particularités de son spectre faunique dénotent plus un carrefour qu'un terminus paléontologique. Nul doute qu'il s'agisse d'un seuil avec maximum des communications paléogéographiques, avant les ruptures occidentales qui marqueront la fin du Miocène dès le «Sarmatien».

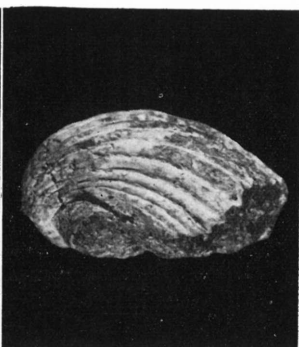
On ne saurait néanmoins être trop prudent envers les déterminations difficiles que permet la faune de Bántapuszta. Les espèces citées par M. J. KÓKAY au même niveau sont d'un tel intérêt qu'une étude de détail de toute la faune, après examen et récoltes sur place, est à souhaiter en collaboration.

Bibliographie

- CSEFREGHY-MEZNERICS, I. (1960): Pectinidés du Néogène de Hongrie et leur importance stratigraphique. Mém. Soc. géol. France n° 92, n. s., t. 39, 58 p., 35 pl. — DEPERET, C. et ROMAN, J. (1902): Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. Ière partie: genre *Pecten*. Mém. Soc. géol. France no 26, t. 10, fasc. 1. — DEPERET, C. et ROMAN, J. (1905): idem, supplément au genre *Pecten* ibidem n° 13, t. 13, fasc. 2. — FONTANNES, F. (1878): Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Ann. Soc. d'agric., hist. nat. et arts utiles de Lyon, III, de bassin de Visan, 110 p., 5 pl. — KÓKAY, J. (1967): Stratigraphie des Oberhelvets («Karpatien») von Várpálotá (Ungarn). Paléontographica Italica, vol. 63 (n. ser.), vol. 33, P. 75—111, 3 fig., 1 tabl., 5 pl. — ROGER, J. (1939): Le genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe. Mém. Soc. géol. France no 40, 2, 294 p., 28 pl. — SACCO, F. (1897): I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e delle Liguria. Carlo Clausen, édit. (Libraio delle R. Acc. della Scienze), Torino, parte XXIV (Pectinidés), 74 p., 21 pl.



1

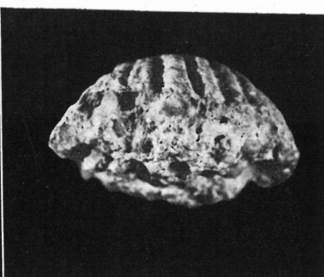


2

1. — *Pecten koka-i* nov. sp. Vue de face
2. — Vue laterale postérieure



3



4

3. — Vue de profil umbonal
4. — Vue de profil palléal

Начало изучения кокколитофорид и силикофлагеллат миоцена Югославии

Лазар Еркович

Микрофауна морского и солоноватого миоцена фации Паратетиса Сербии, северной Боснии и Хорватии систематически исследовалась многими авторами. В этой работе впервые изучена известковая наннофлора миоцена в Югославии на территории Загреба, Боснийской Костайницы, Приедора, Прнявора, Дервенты, Углевика и Белграда. Материал, в котором оказалась флора, взят из 27 мест, относящихся к нижнему, среднему и верхнему торто-ну, нижнему сармату и паннону.

Известковый материал исследован современными методами электронно-микроскопической препаративной техникой.

Наряду с кокколитофоридами исследованы силикофлагеллаты нижнего сармата вблизи Загреба, Бос. Костайницы и Дервенты.

Исследования показали, что отложения миоцена Югославии очень богаты видами известкового наннопланктона и силикофлагеллат.

В отложениях нижнего тортона в окрестностях Бос. Костайницы, Прнявора и Углевика найдены следующие виды известкового наннопланктона: *Braarudosphaera bigelowi*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *C. rotula*, *Discoaster challengeri*, *Discolithina macroporus*, *Discolithus lineatus*, *D. panarium*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation triangularis*, *Micrantholithus vesper*, *Perforocalcinella fusiformis*, *P. petali* и *Rhabdolithus pannonicus*.

Седименты среднего тортона в окрестностях Бос. Костайницы, Приедора, Углевика и Прнявора более богаты известковым наннопланктоном. В них найдены: *Braarudosphaera bigelowi*, *Coccolithus dupouyi*, *C. pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *C. rotula*, *Discoaster cf. brouweri*, *D. challengeri*, *D. deflandrei*, *D. kugleri*, *D. cf. musicus*, *Discolithina macroporus*, *Discolithus lineatus*, *D. panarium*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation triangularis*, *Micrantholithus vesper*, *Perforocalcinella fusiformis*, *P. petali*, *Rhabdolithus pannonicus* и *Trochoaster concavus*.

Седименты верхнего тортона в окрестностях Прнявора, Бос. Костайницы и Приедора менее богаты видами известкового наннопланктона. В этих отложениях найдены: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *C. rotula*, *Discoaster challengeri*, *Discolithina macroporus*, *Helicosphaera carteri*, *Perforocalcinella fusiformis*, *Syracosphaera tortoniensis*, *Trochoaster concavus*.

Седименты нижнего сармата в окрестностях Загреба, Бос. Костайницы и Дервенты отличаются многочисленными видами известкового наннопланктона.

Особенно надо подчеркнуть *Syracosphaera sarmatica*, потому что только он обнаружен во всех пробах нижнего сармата. Этот вид найден в литологически разнообразных фациях: пелагический диатомит, мергель и глина.

В указанных отложениях найдены следующие виды известкового наннопланктона: *Braarudosphaera bigelovi*, *Coccolithus dupouyi*, *C. pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Cyclolithella inflexa*, *Discolithina macroporus*, *D. multipora*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation triangularis*, *Micrantholithus flos*, *Perforocalcinella fusiformis*, *P. petali*, *Pontosphaera petrovici*, *P. pevaleki*, *Reticulofenestra dicyodius*, *Scapholithus fossilis*, *Syracosphaera bosniaca*, *S. kamptneri*, *S. nedeljensis*, *S. sarmatica*.

В этих отложениях найдены следующие виды силикофлагеллат: *Dicthyocha schauinslandii*, *D. stradneri*, *D. staurodon*, *D. soljani*, *D. mucibabici*, *D. slavnici*, *D. slavnici slavnici*, *D. slavnici naviculoides*, *D. slavnici orbicularis*, *D. speculum*, *Deflandryocha spathulata*, *D. naviculoidea*, *D. intercalaris*, *D. intercalaris evolvens*, *D. cymbiformis*, *D. cymbiformis intermedia*, *D. pseudomesocena*, *Paradictyocha polyactis*, *Cannopilus hemisphaericus*, *Pseudorocella barbadensis*.

Пока что только в одном месте найден известковый наннопланктон из паннона (скважина у Белграда № 200, глубина 620—650 м.); найдены следующие виды: *Cyclococcolithus leptoporus*, *Cyclolithella inflexa*, *Perforocalcinella fusiformis*, *P. petali*.

Содержание и количество видов известковой наннофлоры в Югославии лучше всего сравнивать с тем содержанием и тем количеством, которые найдены в Венгрии в таких же отложениях.

Общие виды в отношении тортона в Югославии и Венгрии следующие: *Braarudosphaera bigelovi*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *C. rotula*, *Discoaster challengeri*, *D. cf. brouweri*, *D. cf. musicus*, *Discolithina macroporus*, *Discolithus lineatus*, *D. panarium*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation triangularis*, *Micrantholithus vesper*, *Perforocalcinella fusiformis*, *P. petali*, *Rhabdolithus panmonicus* и *Trochoaster concavus*.

Малое число видов относится к сарматским, а ещё меньше видов относится к паннонским отложениям этих двух стран. Общие виды отложений сармата следующие: *Braarudosphaera bigelovi*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation triangularis*, *Perforocalcinella fusiformis*.

Что касается паннона этих стран, общими являются только два вида: *Cyclococcolithus leptoporus* и *Perforocalcinella fusiformis*.

Содержание силикофлагеллат в отложениях нижнего сармата в Югославии по числу видов значительно богаче содержания, обнаруженного в таких же отложениях в Венгрии. Общие виды силикофлагеллат этих стран в отложениях нижнего сармата следующие: *Dicthyocha schauinslandii*, *D. speculum*, *Cannopilus hemisphaericus*.

Mikrofaunistischer Nachweis von Pont-Schichten in Nordost-Griechenland

Franz Gramann* und Franz Kockel**

Durch die Arbeiten von GILLET 1938, 1957 und STEFANOVIĆ 1963, 1964 sind Pont-Ablagerungen mit charakteristischen Molluskenfaunen aus Griechenland bekannt geworden. Untersuchungen der Mikrofossilführung im östlich Thessaloniki gelegenen, an der Ägäis grenzenden Strimon-Becken haben in einem Teil der Neogen-Schichtenfolge ausserdem eine charakteristische Ostracodenfauna erbracht. Sie besteht aus Arten der Gattungen *Pontoniella*, *Camptocypria* (= *Caspiolla*), *Bakunella*, *Tyrrhenocythere* und *Leptocythere*, die im Verbreitungsgebiet der Pont-Schichten vom Typ des Novorossien bekannt sind. Diese bisher unbekanntes Pont-Schichten des Strimon-Beckens, die auch Linnocardien-Faunen mit *Paradacna abichi* enthalten, liegen auf einer Folge, die im unteren Teil vollmarin ist und *Borelis melo* führt. In diesem tieferen Abschnitt erinnert die Neogen-Folge des Strimon-Beckens an das marine Toron des Tethys-Bereiches. Diese marinen Schichten liegen ihrerseits auf einer limnisch-terrestrischen Folge mit Kohlenflözen und *Hipparion*-Funden. Demnach gehört die gesamte Neogen-Folge des Strimon-Beckens nach der säugertierpaläontologischen Definition dem Pliozän an.

In Übereinstimmung mit GILLET 1961 belegen somit auch die Mikrofaunen, dass Nordost-Griechenland zur Zeit der Ablagerung der Pont-Schichten nicht der Tethys, sondern der ponto-kaspischen Brackwasserregion, der Paratethys, angehört hat.

Literatur

- GILLET, S. (1938): Le Pontien saumâtre aux environs d'Athènes. C. R. Soc. Géol. de France S. 44–46, Paris. — GILLET, S. (1957): Contribution à l'histoire du bassin méditerranéen et euxinique au Néogène et au Quaternaire. Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lor. 10, 2, S. 49–59, 1 Taf., Strassbourg. — GILLET, S. (1961): Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 4, 4, S. 215–250, 10 Abb., Paris. — GRAMANN, F. — KOCKEL, F. (1969): Das Neogen im Strimon-Becken (Griechisch-Ostmazedonien) Teil I, Lithologie, Stratigraphie und Paläogeographie. Geol. Jb. 87, S. 445–488, 7 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Hannover (im Druck). — GRAMANN, F. (1969): Das Neogen im Strimon-Becken (Griechisch-Ostmazedonien) Teil II, Ostracoden und Foraminiferen aus dem Neogen des Strimon-Beckens. Geol. Jb. 87, S. 489–531, 6 Taf., Hannover (im Druck). — STEFANOVIĆ, P. (1963): Beitrag zur Kenntnis der pontischen Molluskenfauna aus Griechenland und ihre stratigraphische Bedeutung. Bull. Akad. serbe Sci. Arts 32, Classe Sci. math. nat. u. S. 9, S. 78–93, 4 Taf., 4 Abb., Belgrad. — STEFANOVIĆ, P. M. (1964): Contribution à la connaissance de l'étage Pontien de Grèce avec une remarque spéciale sur la Pontien de la Mer Noire. Cursillos y Conferencias 9, S. 93–100, 6 Abb., 1 Taf. Madrid.

* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
** Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.

Alsómiocén rétegtanunk útvesztői és kiútjai

Dr. Horusitzky Ferenc

Centenáriumunk neogén kollokviumán már megpróbálkoztam azzal, hogy összegyűjtssem és egymás mellé állítsam azokat a buktatókat, amelyekkel rétegtani munkánk elméletében és gyakorlatában találkozunk. Egyúttal megkíséreltem keresni a kivezető utat abból a labirintusból, amelybe az idők folyamán stratigráfiánk belegabalyodott. Sajnos az akkor rendelkezésemre álló idő — a német fordítás nehézségei mellett — nem engedte meg, hogy elég plasztikus képet nyújtsak a téma összetettségéről, a felmerülő problémák megoldásának alapfeltételeiről s azokról a szükségszerű követelményekről, amelyek számunkra a zsákutcákból való kijutás útját megnyithatják. Ezért ragadom meg most örömmel a kínálkozó alkalmat, hogy itt egy igénytelen csevegésben néhány bennem-rekedt kétségemet és gondolatomat, szinte saját vívódásaim tükréként a stratigráfiában sorstársaim elé vetítssem.

Közismert a stratigrafiai nézőpontok sokfélesége, aminek folytán az egyes rétegtani kérdések körül folyó viták gyakran szinte „álló harccá” merevedtek. Jól ismertek a nyitott stratigrafiai kérdések tisztázásának nehézségei és buktatói is, amelyekben könnyen belebotlunk. Az itt elmondottak ezért, az újdonság minden igénye nélkül, mindehhez csupán illusztrációul kívánnak szolgálni.

Sztratigráfiai bizonytalanságaink első forrása, mintegy ősforrásaként, azt a *bábeli nyelvzavart* emelhetném ki, amely sztratigráfiai nyelvzetünkben eluralkodott. Az a helyzet állott elő, hogy egyes szavak a különböző szerzőknél *egyformán hangzanak, de mégis mást és mást jelentenek*. Egymás megértéséhez így valóban kevés reményünk lehet. Engedjék meg, hogy néhány példát kedves kutatási területéről, a miocén sztratigráfiából kölcsönözzek.

Vegyük elő mindjárt az *akvitániai emelet* fogalmának a kérdését. Ez a fogalom a körülötte keletkezett zavarok csirait már születésekor magában hordta. Az emeletet MAYER EYMAR mint az *alsómiocén első emeletét*, tehát időben az első neogén szakaszt állította fel, típusképződményéül az Akvitániai-medence basasi és merignaci „falun”-jait választva. Az emeletnek a földtörténeti skálában való helyes elhelyezése és a típusainak helyes értékelése folytán így még semmi sem zavarta volna a fogalom egyértelműségét, amely zavartalan jövőnek nézhetett volna elébe. A baj azonban ott volt, hogy az emelet szerzője a párhuzamosítások területén kissé „sokat markolt”. Az akvitániai emeletbe ölelte fel ugyanis többek között az északnémet kasseli, dobergi és sternbergi rétegeket is, amelyek felsőoligocén kora ma már nem lehet kétséges. Már ez a súlyos kétértelműség „praeformálta” szinte azt a hasadást, amely az akvitániai emelet kronológiai értelmezése terén csakhamar bekövetkezett. Ennek a hatására alakult ki a francia iskolában az akvitániai emeletnek ott ma is élő értelmezése, amely szerint MAYER definíciójával szemben az akvitánikum az oligocénnek és ezzel a paleogénnek a zárószakaszát képviseli. A múlt század vége felé az akvitán nálunk is — hogy úgy mondjam — „ide süllyedt”. A kiváló HOFMANN Károly és KOCH Antal alapvető erdélyi munkáiban az akvitániai emeletnév már nem volt más, mint a „felsőoligocén” fedőneve, annál is inkább, miután más emeletnév a felsőoligocén megjelölésére akkoriban még nem is állott rendelkezésükre. Az oligocén végi és miocén eleji földtörténeti szakaszokkal kapcsolatos nevezéktani zavar készítette FÜCHS Tivadart 1894-ben a felsőoligocénre nézve a „katti emelet” elnevezés bevezetésére. Ugyanakkor élesen elhatárolta a kattikumtól az akvitánikumot, hangsúlyozva, hogy „az akvitániai elnevezést ennél fogva az elsőbbség szabályai szerint csupán a legmélyebb

miocén rétegekre szabad alkalmazni, ti. a molti, loybersdorfi és korodi rétegek horizont-jára". Ezzel tehát az akvitániai emelet visszanyerte volna eredeti „rangját” a rétegtani skálában, legfeljebb felső elhatárolása terén maradtak még nyitva vitatható kérdések. Korántse higgyük azonban, hogy ezzel az akvitániai emelet végleg visszanyerte kronológiai egyensúlyát. Sőt, a fogalom még az egyes szerzőknél továbbra is ingadozott. Ne vegyük tölem rossz néven miocén stratigráfiánk prominens képviselői, ha példaként néhány változó véleményre rámutatok.

MEZNERICS I. 1956-ban még részletesen és meggyőző érveléssel bizonyította pl. az egri fauna alsómiocén akvitániai korát, 1962-ben már úgy véli, hogy az akvitániai emeletnek a kattitól való különválasztása nem más, mint tudománytörténeti tévedés, bizonyos esetleges coincidencia következménye. Csehszlovák kollégánk SENEŠ J. 1952-ben még ugyancsak meggyőző földtörténeti és faunisztikai érveléssel helyezi az alsómiocén akvitánba rétegtanilag jól elhatárolt képződmények seregét, pl. a dél-szlovákiai Romhány pusztai, vagy kalondai kövületűs rétegeket, s a balassagyarmati rétegeket egyaránt, később (1958) azonban egyrészt már a burdigalai emeletbe emeli, másrésztük viszont, az akvitán a kattikummal szinonimizálva, lényegében a felsőoligocénbe zökkenti vissza. BÁLDI T. barátom 1958-ban a miocénnek elismert akvitánikum helyén Budafok—Török-bálinton még üledékhezagot, sőt eozíós diszkordanciát tételez fel, később (1963) azonban egy ideig az akvitánt a katti alemelettel szinonimizálja (katt-akvitán), 1964-ben társ-szerzőként írt munkájában újra ahhoz az állásponthoz csatlakozik, hogy: „az oligocén zárótagjaként a kattikumot tekintjük, melynek önállóságára legutóbb DROOGER mutatót rá”, továbbá „mindent összevetve meg kell állapítanunk, hogy a sztratopisok területén a katti és akvitániai emelettel mint egymástól világosan elválaszthatóan egymásra következő önálló kronológiai egységekkel van dolgunk”. Legújában viszont, pl. még a centenáriumi kollokviumunkra benyújtott anyagában is (4a), már az akvitániai és burdigalai emelet elválasztásában lát nehézséget, mondván, hogy „Pour le moment la separation de l'Aquitanien et du Burdigalien ne peut pas être réalisee à un maniere satisfaisant”, tehát, hogy „jelenleg az akvitániai és a burdigalai emelet különválasztása nem oldható meg kielégítő módon”. Nyilvánvaló, hogy itt, — szinte egyidőben, kétféle „akvitánian” jelenik meg a sztratigráfiai szintéren, s az utóbbinál a „gründün” koncepciója kísértett. Magam sem vagyok azonban jobb a „Deákné vásznánál”, miután nem egy képződményünknek kezdetben burdigalai, később akvitániai korát vitattam (1926, 1934, 1940).

Ilyen példákat még számtalant felsorolhatnék. Tegyük még hozzá, hogy a rétegtani terminusok értelmezésében ilyen nehézségekkel nemcsak egyes képződményekkel, vagy kisebb földtörténeti szakaszokkal kapcsolatban, hanem a nagyobb rétegtani kategóriák terminológiai elhatárolása terén is találkozunk.

Az alsó- és középsőmiocén, illetve alsó és felső, vagy I. és II. mediterrán határát a legújabb időkig egyértelműen a burdigalai és helvéciai emeletek között húzták meg, RUTSCH R. (1958) azonban arra mutat rá, hogy a helvéciát az alsómiocén zárótagjaként kell felfognunk, sőt ČICHA (1959) a helvéciának, mint önálló emeletnek még a létét is kétségessnek tartja. BUDAY—ČICHA—SENEŠ (1965) kárpáti miocén monográfiájában a helvéciai emelet már mindenestre mint „alsómiocén” szerepel. Ezután valóban zavarba jöhetünk, az alsó- vagy felsőmediterrán, illetve alsó- vagy középsőmiocén megjelölések értelmezését és általában elhatárolásukat illetően. Lassan valóban oda jutunk, hogy valamely sztratigráfiai terminus megértéséhez ismernünk kell a szerző sztratigráfiai „tájékozását” is, sőt az idioma ismerete néha még az évszám melléállítását is megkívánja.

Még szerencsétlenebb a helyzet, ha a szakirodalomban ez a színtingadozás olyan képződményeket is magával ragad, amelyek bizonyos földtörténeti szakasz típusául szolgáltak.

Ilyenek pl. az akvitániai emelet vonatkozásában a Krapina—radoboji rétegek, amelyeket FUCHS a katti emelet felállításakor és az akvitániai emelet különválasztásakor éppen a Duna-medencei akvitán típusaként mutatott be, faunájának miocén jellegére hivatkozva, ugyanennek a típusos akvitániai képződménynek a faunáját nemrégén néhai ANIC D. (1950) újra oligocénként iparkodott meghatározni, a képződményt az oligocénbe húzva le. Ezzel természetesen — ha igazza volna — Duna-medencénket éppen

egyik legfontosabb akvitániai „etalon”-jától fosztaná meg. FUCHS T. a Krapina—radoboji képződmények tárgyalása során az akvitániai emelet meghatározásakor egyébként ezt írta: „Az aquitániai elnevezést ennél fogva az elsőbbség szabályai szerint *csupán a legmélyebb miocén rétegekre szabad alkalmazni, ti. a molti, loyersdorfi és korodi rétegek horizontjára.*” Ami a korodi rétegeket illeti, ezeket az akvitániai rétegekből már KOCH A. (1900) kiemelte és burdigalaliként írta le. Ez a „burdigalai” megjelölés viszont FUCHS alapvető munkája előtt, midőn az akvitánikum nálunk még a felsőoligocén fogalmát fedte, alig jelenthetett mást, mint egyszerűen „alsómiocént”. SENEŠ J. (1958) faunisztikai elemzéseinél, a korodi rétegek már mint a burdigalian típusképződményei szerepelnek.

Lényegében hasonló sors érte a Bécsi-medencében a molti—dreieicheni rétegeket, az ún. „fekvőrétegeket” („Liegendschichten”) is, amelyek az akvitániai emelet atyjánál, MAYERNÉL éppen úgy, mint a katti és akvitániai emeleteket elhatároló FUCHS T.-nál is az akvitániai emeletet képviselték. Konzervatívabb sztratigrafusaink a Bécsi-medence akvitánját még ma is a molti—dreieicheni rétegekben látják. Másutt viszont, a „fekvőrétegek”, melyek a Bécsi-medencei miocén monografusa SCHAFFER X. F. (1910) szerint is a Bécsi-medencét ért, s általa is hangsúlyozott *első transzgresszió termékei*, s melyeknek a *loyersdorfi rétegek is megfelelői, illetve fáciesváltozatai* talán KAUTSKY F. (1932) hatására szinte észrevétlenül a burdigalái emeletbe olvadtak bele. Ami a loyersdorfi rétegeket illeti, félő, hogy PAPP A. (1968) burdigalái „eggenburgien”-je újabb kétértelműséggel „gazdagítja” miocén sztratigráfiánkat, azáltal, hogy a burdigalái „eggenburgien” sztrato-típusául éppen a loyersdorfi rétegeket választotta.

Az ilyen módosítások, „revíziók” káros hatása a sztratigráfiában annál veszélyesebb lehet, mert nem lokalizálódik az egyes szerzők munkásságára, hanem a hazai, sőt külföldi szakirodalomban is széles körben okozhat „áttételeket” és „szövedményeket”. A faunák és flórák kiértékelése ugyanis többnyire egyes fajaik különböző lelőhelyeinek sztratigráfiai helyzetére támaszkodik. Ugyanerre szorulunk, ha az egyes fajok fajöltőit szeretnénk tisztázni. Természetes, hogy az egyes faunák amúgyis számos esetlegességnél alávetett százalékos elemzéséből adódó eredmények szerint fog pl. az oligocén, az akvitániai, vagy burdigalái irányban eltolódní, ahogyan faunaelemeit az oligocén, az akvitán, vagy a burdigalái javára írjuk. Ez viszont attól is függ, hogy a szerzők az egyes lelőhelyeket milyen korivá „avatták”, mit értenek az illető földtörténeti szakasz terminusán s miképpen szabják meg földtörténeti helyüket és kereteiket. Engedjék meg, hogy itt ismét „pro domo” említsek meg néhány példát.

A szerzők személyes beállítottságát nem ismerő kutató valóban zavarban lehet, ha a fajöltők nyomozása során pl. azokat az alsómiocén „nagypektenes” előfordulásainkat is fel kívánja használni, amelyek a Schio rétegek, s a Bécsi-medencei „fekvőrétegek” jellegzetes alakjait is tartalmazzák, s amelyeket id. NOSZKY JENŐ (1926) az oligocénbe helyezett, magam (1934) az akvitánikumba soroltam, MEZNERICS I. (1953) pedig burdigalainak tekint. Vagy mit kezdene a szlovákiai Romhány-pusztai, vagy kalondai faunákkal, melyek SENEŠ J. (1952) faunaelemzéseiben 1952-ben még az akvitániai rovatot, 1958-ban azonban már a burdigalái rovatot gazdagították?

Az idősebb, illetve fiatalabb alakok számaránya aszerint is módosulhat, hogy a vitatott helyzetű határregegek endemikus alakjait az idősebb, vagy fiatalabb szakaszok javára írjuk-e? Határkérdéseknél a mérleg nyelve igen érzékeny, s állásfoglalásunkat minden ilyen eltolódás befolyásolhatja. A fajöltők ismerete egyébként sem lehet feltétlenül végleges s azt újabb leletek is meghosszabbíthatják, esetleg mélyebbre vihetik, s elhagyhatják azokat a kereteket, amelyekben belül a kérdéses alak jelenlétét jellemzőnek tekintették. Bizonytalan emellett a fajöltő akkor is, ha valamely bevándorolt faj bölesőjét nem ismerjük a térben és időben.

Itt bonyolódik bele biosztratigráfiai gyakorlatunk a maga elkerülhetetlen „circulus vitiosus”-ába, amiből egyoldalú biosztratigráfiai szemlélettel alig

találhatunk kiutat. Ez abban áll, hogy az egyes fajok szintjelző értékét lelőhelyeik alapján, a lelőhelyek kronológiai helyzetét viszont a belőlük kikerült faunaelemek alapján kényszerülünk megállapítani. Az elmondottak mindenesetre erősen lecsökkenthetik a jellemzőnek tekintett kövületek perdöntő szintjelző értékét és megingathatják hitünket „vezérvölvületeink”-ben. KLÜPFEL (1928) találóan jegyzi meg, hogy „vezérvölvületeknek azokat a kövületeket nevezzük, amelyek vertikális elterjedését még nem ismerjük”.

Korszerűbb az a biosztratigráfiai szemlélet, amely nem egy-egy faj megjelenésére épít, hanem az „összfaunát” s annak fejlettségi állapotát iparkodik figyelembe venni. Azonban itt is jócskán göröngyös úton járunk. Az „összfaunát is” faunaelemek teszik össze, amelyek különböző mértékben és értékkel regisztrálják az idők múlását. Nehéz elválasztanunk az idők során a törzsfelhaladás irányában haladó egyenes „fejlődést” a „váltakozások”-tól, melyeknek számos kiterője lehet. Újonnan megjelenő őslényti bélyegek egészen másképpen értékelendők, ha a közvetlen környezethatástól függetlenül a specifikus faji fehérjében gyökerező *autigén fejlődés* eredményeiként foghatók fel, másként, ha az időtényezőtől független környezethatás következményeit rögzítik és ismét másként, ha bizonyos új formák csak helyi megjelenésükben újak, bölcsőjüket azonban már az előző időkben távoli életterek ringatták — ez utóbbiak feltűnését már a biológiai tényezőktől független földtani tényezők, a faunavándorlás útjai — a megnyílása tehetné lehetővé.

A földtörténeti szakaszok határain helyileg különböző lehet a fáciesváltozás mértéke, az üledékképződés folyamatossága, vagy megszakítottsága, s a megszakítás mérvé is. A faji adottságokon kívül ezek a tényezők is befolyásolhatják az előző szakasz fácieskörülményei között meghonosodott és esetleg továbbélő „reliktumalakok” perszisztálásának földtani időtartamát és ezzel a régebbi és fiatalabb alakok számarányát.

Ezért, ha pl. valamely határképződményünkben, pl. az akvitánban az idősebb alakok számaránya történetesen nagyobb, mint a típusképződményekben, ebből semmi esetleg sem lehet *eo ipso* kronológiai következtetéseket levonnunk. Faunajegyzékeink összetételét még több esetleges körülmény is befolyásolhatja, hogy ezek közül pl. csak az egyes fajok különböző megtartási állapotát, a gyűjtési lehetőségeket stb. említsem meg. Mindezek együttesen rajzolhatnak látszólag idősebb vagy fiatalabb vonásokat faunáink arculatára.

Midőn valamely képződmény helyét keressük a sztratigráfiai skálában, bizonyára hibát követünk el már akkor is, midőn számolgatásunk során csupán a numerikus eredményre támaszkodunk. Ebben ugyanis az idősebb és fiatalabb alakok egyforma súllyal vesznek részt. Márpedig a letűnt idők Matuzsálemei, utolsó mohikánjai, amelyek egy ideig megbirkóztak az idők múlásával és átvészelték a földtani idők változásait, legfeljebb emlékeiket hozták magukkal, az új világ hajnalát, az idők haladását és a földtörténeti változásokat azonban — hogy *ADY* Endrével fogalmazzak — azok az „új időknek új dalaival” betörő fiatal alakok jelzik számunkra, amelyek *idős társaik virágkorában még nem is éltek*. Nyilvánvaló, hogy ezeknek nagyobb korjelző értéket kell tulajdonítanunk, mint azoknak, amelyek a múltból áthúzódva ideig-óráig még eltengődnek. Ma még azonban távol vagyunk attól, hogy a faunák alakjait ilyen sokféle szempontból szétrostálva használhassuk fel biosztratigráfiai következtetéseink számára.

Legélesebb szakmai vitáinkat nem egy-egy képződmény kronológiai értékelése, hanem a nagyobb földtörténeti szakaszok elhatárolása és az elhatárolás elvi kérdései váltják ki. Kollokviumaink és szimpozionjaink tanúskodnak arról, hogy az álláspontra e téren szinte a szerzők specializálódása és a paleontológiai tagolódás szerint oszlanak meg.

Önként értetődő, hogy a különböző őslénytani csoportoknak — az egysejtűektől a gerincesekig — a fejlődésmenete korántsem lehet párhuzamos és egyenlő sebességű,

különböző biológiai adottságaik miatt. Más és más emellett az egyes csoportoknak, sőt alakoknak a környezetváltozáshoz való alkalmazkodóképessége, illetve a változásokra való szervezeti és morfológiai reakcióképessége — hogy korszerű legyek — a molekuláris biológiában gyökerező különböző fejlődési tendenciák mellett. A különböző őslénytani csoportokra támaszkodó határmegvonások egymásbaesése élettörténeti szempontból tehát nem is kívánható meg. Joggal írja DENIZOT M. G. (1958), hogy „Le specialiste des Foraminifères ne voit pas des choses comme l'amateur des Mammifères”. Új alakok beáramlása gyakran ellentmondóan jelölheti a földtörténeti határokat. Új planktonikus faunaelemek beáramlását nyilvánvalóan a *transzgressziók* kulminációja táján várhatjuk, midőn a faunavándorlás tengeri útjai a legtágabaszabbak és legsokoldalúbbak, új szárazföldi gerincesek bevándorlását az élettérbe viszont akkor, midőn a *regressziós* folyamatok kulminálnak, tehát új szárazföldi összekötőutak nyílnak meg. Földtörténeti szempontból tehát a két jelenség más és más jellegű és idejű határmozzanatokat rögzít.

Teljesen tudománytalan volna az a biosztratigráfiai szemlélési mód, amely úgy tűnhetné fel, mintha az élet színpadán az őslénytani változásoknak valamiféle eleve elrendelt irányítottaság, teleologikus hátteret tulajdonítanak. Valóban nem tekinthetjük a régi faunaelemek kihalását, majd az új elemek megjelenését sem úgy, mintha az utóbbiak valami természeti „Ügyelő” beintését követnék, ha a lezajlott „felvonás” néhány szereplője jelen is van még az új színen.

A korszerű biosztratigráfiának éreznie kell a nehézségeket és bizonytalanságokat, amelyek közül néhányat az imént összefoglaltam. Ezért keres ma olyan támpontokat, amelyek valóban egyértelmű szinkronizmus biztosítását ígérik. Szinkronizmust biztosító értéke azoknak a faunaelemeknek lehet, melyek földtani időmértékben mérve viszonylag gyorsan és nagy területekre terjednek el. Ilyenek pl. a lárvaállapotban planktonikusan szétterjedő Ammoniták, vagy a plankton Foraminiferái. Így örömmel látom, hogy pl. a *Globigerinoides* genus megjelenése a kattikumot és az akvitánt ott teszi elhatárolhatóvá, ahová ez a határ — mint látni fogjuk — földtörténeti megfontolásaim alapján is kínálkozik. A baj azonban egyrészt az, hogy a módszer megfelelő tengeri foraminiferás képződmények hiányában nem használható, másrészt, bár a plankton alakjainak fejlődési vonalai jelzik az idők haladását, és önmagukban alkalmasak rétegsorok szakaszokra való tagolására, a nyitott sztratigráfiai kérdésekre nem adnak választ.

Látnivaló ez már abból is, hogy zonális tagolásukban pl. A. I. KENAWY (1968) az oligocén és miocén határát a miocén bázisára helyezett *Globigerina ciperoensis ciperoensis* és az oligocén-végi *Globorotalia opima opima* zónák között húzza meg, ugyanakkor BOLLI (1957) tagolásában a *Globorotalia opima opima* zóna az oligocén derekára, a *Globigerina ciperoensis ciperoensis* a felsőoligocén aljára kerül, BLOW—BANNER és társai (1962) táblázatában viszont a *Globorotalia opima opima* zóna az alsómiocén közepére ugrik fel, a *ciperoensis* zóna pedig az alsómiocén tetejére emelkedik.

A biosztratigráfiai véleményeltérések és bizonytalanságok ellensúlyozására szorgalmazták újabban a *sztratotípusok* rögzítését. A korrelációkat azonban sajnos ez is csak kivételes esetekben segítheti elő. A sztratotípustól távol eső üledékterekben eltérő fáciesekben kifejlődött üledéksorok esetében a sztratotípusokkal és típusprofilokkal nem tudunk sokat kezdeni. Nem tudom, mennyiben segíthetné elő pl. a helvecien Imihübl-i sztratotípusa a hazai sílren belül jelentkező helvetien-problémák megoldását.

Mint láthattuk, a biosztratigráfiai gyakorlatot bőven kísérik a nehézségek és a szempontok bizonytalanságai. Nem kevésbé súlyosbítják ezeket a nehézségeket sztratigráfiai kortáblánknak szinte születési szerű hibái. Az ezek okozta nehézségek főleg abból erednek, hogy kortáblánk tudománytörténeti esetlegeségek nyomán alakult ki és nélkülöz minden átgondolt szempontot és egységes koncepciót.

Ennek a következménye, hogy kortáblánk „rekeszeit” nem mindenütt a földtörténeti fejlődés menet természetes szakaszosságához szabták azért képződményeinket néha csak erőltetve tudjuk kortáblánk egy-egy „Prokrusztés ágyába” beleszorítani. Amíg pl. a burdigalai emelet kortáblánkban az alsómiocén tagjaként szerepel, addig a helvetiai a tortonaiával a középsőmiocén alkotja, sőt a tortonai emelettel itt a „vindobonien” keretében házasították össze. A valóságos helyzet ezzel szemben az, hogy — legalábbis Paratethysünk területén — a burdigalai emelet a „középsőmiocén” alsó tagjához kapcsolódik, egységes üledékciklus keretében. A burdigalai — helvéciai üledékciklus eleje tehát mai beosztásunk szerint „kilóg” a középsőmiocén rekeszéből s az alsó- és középsőmiocén határvonala összefüggő üledékciklust vág derékon ketté. Az ilyen beosztást mindennek nevezhetjük, csak természetesnek nem, s kortáblánk itt már nyilvánvalóan revizióra szorul. Kérdés azonban, hogy mik lehetnek az ilyen revíziók szempontjai? SUESS E. (1889) joggal teszi fel a kérdést *Antlitz der Erde*-jében, hogy „Was ist denn eigentlich eine solche geologische Formation? welche Umstände bedingen ihren Anfang und ihr Ende? . . . wie kommt es, dass die Gleichstellung bestimmter Horizonte aus verschiedenen Zeitaltern und ihre Unterscheidung von anderen Horizonten über so weite Flächen durchgeführt werden kann, ja dass thatsächlich sich diese stratigraphischen Abgrenzungen über den ganzen Erdball erstrecken?”

A válasz valóban nem könnyű. Kortáblánk mögött kétségtelenül élettörténeti szempontok húzódnak meg. Az élet fájának folytonos terebélyesedését tükrözi, az első élő csira megjelenése óta. Az első alapkérdés, amely itt felmerül az, hogy az élővilág fejlődése egyenletesen ment-e végbe, mely esetben a földtörténeti beosztás puszta konvenció, vagy felfedezhető-e benne szakaszosság, amely természetes alapjául szolgálhat? Ha ilyen ütemesség felismerhető, kérdés, hogy miképpen függhet össze a földtörténeti mozzanataival oly módon, hogy ne csak élettörténeti, hanem *földtörténeti tagozódást* is tükrözzék? Ehhez kapcsolódik mindjárt az a kérdés is, hogy vajon maga a földtörténet is mutat-e fel globálisan követhető ritmiticitást, s melyek azok a fizikai mozzanatok, amelyekben ez a szakaszosság megnyilvánul? A kérdés tehát nem más, mint az élettörténet és földtörténet összefüggésének a kérdése! SUESS E. e kérdés megválaszolásában már jövőbelátóan tapogatózik, mondván: „. . . es bedarf kaum der Bemerkung, dass der jeweilige Charakter der Fauna wohl ein höchst werthvolles passives Merkmal ist, dass aber die *physikalischen Ursachen* der Veränderungen dereinst, nachdem sie richtig erkannt sein werden, die *einzige natürliche Grundlage* einer Abgrenzung der Zeitabschnitt sein werden.” Ezek közül a „fizikai okok” közül a geológus számára elsősorban a *földkéreg mozgásai és annak következményei* hozzáférhetőek, tehát azok a jelenségek, amelyeket ma a *diaszτροφizmus* fogalomkörébe foglalunk össze. CHAMBERLIN (1909) e földtörténeti jelenségcsoportot mint a sztratigráfiai korrelációk végső alapját határozza meg már egyik munkájának címében is: „Diastrophisme as the ultimate base of correlation.”

Talán nem lesz érdektelen megemlíteni, hogy az alapvető földtörténeti változásokra már ARISTOTELES rámutatott, aki felismerte, hogy a tengerek és szárazföldek elhelyezkedése nem állandó, a tenger előrenyomul és visszahúzódik, sőt azt is feltételezi, hogy ez a változás bizonyos rendszer szerint és bizonyos időközökben megy végbe. Világtörténelmünk legkiválóbb böleselője már több mint kétezer év előtt szinte már a *diaszτροφizmus* kulcsát kínálta késői évezredek kutatóinak a földtörténet természetes tagolásához.

ARISTOTELES tételei a múlt század közepén QUENSTEDT-nél a következő megfogalmazásban jelennek meg: „A földtörténet nemcsak mint összefüggő folyamat, hanem éppen-séggel mint a földtani történések helyileg ismételtlen megszaktított folyamata jelennek meg előttünk, mint a földtani események *kaleidoszkópszerű* sorozata, mint amilyenek a transzgressziók és regressziók, a hegységek letarolódása, a klímaváltozások, és a *földtani egyensúly* egyéb zavarai.” Eppen ezek a változások és jelentkező „*egyensúlyzavarok*” azok, amelyek a „*diaszτροφizmus*” fogalomkörének a tartalmát alkotják.

A sztratigráfiai rendszer, mint minden rendszerezés, természetesen különböző szempontokat választhat rendszerezésének alapjául. Logikai szempontból azonban csak akkor érdemli meg a „rendszer” nevet, ha a rendszerezés azonos és egységes szempontból történik. Joggal támasztható emellett minden tudományos rendszerezéssel szemben az a követelmény, hogy következetesen a maga tudományának szemlélete szerint, *a maga vezérlő szempontjait kövesse*. A sztratigráfiai rendszernek *földtani rendszernek* kell lennie, ennél fogva földtörténeti szempontokat kíván meg. A biosztratigráfia problémái láttán ennek

a követelménynek iparkodik megfelelni a földtörténeti tagolás és elhatárolás *diasztrifikus iskolája*.

Gyakran éri a diasztrifikus iskola híveit az a szemrehányás, hogy őslénytanellenesek, s nem veszik kellőképpen figyelembe a kővületeket, a biosztratigrafusok szerint a földtörténet egyedül értelmesen olvasható betűit. A biosztratigrafia és a diasztrifikus ellenléte azonban csak látszólagos, ha figyelembe vesszük azt, hogy a diasztrifikus változások környezetváltozások, biotopváltozások is kísérik, amelyek az élővilágot megfelelő alkalmazkodásra készítik. Ezért hangsúlyozza ПОМЕРЦКII joggal, hogy „Geologisches Geschehen ist im organischen Werden die treibende Kraft”.

Az őslénytani tények vizsgálatában, illetve a faunisztikai elemzésben magam is a földtörténeti tájékozódás legértékesebb és nélkülözhetetlen segédeszközét, a faunában pedig a földtörténeti változások legérzékenyebb *indikátorát* látom. Éppen ezért, nehogy az legyen a látszat, mintha a diasztrifikus a biosztratigrafiai szempontokat árnyékba kívánna szorítani, a diasztrifikus mozzanatokra, s azokat *őslénytani és litológiai következményeire egyaránt* támaszkodó eljárás egyszerűen „*elemző sztratigráfiának*” nevezném.

Minden földtörténeti korrelációhoz felhasznált kronológiai bélyeg alapkövetelménye egyrészt az, hogy *valóban egyidejű mozzanatokot jegyezzen fel*, másrészt, hogy *világméretekben felismerhető legyen*. Midőn sok évvel ezelőtt először kísértem meg egyik határkérdésünk konkrét problémáinak megoldására a diasztrifikus szempontokat felhasználni (1933), ehhez STILLE H. (1924) összefoglaló és elemző alapvető munkássága látszott az első elméleti alapokat szolgáltatni. Két alapvető tételére támaszkodhattam. Az egyik STILLE *orogenetikus időtörvénye*, a másik pedig az „*epirogenetikus egyidejűség szabálya*”.

Az *orogenetikus időtörvény* az orogén fázisok időbeli egyidejűségének világvégvényességére mutat rá, viszonylag rövid („epizodikus”), időtartamuk mellett. Az *epirogenetikus egyidejűség szabálya* a nagyarányú epirogén mozgások következményeinek, a transzgresszióknak és regresszióknak az „egyidejű egyértelműségét” emeli ki. Elve feltételezhetőnek látszott, hogy ha a Globus említett „egyensúlyi állapota” valahol megbomlik, ez nem maradhat következmények nélkül a Föld egészének egyensúlyára sem.

Ami az első tételt illeti, kétségtelen, hogy az orogén fázisok az „időtörvény” ellenére sem jelentkeztek mindenütt azonos formában és intenzitással. Epizodikus lefolyások folytán azonban az ősföldrajzi és környezetviszonyokat gyorsan megváltoztatott orogén fázisoknak pl. laurentiai, assynti, saalei, laramiai, pireneusi, szávai, stájer stb.) kétség-telenül földtörténeti fordulópontokat jelentő határjelző értékét nem vonhatjuk kétségbe. Ezek a földtörténet „*revolúciós*” időszakai, amelyeket a nagy faunisztikai revolúciók is kísértek. Az ilyen „faunal break”-ek a viszonylag gyors változásokhoz alkalmazkodni nem tudó régi alakok tömeges kihalásában, a faunavándorlás előtt megnyíló új utak segítségével új alakok nagyszámú megjelenésében, és az esetleg gyorsított fejlődés által kiváltott új őslénytani bélyegek kialakulásában nyilvánulnak meg.

Az *epirogenetikus egyidejűség szabályát* a transzgressziók és regressziók által közrefogott *üledékciklusok* teszik kronológiai értékűvé, és ezzel természetes elhatárolásokra alkalmassá. Ma már úgy látom azonban, hogy ez a szabály lényeges *regionális megszükkítést igényel*, mert vele szemben az „*actuogeológiai*ban” bizonyos ellentmondásokat találunk. Látjuk ugyanis, hogy Földünk E-i és D-i sápkája még napjainkban is emelkedőben van, ugyanakkor, midőn a köztük levő területeken (Hollandia stb.) süllyedő, tehát az északi *regressziós* folyamattal szemben *transzgressziós* tendenciák mutatkoznak. Itt tehát nemcsak hogy nem beszélhetünk a mozgások egyidejű egyértelműségéről, hanem ellenkezőleg, ellenmozgás tanúi vagyunk. Az epirogenetikus egyidejűség szabályának érvényességét tehát csak *azonos nagyszerkezeti helyzetben levő és így azonos geomechanikai-geodinamikai hatásoknak kitét övekre kell korlátoznunk* (pl. a Tethys—Paratethys öve a határoló merev tömegek közt). Az ilyen azonos helyzetű öveknek erőhatásokra szükségszerűen azonos értelemben kell reagálniuk. Joggal nevezhetjük ezért ezeket az öveket „*izodiasztrifikus övekknek*”, vagy régióknak, mozgásaikat pedig „*izodiasztrifikus mozgásoknak*”, szemben az eltérő adottságú „*heterodiasztrifikus övekkkel*”, illetve mozgásokkal. Az előzőkkel párhuzamos, de eltérő okok által kiváltott mozgásokat eltérő adottságú régiókban „*anadiazstrifikus mozgásoknak*”, a helyi okok által előidézett „*rendhagyó*” mozgásokat (pl.

medencebesüllyedés izodiasztrifikusan emelkedő területen) pedig „*paradiasztrifikus mozgásoknak*” kereszteltem el.

Mivel izodiasztrifikus övekben az epirogén ingadozásoknak — bár esetleg különböző amplitúdóval — a párhuzamossága várható, az általuk kialakított üledékciklusok természetes módon építhetők be a földtörténeti kortáblába. *Izodiasztrifikus övekben ezek szerint az epirogén mozgások „egyidejű egyértelműségének a szabálya” tehát már kronológiai elvé emelhető.*

A fentiekben vázolt elveket a Duna-medence mélyebb miocénjének kérdéseivel kapcsolatban vetettem próba alá és munkában levő, s egyszer majd talán mégis elkészülő, monografikus összefoglalásomban lesznek ellenőrizhetőek. Rétegsoraink elemzése a következő megállapításokat eredményezte:

1. A középső- és felsőoligocén a rupéli transzgresszióval a „stampi emelet” egységes üledékciklusát alkotja.

2. A kattikum mindenütt a stampi emelet regressziós fázisát képviseli. Transzgressziós katti képződmények feltételezésével tehát a természetes földtörténeti fejlődésmenttel kerülnék összeütközésbe.

3. A katti regresszió után az akvítániai emelet új epirogén ciklus keretében jelentkezik.

4. Az epirogén ciklusokat néha, de nem feltétlenül, *interciklikus kiemelkedés* választja el egymástól. A bevezető és záró kiemelkedés különböző mértéke folytán a diasztrifikus görbe a fiatalabb kiemelkedés felé többnyire aszimmetrikus és részben ezért látszik az akvitanikum helyenként az oligocénhez szorosabban kapcsolódni. A kisebb kiemelkedést kísérő kisebb fáciesváltozás folytán az oligocén reliktumok helyenként az akvítánban nagyobb arányban perszisztálhatnak.

5. Az akvítániai emeletet követően a burdigalikum és helvetikum egységes üledékciklus keretében olvad össze, amely valóban megérdemelne egy új és egyértelmű emeletnevet.

6. A vulkanizmust is diasztrifikus jelenségnek tekintve, É-i Középhegységünk „alsó riolittufája” az akvítániai és burdigaljai, a „középső riolittufa” pedig a burdigaljai—helvéciai és tortonai (vagy kárpáti?) ciklusok elhatárolására látszik alkalmasnak.

7. A képződmények faunái is a fenti elhatárolódásokat tükrözik.

E tétélekkel szemben ellentmondást a Paratethys területén nem találtam.

Módszerünkkel szemben biosztratigrafusaink egy része talán osztani fogja SCHINDEWOLF O. ellenvetését (1950, 1960), aki a diasztrifikus módszer alkalmazásában is „*circulus viciosus*” lát, hiszen a diasztrifikus mozzanatok idejét is a faunák alapján rögzítjük. Ez a látszólagos ellentmondás azonban csak akkor jelentene nehézséget, ha nem vennénk figyelembe, hogy a sztratigráfia logikája korántsem „szillogisztikus”, hanem természeténél fogva kifejezetten *dialektikus*. Gondolkodásunk módszere itt a matematika „megközelítő módszeréhez” áll közel. A tárgyban rejlő ellentmondásokat feloldva, a következtetés egyik oldalának az eredményeit a másik oldal eredményeivel vetjük össze, s a két oldalt így kölcsönösen ellenőrizve és egymás eredményeivel korrigálva az eljárást mindaddig folytatjuk, míg a két oldal közötti hézag mindjobban el nem szűkül és az igazságot mindjobban meg nem közelítettük. Ez kell, hogy a Tudománynak és az Embernek egyaránt célja legyen.

Irodalom — Literatur

- ANIČ, D. (1948—50): Gornooligoceenske maslage južnog pobočja Ivenice u Hrvatskejsky (Krapina-Radoboj-Golubovec), Geology Vjesnik 2—4. Zagreb. — BALDI T. (1958): Adatok Budapest és Törökország környékének rétegtani viszonyaihoz. Földt. Köz. 88, 4. — BALDI T. (1963): A törökbalánti „Pektunkuluszos homok” kora és az oligocén-miocén határkérdés. Földt. Köz. 93, 3. — BALDI T., KESEKEMÉTI, T., NYIRÓ, M. REKA, DROOGER, C. W. (1964): Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung v. Eger (Nordungarn). Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 53. — BALDI T. (1966): Die oligozäne Molluskenfauna von Eger und die Neuentdeckung der Schichtfolge. Ann. Hist. Nat.-Mus. Nat. Hung. 58. — BLOW, W. H. and BANNER, F. T. (In Eams, Banner, Blow and Clarke) (1962): Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. Cambridge Univ. Press. — BOLLI, H. M. (1957): Planctonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipro and Lengua Formations of Trinidad. Journ. of Geol. 17. — MUS. Bull. 215. — BUDAY, T.—CICHA, I.—SENEŠ, J. (1965): Miozán der Westkarpaten. Geologyk Ústav, Dionýza Stura Bratislava. — CHAMBERLIN, T. C. (1909): Diastrophisme as the ultimate basis of Correlation. Journ. of Geol. 17. — CICHA, I. (1959): Ist das Helvet im Sinne des Stratotypus eine selbstständige Stufe? Vestnik uoG. XXXIV. 3. Praha. — DENIZOT, M. G. (1958): L'Étage Aquitanien et le limite Oligo-Miocène. Colloque sur le Miozène. Compt. Rend. du Congr. des Soc. Savantes de Paris et des Départements. Marseille. 1958. Paris. — FUCHS T. (1892—1894): Harmadkori kőületek Krapina-Radoboj környékének széntartalmú miocén képződményeinél és az úgynevezett „aquitaniai emelet” geológiai helyzetéről. Földt. Int. Évkönyve 10., 5. — HORUSITZKY F. (1932): A kréta és harmadkor közötti határkérdések természetes megoldása. Mal. és Természettud. Értesítő XLIX. — HORUSITZKY F. (1926): Új adatok a Budapest-környéki miocén stratigráfiájához. Földt. Köz. XVI. — HORUSITZKY F. (1933—34): A Budapest-környéki Dunabalszparti Dombvidék földtani képződményei. Földt. Int. Évi Jel. — HORUSITZKY F. (1940): A kárpátmédeceni alunocén földtörténeti tagolódása és ősföldrajzi kapcsolatai. Beszámoló a Földt. Int. Vitaáléséinek Munkalatairól. A. Földt. Int. Évi Jel. függelék. — KAUTSKY, F. (1932): Die Bivalven des niederösterreichischen Miozäns. Verh. Geol. Bundesanst. 9/10. — KENEWAY, A. I. (1967): Planctonic Foraminifera from the Oligocene and Lower Miocene of Hungary. Annales Univ. Scient. Budapestinensis de Rolando Eötvös nominate. Tom. XI. — KLUPPEL, W. (1928): Über die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs und dem Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. Geol. Rundschau 17. — KOCH A. (1894): Az erdélyrézi medence harmadkori képződményei. I. Paleogén. Földt. Int. Évkönyve. — KOCH A. (1900): Az erdélyrézi medence harmadkori képződményei. II. Neogén. A Magyar Földtani Társ. kiadványa. — MEZNERICS I. (1953): A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. Földt. Köz. 83. — MEZNERICS, I. (1956): Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunenuntersuchungen. Acta Geol. Ac. Sci. Hung. — MEZNERICS, I. (1962): Das Problem des „Chatt”-Aquitan in wissenschaftlicher Beleuchtung. Ann. Hist. Nat.-Mus. Nat. Hung. 54. — NOSZKY J. (1926): A Magyar Középhegység EK-i részének oligocén-miocén képződményei. Ann. Hist. Nat.-Mus. Nat. Hung. XXIV. — PAPP, A. et al. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. Verh. der Geol. Bundesanst. 1/2. — RUTSCH, R. F. (1958): Das Typusprofil des Helvetien. Eclogae Geol. Helv. — SCHAFFNER, X. F. (1910): Das Miozän v. Eggenburg. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XLII. — SENEŠ, J. (1952): Studium o. Akvitánskom stupni. Geol. Prace zos. 31. — SENEŠ, J. (1958): Pectunculus-Sande u. egerer Faunentypus im Tertiär, bei Kovačov, im Karpathicken. Geol. Prace. Monografická série I. Bratislava. — STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin. — SCHINDWOLF, O. (1950): Grundlagen u. Methoden der paleontologischen Chronologie. III. kiadás. Berlin-Nikolassee. — SCHINDWOLF, O. (1950): Der Zeitfaktor in Geologie u. Paleontologie. — SCHINDWOLF, O. (1960): Stratigraphisches Methodik u. Terminologie. Geol. Rundschau 10., 1. — STESS, E. (1885—1889): Das Antlitz der Erde. Prag—Wien—Leipzig.

Schwierigkeiten, Fehler und Möglichkeiten der Miozänstratigraphie in Ungarn

Dr. F. Horusitzky

Verfasser weist auf jene Schwierigkeiten und Fehler hin, die einer beruhigenden Lösung der stratigraphischen Grenzfragen und Einreihungen im Wege stehen. Gleichzeitig trachtet er einen gangbaren Weg zur Lösung der Probleme zu finden.

Die erste Schwierigkeit besteht in der sprachlichen Verwirrung auf dem Gebiete der stratigraphischen Terminologie. Die gleichen Fachausdrücke haben nicht den gleichen Sinn bei allen Autoren, sie werden sogar bei demselben Autor oft in verschiedenem Sinne angewendet (siehe Aquitanfrage!).

Die abweichende Anwendung der Fachausdrücke erklärt sich damit, dass die Gesichtspunkte der »perzentuellen« biostratigraphischen Analysen auch verschieden sind. Neue Funde können unsere Kenntnisse über die »Lebenszeiten« modifizieren. Das Resultat der statistischen Analyse, das ohnehin vielen Zufälligkeiten unterworfen ist (Erhaltung der Fossilien, Möglichkeiten des Sammelns etc.) kann sich in der Richtung des Oligozäns oder Miozäns verschieben, abhängig davon, wie man die endemischen Formen der Grenzschichten eingereiht, d. h. in welche Periode man die Bildung im vorhinein »eingeschachtet« hat. Da liegt der Punkt, wo sich das stratigraphische Praktikum in seine eigene »circulus viciosus« verwickelt, nämlich der chronologische Wert der einzelnen Arten wird auf Grund ihrer Vorkommen, das Alter der Vorkommen wiederum auf Grund der Faunenelemente bestimmt.

Leider ist es keine leichte Aufgabe sich auf den Entwicklungsgrad der Gesamtfauuna zu stützen. Praktisch können wir nur einzelne Faunenelemente untersuchen. Die neuerlich erscheinenden Charakterzüge müssen jedoch ganz anders ausgewertet werden, wenn sie

eine von der unmittelbaren Umgebung unabhängige, autigene Entwicklung widerspiegeln und anders, wenn sie vom Zeitfaktor unabhängig, als Reaktionen einer Veränderung der Umgebung erscheinen und wiederum ganz anders, wenn gewisse Formen nur örtlich neu, sie jedoch viel älter und einem entfernten Lebensraum entsprungen sind. Vom Grad des Fazieswechsels und von der Zeitdauer des gegebenen Milieus kann jedoch die Fortdauer der »Reliktumformen« der Fauna und auch das Verhältnis zwischen den alten und neuen Formen abhängen. Oft vergisst man, dass die die Züge der Vergangenheit bewahrenden Formen als Leitfossilien weniger wertvoll sind, als die später erscheinenden Formen.

Die allerheftigsten Diskussionen in der Geologie drehen sich jedoch nicht um die chronologische Auswertung einer Bildung, sondern um die erdgeschichtlichen Abgrenzungen. Da die phylogenetische Entwicklung einzelner paläontologischer Gruppen sich in verschiedenem »Tempo« abspielt, ebenso ist auch ihre organische und morphologische Reaktion auf den Wechsel des Milieus verschieden und so kann eine Übereinstimmung der sich auf verschiedene paläontologische Elemente stützenden Grenzziehungen auch nicht erwartet werden. Abweichende Grenzziehungen können auch aus der erdgeschichtlichen Rolle der einzelnen Gruppen resultieren. Die stärkste Einströmung der neuen Planktonfaunenelemente kann z. B. hauptsächlich um die Kulmination der Transgressionen herum, eine massenhafte Einwanderung neuer kontinentaler Vertebraten dagegen um die Kulmination der Regressionen und um die Erweiterung der kontinentalen Verkehrswege herum erwartet werden.

In der Stratigraphie entsteht oft eine Spannung dadurch, dass unsere konventionelle Altersbestimmung oft mit dem natürlichen Rhythmus der Erdgeschichte nicht harmonisiert. Auf dem Gebiet der Paratethys z. B. trennt sich die Burdigalstufe vom tieferen Glied des unteren Miozäns (Aquitän) scharf ab, dagegen repräsentiert sie einen mit dem Helvetien gleichen Sedimentzyklus. Das Helvetien wurde doch vom Burdigalien abge sondert und mit dem Torton — im Rahmen des mittleren Miozäns — verbunden. In der Tschechoslowakei werden dagegen im Rahmen des Burdigalien zwei selbständige Sedimentzyklen vereint.

Schliesslich weist Verfasser auf eine *erdgeschichtliche* Lösung der stratigraphischen Gliederung. Die Umbrücke der erdgeschichtlichen Grosszyklen fallen zweifellos mit den grossen Orogenphasen überein. Für eine feinere Gliederung — mit angemessener Abgrenzung — hält Verfasser die »epirogene Zeitregel« von H. STILLE am geeignetsten. Zweifellos kann man ohne Kritik die »gleichzeitige Eindeutigkeit« für unser ganzes Planet nicht voraussetzen. Das nördliche und südliche Polargebiet unserer Erde sind heute in Hebung (Regression), wogegen die Zwischengebiete (Holland usw.) im Sinken (Transgression) begriffen. Die epirogenetische Zeitregel durfte *nur für die in einen gleichen geomechanisch-geodynamischen Rahmen eingeklemmten Zonen als gültig erachtet werden* (z. B. die Tethys-Paratethys zwischen den nördlichen und südlichen starren Massen). Diese Zonen können als »isodiastrophische Zonen« bezeichnet werden, gegen die »heterodiastrophischen«, oder aber »anadiastrophischen Gebieten« von abweichender Position aber gleicher Bewegungstendenz oder gegen die »paradiastrophischen Gebiete« von örtlichem Wert. Das Gebiet der isodiastrophischen Zonen wird natürlich auf die gleichen geomechanischen Einflüsse mit gleichbedeutenden »isodiastrophischen Bewegungen« reagieren. Das Prinzip der »gleichzeitigen Einmütigkeit« der in Transgressionen und Regressionen sich offenbarenden epirogenen Bewegungen durfte demnach in diesen Gebieten *als chronologisches Prinzip* betrachtet werden.

Die praktische Anwendung dieses Prinzips wird durch Verfasser mit dem oligozän — älterem miozänen Werdegang der Paratethys unterstützt. Gleichzeitig weist er darauf hin, dass eine Gliederung auf dieser Basis auch zur Revision der geologischen Altersbestimmung führen könnte, z. B. gehören die Burdigal- und Helvetien-Stufen in den gleichen Rahmen.

Сравнение плиоценовой флоры Закарпатской обл. УССР с сарматскими флорами Венгрии

И. А. Ильинская

В Закарпатье, в отложениях, относимых к верхнему пannonу и левантипу, и в отложениях Венгрии, относимых к нижнему и верхнему сармату и верхнему пannonу, обнаружены и изучены многочисленные местонахождения ископаемых остатков очень богатой мезофильной лесной растительности. Она сложена видами, не существующими в настоящее время, но близкими к современным видам, области распространения которых лежат в основном между 30 и 40° с. ш. и характеризуются тепло умеренным и субтропическим климатом. Наибольшее число этих современных видов сосредоточено в Закавказье, в Японии и Китае и в Сев. Америке, а отдельные виды распространены в Западных или Восточных Гималаях, в Индо-Китае, в Мексике, и даже в Тасмании.

Эта ископаемая флора Венгрии и Закарпатья является наиболее молодым, из известных, вариантом богатой мезофильной теплоумеренной тургайской флоры — её последней пышной вспышкой, после чего эта третичная флора прекратила свое существование, оставив в современной флоре лишь ряд обденных разрозненных дериватов.

Хотя первая монография по локальной флоре Венгрии, относящейся к этому типу флоры, появилась 100 лет назад (Unger, 1869), о существовании этой флоры как особого варианта мезорильной третичной флоры стало известно только благодаря работам Андреанского и его учеников, опубликованным в 1955 и 1959 гг. Результаты изучения остатков этой флоры в Закарпатье (Ильинская, 1968) позволяют внести существенные коррективы в характеристику этой флоры, полученную на основании исследований, проведенных в Венгрии: кроме пополнения её состава более чем 50 видами они дополняют характеристику её отдельных комплексов, содержат новые данные о времени её существования и позволяют в первом приближении судить о климатических и флористических особенностях сармата и плиоцена рассматриваемых территорий.

В даваемой ниже характеристике флоры вид по остаткам листьев понимается как вариационный ряд или даже сумма вариационных рядов, устанавливаемых по аналогии с близкими современными видами. Такое понимание объема вида приводит к объединению значительного числа видов, описанных в работе Андреанского. Кроме того учтено также и то, что многие одни и те же виды опубликованы во флорах Венгрии и Закарпатья под разными названиями. В целом по Венгрии использованы почти исключительно только те определения, которые сопровождаются изображениями.

Исследуемая флора Венгрии и Закарпатья характеризуется господством покрытосеменных, однако и голосеменные в ней отличаются богатым составом,

характерным для тургайской флоры в целом. Наиболее часто встречаются и местами очень обильны остатки таксодиевых: *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN.) НЭЕВ вообще наиболее часто встречающийся вид исследуемой флоры, *Sequoia langsdorfii* (BRONGN.) НЭЕВ, *Taxodium dubium* (STERNB.) НЭЕВ и наконец род *Athrotaxis*. Современное распространение этих родов (*Glyptostrobus* — Южный Китай, *Sequoia* — Калифорния, *Taxodium* — нижнее течение Миссисипи и Мексика, а *Athrotaxis* — Тасмания) свидетельствует о теплолюбивости и мезофильности исследуемой флоры. Кроме того относительно часто встречается *Ginkgo*, а хвойные представлены еще пятью видами *Pinus*, единично встречаются *Cupressus*, *Picea* и *Abies*.

По имеющимся, далеко не исчерпывающим данным, в исследуемой флоре насчитывается около 100 видов покрытосеменных. Из них 60, судя по близким современным видам, являлись древесными, которые могли достигать размеров деревьев первой величины и входить в состав 1 яруса древостоя, но возможно, что часть их образовывала и 2 ярус. Указанные 60 видов относятся к 31 роду и 21 семейству. Из этих семейств *Magnoliaceae*, *Juglandaceae*, *Cercidiphyllaceae*, *Namamelidaceae*, *Platanaceae*, *Malpighiaceae*, *Meliaceae*, *Hippocastanaceae*, *Salicaceae*, *Sterculiaceae*, *Alangiaceae* совсем не представлены в современной флоре рассматриваемых территорий. Также более богатым родовым составом была представлена и часть семейств, сохранившихся на рассматриваемой территории и по сей день — исчезли роды *Castanea*, *Zelkova*, *Phillyrea*. Из остальных видов только виды *Carpinus* и часть видов *Ulmus*, и *Alnus* и *Acer* близки к видам, населяющим и сейчас рассматриваемые территории, тогда как большинство видов обнаруживает наибольшее сходство с современными видами других весьма удаленных районов. Так, характерный для исследованной флоры *Quercus pontica* = *miocenica* Куват обнаруживает наибольшее сходство с видами, распространенными в Китае и Гималаях, *Fagus herthae* (UNG.) ИЛЬИНСКАЯ совмещает признаки закавказского и североамериканского буков, *Betula macrophylla* (ГОЕРР.) НЭЕВ близка к североамериканским березам, *Alnus feroniæ* (UNG.) СЗЕСЗОТ наиболее сходна с японской ольхой, *Acer aegopodifolium* (ГОЕРР.) ВАК близок к китайскому виду клена, *A. integerrimum* (VIV.) MASSAL. к закавказскому виду, *A. trilobatum* (STERNB.) НЭЕВ к североамериканскому виду, а *A. sanctae* — *crucis* STUR к японскому виду и т. д.

Из 20 видов исследованной флоры, которые, судя по современным близким видам, образовывали подлесок или низкорослые заросли, часть принадлежит родам совсем не представленным в современной флоре рассматриваемых территорий (*Bambusa*, *Phoenicites*, *Myrica*, *Cinnamotum*, *Epigaea*, *Cercis*), а остальные в большинстве случаев обнаруживают сходство с географически удаленными современными видами.

Лианы представлены видами родов *Smilax*, *Vitis* и *Cissus*, отсутствующих в современной флоре Венгрии и Закарпатья. Травянистые покрытосеменные, относящиеся в основном к водным или прибрежно-водным растениям, содержат так же отсутствующий сейчас здесь рода *Nelumbo*. Более близки по систематическому составу к современной местной флоре хвощевые и папоротники, входящие в травяной покров, но и они содержат остатки рода *Osmunda*, отсутствующего сейчас на рассматриваемых территориях.

На обеих рассматриваемых территориях мезофильной тургайской флоре предшествовала теплоумеренная, но с заметной примесью субтропических элементов — наследия полтавской флоры, мелколистная, косящая отчетливые

следы ксерофитизации сарматская флора. Становление этой флоры прослеживается еще в тортоне (солотвинская и басхевские свиты Закарпатья и флоры Дьёндьёшпата и Сурдокпюшпеки Венгрии). В Закарпатье она охарактеризована тремя локальными флорами (Стрембенская флора, флора Повитруле и флора Лукова), а в Венгрии — двумя, но установленными на значительно более богатых сборах (Эрдебенье и Талья). Все перечисленные флоры отражают в основном растительность склонов и водоразделов и свидетельствуют о доминировании в растительном покрове ксерофитных дубрав и лесов с большим участием бобовых, возможно переходящих местами в кустарниковые заросли, и о подчиненном значении мезофильных буковых лесов, видимо приуроченных к более высоким отметкам.

В Закарпатье выше нижнего сармата выделяются не охарактеризованные флорой отложения среднего сармата и нижнего паннона (верхний сармат здесь не выделяется), а затем верхний паннон с флорами Рики и Игнатовского, из которых первая отражает в основном растительность склонов, а во второй преобладают виды горных долин. Обе флоры имеют много общих видов с флорами нижнего сармата, но отличаются от них обилием влаголюбивых форм и относительной крупнолиственностью. Третичный разрез Закарпатья венчается ильницкой свитой, содержащей левантинскую фауну остракод и многочисленые растительные остатки, которые изучены в Ильнице, Великом Раковце, Березинке и Ужгороде. За исключением одного из комплексов Вегикого Раковца, в них преобладают остатки растений, вероятно, произраставших в широких долинах. Флора ильницкой свиты очень богата — исследованные 4000 отпечатков из её отложений принадлежат 91 виду, а изучение её комплексов свидетельствует о большой пестроте растительного покрова во время её образования — систематический состав по простиранию одного флороносного горизонта при неизменном литологическом составе изменяется примерно на 50—70% в глинах и на 70% в туфах Ильницы.

Несколько иная картина наблюдается в Венгрии. Остатки мезофильных крупнолистных лесов, одним из характерных элементов которых является *Quercus pontica = miocenica* Куват, обнаружены здесь вместе с остатками ксерофитизированных формаций в отложениях, относимых к нижнему сармату в основном по положению в разрезе и иитологии (флоры Абауисанто, Мад, Мад-Колду, Мад-Истенхеги, Фюзерадвани-для последней допускается и более молодой возраст). Затем из отложений, отнесенных к нижнему сармату также на основании их положения в разрезе, описаны мезофильные флоры без ксерофитных элементов или с ничтожным их содержанием (флора Сабо-тете у Банфальвы, флора Сали), но частично с экзотами вовсе не установленным в Закарпатье, или не встречающимися выше нижнего сармата — *Cinnamotum*, *Phoenicites* sp. (флора Микофалова, флора Буяк, флора Ноградсакал, Банхорвати). Выше по разрезу — в отложениях верхнего сармата (средний сармат в Венгрии не выделяется), установлены два богатых местонахождения флоры — Фельзетаркани и Балатон — и относительно небольшой комплекс из долины Селеси, близкий к флоре Микофальва.

Флора Фельзетаркани очень близка к флоре Ильницы, являясь как бы её оеколком, тогда как флора Балатон хотя и является также мезофильной флорой, но отражает в основном растительность склонов и водоразделов — наиболее обильно в ней представлен бук, на втором месте — ильмы, затем листопадные или полувечнозеленые дубы (*Quercus pontica = miocenica* Куват отсутствует), немногим уступает им в обилии дезльква и клены, также доволь-

но обильны *Betulaceae*, из которых первое место делят *Betula* и *Ostrya*, затем по обилию идет *Alnus* и *Carpinus*. Нижний паннон Венгрии также не охарактеризован флористически, как и в Закарпатье, а из верхнего паннона известна мезофильная флора Рожасентмартон, содержащая из экзотов, не установленных в палиоцене Закарпатья, *Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) Неев и совмещающая значительное число водных видов и видов, характерных для долинного леса, чем этот комплекс напоминает флору Березники, и наряду с этим и формы, приуроченные к склонам — бук, граб и дзелькву.

Такое расхождение в датировке возраста отложений, содержащих остатки исследуемой флоры (в Венгрии они все поставлены ниже паннона, а в Закарпатье — все выше паннона) представляется в значительной степени результатом субъективных точек зрения исследователей этих отложений, а не отражением действительного различия во времени существования этой флоры на рассматриваемых территориях. Против вероятности такого различия говорит, во-первых, территориальная близость рассмотренных местонахождений — все они удалены друг от друга не больше чем на 300 км, причем Ильница, занимающая самое северное положение, севернее самого южного — Рожасентмартон не более чем на 80 км. Во-вторых, даже если бы эти расстояния были бы достаточны для проявления широтной зональности, то в таком случае наиболее молодые находки этой теплолюбивой флоры должны были бы быть не в Закарпатье, а в Венгрии, тогда как сейчас, при существующих стратиграфических схемах, наблюдается обратная картина. Наконец, против этого свидетельствует однотипность флористической характеристики одновозрастных отложений Венгрии и Закарпатья, датированных фауной морских моллюсков (нижний сармат и верхний паннон).

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что элементы мезофильной тургайской флоры еще в первой половине сармата образовывали леса, приуроченные к особым местообитаниям, занимавшим небольшую площадь, тогда как остальная территория была в основном занята ксерофитизированной лесной и кустарниковой растительностью.

Находа раковин *Congeria* в Иршавской котловине под отложениями ильницкой свиты может расцениваться как доказательство послепаннонского возраста флоры Ильницы, тогда как помещение всей толщи ильницкой свиты над панноном представляется недостаточно аргументированным и, возможно, что флора Ужгорода и часть комплексов Березинки являются одновозрастными паннону.

Таким образом, эта мезофильная флора заняла определяющую роль в растительном покрове рассматриваемых территорий после раннего сармата и продолжала её играть и после паннона, но дальнейшее уточнение верхней границы её существования в данных районах пока остается открытым, и существование её здесь в верхнем плиоцене еще представляется не доказанным.

На протяжении времени её существования не наблюдается скольконибудь заметных климатических изменений и её самые молодые комплексы не менее теплолюбивы, чем наиболее ранние.

Литература

Ильинская И. А. (1959): Верхнемиоценовая флора горы Повитруле в Закарпатье. Бот. т. X IV № 5. — Ильинская И. А. (1960): Неогеновые Закарпатской обл. УССР. В сб.: Флора и фауна Карпат. М. — Ильинская И. А. (1968): Неогеновые флоры Закарпатской обл. УССР. Ленинград. «Наука» — ANDREÁNSZKY G. (1959): Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn (Sarmatische Flora von Ungarn) Budapest. — ANDREÁNSZKY G. und E. KOVÁCS-SONKODI (1955): Gliederung und Ökologie der jüngeren Tertiärfloren Ungarns. A magyar állami Földtani Intézet évkönyve, köt. XLIV, füz. 1.

Comparison of the Pliocene flora of Transcarpathia, USSR,
with the Sarmatian flora of Hungary

I. A. Iljinskaya

Numerous plant remains from the rich mesophyllous Turgaian flora were found in deposits referred to the Lower and Upper Sarmatian of Hungary and to the Levantin facies of Transcarpathia. Remains of a similar flora were also discovered in the Upper Pannonian deposits of both territories.

Detailed characteristics of this flora are described in works by ANDREÁNSZKY and ILJINSKAJA (1968).

There are no essential differences to be found between the floras of the above mentioned territories. It seems probable that the lack of coordination of the age of plant-bearing deposits of Hungary and Transcarpathia is due to subjective differences of opinion of the researchers.

The examined flora refers to a warm temperate climate during the whole time of its existence.

Gliederung und Korrelation des Sarmatbildungen in den Becken der Paratethys

E. Kojumdžiewa

(mit 1 Abbildung und 1 Tabelle)

Historische Übersicht

Die Benennung Sarmatische Stufe wurde das erstmal von SUSS in einer Arbeit vom Jahre 1866, deren Hauptthema die Beschreibung des österreichischen sarmatischen Bildungen gebraucht war. In bezug auf den Terminus bemerkt SUSS jedoch (1866, S. 232), dass derselbe gemeinsam mit BARBOT DE MARNY begründet wurde, der zur selben Zeit die Geologie des Gebietes von Cherson in Süd-Russland studierte und dass die Benennung vom Volksstamm der Sarmaten abstammt, der die Steppen von Astrachen zwischen dem Don und der Wolga besiedelte (die wirkliche Verbreitung der sarmatischen Volksstämme hat in diesem Falle keine Bedeutung). Aus dieser Bemerkung wird ersichtlich, dass SUSS selbst als Typus des Sarmats nicht den von ihm beschriebenen Sarmat des Wiener-Beckens annahm, sondern das von BARBOT DE MARNY (1869) untersuchte Sarmat des Cherson-Gebietes. Eben darum muss letzteres als Typus-Gebiet angenommen werden und dessen Profil als Stratotypus des Sarmats.

Die Gliederung des Sarmats in drei Abteilungen (Unteres, Mittleres und Oberes) wurde von ANDRUSSOW im Jahre 1899 vorgenommen. Etwas später schlug SIMIONESCU (1903) die Benennungen Volhynische, Bessarabische und Chersonische Unterstufe vor. Diese Benennungen fanden weite Verbreitung, werden aber von den verschiedenen Autoren in verschiedenem Umfang gebraucht. So wendet KOLESNIKOV diese Namen nur für einen Teil (obwohl für den Hauptteil) der entsprechenden Stufen an. Er (KOLESNIKOV, 1935) sondert in den unteren Abteilungen des Unteren- und Oberen Sarmats Übergangsbildungen ab, u. zw. im Untersarmat die Nesvitaev-, Kujor- und Ersakon-Schichten und im Obersarmat die Beschpaghir-, Daman- und Grozny-Schichten. Etwas später sondert er (KOLESNIKOV, 1940) den unteren Abschnitt des Oberen Sarmats (mit wenig verändertem Umfang und unbedeutend-veränderter Charakteristik) als Rostowischen Horizont ab und dem übrigen, grösseren und typischen Teil des Obersarmats belässt er den Namen Cherson-Horizont. Diese Einteilung des Obersarmats wird noch bis heute beibehalten (BIELOKRYSS, 1962).

Die Gliederung des Untersarmats in zwei Horizonte wird von der Mehrzahl der Geologen angenommen und der untere Horizont mit einer Übergangsauna wurde bis vor, kurzem Buglovischer und der obere Volhynischer genannt (POPOV, KOJUMDŽIEVA u. a. 1964, ROSCHKA, 1967, MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958 u. a.). Nachdem VIALOV und GRISCHKEVITCH (1956) bewiesen, dass der Name Buglovischer Horizont dem obersten Horizont des Torton zugesprochen werden muss, wurde für den unteren Horizont des Untersarmats der Name Kujorischer Horizont vorgeschlagen (KOJUMDŽIEVA, 1968, KOJUMDŽIEVA & POPOV, 1968). Dieser alte Name von KOLESNIKOV ist schon von GOTSCHEV und BEREHOV angewandt worden.

Der Übergangshorizont zwischen Unter- und Mittelsarmat wurde als Baurenischer Horizont getrennt, aber zuerst dem Untersarmat, eingereiht. Nach neuen, eingehenden Untersuchungen der Fauna und seiner Fazies wurde er dem Mittelsarmat zugeteilt (KOJUMDŽIEVA & POPOV, 1968, KOJUMDŽIEVA, 1969). Fast zur gleichen Zeit wurde in der Süd-Ukraine ein Horizont mit annähernd gleichem Umfang und gleicher Charakteristik abgetrennt (BIELOKRYSS, 1966, DIDKOVSKY, 1964). Sein Name Nowomoskowsker Horizont (BIELOKRYSS, 1966) ist später veröffentlicht worden (das Autreferat der Dissertation von DIDKOVSKY vom Jahre 1964 ist keine Publikation), weshalb der Name Baurenischer Horizont Priorität hat.

Die Abteilungen, deren Benennungen oben besprochen wurden, können in allen Teilen des Beckens verfolgt werden. Es bestehen eine Reihe anderer Abteilungen, die jedoch nur für einzelne Gebiete gültig sind. Das Schema der fundamentalen Abschnitte ist folgendes:

Stufe	Unterstufe	Horizont
Sarmat	Ober-	{Chersonischer
		{Rostowischer
	Mittel-	{Bessarabischer
		{Baurenischer
Unter-	{Volhynischer	
	{Kujorischer	

Der Gebrauch der Namen Volhynischer, Bessarabischer und Chersonischer nur für einen Teil der entsprechenden Unterstufen kann Einwände hervorrufen. Jedoch unterstützen eine Reihe Argumente diesen Gebrauch. Diese Namen sind allgemeingültig in bezug auf das Obersarmat und eine weit verbreitete Praxis in bezug auf das Untersarmat, so dass nur ihre Anwendung für das Mittelsarmat als neu gelten kann.

Wichtiger ist der Umstand, dass sich die unteren Horizonte der entsprechenden Unterstufen ihrem Charakter nach scharf von den oberen unterscheiden. Deren Fauna besitzt Übergangscharakter und ihre Absonderung ist nicht so sehr auf die Anwesenheit einzelner charakteristischer Arten als auf die stark veränderlichen Übergangsformen und auf das gemeinsame Antreffen von alten und neuen Arten zurückzuführen.

Im Gegenteil dazu ist die Fauna der oberen Horizonte der entsprechenden Unterstufen stabil und gut charakterisiert. Ausserdem sind die unteren Horizonte (Kujorischer, Baurenischer und Rostowischer) erheblich kleiner an Umfang als die oberen und entsprechen einer viel kürzeren Zeitperiode. Da die für die entsprechende Unterstufe charakteristische Fauna hauptsächlich in den oberen Horizonten derselben angetroffen wird und diese Horizonte den grösseren Teil der entsprechenden Unterstufen umfassen, ändert die für sie angewandte Benennung Volhynische, Bessarabische und Chersonische deren traditionellen Sinn und ihren Umfang praktisch nur unerheblich.

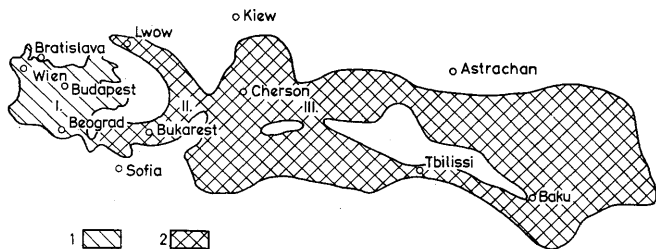


Abb. 1. Gliederung der sarmatischen Becken. Erklärungen: I. Wiener-Pannonisches Becken, II. Vorkarpatisches Becken, III. Euxinisch-Kaspisches Becken, 1. Teile, die seit dem Bessarabischen Horizont isoliert sind, 2. Teile mit typischem sarmatischem Profil

Da über die Frage der Einteilung der Paratethys noch diskutiert wird, möchte ich folgende Benennungen für die einzelnen Becken während des Sarmats benützen: Wiener-Pannonisches, Vorkarpathisches und Euxinisch-Kaspisches (Fig. 1.).

Untersarmat

Kujorischer Horizont

Der Horizont ist überall zu trennen, aber seine faunistische Charakteristik ist nicht gleich.

Im Wiener-Pannonischen Becken ist er als Rissoenschichten abgesondert (PAPP, 1964, BUDAY et al., 1965), in Olšava-Schichten (ŠVAGROVSKY, 1964), in die Dorobratov-Serie, Schichten mit *Abra* oder *Cardium inopinatum* (GRISCHKEWITSCH, 1956). Die Mikrofauna ist charakteristisch, mit Vorherrschen von *Cibicides* oder grossen Elphidien (*Elphidium reginum* D'ORB.). Die Makrofauna hat ein rein sarmatisches Gepräge, wobei *Mohrensternia* (in Randfazies) und *Cardium inopinatum* GRISH. (in Beckenfacies) dominiert. Es muss sofort bemerkt werden, dass die Mikrofauna tatsächlich charakteristisch für diesen Horizont ist, während die Makrofauna nicht eine einzige charakteristische Art enthält — *Mohrensternia* und *Cardium inopinatum* GRISH. sind auch im oberen, Volhynischen Horizont zu finden.

Im Vorkarpathischen Becken wird dieser Horizont gewöhnlich Buglovischer genannt (MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958, POPOV, KOJUMDIEVA u. a., 1964, ROSCHKA, 1967, IONESI, 1968) aber dieser Name ist heute für den obersten Horizont des Torton reserviert (VIALOV und GRISCHKEWITSCH, 1965). Hauptsächlich sondert er sich durch seine Mikrofauna ab (*Cibicides* dominierend, selten mit Vorherrschen von *Elphidium reginum* D'ORB.). In der Molluskenfauna werden einige Formen angetroffen, welche mit dem Vesseljanka-Horizont (oberstes Torton des Euxinisch-Kaspischen Beckens) gemeinsam sind und welche in den oberen Horizont nicht übergehen: *Ervilia trigonula* SOK., *Cardium kokkopicum* ANDRUS. (= *Cardium ruthenicum* auct. non HILBER), *Cardium kujoricum* KOJUM. (= *Cardium praeplicatum* auct. non HILBER) (IONESI, 1968, KOJUMDIEVA, 1969). Es muss die erhebliche individuelle Variation dieser Formen hervorgehoben werden.

Im Euxinisch-Kaspischen Becken ist eine Abtrennung des Kujorischen Horizonts aufgrund der Mikrofauna, im Gegensatz zur Makrofauna unmöglich. So wie im Vorkarpathischen Becken sind auch hier *Ervilia trigonula* SOK., *Cardium kokkopicum* ANDRUS. und *Cardium kujoricum* KOJUM. in Assoziation mit sarmatischen Arten die charakteristischen Art angesehen werden, da sie auch in höheren Niveaus massenhaft angetroffen wird.

Kurz gesagt, ist die Abtrennung des Kujorischen Horizonts überall möglich, jedoch im Wiener-Pannonischen Becken nur nach der Mikrofauna, im Euxinisch-Kaspischen nur nach der Makrofauna und im Vorkarpathischen nach beiden.

Volhynischer Horizont

Der Volhynische Horizont bedeutet einen viel längeren Zeitabschnitt, als der Kujorische. Im Vorkarpathischen Becken treten an seinen Grenzen auch in der Paläogeographie Änderungen auf: Regression im inneren Teil der Vorkarpathischen Vortiefe und Transgression über den Plattformrand.

Im Wiener-Pannonischen Becken umfasst er die Ervilien- und Cerithienschichten (PAPP, 1956, BUDAY et al., 1965) und die Lukovo-Schichten (GRISCHKEWITSCH, 1956). Seine untere Grenze tritt nach der Mikrofauna klar durch das Erscheinen von Assoziationen mit *Quinqueloculina reussi* BOGD. und *Elphidium hauerinum* D'ORB. hervor, die

obere Grenze ist jedoch nicht klar, da sie inmitten der Zone von *Nonion subgranosum* EG. verläuft. Die Molluskenfauna ist typisch, da noch in den untersten Teilen des Horizonts viele neue Formen auftreten: *Ervilia dissita* EICHW. typ., *Cardium plicatum* EICHW., *Cardium gleichenbergense* PAPP, *Tapes tricuspis tricuspis* EICHW. (= *Tapes gregarius* GOLDF.) u. a.

Im Vorkarpathischen Becken, wo sich die Assoziation mit *Nonion subgranosum* EG. später als im Wiener-Pannonischen Becken bestätigt, entsprechen dem Volhynischen Horizont die Schichten mit *Quinqueloculina reussi* BOGD., *Elphidium rugosum* D'ORB. und *Miliolina fluviata*. Dieser Unterschied im Umfang der Zone von *Nonion subgranosum* wird von VIALOV und GRISCHKEVITCH (1966) vermerkt und durch die Makrofauna bestätigt. Die Molluskenfauna ist im Vorkarpathischen Becken typisch, indem ausser den für das Wiener-Pannonische Becken bekannten Formen hier auch *Maetra andrussowi* KOLES., *Cardium lithopodolicum* DUB. u. a. angetroffen werden.

Im Euxinisch-Kaspischen Becken ist die Abtrennung des Volhynischen Horizonts nach der Mikrofauna unmöglich, nach der Makrofauna jedoch, die des Vorkarpathischen Beckens ähnelt, möglich.

Stellenweise ist der Volhynische Horizont in kleinere Einheiten getrennt: Erviliens- und Cerithienschichten in der Randfazies des Wiener-Pannonischen Beckens (PAPP, 1956), in tonige, sandige und kalkige Komplexe in der Südzone in Nordwestbulgarien (POPOV, KOJUMDIEVA u. a., 1964), in Volhynische- und Sbrutschhorizonte in der Süd-Ukraine (DIDKOVSKY, 1964) u. a. Diese lokalen Gliederungen sind meistens nur auf Fazieswechslungen gegründet und können ausserhalb eines bestimmten Gebietes nicht verfolgt werden.

Mittelsarmat

Baurenischer Horizont

Der Baurenische Horizont ist in allen Becken und allen Fazies zu trennen, hauptsächlich aufgrund seiner Molluskenfauna. In Randfazies wird seine Untergrenze durch das Aussterben vieler Molluskenarten markiert: *Abra reflexa* EICHW., *Maetra eichwaldi* LASK., *Cardium lithopodolicum* DUB., *Cardium plicatum* EICHW., *Mohrensternia* u. a. und besonders durch das massenhafte Auftreten der typischen *Maetra vitaliana pallasi* BAILY, *Tapes tricuspis ponderosus* D'ORB., *Dorsanum dissitum* DUB. und von Übergangsformen, wie die stark variierenden *Gibbula podolica insperata* KOLES. (im Wiener-Pannonischen Becken *Gibbula podolica* subsp. div.), *Cardium plicatum plicatofittoni* SINZ. u. a. Seine obere Grenze fällt mit dem Verschwinden einiger untersarmatischer Formen (*Pirenella picta* subsp. div., *Tritonalia striata* EICHW., *Cardium gleichenbergense* PAPP) und hauptsächlich mit dem Auftreten vieler typischer bessarabischer Arten zusammen.

Für die Beckenfazies des Baurenischen Horizonts sind *Cardium gatuevi* KOLES. charakteristisch, die Übergangs- und atypischen Formen von *Cardium* aff. *suessi* BARB. und besonders *Cryptomaetra pseudotellina* ANDRUS. Ausserdem werden in diesem Horizont in grossen Mengen im allgemeinen nicht charakteristische *Cardium sarmaticum* DUB. angetroffen.

Das Abtrennen des Baurenischen Horizonts nach der Mikrofauna ist schwierig. In der Randfazies der Euxinisch-Kaspischen und Vorkarpathischen Becken wird seine Abtrennung durch das massenhafte Auftreten von *Nonion subgranosum* EG. und *Nonion martkobi* BOGD. vollzogen, aber im Wiener-Pannonischen Becken hat die entsprechende mikrofaunistische Zone viel grösseren Umfang und umfasst auch die oberen Teile des Volhynischen Horizonts. In

Korrelationstabelle des Sarmats in der Paratethys

Tabelle I.

9. Tordani Kozlov

Perioden	Stufen	Unterstufen	Horizonte	Mikrofaunistische Zonen	Macrofaunistische Charakteristik	Wiener-Pannonisches Becken		Vorkarpathisches Becken		Euxinisch-Kaspisches Becken	
						Pannon	Zone E Schwache Transgression	Mäot	Oberes Sch. mit <i>C. obitonga</i> Schw. Transgr.	Mäot	Oberes
Zone C+D Transgression	Sch. mit <i>D. polymorpha</i> Transgression	Mittleres									
Pliozän	Mäot	Pannon				Zone B Starke Transgression	Unteres Starke Transgress.		Unteres		
M i o z ä n	S a r m a t	Oberes	Chersonischer	Sehr arme Mikrofauna	<i>Maetra vulgarica</i> TOULA, <i>Maetra caspia</i> SINZ.	Pannon Zone A mit kleinen Cardiden. Sehr starke Regression		Chersonischer Horizont mit typischer Fauna Sehr starke Regression	Regression Chersonischer Horizont mit typischer Fauna Transgression		
			Rostowischer							<i>Maetra timida</i> ZHIVH.	Rostowischer Horizont mit <i>Maetra timida</i> Schwache Regression
		Mittleres	Bessarabischer	Reiche, aber nicht charakteristische Mikrofauna	<i>Maetra podolica</i> EICHW., <i>Cryptomactra pesanseri</i> ANDRUS., <i>Cardium fitoni</i> d'ORB., <i>C. koleznikovi</i> DAVIT., <i>C. desperatum</i> KOLRS., <i>Gibbula homnairi</i> d'ORB., <i>Barbottella</i> sp. div., u. a.	Verarmungszone Grenzschichten Schichten mit <i>Cardium politanet</i> und <i>C. tenuicostatum</i> Regression	Bessarabischer Horizont s. str. mit typischer Fauna Schwache Regression	Vasilevsker und Dnepropetrovsker Horizont mit typischer Fauna Schwache Transgression			
			Baurenischer	<i>Nonion subgranosum</i> , <i>N. martkobi</i>	<i>Cryptomactra pseudotellina</i> ANDR., <i>Maetra vitaliana pallasi</i> BAILY, <i>Gibbula podolica insperata</i> KOL.	Maetraschichten mit <i>Maetra pallasi</i> , <i>Cryptomactra pseudotellina</i> u. a. Schwache Regression		Baurenischer Horizont mit <i>Maetra pallasi</i> , <i>Cr. pseudotellina</i> u. a. Schwache Regression	Nowomoskovsker Horizont mit <i>Maetra pallasi</i> , <i>Cr. pseudotellina</i> u. a. Differenzialbeweg.		
		Unteres	Volhynischer	<i>Quinqueloculina reussi</i> , <i>Elphidium rugosum</i> , <i>E. hauerinum</i>	<i>Ervilia dissita</i> EICHW., <i>Cardium plicatum</i> EICHW., <i>C. gleichenbergense</i> PAPP., <i>Tapes tricuspis</i> EICHW., <i>Gibbula podolica</i> DUB. u. a.	Ervilienschichten und Cerithienschichten mit typischer Fauna Schwache Transgression?	Volhynischer Horizont mit typischer Fauna Differenzialbeweg.	Volhynischer Horizont mit typischer Fauna Transgression			
			Kujorischer	<i>Cibicides</i> , <i>Elphidium reginum</i>	<i>Ervilia trigonula</i> SOK., <i>Cardium kokkupicium</i> ANDRUS., <i>C. kujorikum</i> KOJUM.	Rissoensch., Olshavasch., Sch. mit <i>Abra</i> und <i>Cardium inopinatum</i> , Transgression	Buglovsch. auct. Sch. mit <i>Cibicides</i> Transgression	Kujorischer Horizont mit <i>Ervilia trigonula</i> und <i>Cardium kokkupicium</i> Transgression			
		"Torton"		Oberes	<i>Streblus galicianus</i> (= <i>Rotalia beccarii</i>)	Verarmte tortonische Fauna	Oberstes Badenien, Sch. mit <i>Rotalia beccarii</i> , Regression	Buglovsch. mit <i>Streblus galicianus</i> Regression	Vesselyankasch. mit verarmtes Konkafauna Regression		

K o j u m d g e w a : Gliederung und Korrelation der Sarmatbildungen

Beckenfazies ist die untere Grenze des Baurenischen Horizonts nach dem Erstauftreten von *Entosolenia cubanica* BOGD., *Sarmatiella*, *Dogielina* und anderen mittelsarmatischen Formen leicht zu ziehen, aber seine obere Grenze ist nicht klar.

Im Wiener-Pannonischen Becken entsprechen dem Baurenischen Horizont die Mactraschichten (PAPP, 1956, BUDAY et al., 1965) und die Almaßschichten (GRISCHKEVITCH, 1956) mit *Maetra vitaliana pallasi* BAILY, *Tapes tricuspis ponderosus* D'ORB., *Cardium plicatum plicatofittoni* SINZ., *Gibbula podolica* subsp. div., die *insperata* KOLES, nahe stehen u. a. In letzter Zeit wurde in den Südtteilen des Beckens auch die Beckenfazies dieser Horizonte beschrieben mit der typischen Fauna-*Cryptomacra pseudotellina* ANDRUS. (unter dem Namen *Cryptomacra pesanseris* ANDRUS.), *Cardium suessi* pium ZHIZH. (Übergangsformen), *Cardium sarmaticum* DUB. u. a. (SAGATOVICI, 1964, CHIVU et al., 1966).

Im Vorkarpathischen Becken ist dieser Horizont ausser in Nordwest-bulgarien (POPOV, KOJUMDIEVA u. a., 1964) auch in der Moldau abgetrennt, wo seine Randfazies, von IONESI (1968) als Unterbessarab mit *Nontion* und von ROSCHKA (1967) als Ribnitzschichten beschrieben wurde und die Beckenfazies von EBERSIN und ROSCHKA (1967) als Tone mit *Cryptomacra pseudotellina* ANDRUS., *Cardium* ex gr. *suessi* BARB., *Cardium* cfr. *gatuvi* KOLES. u. a.

Der Baurenische Horizont kann auch in einigen Teilen des Euxinisch-Kaspischen Beckens abgetrennt werden, z. B. in der Boristhenes-Bucht von BIELOKRYSS (1966) und DIDKOVSKY (1966) unter dem Namen Nowomoskowsker Horizont mit einer analogen Fauna und im Mangischlak von UTKIN (1965) als Schichten mit *Cryptomacra pseudotellina* ANDRUS.

Die Grenzen des Baurenischen Horizonts fallen mit Veränderungen in der Paläogeographie zusammen. An seiner Untergrenze wird eine schwache, jedoch klare Regression im Wiener-Pannonischen Becken und am Karpathenrand des Vorkarpathischen Beckens bemerkbar und in der Boristhenes-Bucht des Euxinisch-Kaspischen Beckens eine Regression im West- und eine Transgression im Ostteil. Die Veränderungen am Ende des Baurenischen Horizonts sind noch erheblicher: die Verbindung zwischen dem Wiener-Pannonischen- und dem Vorkarpathischen Becken wird mit einer Regression in diesen Becken unterbrochen und in der Boristhenes-Bucht wird eine Regression in Nordost- und eine Transgression im Westteil beobachtet.

Bessarabischer Horizont

Der Bessarabische Horizont hat eine erheblich grössere Dauer als der Baurenische und enthält eine reiche charakteristische Makrofauna, aber die beginnende Abtrennung der Becken erschwert einen Vergleich der Ablagerungen.

Das Wiener-Pannonische Becken ist schon von den anderen isoliert und während der Zeit des Bessarabischen Horizonts wird in ihm ein stark regressiver Komplex mit kleinen Cardiden formiert, bekannt als Verarmungszone, Grenzschichten (PAPP, 1956) oder Schichten mit *Cardium politoianei* und *Cardium tenuicostatum* (SAGATOVICI, 1964).

Im Vorkarpathischen Becken ist der Bessarabische Horizont, obwohl schwach regressiv, weit verbreitet und in seinen untersten Teilen treten noch viele neue, charakteristische Formen: *Maetra podolica* EICHW., *Cardium obliqueobsoletum* KOLES., *Cardium koleznikovi* DAVIT., *Cardium desperatum* KOLES., *Cardium fittoni* D'ORB., *Gibbula hommairei* D'ORB., *Gibbula beaumonti* D'ORB., *Barbotella omalius* D'ORB. u. a. in der Randfazies und *Cryptomacra pesanseris* ANDRUS., typische *Cardium barboti* HOER. u. a. in der Beckenfazies auf.

Im Euxinisch-Kaspischen Becken ist der Bessarabische Horizont schwach transgressiv, mit einer reichen, der vorhergehenden ähnlichen Molluskenfauna.

Die Foraminiferenfauna ist ziemlich reich, aber der des Baurenischen Horizonts ähnlich. Aus den mittleren Teilen des Bessarabischen Horizonts stammen die ersten, genau datierten Reste von *Hipparion* (in der Moldau und Südostbulgarien bei Nessebar).

In der Moldau (ROSCKA, 1967) und der Boristhenes-Bucht (DIDKOVSKY, 1964, BIELOKRYSS, 1966) ist der Bessarabische Horizont in zwei Teile getrennt (Wasilewsker und Dnepropetrowsker), aber diese Gliederung ist lokal und kann nicht ausserhalb der Grenzen der genannten Gebiete verfolgt werden.

Gegen Ende des Mittelsarmats stirbt die reiche Fauna des Vorkarpathischen- und Euxinisch-Kaspischen Beckens fast ganz aus, wahrscheinlich infolge der starken Änderung des Ionengehalts im Wasser (starke Erhöhung des Magnesiumgehalts, durch die Dolomitbildung bewiesen). Dieses Aussterben erfolgt nicht gleichzeitig in den verschiedenen Gebieten, wobei die überlebenden Formen verschieden sind: *Maetra tapesoides* SINZ. und *Maetra vitaliana balcica* MACAR. in Nordwest-bulgarien (POPOV, KOJUMDGLIEVA u. a., 1964, KOJUMDGLIEVA, 1969), einige endemische Mactren in Rumänien (Minghirschichten, MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958), *Cardium balcicense* GILLET, *Cardium kolesnikovi kavarnense* KOJUM. und *Cardium* aff. *pseudosemisulcatum* ANDRUS. in Nordostbulgarien (KOJUMDGLIEVA, 1969) u. a. Da diese Faunenänderung nicht gleichzeitig und verschiedenartig vor sich ging, ist es unmöglich diese Schichten als einen selbständigen Horizont abzutrennen, sondern sie müssen als oberster Teil des Bessarabischen Horizonts verbleiben, wohin sie von allen Forschern gestellt wurden.

Obersarmat

Rostowischer Horizont

Dieser dünne Horizont wird im Vorkarpathischen- und Euxinisch-Kaspischen Becken ausgesondert, von wo er als Rostowischer Horizont mit *Maetra timida* ZHIZH. (KOLESNIKOV, 1940, BIELOKRYSS, 1962, POPOV, KOJUMDGLIEVA u. a., 1964, KOJUMDGLIEVA, 1969) als unterer Horizont des Chersons mit *Maetra caspia sinzovi* PAVL. (MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958) und als Bortsaischichten UTKIN, 1965) beschrieben ist. Er ist schwach regressiv im Vorkarpathischen und stark regressiv im Euxinisch-Kaspischen Becken. Im Wiener-Pannonischen Becken entspricht ihm wahrscheinlich der oberste Teil der Verarmungszone.

Chersonischer Horizont

Der Chersonische Horizont wird durch das Auftreten einiger neuer Formen charakterisiert: *Maetra bulgarica* TOULA, *Maetra caspia* EICHW. und *Maetra alata* MACAR. Im Vorkarpathischen Becken ist er sehr stark regressiv und im Euxinisch-Kaspischen Becken schwach transgressiv.

Im isolierten Wiener-Pannonischen Becken entspricht dem Chersonischen Horizont der wenig mächtige, stark regressiv Komplex, der als Zone A des Pannons bekannt ist, dessen Fauna aber im allgemeinen sarmatisch bleibt. (PAPP, 1951). Die transgressive Zone B mit *Congeria ornithopsis* BRUS. ist mit dem Untermäot des Vorkarpathischen Beckens synchronisch. Diese Korrelation beruht auf den epirogenetischen Bewegungen, da wegen der Isolierung des Beckens ihre Fauna verschieden ist. Während des ganzen Miozän und Pliozän ist Synchronismus in den Transgressionen und Regressionen im Wiener-Pannonischen und Vorkarpathischen Becken vorhanden (und im Gegenteil starke Differenzen zwischen dem Vorkarpathischen und dem Euxinisch-Kaspischen Becken). Gerade darum werden die verhältnismässig schwach regressiven Bessarabischen und Rostowischen Horizonte des Vorkarpathischen Beckens der Verarmungszone des

Wiener-Pannonischen Beckens gegenübergestellt, dem sehr stark regressiven Chersonischen Horizont, mit der ebenfalls stark regressiven Pannon-Zone A und der transgressive Untermaot mit der Pannon-Zone B. Es muss betont werden, dass die untermäotische Transgression im Vorkarpathischen Becken mit Süß- und Brackwasserbildungen mit Congerien beginnt (PANA, 1966, POPOV und KOJUMDGIJEVA, 1966) und nicht auf das Eindringen von Meereswasser (welches hier etwas später eindringt), sondern auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist. Die schwache Transgression zu Beginn des Obermäots entspricht wahrscheinlich der schwach transgressiven Zone C des Pannons mit *Congeria partschi* Céz. und die gänzlich schwache Transgression des oberen Teils des Obermäots (Schichten mit *Congeria oblonga* ANDRUS. und *Congeria homoplatoides* ANDRUS.) der Zone E des Pannons oder den Schichten mit *Congeria subglobosa* (PAPP, 1951, MILETIĆ-SPRJIĆ, 1959, POPOV & KOJUMDGIJEVA, 1966).

Die Fauna des Chersonischen Horizonts und diese des regressiven Pannons (Zone A) sind mit der Fauna der liegenden sarmatischen Horizonte eng verbunden, während die mäotische Fauna (sogar die Brackwasserfauna mit Congerien) und diese des transgressiven Pannons erhebliche Abweichungen zeigen. Darum eben sollen der Chersonische Horizont und die synchrone Zone A in den Grenzen des Sarmats bleiben und der neue Zyklus, besonders das Pannon muss mit der transgressiven Zone B (Schichten mit *Congeria ornithopsis* BRUS.) beginnen. Dies ist nicht mit ernsthaften praktischen Schwierigkeiten verbunden, da in der Mehrzahl der Fundorte die umstrittene Zone A fehlt.

Literatur

- ANDRUSSOV, N. (1899): Die südrussischen Neogenablagerungen. Teil 2. Sarmatische Stufe. Verh. Russ. Miner. Gesell., Bd. 36, Lief. 1, St. Petersburg, S. 101—170. — BARBOT DE MARNY, N. (1896): Géologique Skizze des Gouvern. Cherson. St. Petersburg, 165 S., 1 Taf. (russ.). — BIELOKRYL, L. S. (1962): Über die Anwesenheit von Marinablagerungen in dem Kostonischen Horizont des Obersarmats. Geolog. Journal, Bd. XXII, Lief. 2, Kiew (ukr.). — BIELOKRYL, L. S. (1966): Zur Biostratigraphie der Mittelsarmatablagerungen im Boristhenes-Golf und in der Krim. Geologie und Forschung, N. 11, Moskau, S. 21—31 (russ.). — BUDAY, T., CIGHA, I., SEMEŠ, J. (1965): Miozän der Westkarpaten Bratislava, 295 S., 12 Taf. — CHIVU, M., DRAGU, D., ENACHE, GH., ISAK, D., MARGARIT, E. (1966): Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Silvaniei. Dari de seama ale Sedintelor. Com. Geol. v. LII, p. I, București, p. 239—254; pl. I—IV. — DIDKOVSKY, V. J. (1964): Biostratigraphie der Neogenablagerungen des Südtells der Russischen Plattform nach ihrer Foraminiferenfauna. Kiew, Autoreferat (russ.). — GRISCHKEVITCH, G. N. (1956): Die Sarmatablagerungen der Hinterkarpathischen Gebiete der Ukr. SSR. Geol. Sbornik, N 23, Lwow, S. 158—180 (russ.). — IONESI, B. (1968): Stratigrafia depozitelor miocene de platforma dintre valea Siretului și valea Moldovei, București, 391 p., 41 pl. — KOLESNIKOV, V. P. (1935): Die sarmatischen Mollusken. Paläontologie der USSR. Bd. X, Teil 2, Leningrad, 507 S., 33 Taf. (russ., resp. deutsch.). — KOLESNIKOV, V. P. (1940): Oberes Miozän. Stratigraphie der USSR, Bd. XII, Moskau, (russ.). — KOJUMDGIJEVA, E. (1968): Über den Namen des Unterhorizonts des Untersarmats, Sb. „Buglowschichten“, Lwow, (russ.). — KOJUMDGIJEVA, E. (1969): Les Fossiles de Bulgarie, V. VIII. Sarmatien. Sofia (bulg., resp. franz.). — KOJUMDGIJEVA, E., POPOV, V. (1968): Oberes Miozän (Sarmat) und Pliozän in der Stratigraphie Bulgariens. Sofia, S. 363—376 (bulg.). — MACAROVICI, N., JEANRENAUD, P. (1958): Revue generale du Néogène de plateforme de la Moldavie. Anal. st. Universității „Al. I. Cuzaa“, ser. nova, sect. II, t. IV, fasc. 2, Jasi, p. 423—450. — MILETIĆ-SPRJIĆ, O. (1959): Sarmat und Pannon zwischen der inneren Karpatenzone und den Flüssen Velika, Morava und Resava (Serbien). Annales geol. Penins. Balkanique, T. XXVI, Beograd, S. 55—123, Taf. I—VIII (serb., resp. deutsch.). — PANA, I. (1966): Studii depozitelor pliocene din regiunea cuprinsa între valea Buzau și valea Balanessa. Comit. geol., studii tehnice și economice, ser. J., N. 1, București, 136 p., 12 pl. — PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 39—41, Wien, S. 99—193. — PAPP, A. (1956): Facies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 47, Wien, S. 35—98. — POPOV, N., KOJUMDGIJEVA, E., DIKOVA, P., DEIKOVA, S. L. (1964): Stratigraphie du Sarmatien en Bulgarie de Nord-Ouest. Annuaire de la Direction de Géologie, Serie A, Vol. XVI, Sofia, S. 20—250 (bulg., resp. franz.). — POPOV, N., KOJUMDGIJEVA, E. (1966): Stratigraphie du Pliocene en Bulgarie de Nord-Ouest. Revue Soc. Geol. bulgare, v. XXVII, p. 2, Sofia, p. 145—164 (bulg., resp. franz.). — ROSCHKA, V. H. (1967): Schema der Stratigraphie der Sarmatablagerungen der Moldau. Bull. Ac. der Mold. SSR, N 4, Kischinev, S. 72—80 (russ.). — SAGATOVICI, A. (1964): Studiul geologic al partii de vest și centrale a bazinului Oas. București, Autoreferat. — SIMONESCOU, J. (1903): Über die Verbreitung und Beschaffenheit der sarmatischen Eichten der Moldau (Rumänien). Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst., N 6, S. 103—110. — SUSS, E. (1866): Über die Bedeutung der sogenannten „Brackischen Stufe“ oder der „Cerithiensichten“. Sitzungsber. k. Ak. Wiss., Math. Nat. Cl., Abt., Bd. 54, S. 218—257. — ŠVAROVSKY, J. (1964): Zur Torton-Sarmat Grenze im Ostslowakischen Neogen. Geol. Sbornik, T. XV, N 1, Bratislava, S. 79—84, Taf. XV—XXI. — UTRIN, V. S. (1965): Neue stratigraphische Gliederung der Ablagerungen in der Halbinsel Mandyschlak und Vergleich mit den Obermiozänablagerungen der Ukraine. Geol. Journal, Bd. 25, N 1, Kiew, S. 70—75 (ukr.). — VALJOV, O. S., GRISCHKEVITCH, G. N. (1965): Über das Alter und den Umfang der Buglowschichten des Miozäns. Comptes rendus Acad. Sc. USSR, V. 160, N 6, Moskau, p. 1361—1364 (russ.). — VALJOV, O. S., GRISCHKEVITCH, G. N. (1966): Einige Vergleiche der Neogenablagerungen des Transkarpathischen Beckens und der Tokaj-Kette. Geol. Sbornik, N 10, Lwow, S. 71—78 (russ.).

Das Miozän von Várpalota

Dr. J. Kókay

(mit 1 Tabelle)

Das Neogen-Becken von Várpalota liegt am Südostfusse des Bakonyer Waldes, in der Umgebung der Stadt Várpalota. In diesem Sedimentationsbecken hat sich vom unteren Miozän bis zum Ende des Pannons eine Sedimentfolge von 700 bis 800 m Mächtigkeit angehäuft.

Der Untergrund des Neogenbeckens wird vornehmlich von triadischen Ablagerungen, die in nordwestlicher Richtung einfallen, gebildet. Im S und SO ist das Grundgebirge von Permsandsteinen, sowie von karbonischen Ton-schiefern aufgebaut. Im Nordteil des Sedimentationsbeckens können auch die Ablagerungen des Eozänmeeres angetroffen werden.

Auf diesem Untergrund lagert die Schichtenfolge des Miozäns, deren Erkennung durch die zeitgemäss untersuchten Tagesaufschlüsse und die Bearbeitung des Materials von zahlreichen Erkundungsbohrungen ermöglicht wurde.

Die Miozän-schichtenfolge des Sedimentationsbeckens beschreiben wir wie folgt.

Unteres Miozän

Die ältesten Miozänablagerungen des Beckens sind im zentralen Gebiet (bei der Stadt Várpalota) durch einen Ton-Schluffstein-Komplex in ca. 20 m Mächtigkeit vertreten. Auf Grund der lithologischen Beschaffenheiten des Gesteins und der darin eingeschlossenen Fossilien (*Planorbis*, *Helix*) ist diese Sedimentfolge von limnisch-kontinentalem Ursprung. Nach den Ergebnissen der von E. NAGY durchgeführten (1962) Pollenuntersuchungen (teils auf Grund ihrer persönlichen Mitteilung) seien im Gestein postoligozäne, auf das untere Miozän hindeutende Fossilien vorhanden.

Die in der Schichtenfolge vorhandenen Braunkohlenflözchen sind weniger inkohlt, von Xylith-Charakter, von den oligozänen Braunkohlenflözen durch einen wesentlich höheren Inkohlungsgrad des Bakonyer Waldes beträchtlich abweichend. Auch dieser Umstand unterstützt also die Ergebnisse der Pollenuntersuchungen.

Somit stellen wir also den Süßwasserkomplex in die Eggenburger Stufe.

In der Westhälfte des Beckens nimmt die Mächtigkeit dieser Serie auf ca. 50 m zu und Schotter- und Sandbänke werden eingeschaltet. Anhand neuerer Tiefbohrangaben können wir in der Osthälfte des Sedimentationsbeckens auch mit der Möglichkeit des Vorhandenseins von Eggenburger marinen Ablagerungen rechnen.

Ottngangien

Das älteste Glied der mittelmiozänen Serie ist mit den zum Ottngangien gerechneten Meeresablagerungen auf den Eggenburger kontinentalen Komplex transgrediert. Anhand der Ergebnisse der im Raume des Várpalotaer Sedimentationsbeckens niedergebrachten Erkundungsbohrungen ist die Ottnganger Serie durch verschiedene Ausbildungen in grosser Verbreitung — mit den Oberflächenangaben übereinstimmend — bekannt. Das Ottngangien ist durch zwei Hauptausbildungen vertreten:

Die *Bántapusztaer* Ausbildung lässt sich an der Tagesoberfläche ausgezeichnet studieren. Diese Ausbildung ist rund 4 km W vom Westrand der Stadt Várpalota, N vom Meierhof Bántapuszta zu finden.

Die Aufschlüsse werden durch eine Erkundungsbohrung ergänzt, nach welcher das Ottngangien mit einem Basisschotter auf die kontinentalen Ablagerungen des Eggenburger Horizontes transgrediert ist. Dieser geht nach oben in tuffitische Sande, molluskenführende Sandsteine, foraminiferenführende Sande, ostreen- und pectenführende Konglomerate, dann wieder in molluskenführende Sandsteinschichten über. Die Gesamtmächtigkeit beträgt rund 30 m. Das Schlussglied der Ottnganger Serie im Hangenden dieser Ablagerungen ist von ca. 20 m mächtigen lithothamnienführenden Kalkalgenkalksteinen und Sandsteinen vertreten. Die insgesamt ca. 50 m Mächtigkeit besitzenden Ablagerungen des Ottngangien führen eine reiche marine Fauna.

Der grösste Teil der Fauna besteht aus den Pectiniden. Insgesamt 32 Arten und Unterarten haben wir unterschieden: ein Reichtum, das im Raume der Paratethys als allein stehend angesehen werden kann. Diese reiche *Pecten*-Vergesellschaftung besteht aus Elementen, die von den im Raume der Paratethys weit verbreiteten und gut bekannten Formen sehr stark abweichen. Die meisten darunter (14) sind im Gebiete des Karpat- und des Wiener Beckens unbekannt und weisen auf Verbindungen mit der Tethys hin. Das sind: *Pecten convexior*, *P. blanckenhorni*, *P. marvilensis*, *Flabellipecten fraterculus*, *Chlamys holgeri regularior*, *Ch. scabrella* ssp. pluriv., *Ch. catalaunica*, *Ch. pavonacea*, *Ch. gentoni*, usw.

Unter den Vertretern der Pectines kommen sowohl ältere (Eggenburger) als auch jüngere (Karpatien, Badener) Elemente vor, aber im grossen und ganzen ist die Vergesellschaftung weder eine Eggenburger, noch eine Karpatien-Fauna.

Auch die übrigen Mollusken sind häufig, besonders in manchen Sandsteinschichten. Verhältnismässig häufig und charakteristisch sind: *Turritella doublieri*, *Protoma rotifera*, *Xenophora peroni*, *Phos polygonus*, *Ancilla glandiformis conoidea*, *Arca turoniensis*, *A. fichteli*, *Glycymeris obtusata*, *Spondylus* cfr. *deshayesi*, *Anomia ephippium rugulostriata*, *Ostrea lamellosa*, *Taras rotundatus*, *Phacoides columbella*, *Laevicardium spondyloides herculeum*, *L. multicostatum* aff. *microtundatum*; *Pitarica islandicoides elongata*, *P. erycinoides*, *P. erycinoides subtriangularis*, *Venus tauroverrucosa*, *V. subplicata*, *Paphia benoisti praecedens*, *P. taurelliptica*, *Panoepa menardi*, *Pholadomya böckhi*, *Thracia pubescens*.

Auch die Altersauswertung der anderen Mollusken ergibt ein ähnliches Ergebnis, als es bei den Pectiniden der Fall ist.

Der im Raume der Paratethys fast allein stehend reichlich fossilführende marine Ottngangien-Komplex wurde auf der internationalen Ebene zum Faziesstratotypus angenommen. Die Publizierung des Bántapusztaer Profils ist zur Zeit im Gange.

Im zentralen Raum des *Várpalotaer Sedimentationsbeckens* und in seiner Osthälfte weichen die Ottnganger Meeresablagerungen von der Sandstein-Kalkstein-Konglomerat-Ausbildung von Bántapuszta ziemlich stark ab. Die am Südwestende der Stadt niedergebrachten zwei Bohrungen von grossem Durchmesser und ausgezeichnetem Kerngewinn haben eine Schichtenfolge von tuffitischen Sanden und tuffitisch-mergeligen Schluffsteinen. In dieser Schichtenfolge gibt es eine reiche und tadellos erhaltene Fauna. Wegen ihrer von der Bántapusztaer Fazies wesentlich unterschiedlicher Ausbildung haben wir auch diese Serie als einen Faziesstratotypus beschrieben, dessen Publizie-

rung ebenfalls zur Zeit erfolgt. Offiziell ist das Profil das Material der Bohrung V. 219.

Seine reiche Molluskenfauna ist noch nicht vollkommen bearbeitet. Bis jetzt haben wir 87 Arten bzw. Unterarten beschrieben. Aus der Einschätzung dieser Vergesellschaftung können wir folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Fauna weicht wesentlich von jener des Bántapusztaer Profils ab. Der Unterschied lässt sich mit der Faziesunterschied natürlich gut motivieren.

2. Die charakteristischen gemeinsamen Formen beweisen, dass es sich um einen mit dem Bántapusztaer identischen Horizont handelt, was auch von den Lagerungsverhältnissen und anderen geologischen Gegebenheiten unterstützt wird.

3. Auch die Fauna dieser Várpalotaer Fazies weist chronostratigraphisch dasselbe Bild auf, wie die Fauna des Bántapusztaer Profils.

Die Fauna der Sedimentfolge lebte in der seichter bzw. der mittelsubtoralen Zone. Häufigere und charakteristischere Formen: *Protoma rotifera*, *Turritella terebralis gradata*, *T. eryna rotundata*, *T. miotaurina*, *Pirenella borsodensis* var., *Natica epiglottina mcldensis*, *Bullia ternodosa*, *B. nodosocostata uniseriata*, *B. baccata*, *Hinia edlaueri*, *H. hörnesi*, *H. proavia pluricostata*, *Euthriofusus burdigaliensis*, *Clavatulula concatenata turritacuta*, *C. gothica*, *Conus dujardini*, *Ringicula auriculata paulucciae*, *Dentalium* cfr. *simplex*, *Nucula nucleus*, *N. laevigata*, *Leda fragilis deltoidea*, *L. emarginata*, *L. bonellii*, *Chlamys gentoni*, *Ch. varia*, *Phacoides columbella*, *Myrtea spinifera*, *Loripes dentatus*, *L. dujardini*, *Cardium kunsteri*, *Pitaria islandicoidea elongata*, *Venus multilamella*, *V. subplicata*, *Solenocurtus antiquatus vindobonensis*, *Gastrana fragilis persinuosa*, *Angulus nitidus*, *Macoma leognanesis*, *Corbula gibba*, *Cuspidaria cuspidata*.

Bis jetzt ist noch die Frage nicht entschieden, in welchem Teil des Várpalotaer Becken in Ottnanger Zeit und in welcher Richtung es mit dem Hauptmeereszweig in Verbildung war. Dieser letztere lag südlich vom Balaton und hatte eine NO—SW-Streichrichtung. Die Várpalotaer Bucht war entweder nach SW oder O offen und war durch einen schmalen Kanal mit der See verbunden.

Karpatien

Die Karpatien-Serie lagert auf dem Ottnanger Komplex, mit Ausnahme des SO-Teiles des Beckens, wo das Meer unmittelbar auf präottnanger Ablagerungen transgredierte. Die Karpatien-Ablagerungen sind uns in zwei Hauptausbildungen bekannt.

In der Westhälfte des Sedimentationsbeckens (Bántapuszta) ist das Karpatien an der Tagesoberfläche durch eine kalkige, bis grobklastische (Kalkstein, Sandstein, Konglomerat und Schotter) Fazies vertreten. Die Ablagerungen zeigen Anklänge an ein vollkommenes Flachwassermilieu, ja sogar an eine Rifffazies, was auch durch die Begleitfauna bekräftigt wird.

Bei Bántapuszta lagert der Karpatien-Komplex—wie es sich in einem kleinen Steinbruch beobachten lässt (KÓKAY, 1967/b)—mit einer Erosionsdiskordanz auf den Ottnanger Ablagerungen. Dreiviertel der Karpatien-Serie tritt in Form von bryozoen- und balanenführenden Ablagerungen zutage. Die verschiedenen Vertreter von Bryozoen und Balanen kommen in den Sedimenten in vielen Fällen massenhaft vor. Diese Ausbildung erinnert sehr stark an die in der Umgebung von Budapest vorkommenden gleichaltrigen Formationen. Der Oberteil der Schichtenfolge ist von molluskenführenden und echinoideenführenden Kalksteinen und Sandsteinen, sowie von foraminiferenführenden Sanden aufgebaut. In der Fauna der Karpatien-Serie von Bántapuszta sind folgende Formen am häufigsten und charakteristischsten.

Die Foraminiferen-Gemeinschaft ist die von »Buchtfaazies«, mit Arten von *Textularia*, *Miliolidea*, *Elphidium*, *Bolivina*, *Discorbis*, *Rotalia*, *Amphistegina*, *Cibicides* usw.

Unter den Mollusken: *Gibbula buchi*, *Protoma cathedralis paucicincta*, *Turritella vermicularis planatula*, *Vermetus arenarius*, *Pyrula cingulata*, *Galeodes cornuta*, *Bullia baccata*, *Ancilla glandiformis conoidea*, *Scaphander dertonensis*, *Arca barbata*, *A. noae*, *Pteria phalaenacea*, *Pecten expansior*, *Flabellipecten larteti*, *Chlamys tournali*, *Ch. albina*, *Ch. dregeri*, *Ch. zitteli*, *Ch. improvisa delphinensis*, *Ch. camaretenensis*, *Lima lima*, *Anomia ephippium*, *Ostrea karpatica*, *Cardita crassa*, *C. crassa vindobonensis*, *C. pinnula*, *Begunia strütellata*, *Chama gryphina*, *Cardium michelottii*, *Pitarina gigas*, *Venus basteroti taurorudis*, *Paphia zbyzweuski*, *P. taurielliptica*, *Macra basteroti*, *M. proaspersa*, *Lutroria angusta*, *Angulus zonarius*, *Capsa lacunosa*, *Corbula carinata*.

Unter den Echiniden sind die Scutellen (der Formenkreis von *S. guehardi* LAUBE) und die *Clypeaster* sehr häufig.

Die Fauna trägt einen älteren Charakter, als die bekannten Badener Faunen, aber sie ist bestimmt jünger als die Ottninger Fauna. Die Fauna führt zahlreiche Elemente, die Anklänge an Beziehungen mit der Tethys aufweisen. Die Mächtigkeit des Karpatien-Komplexes von Bántapuszta beträgt ca. 200 m.

In der Osthälfte des Beckens ist die Karpatien-Serie von der westlichen Hälfte wesentlich unterschiedlich ausgebildet: eine mergelige Schluffsteinserie (Schlier) von 50 bis 100 m Mächtigkeit. In dieser östlichen Fazies können auf Grund der Ergebnisse von vorläufiger Bestimmungen folgende wichtigere Fossilien angetroffen werden:

Unter den Foraminiferen gibt es auch planktonische Formen (*Globigerina angustum-bilicata*, *G. praebulloides*,). Von den Mollusken kommen folgende vor: *Turritella eryna turrimiformis*, *Hinia hörnesi*, *Genota ramosa valeriae*, *Nucula nucleus*, *N. laevigata*, *Leda fragilis*, *Pteria phalaenacea*, *Amussium pasinii*, *Chlamys gentoni*, *Ch. jaklowecziana*, *Solenocurtus antiquatus vindobonensis*, *Corbula gibba*.

In dieser Muldenfazies folgt das Karpatien mit einer scharfen Grenze — aber aller Wahrscheinlichkeit nach mit einer kontinuierlichen Sedimentation — auf die Ottninger Schichten.

Im Gebiete der Paratethys — aber hauptsächlich im Raume des Karpaten und des Wiener Beckens — sind die Ottninger und die Karpatien-Ablagerungen in der Schlierfazies oder in Form von fossilarmen litoralen Brackwassersedimenten ausgebildet. Die fossilreichen Fazies mit einer an das vorliegende Alter charakteristischen reichen Fauna sind entweder abgetragen worden in den Randgebieten, oder unzugänglich. Die Fauna der oben skizzierten Sedimentfolgen stammt meist aus solchen fossilreichen Ausbildungen. Das ist deswegen von grosser stratigraphischer Bedeutung, weil im Raume der Paratethys bis jetzt eine vertikale Verbindung zwischen den Eggenburger und Badener Faunen unbekannt war (so dass diese zwei Kettenglieder ganz neu sind). Das Várpalotaer Miozän ist in der glücklichen Lage, dass die beiden Kettenglieder (die bisher gefehlt haben) mit der charakteristischen sublitoralen Fauna vorliegen.

Badenien

Diese neuerdings eingeführte stratigraphische Stufe vereinigt zwei frühere Stufen im Raume der Paratethys. Die eine — die ältere — ist unter dem Namen »unteres Torton«, die andere unter dem Namen »oberes Torton« (Torton s. s.) bekannt. Der Grund für die Vereinigung der beiden Stufen liegt darin, dass im Gebiete des Wiener Beckens die beiden in einen Zyklus verschmolzen sind, so dass ihre Absonderung, die Grenzziehung zwischen ihnen äusserst problematisch ist. Darum nennt man diesen Sedimentkomplex mit dem einheitlichen

Stufenamen »Badenien« (PAPP et al. 1968; ČIČHA—SENES 1968). Im Karpat-Becken halten wir diese Vereinigung für ungeeignet, auch darum, weil es wenige solche Stufen in der Stratigraphie unterschieden werden könnten, die der Begründung entsprechen würden, dass zwei Stufen in einen einzigen Zyklus verschmolzen sind und ihre Trennung problematisch ist. Irgendwo immer ist es möglich, solchen Sedimentationsräume zu finden, in welchem 2—3 Stufenem einem Sedimentzyklus gebildet werden. Wie bereits darauf hingewiesen (KÓKAY, 1967 a), fanden sowohl im Karpat-Becken als auch draussen die wichtigsten geologischen Ereignisse des Miozän (starke Erhebung, Kurstenbewegungen, Regression, Entwicklung neuer Sedimentationsbecken, starker Bruch in den Faunen) während des »unteren« und des »oberen Torton« statt. Daher halten wir es für unbedingt berechtigt, das »Badenien« in zwei Stufen, aber mindestens in zwei Unterstufen zu teilen.

Nach den obigen einleitenden Informationen geben wir nun eine Kurzfassung der »Badener« Formationen des Várpalotaer Beckens.

Die unterbadener Unterstufe

Dieser stratigraphische Horizont ist ebenfalls reichlich, in mehreren Fazies im Gebiete des Beckens vertreten.

In der Westhälfte des Beckens erfolgten nach der Karpatien-Regression starke Erhebung und Abtragung, der jungsteirischen Orogenphase entsprechend. Im Rest des Beckens kann keine Abtragung nachgewiesen werden. Statt dessen hat sich dort eine Serie von kontinentalen Schluffen und Tonen in ein paar Meter Mächtigkeit abgelagert. Mit der neuen Transgression begann die Ablagerung der Badener Schichten, meist mit sandigen und tonigen Sedimenten. Ihre Mächtigkeit reicht bekanntlich von ein paar Metern bis 100 m, an den Rändern ist sie kleiner, in der Beckenmitte grösser.

Die Molluskenfauna der berühmten Várpalotaer Sandgrube stammt aus diesem stratigraphischen Horizont (STRAUSZ—SZALAI, 1943; STRAUSZ, 1954). Die Sandgrube befindet sich unter Naturschutz. Hier lebte die Fauna in einem ganz seichten, sandigen warmen, gut durchlüfteten Wassermilieu. Häufiger und charakteristischer sind folgende Faunalelemente:

Die Foraminiferen sind durch eine auf »Buchtenfazies« hindeutende Vergesellschaftung, und zwar durch die Arten von *Textularia*, *Miliolides*, *Guttulina*, *Nonion*, *Elphidium*, *Borelis*, *Bolivina*, *Discorbis*, *Eponides*, *Rotalia*, *Amphistegina* und *Cibicides* vertreten. Selten tritt auch *Orbulina universa* auf.

Von den ca. 400 Molluskenarten möchten wir folgende hervorheben: *Diodora italica*, *Gibbula biangulata*, *Teinostoma woodi*, *Collonia várpalotaensis*, *Nerita plutonis*, *Hydrobia punctum*, *Alvania venus danubiensis*, *Manzonina costata minuta*, *Rissoina podolica*, *R. vindobonensis*, *Adeorbis quadrijasciata miotaurinensis*, *Tornus trigonostoma*, *Turritella aquitaniensis*, *T. turris badensis*, *T. partschi*, *Protoma proto*, *P. cathedralis*, *Solarium caracolatium*, *Vermetus arenarius*, *Caecum banoni*, *Brotia escheri*, *Ptychopotamides papaveraceus*, *Pirenella picta mitralis*, *P. moravica*, *P. gamlitzensis*, *P. hartbergensis*, *Terebralia bidentata*, *T. subcorrugata*, *Sandbergeria perpusilla*, *Bitium reticulatum*, *Cerithium europaeum*, *C. rubiginosum*, *C. michelottii*, *Cerithiopsis bilineata*, *Seila trilineata*, *Triphora perversa*, *Scala minuticosta*, *Niso terebellum*, *Subularia subulata*, *Eulima lactea*, *Capulus hungaricus*, *Calyptraea depressa*, *Crepidula cochlearis*, *Rimella decussata*, *Natica millepunctata*, *Poly-nices redempta*, *Erronea fabagina amygdalum*, *Pirula condita*, *Murex syrticus*, *Purpura haemastomoides*, *Ocenebrina sublanata*, *Columbella curta conveza*, *Pyrene hiberiana*, *Cantharus exculptus*, *Galeodes cornuta*, *Bullia nodosocostata*, *Hinia dujardini*, *H. toulai*, *H. styriaca*, *Euthriofusus burdigalensis*, *Ancilla glandiformis conoidea*, *Tudicula rusticula*, *Drillia allionii*, *Clavatulula interrupta*, *C. styriaca*, *C. vindobonensis*, *Mangelia subcylindrata*, *Raphitoma vulpecula*, *Conus dujardini*, *Terebra fuscata*, *T. hungarica*, *Actaeon woodi*, *Chrysallida pygmaea*, *Odontostomia plicata*, *Pyramidella plicosa*, *Ringicula auriculata buccinea*, *Retusa truncatula*, *Scaphander lignarius*, *Antale vitreum*, *Arca diluvii palotensis*, *A. noae*, *A. grundensis*, *A. pseudobarbata*, *A. rollei*, *A. helenae*, *Chlamys scabrella*, *Ch. tournali*, *Lima lima*, *Anomia ephippium*, *Crassatella moravica*, *Cardita crassa vindobonensis*, *Bequina striatella*, *Taras holubicensis*, *Codakia leonina*, *Phacoides columbella*, *Divaricella ornata*, *Cardium paucicostatum*, *C. edule arcella*, *Pitaria raulini*, *P. islandicoides*, *P. gigas*, *Venus subrotunda*,

V. vindobonensis, *V. basteroti*, *Paphia zbyzswskii*, *Ervilia miopusilla*, *Maetra turonica*, *Donax intermedia*, *Angulus planatus*, *A. poelsensis*, *Solen subfragilis*, *Corbula carinata*, *Thracia papyracea*.

Ausser den reichen Mollusken werden auch die Vertreter von *Balanus*, *Bryozoa* und Stockkorallen häufig angetroffen.

In der östlichen (hauptsächlich) Hälfte des Beckens wurden die unterbadener Schichten auch in Ton-Schlufffazies in den Erkundungsbohrungen kennengelernt. Die Fauna dieser Ausbildung ist noch in grossen Zügen bearbeitet. Charakteristischere Mollusken: *Teinostoma herendense*, *Pareuchelus heres*, *Collonia várpalotaensis*, *Lacuna banatica*, *Cingula striata*, *Adeorbis gymnospira gymnobasis*, *Tornus trigonostoma*, *Turritella aquitaniensis*, *T. turris badensis*, *T. partschi*, *Pirenella picta mitralis*, *P. gamlitzensis*, *Sandbergeria spiratissima*, *Seila multilirata*, *Scala lagusensis*, *Rostellaria dentata*, *Polynices redempta*, *Hinia intersulcata*, *H. hoernesii*, *Turbonilla pseudocostellata hoernesiana*, *Pyramidella plicosa*, *Dentalium badense*, *Arca pseudobarbata*, *A. rollei*, *A. helenae*, *Chlamys jaklowiecziana*, *Lutetia nitida*, *Cardium paucicostatum*, *Pitaria islandicooides*, *Macoma elliptica ottangensis*, *Corbula gibba*, *Thracia ventricosa*.

Die Fauna der tonigen Ausbildung stimmt ca. 80%-ig mit der gleichaltrigen und in der gleichen Fazies ausgebildeten Fauna von Herend im Bakonyer Wald überein (KÓKAY, 1966).

Die oberbadener («Deviner») Unterstufe

Nach der Ablagerung der unterbadener marinen Schichtenfolge erfolgte in der Beckenmitte eine allmähliche Regression. An den Beckenrändern fand die Regression infolge der steirischen orogenbewegungen ganz plötzlich statt, was im Sediment in einer scharfen Grenze zum Ausdruck kommt. Nach der postorogenen Abtragung lagerten sich die kontinentalen Sedimente in der Mitte des Beckens in 0,5 bis 10 m Mächtigkeit ab. Auf Grund der Bohrangaben aber erreicht die Mächtigkeit dieses kontinentalen Komplexes auch 50 m im nördlichen Rande des Beckens, wo er durch Bunttonschichten mit Schotterzwischenlagerungen vertreten ist. In der Beckenmitte sind die kontinentalen Schichten durch bunte oder grünlichgraue fossilere, fette Tone mit Kalkkonkretionen vertreten.

Der orogenen Phase folgte eine epigogene Absenkungsphase, die die oberbadener Transgression zur Folge hatte (Expansion), die einen grösseren Raum eingenommen hat, als das unterbadener Meer. Das Meer drang ins Várpalotaer Gebiet nicht ein. Wie es den Ergebnissen der Faunenuntersuchungen zu entnehmen ist, dürfte damit nur eine schwache Verbindung bestanden haben. (Auf der Grundlage, dass eine Stufe von einer Transgression bis zur nächsten Transgression dauert, rechnen wir die erwähnten kontinentalen Schichten noch zu der unterbadener Unterstufe.) Die oberbadener Sedimentation wurde auf der Fläche von ca. 60 km² durch eine allmähliche Versumpfung und Kohlenbildung eingeleitet. Der Bau des sich im Abbau befindlichen Kohlenflözes widerspiegelt ganz deutlich das allmähliche Beckenabsinken. Im unmittelbaren Hangenden des 4 bis 8 m mächtigen Kohlenflözes lagert ein congerien- und theodoxenführender Tonmergel (KÓKAY, 1967/a). Dieser geht nach oben graduell in eine Serie von feingeschichteten diatomeenführenden Tonmergeln über, deren maximale Mächtigkeit 150 m beträgt.

Die Molluskenfauna in der oberbadener Schichtenfolge zeigt Anklänge an ein Wassermilieu von oligo- bis miohalinem Salzgehalt:

Congeria böckhi, *Theodoxus crenulatus*, *Bulimus vadászii*, *Brotia escherei*, *Gyraulus* cf. *pavlovici*, *Acroloxus deperditus*.

Ausser den Mollusken tritt in der Schichtenfolge auch noch eine reiche, aber noch unbearbeitete Fischfauna auf.

Die diatomeenführenden Tonmergelschichten werden durch ein allmähliches Seichter-Werden gekennzeichnet und von einem Braunkohlenflöz von regressiven Ursprung abgeschlossen. Danach setzte sich die Sedimentation bis zur nächsten — sarmatischen — Transgression fort und resultierte in einer Sedimentmächtigkeit von ca. 100 m. Auf dieser Grundlage rechnen wir diesen aus terrestrischen bunten Tonen und Schottern bestehenden Komplex noch zur oberbadener Unterstufe (KÓKAY, 1968).

Aus den obigen Ausführungen ist ersichtlich, wie stark die Geologie der unterbadener und der oberbadener Schichten sich voneinander unterscheidet. Daher halten wir es sehr berechtigt, diese beiden auf den Rang selbständiger Stufen zu heben.

Sarmat

Nach der Ablagerung der oberbadener Schichten kamen im Gebiete des Beckens die Sedimente der Sarmat-Stufe zur Ablagerung (KÓKAY, 1954). Im wesentlichen sind die sarmatischen Formationen in zwei verschiedenen Fazies vertreten. Und zwar kommt vor allem in der nördlichen und westlichen Hälfte des Beckens ein aus terrestrischen Schottern und bunten Tonen bestehender Komplex vor. Die andere, untergeordnetere Ausbildung ist in Form von Ingressionsbänken bekannt. Die Transgression kam vom S bis SW und brachte Ingressionsbänke zustande, darunter welche mit kontinentalen Tonzwischenbagerungen.

Die Fossilführung der einzelnen Ingressionsbänke ist sehr unterschiedlich. Die ältesten Meeresablagerungen werden durch *Maetra fragilis* charakterisiert. Gleich darüber folgen Schichten mit »*Rissoa* (»*Mohrensternia*«). Diese können in der südlichen Hälfte des Beckens angetroffen werden, und reichen weiter nach N nicht. Die nächste Ingressionsbildung ist die »cerithienführende« Bank, worin die Pirenellen massenhaft auftreten. Höher befindet sich der »modiolenführenden« Horizont und noch höher folgen die »*Trochus-Mactra*«-Schichten. Die Sedimentfolge wird durch tuffitführenden Tonmergel mit »*Melanoopsis impressa*« abgeschlossen, der einen Übergang in die Unterpannon-Schichtenfolge bildet. Die oberen Ingressionssschichten haben am fernsten nordwärts vorgerückt.

Die kurz skizzierten Faunenhorizonte entsprechen den fossilführenden Schichten des Wiener Beckens.

Die oben beschriebene Schichtenfolge führt verhältnismässig reiche und in gutem Erhaltungszustand befindliche Fauna:

Ausser der charakteristischen Foraminiferenvergesellschaftung sind folgende Mollusken am wichtigsten:

Modiolus incrassatus, *Musculus sarmaticus*, *Cardium latiusculum*, *C. plicatofittoni*, *C. vindobonense*, *Irus gregarius*, *Ervilia podolica*, *Maetra vitaliana eichwaldi*, *M. fragilis*, *Abra reflexa*, *Calliostoma poppelucki*, *Gibbula hoernesii*, *Rissoa inflata*, *R. angulata*, *Terebralia lignitarum*, *Pirenella disjuncta*, *P. picta mitralis*, *Cerithium rubiginosum*, *C. palatinum*, *Bullia duplicata*, *Clavatulula doderleini*, *Theodoxus soceni*, *Valvata simplex*, *Hydrobia ventrosa*, *Bithynia tentaculata*.

Die Mächtigkeit der Sarmatschichten ist ca. 40 m. Der Übergang in das untere Pannon ist allmählich. Eine Ausnahme ist nur der NO-Teil des Beckens, wo anhand der Erkundungsbohrungen eine kleine Unterbrechung der Sedimentation nachgewiesen werden kann.

Miozäne Schichtenfolge der West-Hälfte des Várpalotaer Beckens (Bántapuszta)

Tabelle I.

Sarmat	Marine und kontinentale Ablagerungen (vorwiegend Tone)
Oberes Badenien	Kontinentale Ton- und Schotter-Serie
	Diatomeenführende Tone von Brackwasserfazies
	Kohlenflöz
Unteres Badenien	Mariner Ton- und Sandkomplex
Karpatien	Kalkstein und Sandstein mit Echiniden und Mollusken mit Einlagerungen von foraminiferenführendem Sand
	Kalkstein, Sandstein, Konglomerat und Schotter mit Bryozoen und Balanen
Ottungaigen	Lithothamnienkalk- und Sandstein-Serie
	Tuffiger und foraminiferenführender Sand, molluskenführender Ton und Konglomerat
Unteres Miozän	Kontinentaler Ton und Schotter

Literatur

- KECSKEMÉTI KÖRMENDY, A. (1962): Neue Molluskenarten aus dem Mittelmiozän von Várpalota. Földtan Közöny (Zeitschr. der Ung. Geol. Ges.) 92/1—2. — KÓKAY, J. (1954): Le Sarmatien de Várpalota. Földtani Közöny 84. — KÓKAY, J. (1959): Über die perspektivischen Forschungen im Kohlenrevier Várpalota, Ungarn. Földtani Közöny 86. — KÓKAY, J. (1966): Geol. und paläont. Untersuchung des Braunkohlengebietes von Herend-Márkó (Bakony-Gebirge, Ungarn). Geologica Hungarica, Ser. Pal., fasc. 36. — KÓKAY, J. (1967a): Obertortonische Ablagerungen des Bakonygebirges. Földtani Közöny 97. — KÓKAY, J. (1967b): Stratigraphie des Oberhelvets («Karpatrien») von Várpalota (Ungarn). Palaeont. Italica, Vol. LXIII. — KÓKAY, J. (1968): Tectonic theories in the light of Bakony Mountains evidence. Földtani Közöny 98. — NAGY, E. (1962): New pollen species from the lower miocene of the Bakony mountain (Várpalota) of Hungary. Acta Botanica Acad. Sc. Hung. 7, 1—2. — STRAUZ, L. (1954): Les gastrop. du mediterr. sup. (tortonien) de Várpalota. Geol. Hung., Ser. Palaeont. Fasc. 25, Budapest. — STRAUZ, L. (1966): Die Miozän, Mediterr. Gastropoden Ungarns. Budapest. — STRAUZ, L.—SZALAI, T. (1943): Die obermediterranean Lamelli-branchiaten von Várpalota. — Rap. Ann. Inst. Geol. Hung. Append. Tom. 5. Budapest.

Plankton Foraminiferák a mecsek-hegységi tortonból

Koreczné dr. Laky Ilona

(5 táblával)

Az elmúlt években mindinkább előtérbe került a plankton Foraminiferák jelentősége a képződmények szintézisénel. Jelenlegi munka első kísérlet a mecsek-hegységi torton üledékek plankton fajok alapján történő taglalására.

A Keleti Mecsek részmedencékre tagolt területe plankton szintezésre nem volt alkalmas, mivel a sekély, gyakori fenékingadozásnak kitett kis medencékben a plankton szervezetek létfeltétele általában nem volt biztosítva. A Nyugati Mecsek egységek, nagyobb mélységű és a nyílttengerrel kapcsolatban álló medencéjében azonban kialakulhattak a plankton társulások.

Míg a Keleti Mecsek területén megismert és kimutatott bentosz foraminiferás szintek (KORECZNÉ LAKY I. 1968) egymásutánját csak az egyes részmedencékből lehetett megállapítani, addig a Nyugati Mecsek rétegorában a bentosz foraminiferás szintek egyszelvényben tanulmányozhatók.

A plankton fajok alapján felállított kísérleti szinteket igyekeztem a bentosz szintekkel egybevetni, mivel az irodalomban általánosan elfogadott plankton zónákat e területen nem sikerült kimutatni. Ez azzal magyarázható, hogy az ökológiai és klimatikai adottságok mások voltak a Mecsek környékén és ez nagymértékben befolyásolta az egyes fajok elterjedését. A szintek elhatárolásánál az egyes fajok rétegtani megjelenését, vagy ahol ez nem volt lehetséges, a mennyiségi viszonyokat vettem alapul.

Az alsótorton üledéksor finomhomokos, márgás rétegeiben (slírösszlet) a következők plankton szintek ismerhetők fel:

1. Orbulina-globigerinás szint az alsótorton kezdő tagja. Itt jelennek meg először az *Orbulina universa* D'ORBIGNY és a *O. suturalis* BRÖNNIMANN fajok, melyek a *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. quadrilobatus* BANNER et BLOW, *G. rubra* (D'ORBIGNY) fajokkal a leggyakoribbak ebben a szintben. Kisebb egyszámmal képviseltek a faunában a *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *G. tapiesi* PERCONIG, *G. bollii* BLOW, *Globigerina concinna* REUSS, *Gl. foliata* BOLLI, *Gl. praebulloides* BLOW, *Gl. woodi* JENKINS, *Globorotalia acostaensis* BLOW, *G. scitula* (BRADY) és *G. mayeri* CUSHMAN et ELLISOR fajok.

2. Globoquadrinás-Globorotaliás szintben az előző szint fajai mellett megjelennek a *Globorotalia testarugosa* JENKINS, *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN et JARVIS), *G. altispira globosa* BOLLI, *G. conglomerata* (SCHWAGER), *G. dehiscentis* CHAPMAN, PARR et COLLINS, *G. globosa* BOLLI, *G. langhiana* CITA et GELATI fajok. A Globoquadrinák jellegzetes, könnyen felismerhető formák, amelyek jól meghatározzák ezt a szintet. Természetesen Globigerinák sem hiányoznak ebből a társulásból. Úgy a *Globigerina druryi* AKERS, *Gl. diplostoma* REUSS, *Gl. apertura* CUSHMAN, *Gl. trilocularis* D'ORBIGNY, *Gl. glomerata* REUSS fajok határozhatók meg. Az 1 és 2-es plankton szintek a Lagenidaes bentosz szinttel azonosíthatók.

Az alsótorton gazdag plankton társulása a felsótortonban már jóval szegényesebbé válik. A corbulás-turritellás összletet a 3 és 4-es plankton szintek jellemzik, amelyek a spiroplectamminás és buliminidaes bentosz szintekkel

Plankton Foraminifera fajok elterjedése a mecsek-hegységi torton rétegekben

I. táblázat

E M E L E T	B A D E N I E N (T O R T O N)			
A L E M E L E T	A L S Ó		F E L S Ő (T O R T O N s. s.)	
Bentosz foraminiferás szintek	L e g e n i d a e s		S p i r o p l e c t a m - m i n á s	B u l i m i n i d a e s
Plankton foraminiferás szintek	Orbulinás- Globigerinás	Globoquadrinás- Globorotaliás	Globoquadrina pozonensis-es	Globigerina bulloides-es
1. <i>Globigerina apertura</i> CUSHMAN				
2. " <i>bulloides</i> D'ORBIGNY				
3. " <i>concinna</i> REUSS				
4. " <i>conglobatus</i> BRADY				
5. " <i>decoraperta</i> TAKAYANAGI et SAITO				
6. " <i>diplostoma</i> REUSS				
7. " <i>druryi</i> AKERS				
8. " <i>canesi</i> BLOW				
9. " <i>falconensis</i> BLOW				
10. " <i>foliata</i> BOLLI				
11. " <i>glomerata</i> REUSS				
12. " <i>juvenilis</i> BOLLI				
13. " <i>microstoma</i> CITA, PREMOLI SILVA et ROSSI				
14. " <i>praebulloides</i> BLOW				
15. " <i>trilocularis</i> D'ORB.				
16. " <i>quadrilatera</i> GALLOWAY et WISSLER				
17. " <i>woodi</i> JENKINS				
18. <i>Globigerinoides apertasuturalis</i> JENKINS				
19. " <i>bollii</i> BLOW				
20. " <i>bisphaericus</i> TODD				
21. " <i>quadrilobatus</i> BANNER et BLOW				
22. " <i>tapiesi</i> PERCONIG				
23. " <i>rubra</i> (D'ORBIGNY)				
24. " <i>transitoria</i> BLOW				
25. " <i>triloba</i> (REUSS)				
26. " <i>triloba altiapertura</i> BOLLI				
27. <i>Globoquadrina altispira</i> (CUSHMAN et JARVIS)				
28. " <i>altispira globosa</i> BOLLI				
29. " <i>conglomerata</i> (SCHWAGER)				
30. " <i>dehiscens</i> CHAPMAN, PARR et COLLINS				
31. " <i>globosa</i> BOLLI				
32. " <i>langhiana</i> CITA et GELATI				
33. " <i>pozonensis</i> BLOW				
34. <i>Orbulina bilobata</i> (D'ORBIGNY)				
35. " <i>suturalis</i> BRÖNNMANN				
36. " <i>universa</i> D'ORBIGNY				
37. <i>Globorotalia acostaensis</i> BLOW				
38. " <i>incompta</i> (CIFELLI)				
39. " <i>involuta</i> PEZZANI				
40. " <i>languaensis</i> BOLLI				
41. " <i>mayeri</i> CUSHMAN et ELLISOR				
42. " <i>obesa</i> BOLLI				
43. " <i>scitula</i> (BRADY)				
44. " <i>testarugosa</i> JENKINS				

egyeznek meg. Az összlet alsó, rotaliás szintjében, bár nem csökkentsósvízű lerakódás, plankton fajok nem találhatók. Ezért a táblázat összeállításánál ezt a szintet nem tüntettem fel.

A rotaliás rétegek lerakódása után a fokozódó transzgresszió a tenger mélyülését eredményezte és az összlet középső szakaszán gazdag foraminiferás társulásokat hozott létre.

A felső torton turritellás-corbulás összlet

3. *Globoquadrina pozonensis* szintjének plankton társulásában megjelenik a *Globigerina microstoma* CITA et GELATI, *Gl. eamesi* BLOW, *Globorotalia involuta* PEZZANI, *G. languensis* BOLLI, *Globigerinoides bollii* BLOW néhány egyede. Nagyobb számban szerepelt az együttesben a *Globoquadrina pozonensis* BLOW, valamint a *Globigerinoides rubra* (D'ORBIGNY) faj, melyek meghatározzák a szint biofáciését. A legfelső torton réteg-csoport plankton társulásában a

4. *Globigerina bulloides* szintben nagy egyedszámmal szerepel a faj és így ezt a biofáciést jellemzi. Megtalálhatók még a szintben a *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Gl. foliata* BOLLI, *Gl. juvenilis* BOLLI, *Globorotalia obesa* BOLLI fajok is.

A mecsek-hegységi torton a magyarországi miocénnek csak egy kis rész-előfordulása és lokális kifejlődésnek tekinthető. Az általam itt elkülönített kísérleti szintek távolabbi azonosításra még nem alkalmasak, ezek alapján tehát korai lenne végleges következtetéseket levonni. Ahhoz, hogy a torton emelet plankton fajok alapján történő szintezését elvégezhessük, további kiterjedt vizsgálatok szükségesek.

TÁBLAMAGYARÁZAT

I. tábla

1. *Globorotalia incompita* (CIFELLI)
2. *Globorotalia obesa* BOLLI
3. *Globorotalia mayeri* CUSHMAN et ELLISOR
4. *Globigerinoides triloba* (REUSS)
5. *Globorotalia testarugosa* JENKINS
6. *Globigerina apertura* CUSHMAN
7. *Globigerina foliata* BOLLI
8. *Globorotalia involuta* PEZZANI
9. *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI et SAITO

1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, Tekerés 1. sz. f. 80,00—120,00 m
Nagyítás: 80×
Fotó: KISS Júlia—LAKY Ildikó

II. tábla

1. *Globigerina microstoma* CITA, PREMOLI SILVA et ROSSI
2. *Globigerina eamesi* BLOW
3. *Globigerina concinna* REUSS
4. *Globigerina praebuloides* BLOW
5. *Globigerinoides apertasturalis* JENKINS
6. *Globigerina quadrilatera* GALLOWAY et WISSLER
7. *Globigerina juvenilis* BOLLI
8. *Globigerina conglobatus* BRADY
9. *Globorotalia scitula* (BRADY)
10. *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN
11. *Globorotalia acostaensis* BLOW
12. *Globorotalia languensis* BOLLI

1, 2, 11, Szilágy 1. sz. f. 260,00—264,00 m
3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, Tekerés 1. sz. f. 80,00—120,00 m
Nagyítás: 70×

III. Tábla

1. *Globoquadrina conglomerata* (SCHWANGER)
2. *Globoquadrina poznanensis* BLOW
3. *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN et JARVIS)
4. *Globoquadrina globosa* BOLLI
5. *Globoquadrina dehiscens* CHAPMAN et PARR et COLLINS
6. *Globoquadrina altispira globosa* BOLLI

1, 3, 4, 5, 6, Tekerés 1. sz. f. 80,00—120,00 m
 2. Hird 3. sz. f. 250,00—251,00 m
 Nagyítás: 70×

IV. tábla

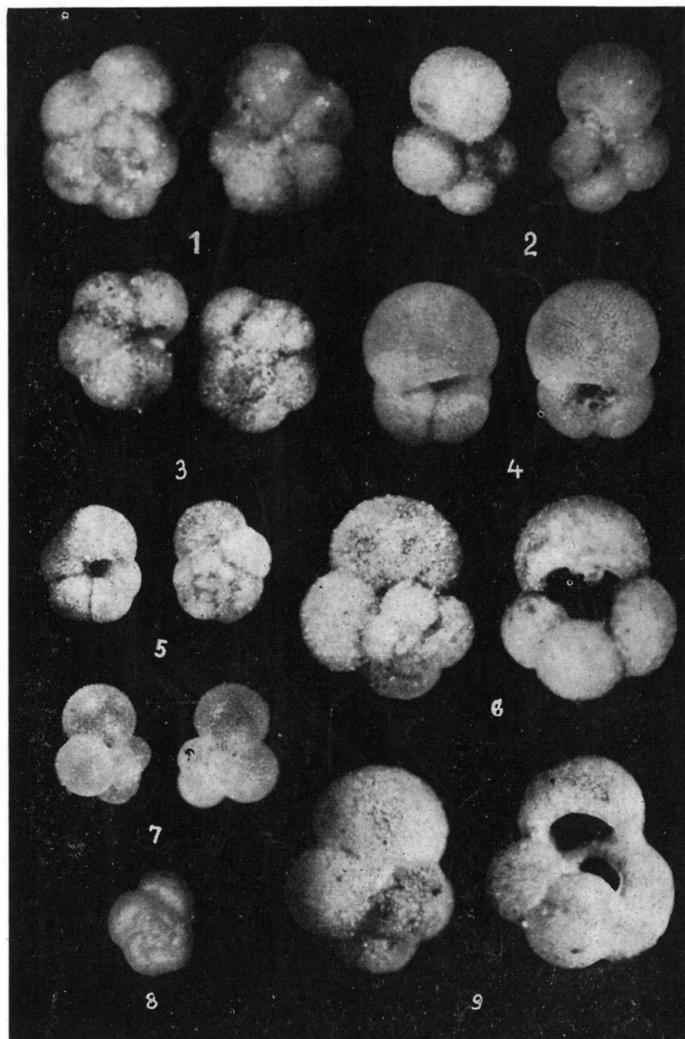
1. *Orbulina univertsa* D'ORBIGNY
2. *Globigerinoides transitoria* BLOW
3. *Orbulina bilobata* (D'ORBIGNY)
4. *Globigerinoides bisphaericus* TODD
5. *Globigerinoides triloba altiapertura* BOLLI
6. *Globigerinoides rubra* (D'ORBIGNY)
7. *Globoquadrina langhiana* CITA et GELATI
8. *Globigerina druryi* AKERS
9. *Globigerina glomerata* REUSS

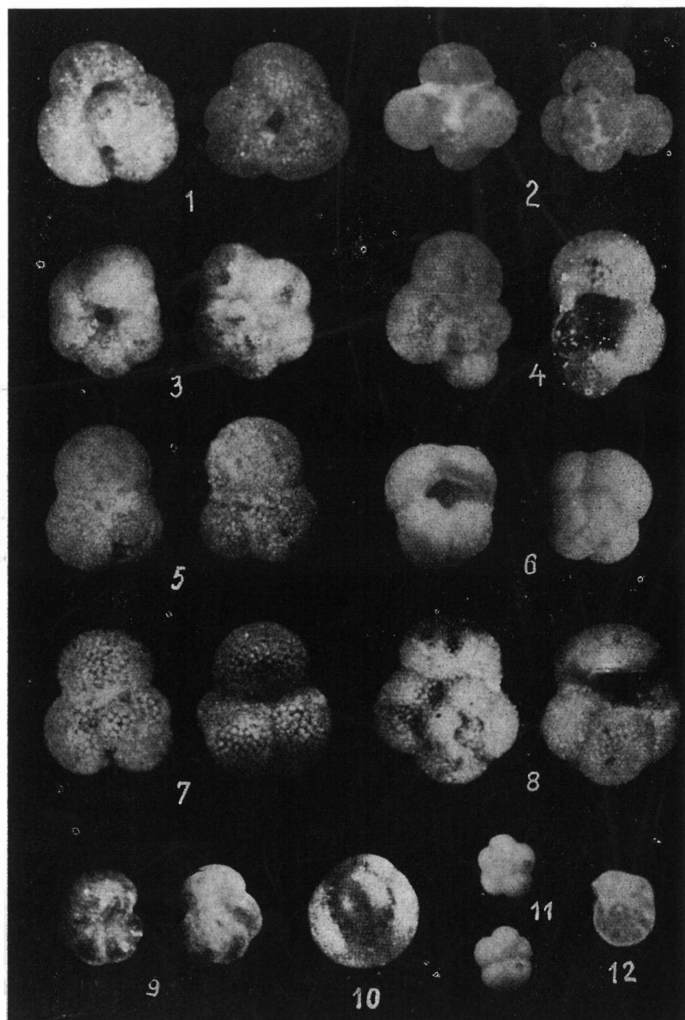
2—9. Tekerés 1. sz. f. 80,00—120,00 m
 1. Tekerés 1. sz. f. 378,00—379,00 m
 Nagyítás: 70×

V. tábla

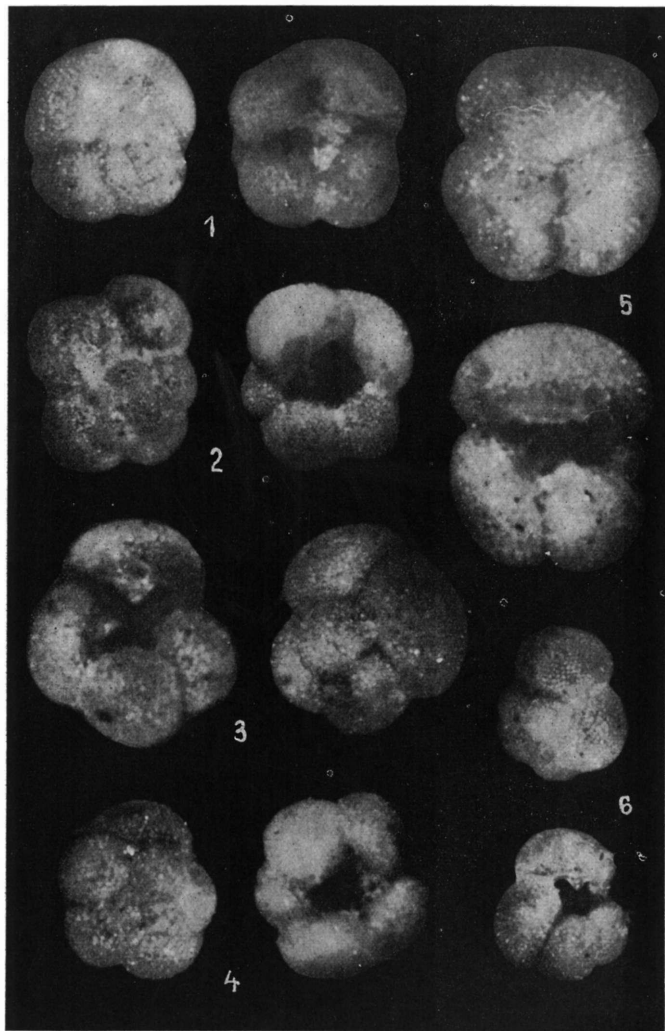
1. *Globigerinoides tapiesi* PERCONIG
2. *Globigerinoides bollii* BLOW
3. *Globigerina woodi* JENKINS
4. *Globigerina diplostoma* REUSS
5. *Globigerina trilocularis* D'ORBIGNY
6. *Globigerina falcomensis* BLOW
7. *Globigerinoides quadrilobatus* BANNER et BLOW

1—7. Tekerés 1. sz. f. 80,00—120,00 m
 Nagyítás: 80×

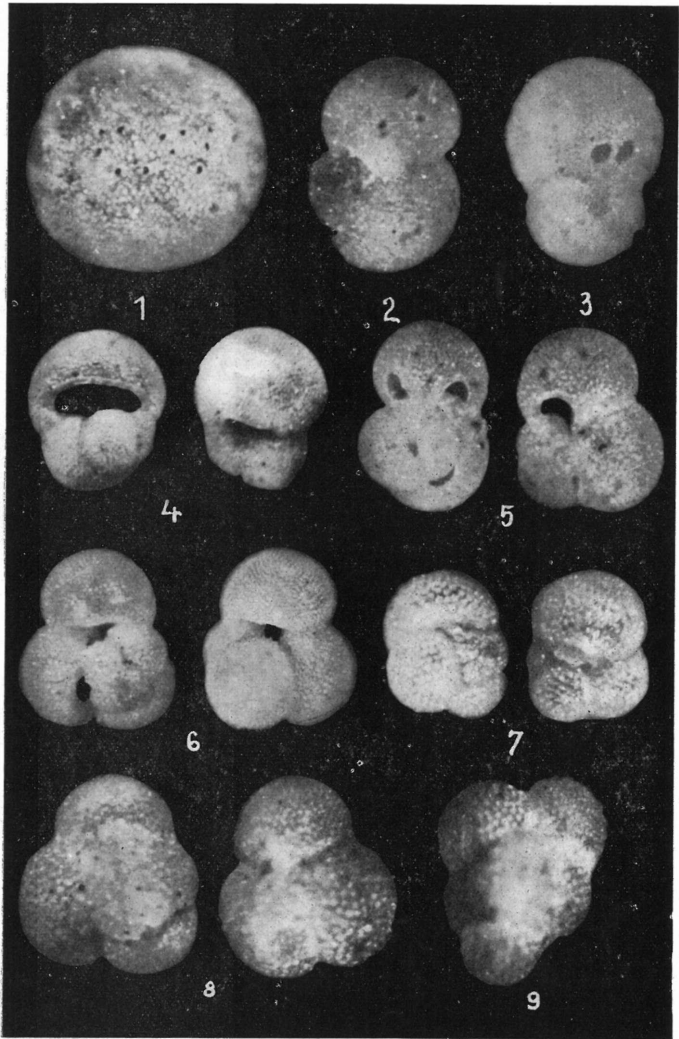




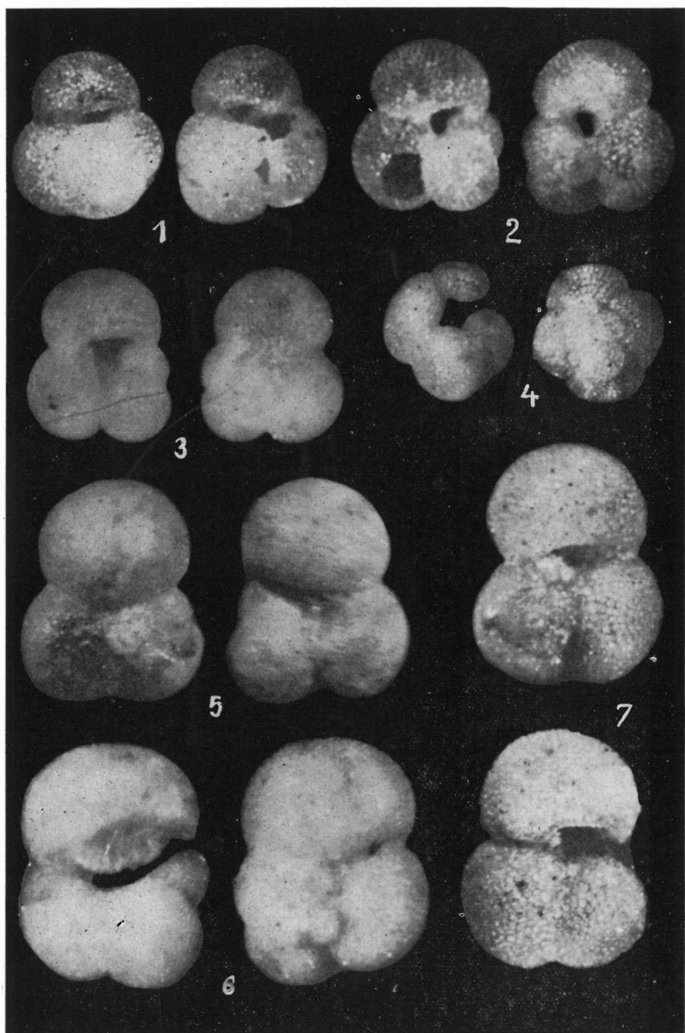
III. Tábla



IV. Tábla



V. Tábla



Neue Grundlagen der Stratigraphie des Miozäns in Polen

W. Krach, T. Kuciński, E. Luczkowska

(mit 1 Tabelle)

1. Einleitung

In Zusammenhang mit der seit einigen Jahren in Europa durchgeführten Revision der Miozän-Stratotypen, die im Rahmen der Tagungen des Comité du Néogène Méditerranéen behandelt wurde, sind in der letzten Zeit einige Publikationen erschienen, die Propositionen betreffs Änderungen in der bisherigen stratigraphischen Gliederung und deren Nomenklatur für das Neogen der zentralen Paratethys enthalten. (I. CÍCHA, J. SENEŠ 1968, I. CÍCHA, J. SENEŠ, J. TEJKAL 1967, A. PAPP und Mitarbeiter 1968.)

Nach der letzten Sitzung der Arbeitsgruppe für Paratethys, die in Bratislava 1968 stattgefunden hat, ist auch in Polen eine ähnliche Arbeitsgruppe im Rahmen der Kommission der Geologischen Wissenschaften der Polnischen Akademie der Wissenschaften in Krakau entstanden, in der die Geologen und Paläontologen zusammengearbeitet haben, um die Synthese der bisherigen stratigraphischen Vorstellungen zusammenzu stellen und einen Standpunkt zu den vorgeschlagen Änderungen einzunehmen. Die Sitzungen haben folgende Resultate erzielt.

2. Chronostratigraphische Einheiten des Miozäns

a) Die Gliederung in Stufen

Grundsätzlich hat man die Gliederung des Miozäns nach dem Vorschlag der Arbeitsgruppe für das mediterrane Neogen der Paratethys in Bratislava 1968 in 7 Stufen angenommen. Was aber der oberen Grenze des Badenian anbelangt, hat man sie unterhalb der Buglowka-Schichten und deren Äquivalente gelegt (T. M. KUCIŃSKI, 1968-im Druck).

Die Einführung der offenen chronostratigraphischen Schema, mittels Index-Zeichen a, b, c, d hat man vorläufig noch nicht angenommen, bis zur Zeit der genauen Gliederung des Badenian in Österreich.

In der neuen Gliederung des Miozäns in Polen sind vorläufig nur die autochthonen Ablagerungen der drei Stufen: Karpatian, Badenian und Sarmatian berücksichtigt.

Karpatian (M_3). Die Anwesenheit der autochthonen Bildungen dieser Stufe ist noch nicht sicher nachgewiesen. S. W. ALEXANDROWICZ (1965) hat hier die brackischen und terrestrischen Bildungen Oberschlesiens dazugerechnet. W. KRACH und T. M. KUCIŃSKI

meinen, dass zu dieser Stufe nur die in der karpatischen Vortiefe unter den Dębowiec-Konglomeraten auftretenden Schichten gehören. Im Vorland des Mittelgebirges gehören die untersten Lignit-Schichten in der Umgebung von Korytnica hierher.

Die Alterszugehörigkeit der Balice-Schichten wurde vorläufig während der Sitzungen noch nicht diskutiert.

Badenian (M₄). Die untere Grenze dieser Stufe hat man in Polen, gleich wie in Österreich und der Tschechoslowakei mit dem Auftreten von *Orbulina suturalis* angenommen. Als obere Grenze nimmt man die Zeit des ersten Auftretens der sarmatischen Fauna mit *Anomalinoidea dividens* an. Die tortonischen Ablagerungen (Badenian) waren in zwei Unterstufen geteilt: in ein unteres Opolian, mit chemischen Bildungen im Hangenden und in ein oberes Grabovian.

Gegenwärtig ist man zu einem Entschluss betreffs der Gliederung des Badenian in drei Unterstufen gekommen. Die neue Unterstufe Bochenian wurde vom oberen Teil des Opolian und des unteren Grabovian zusammengestellt. Deshalb wurde der bisherige Umfang der Unterstufen Opol und Grabov geändert. Ausserdem hat man dem Grabovian im Hangenden die sogenannten Dębica-Schichten zugeteilt (T. M. KUCIŃSKI, 1968 — im Druck).

Sarmatian (M₅). Als untere Grenze des Sarmatian wurde im Liegenden das Äquivalent der Buglowka-Schichten angenommen. Am Anfang dieser Stufe erscheint die Foraminiferen-Art *Anomalinoidea dividens* mit einer tortonisch-sarmatischen Makrofauna. Die obersten Schichten enthalten Vergesellschaftungen mit *Elphidium hauerinum*. Wahrscheinlich gehören sie zum unteren Sarmat.

b) Umfang und Gliederung des Badenian

Die Unterstufe Opolian

Dieser Zeitraum fängt hauptsächlich mit den Ablagerungen mit *Orbulina suturalis* und der sog. Lanzendorfer Fauna an. Am Ende des Opolian verschwindet die Fauna und es folgt die Bildung der chemischen Ablagerungen. Auf Grund des Auftretens von Foraminiferen unterscheidet man zwei Zonen von grosser Bedeutung, eine untere mit *Orbulina suturalis* und eine obere mit *Uvigerina costai* (E. ŁUCZKOWSKA 1964). Eine andere Gliederung des Opolian (der sog. Skawina-Schichten) enthält nach S. W. ALEXANDROWICZ (1963) eine Folge von Foraminiferen-Assoziationen II/A, II/B, II/C und II/D im Oberopol. Ausserdem hat der Autor noch Biozonen I/a und I/b im Unteropol ausgeschieden; nachher hat er die letzten Biozonen zum Karpatian zugezählt (1965).

Nach der Mehrheit der Diskutanten zählt man jedoch die Lithothamnienkalksteine, die Heterosteginen-Sande und die Korytnica-Tone im Liegenden zum unteren Teil des Opolian. Die letzten enthalten nach E. ŁUCZKOWSKA (1964) die Foraminiferen *Orbulina suturalis*. Auch K. KOWALEWSKI (1958) hat die Ablagerungen des Opolian in eine untere und eine obere geteilt, indem er die Grenze oberhalb der Lithothamnienkalksteine gelegt hat.

Die Unterstufe Opolian ist nach W. KRACH mit folgenden Makrofauna charakterisiert: Im unteren Opol des sublitoralen Bereiche sind *Chlamys latissima*, *Ostrea gryphoides*, *Amussium cristatum badense*, *Vaginella austriaca*; in der karpatischen Vortiefe *Amussium denudatum*, *Chlamys felsineum*, *Clio fallauxi*, *Vaginella austriaca*, *V. depressa* stratigraphisch wichtig.

Im Vergleich mit dem ehemaligen Begriff des Opolian, wurden aus dem Umfang dieser Unterstufe die chemischen Ablagerungen ausgeschlossen. Die Korrelation der verschiedenen sublitoralen Sedimente des Opolian miteinander und mit den Ablagerungen der karpatischen Vortiefe werden genau bearbeitet.

Die Unterstufe Bochenian (T. M. KUCIŃSKI 1968)

Diese Einheit bildet nach der Definition des Autors, über der Zone mit *Uvigerina costai*, die fossillere Interzone, die in Zusammenhang mit intensiver

chemischer Sedimentation entstanden ist. Darüber folgt die Zone mit *Spirialis* und *Globigerina bulloides*, die im mittleren Teile der Chodenice-Schichten, noch in hypersalinischen Verhältnissen ausgebildet ist. Die obere Grenze dieser Unterstufe wird vom oberen Teil der Chodenice-Schichten, wo eine reiche benthonische Mikrofauna erscheint, die auf einen normalen Salzgehalt in der neuen Unterstufe hinweist, gebildet.

Die Mikrofauna der Chodenice-Schichten wurde von E. ŁUCZKOWSKA (1955), Z. KIRCHNER (1956) und S. ALEXANDROWICZ (1961) bearbeitet.

Die Bezeichnung dieser Stufe wurde nach der Ortschaft Bochnie eingeführt. In der Umgebung dieser Stadt befinden sich die stratotypischen Ablagerungen. Sie sind aus Wieliczka-Schichten (T. M. KUCIŃSKI 1968) mit Salzkomplex, Anhydrit, Gips und höher liegenden Chodenice-Schichten, mit Einlagerungen von dolomitischen Mergeln und Tuffiten zusammengesetzt.

*Die Unterstufe Grabovian s. l.**

In dieser Zeitspanne erscheint eine reiche marine benthonische Mikrofauna (Zone mit *Cibicides crassiseptatus* E. ŁUCZKOWSKA 1964, Assoziation III/B, S. W. ALEXANDROWICZ 1963). Am Ende dieser Unterstufe folgt eine Verarmung der Mikrofauna, das Auftreten der brackischen Foraminiferen mit *Ammonia beccarii* (Z. KIRCHNER 1966) und sogar das gänzliche Verschwinden der Mikrofauna. Die obere Grenze bildet die Zone mit *Anomalinooides dividens*, welche schon zum Sarmat gehört. Die obengenannte Unterstufe wird innerhalb der Grabowiec-Schichten in den sog. *Pecten*-Schichten (K. KOWALEWSKI 1958) von einer Pectiniden-Fauna: *Chlamys galiciana*, *Ch. elini*, *Ch. neumayri* charakterisiert. Für den oberen hauptsächlich pelitischen Schichtenkomplex schlägt T. M. KUCIŃSKI (1968) die Bezeichnung *Dębica*-Schichten vor.

c) Umfang und Gliederung des Sarmatian

Die Unterstufe Buhlovian

Am Anfang dieser Zeitspanne erscheinen massenhaft die Foraminiferen *Anomalinooides dividens* und die sarmatische Arten *Articulina*; am Ende folgt eine Umwandlung der Lebensverhältnisse und eine Verarmung der Mikrofauna.

In der karpatischen Vortiefe und im südlichen Umrahmung des Mittelgebirges besitzt die Makrofauna ein charakteristisches Gepräge. Es treten *Syndosmya reflexa* und *Ervilia podolica dissita* mit *Ervilia pusilla* zusammen auf. In den sublitoralen Ablagerungen tritt deutlicher eine gemischte tortonisch-sarmatische Makrofauna auf.

Die Ablagerungen dieser Unterstufe sind in der Vortiefe als Jaroslauer-Schichten bekannt (T. M. KUCIŃSKI 1968), die in psammitisch-pelitischen Fazies ausgebildet sind. Man kann sie mit den mittleren und oberen Buglowka-Schichten, im Sinne W. ŁASKARIEW (1903) vergleichen, die schon sarmatische Elemente enthalten.

Die Unterstufe Volhynian

Es folgt dann noch einmal eine Verbesserung der Lebensbedingungen für die Faunen, aber schon unter brackischen Verhältnissen. Diese Zeitspanne ist mit dem Auftreten der Milioliden-Elphidien Mikrofauna charakterisiert. Anfangs

* T. KUCIŃSKI hat für diese Zeitspanne die Bezeichnung *Tarnovian* vorgeschlagen.

erscheint massenhaft *Quinqueloculina karreri ovata*, dann etwas später *Qu. sarmatica*; am Ende verschwinden die Milioliden und es bleiben nur Elphidien mit *E. hauerinum*.

Im Vohlynian treten massenhaft folgende Weichtier-Gattungen auf: *Ervilia*, *Syndosmya*, *Hydrobia*, *Mohrensternia* u. a. In südlicher Umrahmung des Mittelgebirges vergrößert sich die Mannigfaltigkeit der Faunen-Assoziationen. Es treten die Repräsentanten der Arten: *Maetra eichwaldi*, *Tapes vitaliana*, *Donax dentiger*, *Mohrensternia* div. sp., *Cerithium rubiginosum*, *Potamides pictus mitralis* auf. Im Allgemeinen kann man sagen, dass die Sedimentation des marinen Miozäns in Vohlynian in der Vortiefe sein Ende hat. Diese siltigtonige Ablagerungen wurden Pscheworks-Schichten genannt (T. M. KUCIŃSKI 1968).

3. Regionale Korrelation

B a d e n i a n

Die untere Biozone des Opolian mit *Orbulina suturalis* (= *Candorbulina universa*) ist im ganzen Gebiete der zentralen Paratethys, nördlich und südlich vom Karpatenbogen weit verbreitet. Die Ablagerungen in Polen die zu dieser Zone gehören, haben ihre Äquivalente in der West-Ukraine in der Zone mit *Candorbulina universa* (L. PISCHWANOWA 1965), im Wiener Becken und in Mähren in der Lanzendorfer Serie.

Die obere Biozone des Opolian mit *Uvigerina costai* unterscheidet sich faunistisch deutlich von der unteren und ist nördlich vom Karpatenbogen in Polen und in der USSR unter Bezeichnung von Horizont mit *Uvigerina asperula* (L. PISCHWANOWA 1960) weit verbreitet. Ähnliche Ausbildung wurde im Opawa-Gebiet in der CSRR nachgewiesen. Jedoch weiter südlich, in Mähren und im Wiener Becken ist die Zone mit *Uvigerina costai* nicht deutlich sichtbar. Wahrscheinlich kann man sie mit dem unteren Teil der Sandschaler-Zone vergleichen.

Im Hangenden folgt die chemische Sedimentation. Die chemische Bildungen des Bochenian habe ihre Äquivalente längs des ganzen Karpatenbogens. Sie stellen einen exakten chronostratigraphischen Horizont dar, O. S. WJALOW (1965) hat jedoch zu seiner Tirass-Unterstufe nur die chemischen Bildungen ohne die Verbovec-Schichten (= Chodenice-Schichten) im Hangenden eingereiht.

G r a b o v i a n s. l.

In der USSR kann man diese Einheit sicher mit der Sandschaler-Zone und Buliminen-, mit der *Cassidulina crista*- und *Streblus beccarii*-Zone (L. PISCHWANOWA 1960, I. WĘGLIŃSKI 1962) vergleichen. Im Wiener Becken und in der ČSSR kann man die Unterstufe Grabovian s. l. mit dem oberen Teil der Sandschaler-Zone und höher mit der Buliminen- und der Rotalien-Zone vergleichen.

S a r m a t i a n

Die Ablagerungen der Unterstufe Buhlovian mit *Anomalinoides dividens* sind im ganzen Gebiete der zentralen Paratethys verbreitet, jedoch ist diese Art unter der Bezeichnung *Cibicides badenensis* (L. PISCHWANOWA 1960, I. W.

WEGLIŃSKI 1962) bekannt, oder war sie in den Ablagerungen dieses Alters überhaupt nicht vorhanden. In der ČSSR und im Wiener Becken sind die Äquivalente dieser Unterstufe ausgebildet nämlich die Zone mit *Elphidium reginum* und grossen Elphidien oder mit *Cibicides lobatulus*.

Die Ablagerungen der Unterstufe Volhynians mit einer Milioliden-Fauna und Elphidien entsprechen den analogen Sedimenten in der UdSSR (der Zone mit *Quinqueloculina reussi*) und im Wiener Becken (der Zone mit *Elphidium reginum*).

Stratigraphische Vergleichstabelle des Obermiozäns

Tabelle I.

Stufe	Unter-Stufe	Schichten der Vortiefe T. KUCIŃSKI 1968 x	Biozonen B. ŁUCZKOWSKA 1964, 1969	Assoziationen nach W. KRACH		Randschichten USSR nach O. WJAŁOW 1965 Korrelation nach T. KUCIŃSKI	Wiener Becken A. PAPP und Mitarbeiter 1968	
				Vortiefe der Karpaten	Umrahmung der Vortiefe			
Sarmatian M ₅	Volhynian	Pscheworsk- x	<i>Elphidium hauerinum</i> <i>Quinqueloculina sarmatica</i> <i>Q. karreri ovata</i>	<i>Ervilia podolica dissita</i> <i>Mohrensternia Hydrobia</i> div. sp.	<i>Ervilia podolica dissita</i> <i>Mactra eichwaldi Cerithium rubiginosum</i> <i>Potamides pictus mitralis</i>		<i>Elphidium hauerinum</i> Ervilien-Schichten	
	Buhlo-vian	Jaroslau- x	<i>Anomalinoides dividens</i>	<i>Ervilia podolica dissita</i> <i>E. pusilla</i> <i>Syndosmya reflexa</i>	Sarmatisch-tortoisische Assoliation <i>Syndosmya reflexa</i>	Buglowka-	<i>Elphidium reginum</i> Rissoa-Schichten	
Badenian M ₄	Grabovian	Dębica- x	<i>Ammonia beccarii</i> nach Z. KIRCHNER 1967		<i>Venus sobieskii</i>	Wyszogorod-	<i>Rotalia</i> -Zone	
		Grabowiec-	<i>Cibicides crassiseptatus</i> <i>Neobulimina longa</i>	<i>Ch. lilli</i> <i>Ch. multistriata</i> <i>Turritella pythagorica rabae</i>	<i>Chlamys neumayri</i> <i>Ch. galiciana</i> <i>Ch. scissa wolfi</i> <i>Ch. elini</i>	Tarnopol-Podgorce-	Bulminen-Zone Sandschaler-Zone	
	Bocherian	Chodenice-	<i>Spirillitis</i>	<i>Spirillitis</i>	<i>Spirillitis</i>	---	---	---
		Wieliczka- x	---	---	---	Tirass-	---	---
	Opolian s. s.	Skawina Schichtenfolge	<i>Uvigerina costai</i>	<i>Amussium denudatum</i> <i>Chlamys felsineum</i> <i>Clio fullonzi</i> <i>Vaginella austriaca</i> <i>V. depressa</i>	<i>Ervilia, Modiola A. denudatum, Ch. scissa, Ch. koheni</i> u. a.	Rostocze-	Sandschaler-Zone	
Dębowiec-Konglomerate		<i>Orbulina suturalis</i>		<i>Chlamys scabrella lomnickii</i>	Narajew-	Obere Lageniden-Zone		
				<i>Chlamys latissima Heterostepina</i>	Nikolajew	Untere Lageniden-Zone		
				<i>Ostrea gryphoides A. cristatum badense</i> <i>Vaginella austriaca</i>	Baranow-			

Literatur

- ALEXANDROWICZ, S. (1961): Stratigraphy of Chodenice and Grabowiec Beds at Chelm on the Raba River. *Kwart. Geol.* T. V, nr. 3. — ALEXANDROWICZ, S. W. (1963): Stratigraphy of the Miocene Deposits in the Upper Silesian Basin. *Inst. Geol. Prace T. XXXIX*, Warszawa. — ALEXANDROWICZ, S. W. (1965): Das stratigraphische Profil des Unterortons in Dialoszyce und sein Verhältnis zur Aufteilung des Miozäns im Wiener Becken. *Bull. Ac. Pol. Sci. des sci. geol. et géogr.* Vol. XIII, 1. — ALEXANDROWICZ, S. W., KRACH, W. (1963): Le tortonien inférieur à Przeciszów près d'Oswiecin. *Ann. Soc. Geol. d. Pologne.* Vol. XXXIII, F. 4, Kraków (polnisch). — CÍCHA, I., SENĚŠ, J., TEJKAL, J. (1967): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. I, M, (Karpatien). Die Karpatische Serie dans le cadre du tertiaire de l'Europe. *Geol. Sbor. Geologica Carpatica XIX*, 1, Bratislava. — CÍCHA, I., TEJKAL, J. (1959): Zum Problem des sog. Oberhelvets in dem Karpatischen Becken. *Vestn. U. U. G.* roc. 34, c 2, Praha. — KAPOUNEK, J., PAPP, A., TOURNOVSKY, K. (1960): Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älteren Miozän in Niederösterreich nördlich d. Donau. *Verh. d. Geol. B. Anst., Wien.* — KIRCHNER, Z. (1956): Miocene Stratigraphy of the Central Carpathian Foreland based on Microfaunal Studies. *Acta Geol. Polon.* Vol. VI, Warszawa (polnisch). — KIRCHNER, Z., MORYC, W. (1966): Zarys budowy geologicznej okolic Tarnowa-Ladnej (Summary). *Geof. Geol. Naft.* Kraków. — KONIOR, K., KRACH, W. (1965): On the Debowice Conglomerats and the Miocene Fauna from Borehole B₁ near Bielsko (polnisch). *Acta Geol. Polon.* Vol. XV, Nr 1 Warszawa. — KOWALEWSKI, K. (1958): Miocene Stratigraphy of Southern Poland with special Attention paid to the Southern Margin of the Święty Krzyż Mountains. *Kwart. Geol.* T. 2, nr 1 Warszawa (Polnisch). — KUCIŃSKI, T. (1968): Pozycja stratygraficzna warstw bułowskich w Zasadłisku przedkarpackim. *Kwart. Geol.* (im Druck). — ŁUCZKOWSKA, E. (1955): Tortonian Foraminifera from the Chodenice and Grabowiec Beds in the Vicinity of Bochnia. *Ann. Geol. Soc. Pologne* Vol. XXIII, Cracovie (polnisch). — ŁUCZKOWSKA, E. (1964): The Micropaleontological Stratigraphy of the Miocene in the Region of Tarnobrzeg-Chmielnik (polnisch). *Pol. Ak. Nauk. Kom. Nauk Geol. Kraków, Prace Geol.* 20. — ŁUCZKOWSKA, E. (1969): Pierwsza sesja grupy roboczej dla stratygrafii Neogenu Paratetydy w Prastawie. *Przegl. Geol.* 5, Warszawa. — PAPP, A. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in (Österreich) in Zusammenarbeit mit R. GRILL, R. JANOSCHEK, J. KAPOUNEK u. K. TURNOVSKY (*Verh. d. Geol. B. Anst. H. 1, 2, Wiss. Mitt.* 1968. — PISZWANOWA, L. S. (1960): Foraminifery miocena Przedkarpattia i ich stratygraficzeskije znaczenie. *Autoreferat dissertacii.* Lwow. Gosud. Univ. Lwow (russisch). — PISZWANOWA, L. S. (1965): Stratygraficzna znaczenie foraminifer dlja rozczlenuwanija miocenowych widkladiv w zachidnych oblastjach Ukrainy. *Geolog. Zurnal.* T. XXV, w. 4 (ukrainisch). — WENGLINSKI, I. W. (1962): Biostratigrafija miocenu Zakarpattia za faunoju foraminifer. *A. N. USSR, Kijiv.*

L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Bassin dacique

I. Motaş, et Fl. Marinescu

(Avec 1 tableau)

Le Bassin dacique occupe tout le territoire recouvert par les formations néogènes, étendant entre les Carpates, les Prébalkans et la Dobrogea. Ebauché au début comme une mer intérieure, en communication avec les Bassins pan-
nonique et euxénique (= pontique), il a évolué à la longue comme un golfe
de ce dernier. C'est avec l'isolement de la Paratéthys (Miocène moyen) que
l'évolution de sa faune présente des ressemblances à celle des deux autres
bassins contigus, surtout avec l'Euxénie*. Abstraction faite des communica-
tions (intermittentes) existantes, son isolement partiel nous permet d'envisager
le Bassin dacique comme une unité distincte, ayant joué un rôle particulière-
ment important dans l'évolution biologique de l'Euxénie. Dans le Bassin
dacique, ont évolué certains groupes de Mollusques, qui plus tard (Pliocène)
ont migré vers l'est, et c'est toujours par ici que se trouvait la voie de communi-
cation pour les émigrants pannoniques se dirigeant vers le Bassin pontique
(A. G. EBERSIN, I. MOTAŞ, N. M. MACAROVICI, FL. MARINESCU, 1966).

*

Les relations entre les dépôts tortoniens et sarmatiens marquent, dans la
plupart des cas, une continuité de sédimentation. Aussi, la limite entre les
deux subdivisions stratigraphiques est-elle tracée au sein du même paquet
de dépôts. La zone micropaléontologique (à *Cibicides predecarpaticus*) distin-
guée généralement en Roumanie comme équivalent de l'horizon buglowien de
la Podolie, ne représente en réalité que la subdivision basale du Volhynien.
Dans le Bassin dacique, l'équivalent réel du Buglowien du stratotype est
représenté par la partie terminale des dépôts du Tortonien (localement: couches
à *Venus kokensis media*), tandis que la limite inférieure du Sarmatien est
tracée à la partie basale de la zone à *Cibicides predecarpaticus*.

Le Volhynien y représente la subdivision inférieure du Sarmatien, durant
lequel *Ervilia*, *Syndesmya*, *Mohrensternia* et *Bulla* marquent un développement
remarquable. Parmi les formes de *Cardium*, des types euxéniens (*C. pium*,
etc.) ont été retrouvés dans différents gisements fossilifères du Bassin dacique.
Il y a lieu de souligner que dans les dépôts volhyniens situés dans la partie
occidentale de ce bassin on a de même fréquemment rencontré: *C. politioanei*,
C. politioanei suessiformis, *C. ringeiseni*, etc., formes qui caractérisent le Sarmatien
du Bassin pannonique. Le genre *Cardium* s'épanouit d'une façon tout

* Dans cette situation la partie méridionale de la Moldavie (Dépression Moldo-Bessarabienne) doit être considérée
plutôt comme l'extrémité occidentale du Bassin pontique auquel elle s'identifie presque totalement, malgré les influ-
ences pannoniques qu'elle ait subies.

à fait particulière à un niveau supérieur où ce genre apparaît commun avec les formes variées de Trochidés et avec *Cryptomacra pesanseris*. Habituellement, ces dépôts ont été attribués au Sarmatien moyen (partie inférieure) de l'Euxénie, ayant des équivalents dans les parties supérieures du Sarmatien de la Pannonie (G. BETHLEN, 1933; S. GILLET, 1962; V. DRAGU et all., 1966). A ce niveau dans le Bassin dacique, se fait remarquer un faciès littoral détritique avec des faunes particulièrement riches, ainsi qu'un faciès à dépôts argileux (toutefois non abyssiques) à *Cryptomacra* et *Cardium barboti*, en abondance.

Dans la seconde partie du Sarmatien moyen euxénique, les Cardiidés et les Trochidés sont en régression, étant remplacés par des Mactres. Celles-ci constituent des lumachelles considérables dans la partie centrale et septentrionale du Bassin dacique, ainsi que dans le secteur occidental du Bassin euxénique. Dans la partie occidentale du Bassin dacique, des graviers épais trahissent un commencement de régression, fait qui correspond au retrécissement du Bassin pannonique au début du Pannonien (FL. MARINESCU, 1969). L'apparition de certains niveaux à Congéries de type pannonique dans la partie méridionale de la Moldavie (P. JEANRENAUD, 1963), en Bessarabie (A. G. EBERSIN, 1951) (dépression moldo-bessarabienne), en Olténie (dépression gétique) (FL. MARINESCU, inédit) et dans la partie du NW de la Bulgarie (dépression de Lom) (EM. KOJUMDIEVA, 1968) souligne une fois de plus la corrélation entre la partie supérieure du Sarmatien moyen euxénique et la partie basale du Pannonien (couches inférieures à Congéries).

Le genre *Macra* continue à se développer, marquant son maximum au cours du Kersonien (Sarmatien supérieur euxénique). Ce niveau est complètement dépourvu de Cardiidés. Du côté du W et du N de l'Olténie les Mactres sont cantonnées principalement à la partie inférieure de cette subdivision stratigraphique. Les caractères morphologiques de leurs valves indiqueraient une décroissance de salinité plus marquée qu'en Euxénie (MIRA TUDOR, information orale). Dans les secteurs orientaux du Bassin dacique les Mactres peu nombreuses en espèces, mais riches en individus constituent des lumachelles, qui représentent le Kersonien en entier.

Les subdivisions stratigraphiques marquées par les faunes de Mollusques, sont soulignées aussi par les associations de Foraminifères (fide M. GHEORGHIAN). À la partie basale du Volhynien on sépare une zone à *Cibicides pre-carpaticus* surmontée par une zone à *Elphidium*. La troisième zone, à *Sphaeridia*, correspond déjà aux couches à *Cryptomacra*; c'est d'ailleurs la dernière zone, où l'on rencontre des Foraminifères dans le Bassin pannonique et elle peut être suivie jusque dans la dépression moldo-bessarabienne. La quatrième zone à *Porosonion subgranosus* et *Rotalia beccarii* correspond à la seconde partie du Sarmatien moyen euxénique et au Kersonien. Elle est représentée par une association moins riche.

Des spécimens de petite taille de *Rotalia beccarii*, comme Foraminifère unique, sont rencontrés plus haut, dans le Méotien (à savoir dans les dépôts à *Dosinia*, en compagnie d'Ostracodes).

La décroissance de la salinité, signalée localement au cours du Kersonien supérieur, précède l'adoucissement général du début du Méotien lorsque, outre les Unionidés et les Neritins, le genre de *Congerina* est largement répandu. Il s'agit du second niveau à Congéries du Bassin dacique, où l'on retrouve des formes du Pannonien moyen (*C. politioanei*, *C. ramphophora*, etc.). Celui-ci

est surmonté d'un troisième niveau, qui contient des espèces communes du Bassin euxénique (*C. panticaepaea*, *C. oblonga*, *C. navicula*, etc.). L'épisode à salinité plus élevée du Méotien qui sépare les deux niveaux à Congéries, contient à côté des immigrants méditerranéens (?) (*Dosinia*) aussi des Mollusques qui descendent des formes sarmatiennes (*Pirenella*, *Ervilia*, *Syndesmya*, *Modiolus*, etc.).

Le Sarmatien du Bassin pannonique correspond au Volhynien (zones à *Cibicides predecarpaticus* et à *Elphidium*) et aux couches à *Cryptomacra pesanensis* (= zone à *Sphaeridia*). Dans l'intervalle suivant, le genre *Macra* est absent et à sa place se développe abondamment les Congéries; la famille des *Cardiidae* y est représentée par des sous-familles qui n'apparaissent qu'au Pontien, à l'E des Carpates (*Limnocardiinae*, *Paradacninae*, etc.)*. Le Pannonien s. str. tout entier (couches inférieures à Congéries) représentée de cette façon une unité faunique nettement individualisée, corrélable non seulement à l'intervalle du Kersonien et du Méotien, mais aussi à la partie supérieure du Sarmatien moyen euxénique (Bessarabien).

Bon nombre de chercheurs ont tenté de faire la corrélation entre les dépôts pannoniques et ceux du Bassin dacique; A. PAPP (1948) équivaut le Méotien aux couches moyennes et inférieures à Congéries du Pannonien. Plus tard, dans le Bassin de Transylvanie, — annexe orientale du Bassin pannonique —, A. VANCEA (1960) utilise le terme du Méotien même pour la partie inférieure des dépôts pannoniques de ce bassin, dépôts qui néanmoins correspondent au Pannonien moyen (zones C + D du Bassin de Vienne). (FL. MARINESCU, 1968.)

Ces dernières années, à partir d'innombrables données, dont certaines inédites, l'établissement de corrélations plus étroites fut tenté (N. MACAROVICI, FL. MARINESCU, I. MOTAŞ, 1965; A. G. EBERSIN, I. MOTAŞ, N. MACAROVICI, FL. MARINESCU, 1966). Les caractères différents des dépôts du Bassin dacique par rapport à ceux du Bassin pannonique ne donnent pas pour le moment la possibilité d'une corrélation plus détaillée. Cela empêche l'emploi d'une nomenclature stratigraphique unique (Bessarabien, Kersonien, Méotien) pour les deux bassins. Ils est pourtant fort possible que par des études minutieuses sur les Ostracodes on arrive à surmonter aussi cette difficulté.

Néanmoins des données récentes amènent des précisions, de plus en plus nombreuses, qui soulignent la stricte corrélation de certains intervalles plus larges. Ainsi du Sarmatien, dans le sens euxénique, on pourrait séparer comme subdivision distincte et corrélable dans toute la Paratéthys, le Sarmatien dans le sens du stratotype (Bassin de Vienne, SUESS, 1866). Le reste du Sarmatien euxénique, auquel s'ajoutent le Méotien et éventuellement même le Pontien basal, correspond, sans aucun doute, au Pannonien str. s. (couches inférieures à Congéries). Au début (ROTH von TELEGD, 1879) le terme du Pannonien représentait l'intervalle compris entre le Sarmatien (dans le sens de SUESS) et le Diluvium. Le Pannonien str. s. (STEVANOVIĆ, 1957) restreint le contenu initial du même terme stratigraphique, mais ne peut pas résoudre son utilisation pour l'ensemble de la Paratéthys. Une pareille unité stratigraphique serait à chercher dans le Bassin dacique, intermédiaire entre la Pannonien et l'Euxé-

* Au cours du Pontien, quatrième moment d'épanouissement des Congéries du Bassin dacique, les corrélations avec les Bassin euxénique et pannonique (couches supérieures à Congéries) sont plus faciles à réaliser. Ce sont les couches à *Congeria rhomboides* (Portaferrien) qui constituent une subdivision généralement corrélable dans l'ensemble de la Paratéthys.

Tableau I.

Bassin pannonique					Unités chronologiques dans la Paratéthys centrale	Localités de référence dans le secteur roumaine du Bassin dacique	Bassin dacique					
Bassin de Vienne (A. Papp, 1948; 1949; 1968)		Secteur SE (Jugoslavie) (P. Stevanović, 1957, 1960)					La fréquence des principaux genres de Bivalves Congeria Cardium Mactra	Mollusques	Zones de Foraminifères	Subdivisions habituelles		
II. Miozänzyklus	Pannonien	F	Unterpliozän	vutskitsi-triangularis-rhomboides-Sch.	Pliocène	Turnu-Severin Ilovât-Sișești Bobu (Olténie)		Limnocardiinae, Didacninae, Congeria marcovici, C. rhomboides etc.		Porta-ferrien	Pontien	
		E	"Miopliozän"	Cong. subglobosa				Malvensien				Ciocadia, la vallée de Otăsău, Buleta (Olténie)
		D		Cong. zsigmondyi	Dreissenomya (= "Leptanodonta") Congeria navicula, Dosinia, Abra telinoides Unio, Teisseyromya, Congeria soceni, C. ramphophora							
		C		Cong. partschi		Mactra bulgarica, M. crassicolis, M. caspia			z. Porosononion subgranosus & Rotalia beccarii	Kersonien		
	B/A	Slavonian	Cong. ornithopsis	Mactra vitaliana, M. fabreana, Cardium fittoni	Bessarabien							
Sarmatien	Verarmungs-Zone Mactra - Schichten	Obermiozän	Bessa-rabian	Miocène	Sarmatien	Colibași, Ciocadia	Cardium barboti, C. loweni Cryptomactra pesanseri	z. Sphaeridia			Sarmatien	Miocène
	Ervilien - Schichten	Sarmat	Volhyn				Ob. Ervilia-Sch. Unt. Ervilia-Sch.	Cardium pium, C. politioanei, Ervilia dissita E. podolica, Mohrensternia, Acteocyna				
	Rissoen - Schichten						Syndesmya reflexa, Ervilia	z. Cibicides præcarpaticus			("Buglovien" auct.)	
	Badenien	Mitt-mioz		Torton		Badénien			Tortonien			

nie. Ainsi proposons-nous le nom de Malvensien, qui vient du nom latin du territoire situé à l'W de l'Olt (Dacia Malvensis) où l'on peut établir le profil type en succession ininterrompue. Défini donc comme intervalle entre le Sarmatien (SUSS) et le Pontien (ANDRUSOV), le Malvensien est représenté dans la Dépression gétique par les couches à *Radix* de l'Olténie (FL. MARINESCU, 1969), et dans la zone de courbure des Carpates Orientales par une partie des couches de Milcov (leur partie supérieure étant plus récente, N. MACAROVICI, I. MOTAS, L. CONTESCU, 1967). A la partie occidentale du Bassin euxénique (Dépression Moldo-Bessarabienne) l'intervalle est représenté par un faciès deltaïque, avec des intercalations de cinérites (C. GHENEA, 1968). Tant dans ce faciès deltaïque que dans les couches de Milcov se trouvent des restes de Mammifères dont des Hipparions primitifs.

Nous estimons que le Sarmatien au sens du stratotype et le Malvensien sont facilement séparables dans toute la Paratéthys. Leurs subdivisions euxéniennes sont évidentes dans le Bassin dacique et c'est à partir de ce bassin que l'on doit établir des équivalents pannoniques plus précis.

Une étude exhaustive du Malvensien doit résoudre le problème de la limite entre le Miocène et le Pliocène, ainsi que celui des subdivisions en détails du Miocène supérieur.

Références bibliographiques

- BETHLEN, G. (1933): Rapport géologique et paléontologique sur les contours nord de la montagne de Bihor-Szelaz. Földt. Szemle, Budapest. — BOMBITA G., GHENEA C., MARINESCU FL. (1968): Progrès dans l'étude des formations néozoïques de Roumanie. An. Com. Etat pour la Géol. 34, Bucarest. — CHIVU MARIA, DRAGU VALENTINA, ENACHE GH., ISAC D., MARGARIT E. (1966): Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Silvanie. D. S. Com. Stat Geol. 52, 1. (1964-1965), București. — EBERSIN A. G. (1951): O congerievih fatiiah sarmata Bessarabii. Dok. Ak. Nauk SSSR, n. s., 77, 5, Moskva-Leningrad. — EBERSIN A. G., MOTAS I. C., MACAROVICI N., MARINESCU FL. (1966): Afinități faunice și oxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. Acad. R. S. R. Stud și cercet. Geol. 11, 2, București. — GHENEA C. (1968): Étude des dépôts pliocènes situés entre la vallée du Prut et la vallée du Bârlad. Inst. Geol. Stud. Tehn. și ec. ser. J. no. 6, Bucarest. — GILLET S. (1961): Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. 4, 4, Paris. — JEANRENAUD P. (1963): Contributions à l'étude des couches à faune d'eau douce du Sarmatien de la Plate-forme Moldave. An. st. Univ. Iași, n. sér. sect. II, 9. — KOJUMDZIEVA EM. (1968): Les représentants du genre *Congeria* de la Néogène de la Bulgarie de nord-ouest et leurs philogène et paléocologie. Bul. of the Geol. Inst. Ser. Paleont. 17, Sofia. — MACAROVICI N., MARINESCU FL., MOTAS I. C. (1965): Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du bassin dacique. Acad. R. S. R. Stud. și cercet. Geol. 10, 2, București. Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géol. 10, 2. (1966). — MACAROVICI N., MOTAS I. C., CONTESCU L. (1967): Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales. An. st. Univ. Iași (s. n.) sect. IIB, 13, Iași. — MARINESCU FL., POPESCU A. (1968): Carte géologique échelle au 1/200.000, 19 Tirgu Mureș. Note explicative. Inst. Géol. Bucarest. — MARINESCU FL. (sous presse): Précisions stratigraphiques sur le Sarmatien et le Méotien du nord d'Olténie. D. S. Com. Stat Geol., Bucarest, 54/3. — PAPP A. (1948): Fauna und Gliederung der Congerenschichten des Pannon im Wiener Becken. Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Öster. Akad. der Wiss., 11, Wien. — PAPP A. (1949): Fauna und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math., naturw. Klasse der Öster. Akad. der Wiss., 13, Wien. — PAPP A. et al. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1/2. — POPA-DIMIAN E. (1960): Contribuții la studiul paleontologic al Tortonianului din Subcarpați (Crivineni și v. Muculeului), cu privire specială la fauna stratielor cu *Venus konkensis*. D. S. Com. Geol., 47 București. — STEVANOVIC P. (1957): Pannon und Pont in nördlichen Bosnien (Tuzlaer, oder Krekaer Kohlenbecken). Separatni otisk iz Zbornik II, Kongres geologa F N R J — Sarajevo. — STEVANOVIC P. (1960): Das Neogen in Jugoslawien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien 52. (1959). — VANCEA A. (1965): Geologia regiunii de la nord de Tg. Mureș. Acad. R. S. R. stud. și cercet. Geol. 10, 2, București.

Vergleichende palynologische Untersuchungen im ungarischen Neogen

Dr. Esther Nagy

In grossen Linien können wir die ungarischen neogenen palynologischen Forschungen auf drei Gebiete verteilen: das südpannonische, das Neogen des Mittelgebirges und das nordungarische Neogen. Nach den Ergebnissen der geologischen Untersuchungen war in Südpannonien während der untersten Stufen des Miozäns keine bewiesene Sedimentbildung. Nach Nordosten aber sind die tieferen Glieder des Miozäns vorhanden.

Unsere Aufgabe betreffs der palynologische Erforschung des ungarischen Neogens, ist bis jetzt noch nicht abgeschlossen. Selbst die Monographie über das Mecsek-Gebirge enthält nicht sämtliche Daten und es fehlt auch weiterhin die Beschreibung der Basisflora der Gebiete ausserhalb des Mecsek-Gebirges.

Den sedimentpetrographischen Verhältnissen entsprechend sind die pyroklastischen Bildungen palynologisch nicht bewertbar. Geringe Ergebnisse zeigten auch die terrestrischen Trümmergesteine. Die litoralen und neritischen Bildungen enthalten im allgemeinen auswertbares Sporen- und Pollen-Material.

Durch kleinere Artikel und eine Monographie kennen wir die zum südpannonischen Mecsek-Gebirge gehörende neogene Flora ziemlich gut.

Der Vollständigkeit halber fasse ich im folgenden die Flora des Mecseker Miozäns nach den Ergebnissen der Pollenanalyse zusammen, hauptsächlich für einen Vergleich mit anderen neogenen Ablagerungen unseres Landes.

Am östlichen Mecsek-Gebirge wurden ausgewertet: Erstens das Material der Tiefbohrungen von G. HÁMOR, zweitens zahlreiche Aufschlussproben, besonders aus der Gegend von Magyaregregy, ausserdem die eigenen Sammlungen aus der Grube Hidas und die von Á. Grossz erhaltenen Proben. Für den Vergleich habe ich von Á. JÁMBOR eine das ganze Neogen umfassende Proben-Serie aus dem westlichen Mecsek-Gebirge bekommen.

Die Mecseker Neogen-Flora ist in palynologischer Hinsicht in mehrere aufeinanderfolgende Bilder zutrennen.

Bei den tieferen Floren-Bildern weisen die dominierenden Elemente auf subtropische Verhältnisse hin.

Höher in den Profilen treten die Florenelemente des mediterranen und gemässigten Klimas in den Vordergrund. Die Veränderung ist nicht gleichmässig, sondern auch vom Fazieswechsel abhängig. In den jüngeren Zeitabschnitten kommen stellenweise auch tropische Elemente mit höheren Prozentwerten vor, zum Beispiel in der Hidaser Braunkohle 7%. Erst im mittleren Sarmat verschwinden die tropischen Elemente völlig und von hier an existiert die das Pannon-Bild charakterisierende Zönose. Das Neogen im Mecsek-Gebirge ist sehr reich an Arten: 398 Arten wurden aus dem Material beschrieben, von welchen 45 neue Gattungen und 161 neue Arten sind.

Nördlich von Mecsek-Gebirge, im *Zwischengebiet* zum Bakony-Gebirge, habe ich von R. HETÉNYI aus der Tiefbohrung Tamási No. 1. (Teufe 2027 m) eine Probe bekommen.

Sie wurde als Neogen bestimmt. Leider kamen Pollen oder Sporen nicht ans Licht, nur Kohlenstückchen und pflanzliche Gewebereste.

Vom Bakony-Gebirge wurde noch sehr wenig Material bearbeitet: Erstens im Südost-Bakony-Gebirge das von J. KÓKAY zur Verfügung gestellte Material des neogenen Teiles der Tiefbohrung *Várpalota No. 133*, zweitens die von Á. JÁMBOR zur Verfügung gestellte Material der Bohrung *Fehérvárcsurgó No. 160*, sowie die im nordwestlichen Vorfeld des Bakony-Gebirges aus der Tiefbohrung *Pápa No. 2* stammende Material.

Das Neogen der Tiefbohrung *Várpalota No. 133* lagert auf Eozän. Nach Meinung von J. KÓKAY liegt in der Teufe 226,3–208,3 Meter das Eggenburgien («Burdigalien»). Die Pollenflora des Komplexes ist reich. Man konnte 70 Formen bestimmen, aber wegen des Mangels an palynologischen Standardprofilen können unsere Folgerungen nur mit der Feststellung der Tatsachen abschliessen. Nur weitere Forschungen können die Ergebnisse für die Stratigraphie verwendbar machen.

Die Proben aus der Teufe 228,8–229,3 Meter verweisen auf einen Süswasser-Komplex, einen *Taxodium-Myrica*-Sumpfwald mit *Cyrtaceapollenites exactus*, *Betulaepollenites betuloides*, *Alnipollenites verus*. Weiterhin wuchs ein Laubwald mit vielen auf *Fagaceae*, *Castanopsis* und *Castanea* verweisenden *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *fusus*, *pusillus* und *oviformis*, *Tr. villensis*, *Faguspollenites vivus*, *Tricolporopollenites liblarensis* ssp. *fallax*, *Zelkovaepollenites* sp., *Flacourtiaceae* sp., *Pterocaryapollenites* sp., ausserdem *Engelhardtoidites microcoryphaeus*, *Palmaepollenites* sp. tropischen Elementen. Dazu kommen die auf dem Bergabhängen lebenden Koniferen: *Tsugaepollenites diversifolia*, *Piceapollenites neogenica*, *Abiespollenites* sp. In einem höheren Komplex finden wir ähnliche Floren mit auf Süswasser hinweisenden *Myriophyllum* sp., und auch für tropisch gehaltenen Elementen (*Araliaceipollenites odmundi*, *Sapotaceipollenites* Arten, *Arecipites tranquillus*).

Die vielen Pteridophyten-Arten zusammen mit *Taxodiaceae*-Sumpfwald, *Alnipollenites* und *Betulaepollenites* Arten beweisen ein feuchtes, ausgeglichenes Klima.

Dieser Komplex enthält einige auf tieferes Miozän hinweisende Formen, z. B. die *Leiotriletes seydwitzensis*, welche Form nach KRUTZSCH nur für das tiefere Miozän charakteristisch ist, und die *Polyodiaceisporites miocaenicus*, die für das Mecseker Unterhelvet typisch ist. Es ist nicht ausgeschlossen, dass das Pollenspektrum mit einigen älteren Formen Eggenburgien sein kann, aber die Formen sind nicht nur in diesem Niveau allein vorhanden, z. B. wurde *Alangiopollenites barghoornianum* von Traverse aus dem Brandon Lignit (U.S.A.) beschrieben (Oberoligozän), er kommt aber in der Mecseker tortonischen Braunkohle auch vor. Hier kann der Pollen-Sporen-Komplex mehr eine Fazies widerspiegeln, als stratigraphische Bestimmung sein.

Die Teufe 208,0–175,6 m soll – nach Meinung von J. KÓKAY ins Otnangien («helvetischer» Schlier) gehören. Im Material finden wir mehr Gebirgs-Koniferen statt der *Taxodium*-Sumpfwald-Elemente. Die Angiospermen werden weniger. Seeplanktonreste weisen auf eine brackische Transgression hin. Die hier gefundenen kleinen *Polyodiaceisporites*-Arten haben wir auch im Mecseker «Unter-Helvet» gefunden.

In der Teufe 167,7–161 Meter – von J. KÓKAY als Karpatien angesprochen – gleicht sich das Verhältnis von Koniferen zu Angiospermen aus. Zwischen den Arten finden wir im jüngeren Tertiär vorkommende Formen, z. B. *Dacrycarpites hungaricus* die im Mecseker Gebirge im «Torton» vorkommt, und die *Quercopollenites* aus den Stufen des jüngeren Miozäns. Ausserdem sind neben den aus mittleren Miozän stammenden subtropischen Elementen nur wenige tropische Elemente vorhanden. Die Planktonreste und die *Chenopodiaceen* belegen die Strandnähe.

Die Bohrung *Fehérvárcsurgó No. 160* nördliche von *Várpalota* lagert auf Oberoligozän. Die untersten Tertiärschichten sind mit «?» Burdigalien benannt. Diese enthalten aber kein Pollen-Material. Die aus dem Hangenden stammenden Proben haben für das mittlere Miozän charakteristische subtropische Florenelemente. Die Proben sind reicher an Koniferen, als die üblichen Proben im «Helvet»-«Torton». Das dürfte auf höhere Berge hinweisen. Von Planktonresten kann man auf Brack- und Süswasser-Wechsel folgern.

Die Bohrung *Pápa No. 2* wurde am Rande der Kleinen Ungarischen Tiefebene abgeteuf. Die Tertiärschichten lagern auf dem Senon. Der untere Teil der aus 337,5–192,8 Meter Teufe stammenden Proben sind verhältnismässig reich an Sporen. Es sind grosse *Leiotriletes*, *Punctatisporites* und grosse monoletete Sporen. Weitere gehören zum *Polyodiaceisporites*-Formenkreis. Die erstgenannten sind nach W. KRUTZSCH im deutschen Oligo-Miozän beschrieben: *Leiotriletes maxoides* W. KR., *maximus* W. KR., *Leiotriletes maxoides* W. KR. *minoris* W. KR., *Punctatisporites crassimaximus*, *Leiotriletes maxoides cf. minoris*, *Microfoveolatosporites sellingeri* W. KR. Die vorkommenden *Polyodiaceisporites*-Arten (*Polyodiaceisporites szászvárensis*, *P. miocaenicus*, *P. minutus*, *P. medius*)

sind im untersten Mecseker Miozän gefunden worden. Nachdem aber die Lebensdauer dieser Arten nicht geklärt ist, und auch nicht genug Forschungsmaterial vorliegt, müssen wir mit der genauen stratigraphischen Eingliederung warten. Die begleitende Floren-gesellschaft kann sowohl Oberoligozän als auch Untermiozän sein. Das Planktonmaterial weist auf eine Aussüßung hin (von Brack- bis Süßwasser). Die Braunkohlen-Proben enthalten keine Pollen und Sporen. Die von A. JÁMBOR als Pannon bezeichneten Proben (189,6—192,8 Meter) haben ganz mit den vorigen Proben identisches Pollen- und Sporenmaterial. Die nachfolgenden Proben (161,1—163,8 m) aber haben schon ausgesprochen pannolisches Pollenspektrum (mit *Osmunda* sp., *Abietinaepollenites microalatus*, *Fagus*), und auch Dinoflagellaten, die das Unterpannon charakterisieren.

Ipolytarnóc ist der weltberühmte Makrofossilien-Fundort. Von hier habe ich von R. NYIRŐ foraminiferologisch bearbeitete 8 Proben bekommen und palynologisch bearbeitet. Leider enthalten die Oberflächenproben ausser einigen Koniferen nur marines Plankton (*Crassosphaera concinna*).

Die aus dem *Nógráder Becken* stammenden Standardprofile enthalten sehr wenig Pollenmaterial. Die unterste Stufe des Grundprofils *Kazár I.* ist Egerien (Oberoligozän), die auf dem Eggenburgien (Burdigalien) liegt. Der obere Teil ist Ober-»Helvet« (Ottngan-gien) bis zum Unteren Rhyolithuff. Das terrestrische Burdigalien zeigt nur *Cistacearum-pollenites rotundus* und *Rhoipites pseudocingulum*. In den anderen Proben fand ich nur Pflanzenhäcksel und Kohlenstückchen.

Das nachfolgende Standardprofil *Gyulakeszi* enthält das Ottnganien (Unterstes »Helvet«) vom Unteren Rhyolithuff bis zu den *Cardium*-Schichten. Im Ottnganger Braunkohlen-Komplex findet man ausser wenigen Pflanzenresten und Kohlenstückchen nur wenige auf *Taxodium*-Moor und -Sumpfwald hinweisende Pollen.

Stellenweise sind marine Planktonreste vorhanden, die das ehemalige Meer anzeigen. Die hangenden *Cardium*-Schichten sind frei von Pollen.

Das Standardprofil *Kazár II* mit Ottnganger Schlier und *Oncophoren*-Schichten ist pollenanalytisch nicht auswertbar. Die ergänzenden Bohrung *Kazár No. 514* enthält den Ottnganger Braunkohlenkomplex mit reichem Florenmaterial. Die Pollenflora enthält hier humide Elemente, die auf einen *Taxodium-Myrica*-Sumpfwald hinweisen. Die Paläo-vegetation ist überwiegend subtropisch mit sehr wenigen Tropenelementen (*Sapotaceae*, *Arabiaceae*, *Cyrtillaceae*, *Dipterocarpaceae*).

Stellenweise finden wir eine Verarmung der Pollenspektren zusammen mit Meeresplankton. Dann wird die Flora wieder reicher. Es findet sich ein Braunkohlensumpf mit Süßwasserplankton. Im oberen Teil enthalten die *Cardium*-Schichten nur einige Chenopodiaceen-Pollen, wahrscheinlich von dem Meeresufer kommend.

Das Grundprofil *Sámsonháza* zeigt die Fragmente der mittelmiozänen subtropischen Floren. Neben Koniferen finden wir humide Elemente eines Laubwaldes und Reste eines Sumpfes.

Am Ende möchte ich noch einmal betonen, dass die Forschungen in Nord-Ungarn nicht beendet sind. Das bisher untersuchte Material ist nicht sehr reich und nicht gut konserviert. Bessere Auswertungen können wir nur nach weiteren Forschungen und durch die gründliche paläontologische Bearbeitung bekommen.

Стратиграфическое положение и объем мэотического яруса

Л. А. Невеская

(с 1 Таблицей)

Положение мэотического яруса в стратиграфической схеме до сих пор служит предметом обсуждения. Одни исследователи считают мэотис концом миоцена, конечным этапом миоценового цикла развития фауны средиземноморского типа в Паратетисе, тогда как плиоцен этой области характеризуется фауной совершенно другого — «каспийского» типа (Эберзин, 1959; Мольявко, 1960; Дидковский, 1960; WINKLER—HERMADEN, 1960). Представители противоположной точки зрения (К. А. Али-Заде, 1959; Булейшвили, Вахания, 1959; PAP, 1960; HANGANU, 1961; MOTAŞ, 1962; Stoica, 1962; Жиженко, 1963, 1965) считают, что мэотический ярус следует относить к нижнему плиоцену, т. к. между сарматом и мэотисом имеется значительный перерыв, а литологически и фаунистически мэотис имеет больше общего с понтом, чем с сарматом.

Существуют некоторые разногласия по поводу расчленения мэотического яруса. Необходимо уточнить и названия отдельных горизонтов, т. к. для нижнего (морского) мэотиса были предложены названия — капканский и багеровский (Карлов, 1937) и пангагийский (Жиженко, 1965), а для верхнего (конгериевого)-молдавский (Квейст—Граф, Венз, 1931), акманайский (Карлов, 1937), тмутараканский (Колесников, 1940) и молдавский (Жиженко, 1965).

Отложения, отнесенные впоследствии к мэотическому ярусу, впервые в качестве самостоятельной стратиграфической единицы (горизонт «е») были выделены Абигом (Авсн, 1866) на Керченском полуострове. Название «мэотический ярус» было предложено Н. И. Андрусовым, но впервые употреблено в печати А. Иностранцевым (1887).

На ряде разрезов Керченского полуострова Н. И. Андрусов (1884а, б; 1890) подтвердил положение мэотического яруса (в работах 1884 г. — «керченского известняка») между сарматом и понтом и предложил его деление на три горизонта: 1. нижний — собственно-строительный известняк с *Modiola* (= *Mytilaster*), *Cerithium*, *Dosinia*, 2. средний — слои с *Dreissena subbasteroti* Tourn. (= *Congeria panticaeae* Andrus.) и 3. верхний — слои с *Dreissena novorossica* (= *Congeria novorossica navicula* Andrus.). Впоследствии Н. И. Андрусов (1906), оставляя деление мэотического яруса на три горизонта для района Керченского полуострова, в целом для всей области распространения мэотических слоев предложил деление на два горизонта, объединив средний и верхний горизонты в один.

В дальнейшем различные авторы по-разному представляли себе объем и подразделение мэотического яруса (табл. 1). В издании «Стратиграфия СССР, т. XII. Неоген» В. П. Колесников (1940) принял трехчленное деление

Таблица I.

Андрусов, 1884, 1890	Андрусов 1906	Осауленко-Шульга, 1936	Карлов, 1937	Колесников, 1940	Невская Ильяна, Эберзин, 1967
Верхний горизонт (слой с <i>Dreissena novorossica</i> Sinz.)	Верхние мэотические слои (с <i>Congeria panticarpa</i> и некоторыми морскими формами вилу и <i>C. novorossica</i> — вверху)	Верхний подъярус-конгериевый — с <i>Congeria novorossica</i>	Верхний подъярус — акманский (внизу) — прослой с <i>Ostrea</i> , вверху — <i>Congeria</i>)	Верхний горизонт-тму-тараканский с <i>Congeria</i> (<i>C. novorossica</i> — вверху и <i>C. panticarpa</i> — внизу)	Верхний горизонт — молдавский — с преобладанием <i>Congeria</i> (<i>C. novorossica</i> вверху, <i>C. panticarpa</i> — внизу)
Средний горизонт (слой с <i>Dreissena subbasteroi</i> Tourn.)					
Нижний горизонт (собственно строительный известняк с <i>Modiola</i> , <i>Cerithium</i> , <i>Dosinia</i>)	Нижние мэотические слои (дозиниевый известняк и сланцеватые глины со <i>Serpicularia telinoides</i>)	Средний подъярус — чертоволочинный с <i>Lucina pseudonivea</i> , <i>Cardium</i> , <i>Tapes</i> , <i>Congeria</i>	Средний подъярус — багеровский — с <i>Dosinia</i> , <i>Venerupis</i> , <i>Modiola</i> и др. — внизу и <i>Sphenia</i> , <i>Lucina</i> , <i>Cardium</i> — вверху	Средний горизонт багеровский с <i>Dosinia</i> , <i>Modiola</i> , <i>Lucina</i> , <i>Cardium</i> , <i>Tapes</i> , <i>Synclimysia</i> , <i>Sphenia</i> и др.	Нижний горизонт багеровский — с преобладанием морских форм, солоноватоводные формы редки.
	Мшанковые рифы верхнего сармата		Нижний подъярус — капканский — с <i>Membranipora</i> , <i>Hydrobia</i> внизу; <i>Modiola</i> , <i>Ervilia</i> , <i>Membranipora</i> — вверху	Нижний горизонт — капканский с <i>Membranipora</i> и <i>Hydrobia</i>	Мшанковые рифы верхнего сармата

мэотиса, причем его средний горизонт равен нижнему, а верхний — верхнему горизонтам двучленной схемы Н. И. Андрусова, тогда как к нижнему, или капканскому, горизонту, были отнесены мшанковые рифовые образования Керченского и Таманского полуостровов и Западного Предкавказья, глины с *Hydrobia* и пресноводно-наземные отложения Украины.

В последние годы часть исследователей принимает двучленную схему Н. И. Андрусова (Ж и Женко, 1965; Буряк, 1964, 1965; Богданович, 1965), а другая часть — трехчленную схему В. П. Колесникова (Молявко, 1960; Дидковский, Молявко, 1965).

Рассмотрение последовательности фаунистических комплексов на всей территории распространения мэотиса (от восточной Югославии на западе до западного Казахстана — на востоке) приводит к выводу, что более правильным является деление мэотического яруса на два горизонта: нижний, или багеровский, горизонт с морским комплексом моллюсков: *Mytilaster*, *Paphia*, *Loripes*, *Cardium*, *Ervilia*, *Dosinia*, *Abra*, *Sphenia*, *Cerithium*, *Pirenella*, *Rissoa*, *Alvania*, *Bittium*, *Gibbula*, *Hydrobia* и др. и верхний, или молдавский, горизонт, характеризующийся солоноватоводным комплексом моллюсков, в котором преобладают представители родов *Congeria*, *Pyrgula*, *Micromelania*.

Слои с пресноводной или солоноватоводной фауной (*Unio*, *Theodoxus*, и др.) и континентальные отложения, лежащие между сарматскими слоями с *Mastra* и морскими слоями мэотиса, следует относить к верхнему сармату, а

нижнюю границу мезотического яруса проводить по появлению морской фауны, так как новый ярус следует начинать с морских слоев, знаменующих начало нового этапа развития.

Пресноводно-солонатоводные и континентальные отложения, соответствующие нижней части багеровских морских слоев, следует выделять в виде аналогов этих слоев, но не в качестве самостоятельного (кавказского) горизонта. Пресноводно-солонатоводные фации были особенно широко развиты в западной части бассейна (Болгария, Румыния, Молдавия, южная Украина), которая захватывалась морской трансгрессией в течение коротких периодов, затем сменявшихся вновь периодами опреснения.

Что касается мшанковых рифов, то их образование падает на конец сарматского времени, а при развитии раннемезотической трансгрессии рифы были погребены глинистыми и известковыми осадками (Благоволин, 1962). Лишь на Таманском полуострове среди глин нижнего мезотиса наблюдаются отдельные желваки мшанковых известняков.

В начале раннего мезотиса фаунистический комплекс был наиболее разнообразен: *Mytilaster incrassatus*, *Paphia abichi*, *P. curta*, *Loripes pseudoniveus*, *Cardium arcella mithridatis*, *Ervilia pusilla minuta*, *Dosinia maeotica*, *Sphenia anatina cimmerica*, *Abra tellinoides* и др., а из гастропод — представители многих родов: *Cerithium*, *Pirenella*, *Bittium*, *Rissoa*, *Alvania*, *Gibbula*, *Hydrobia* и др. К концу этого этапа морские элементы (*Mytilaster*, *Alvania* и др.) начинают исчезать, последними остаются *Abra*, редкие *Cardium arcella*, мелкие и *Dosinia* некоторые гастроподы. Одновременно появляются первые редкие представители *Congeria* — *C. pantica paea*, которые затем становятся господствующими формами (слои с *C. panticapaea*), а позже вытесняются представителями другого вида *Congeria* — *C. novorossica*. Среди гастропод господствующими становятся солонатоводные виды родов *Pyrgula* и *Micromelania*. Из морских форм в слоях с *C. novorossica* встречаются единичные *Abra* и *Ervilia*.

В отдельных частях мезотического бассейна отмечаются специфические элементы: например, для раннего мезотиса таковыми были *Congeria panticapaea* Восточного Предкавказья, устричник в районе г. Крымска на Северном Кавказе, комплекс разнообразных гастропод, не встреченных в других районах, н р. Гализге, в районе сел. Гупи, а для позднего мезотиса — находки *Maetra superstes* и *Sphaeronassa andrussovi* в двух удаленных друг от друга местонахождениях. (с. Заветное, Керченский п-ов и сел. Гупи на р. Гализге), а также — отсутствие в отдельных районах слоев с *Congeria panticapaea* (восточное побережье Каспия, Украина). Но в целом последовательность смены фаунистических комплексов на большом протяжении мезотического бассейна была очень выдержанной.

Общее развитие фауны в течение второй половины раннего и всего позднемезотического времени шло непрерывно в одном направлении — обеднения морскими элементами и обогащения солонатоводными.

Чередование слоев с морской и солонатоводной (*Congeria*) фауной в раннем мезотисе района восточного Предкавказья говорит о том, что конгерии проникли на восток уже в это время и жили в придельтовых участках или в опресненных лиманах береговой полосы. Колебания границ бассейна приводили к переслаиванию разнофациальных осадков, что особенно было резко выражено в предгорных районах (Предкавказье, предгорья Карпат).

Вопрос о стратотипе мезотиса — довольно сложный. Установление мезоти-

ческого яруса по разрезам Керченского полуострова подсказывает выбор стратотипа в этом районе. Однако, несмотря на то, что на Керченском полуострове имеются многочисленные обнажения мэотических слоев, разрезы с непрерывной последовательностью слоев отсутствуют. Как правило, между нижним и верхним горизонтами имеет место перерыв, так что нижняя часть верхнего горизонта (с преобладанием *Congerina panticapaea*) вообще отсутствует, а верхние слои с *C. novorossica* ложатся с разрывом (наличие гальки) на нижне-мэотические слои, или же между теми и другими имеется прослой немой глины. Когда же слои с *C. panticapaea* присутствуют в разрезе, то или взаимоотношения их с багеровским горизонтом неясны (оползни, задернованные склоны) или же между ними лежит прослой глинистого мергеля или глины, обычно без фауны, реже в нем наблюдается смесь морских (*Paphia*, *Ervilia*) и пресноводных (*Planorbis*, *Lymanaea*) видов.

Поэтому в качестве неостратотипа предлагается разрез по черноморскому берегу Таманского полуострова между мысом Панагия и мысом Попов Камень. Этот разрез глинистых пород, описанный Н. И. Андрусовым (1903, 1906, 1909—1911), полностью вскрывает все горизонты мэотического яруса. К югу от м. Панагия и к северу от м. Попов Камень видны нижележащие сарматские отложения, а далее к северо-западу от Попова Камня по направлению к мысу Верблюды выше верхнемэотического горизонта вскрываются понтические известняки.

Самый мыс Панагия сложен мшанковыми известняками, на которые с северо — северо-востока ложится мощная толща глинистых пород, дающая отесный обрыв высотой 20—25 м.

Снизу вверх наблюдается следующая последовательность слоев:

1.	тонкосланцеватые глины с чешуйками рыб	10—15 м
2.	тонколистватые глины, переслаивающиеся с более толстоплитчатыми глинами с <i>Abra tellinooides</i> , <i>Hydrobia ventrosa</i> и редкими <i>Mytilaster</i>	5 м
	Местами в глинах желваки и прослой мшанкового известняка до 20—30 см мощности.	
3.	сланцеватые и листоватые глины с редкими <i>Abra</i>	10—15 м
4.	детритовый ракушечник с немногочисленными целыми мелкими раковинами, среди которых преобладают <i>Paphia abichi</i> , довольно много <i>Mytilaster</i> , редкие <i>Abra</i> и <i>Hydrobia</i> и единичные <i>Dosinia</i>	0,2 м
5.	плитчатые и слоистые глины, с прослойками раковин многочисленных <i>Abra</i> и редких <i>Paphia abichi</i>	8—9 м
6.	детритовый рыхлый прослой с <i>Paphia abichi</i> , <i>Mytilaster</i> , <i>Pirenella disjuncta disjunctoides</i> , <i>Hydrobia</i>	0,15—0,20 м
7.	глина	2,5 м
8.	детритовый ракушечник с целыми раковинами <i>Paphia abichi</i> , <i>Mytilaster</i> , <i>Abra</i> , <i>Hydrobia</i> , единичными <i>Congerina panticapaea</i> , <i>Pyrgula</i> sp. Местами в ракушечнике желваки (или гальки?) мшанкового известняка с многочисленными парными створками <i>Paphia abichi</i>	0,3 м
9.	глина толстоплитчатая	6 м
10.	прослоечек детрита с редкими целыми <i>Abra</i>	0,05 м
11.	глины толстоплитчатые с тонкими прослоями детрита	10 м
12.	плотный глинистый песчаник с <i>Abra</i>	0,1 м
13.	глина с детритом и целыми раковинами <i>Congerina panticapaea</i> , <i>Ervilia</i> , <i>Micromelania</i> , <i>Pseudamnicola</i> , реже <i>Abra</i>	0,3 м
	Севернее между слоями 12 и 13 вклинивается песчано-детритовая линза около 0,2—0,3 м мощностью с многочисленными <i>Ervilia</i> , более редкими <i>Congerina panticapaea</i> , <i>Abra</i> , <i>Hydrobia</i> , редкими <i>Mytilaster</i> и обломками <i>Cardium arcella mihridatis</i>	
14.	глины толстоплитчатые	2 м
15.	плотный белый мергель	1 м.

16. глины листоватые	5	м.
17. детритовый прослой с целыми многорисленными <i>Ervilia</i> , более редкими <i>Congeria panticapaea</i> , <i>Abra</i> , обломками <i>Cardium arcella mithridatis</i>	0,4	м..
18. глины толстоплитчатые и листоватые с линзами детрита и редкими целыми раковинами <i>Abra</i>	4	м
19. мергель плотный	1	м
20. глины тонкослоистые	3,5	м
21. прослой ракушечника и раковинного детрита с раковинами <i>Congeria panticapaea</i> и <i>Theodoxus</i> , редкими <i>Ervilia</i> , <i>Abra</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Hydrobia</i> встречается галька	0,215	м
22. плотный мергель	0,	м
23. глины слоистые	2	м
24. тонкозернистый песок с <i>Congeria novorossica</i> и редкими <i>C. panticapaea</i> и <i>Pseudammicola</i>	1,2	м
25. глины тонколистоватые	2	м
26. глины тонкослоистые с прослоечками гипса	1	м
27. глины сланцеватые	2	м

Нижний мэотис представлен в этом разрезе в основном глинами, среди которых прослеживаются небольшие (обычно 0,2—0,3 мм мощностью) прослои раковинного детрита с отдельными целыми раковинами. Детрит неокатанный и образовавшийся, по-видимому, за счет разрушения тонкостенных раковин в процессе раздавливания их между мощными пластами глин. В глинах господствуют раковины *Abra*, а в детритово-ракушечных прослоях — *Mytilaster* и *Paphia abichi*. В слоях с примесью песка много *Ervilia*.

В верхах нижнемэотического горизонта исчезают *Mytilaster* и *Paphia*, из морских форм остаются только *Ervilia pusilla minuta*, *Cardium arcella mithridatis*, *Abra tellinoides*, в то же время появляются еще редкие раковины *Congeria panticapaea*. Граница между нижним и верхним мэотисом здесь постепенная. Низы верхнего мэотиса характеризуются, как и на Керченском п-ве, преобладанием *Congeria panticapaea*, вместе с которыми встречаются *Abra* и *Ervilia*, иногда обломки *Paphia* и *Cardium*. Слои с *C. panticapaea* на Таманском полуострове также выражены в глинистой фации с тонкими детритово-ракушечными прослоями. Граница нижних и верхних слоев верхнего мэотиса весьма постепенная, и слои с *C. novorossica* тоже в основном представлены глинами, редко переслаивающимися с тонкозернистыми песками.

В течение всего мэотического времени в районе Таманского полуострова глубины моря были больше, чем в районе Керченского полуострова и других районов. Поэтому постепенность изменения фауны в течение раннего-позднего мэотиса на Тамани выражена очень хорошо, несмотря на большую бедность таманских разрезов раковинами моллюсков.

Верхняя граница мэотического яруса проводится по подошве слоев с типичной понтической фауной: разнообразными кардидами, дрейссенидами, валенсиенидами и др. (Невесская, Ильина, Эберзин, 1967). Солюноватодной фауны знаменовало начало нового этапа — этапа господства солоноватодной фауны, примедшей из смежных бассейнов. Такое вторжение солоноватодных форм могло быть вызвано только резким изменением палеогеографических условий, а следовательно на границе мэотиса и понта произошли такие события, которые могут быть положены в основу проведения границы миоцена и плиоцена.

Мэотический ярус сопоставляется с нижними конгериевыми слоями или верхней частью собственно паннона Паннонского бассейна (Stevanović, 1960; Gillet, 1961; Motaş, 1962; Masarović, Marinescu, Motaş, 1965;

MARINESCU, 1967) а в Средиземноморской области — с частью верхних горизонтов мессинского яруса (STEVANOVIČ, 1960; WINKLER—HERMADEN, 1960; PAPP, 1960).

Литература

- Андрусов, Н. И. (1884а): Заметка о геологических исследованиях в окрестностях г. Керчи. Записки Новорос. о-ва естествоиспытателей, т. IX, вып. 1, стр. 1—15. — Андрусов, Н. И. (1890): Керченский известняк и его фауна. Зап. С.-Петербургского минералог. о-ва, ч. 26, стр. 193—344 (Избр. тр., т. 1, 1961, стр. 31—112). — Андрусов, Н. И. (1903): Геологические исследования на Таманском полуострове. Материалы для геол. России, т. 21, № 2, стр. 257—383 (Избр. тр., т. 1, 1961, стр. 593—662). — ANDRUSSOW, N. (1906): Die Maetotische Stufe. Зап. Русск. Минералог. о-ва, сер. 2, т. 42 (Избр. тр., т. 1, 1961, стр. 283—361). — Благоволит, Н. С. (1962): Об условиях образования миоценовых рифов Керченского полуострова. Автореферат докл. прочит. 21/XII—1961 г. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 67, отд. геол., т. 37, вып. 3, стр. 139—140. — Булейшвили, Д. А., Вухания, Е. К. (1959): Схема стратиграфии третичных отложений Грузии. Тр. Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 15. — Бурияк, В. Н. (1964): Стратиграфия неогеновых отложений Западного Предкавказья. Автореф. дисс. канд. геол.-минерол. наук. Одесса. — Дидковський, В. Я. (1960): Про мікрофауну мезітичних відкладів України та про межку між мезітисом та понтом. Доповіді АН УРСР, № 4, стр. 494—500. — Дидковський, В. Я., Молявко, Г. І. (1965): Стратиграфія неогенових відкладень юга Української ССР. Межд. геол. конгр., XXII сессия, докл. советских геологов, стр. 80—89. Изд. «Недра», М. — Жижченко, Б. П. (1965): Принципы стратиграфии кайнозойских отложений. Международный. геол. конгр., XXII сессия, 1964, докл. советских геологов, стр. 20—29. — Карлов, Н. Н. (1937): О возрасте и условиях образования мембранированных рифов Керченского полуострова. Изв. АН СССР, № 6, стр. 1003—1035. — Колесников, В. П. (1940): Мэотический ярус. В «Стратиграфия СССР», т. XII. Неоген СССР, стр. 331—373. — Молявко, Г. І. (1960): Неоген півдня України. Вид. АН УРСР, Стр. 1—207. Киев — Эберзин, А. Г. (1959): Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР. Тр. Совещ. по разработке униф. стратиграф. шкалы третич. отложений Крымско-Кавказской обл., стр. 41—47. Ваку — GILLET, S. (1961): Essai de paléogéographie du néogène et du quaternaire inférieure d'Europe orientale. Rev. de Géogr. physiq. et de Geol. Dynam., 2 sér., vol. IV, fasc. 4, pp. 218—250. Paris. — KREYCI-GRAF, K., WENZ, W. (1931): Stratigraphie und Palaeontologie des Obermiozänen und Pliozänen der Muntenia (Rumänien). Zeitschrift der deutsch. Geol. Gesellschaft., Bd. 83, Heft 2—3, SS. 65—163. — MACAROVICI, N., MARINESCU, FL., MOTAS, I. C. (1965): Asupra neogenului superior și a pontianului s. str. din Bazinul Dacic. Studii și cercetări geol., geofiz., geogr. Ser. geol., t. 10, N 2, pp. 313—323. — NEVSSKAYA, L. A., LYZINA, L. B. (1969): On the scope and position of the Maeotic stage and on the Miocene-Pliocene boundary in the Ponto-Caspian province. Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Proc. of the fourth Session in Bologna, 19—30 september 1967. Bologna. — Мотас, І. С. (1962): Date noi cu privire la corelarea miocenului. Dări de Seamă ale Sedimentelor, vol. XLIV (1956—1957), pp. 159—165. — PAPP, A. (1960): Umfang und Gliederung des oberen Miozänen und ebietin Mittelourpa. Mittell. Geol. Ges. Wien. Bd. 52 (1959), SS. 169—176. — STEVANOVIČ, P. M. (1960): Das Neogen in Jugoslawien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. Mitteilung der Geologischen Geselsch. in Wien, Bd. 52 (1959), SS. 189—201. Wien. — WINKLER-HERMADEN, A. (1960): Der Vergleich der obermiozän-pliozänen Schichtfolgen im Mediterranbereich mit jenen in den pannonic-pontischen Gebieten. Mittell. der Geol. Ges. in Wien, Bd. 52 (1959), SS. 225—243.

Stratigraphical position and extension of the Maeotic stage

L. A. Nevesskaya

The Maeotic stage (Kerch limestones) has been established by N. ANDRUSOV in 1884. He determined its position between the Sarmatian and the Pontian stages and suggested to divide it into either two or three horizons, — in the first instance uniting the two upper horizons into a single one.

Examination of the succession of faunal assemblages throughout the territories where Maeotic beds are developed (from eastern Yugoslavia in the West to western Kazakhstan in the East) leads to the conclusion that the most reasonable solution of the problem would be a subdivision of the Maeotic into two horizons: 1. the lower or Bagerov horizon characterized by a marine molluscan assemblage consisting of *Mytilaster incassatus*, *Paphia abichi*, *P. curta*, *Loripes pseudoniveus*, *Cardium arcella mithridatis*, *Ervilia pussilla minuta*, *Dosinia maetotica* and other rarer bivalves, as well as by some representatives of the gastropod genera *Cerithium*, *Pirenella*, *Rissoa*, *Alvania*, *Bittium*, *Gibbula* asf. and 2. the upper or Moldavian horizon marked by the presence of a brackish-water molluscan assemblage in which *Congeria panticapaea* and *C. novorossica* and a number of brackish-water gastropod species are dominant.

Between the Bagerov horizon and the Upper Sarmatian beds containing *Maetra* occur the beds with freshwater and brackish-water faunas or unfossiliferous deposits of probably terrestrial origin.

The lower Maeotic boundary may be drawn by the first appearance of a marine fauna, while the deposits with freshwater or brackish-water faunas lying between Sarmatian beds with *Mactra* and marine Maeotic beds assigned to the Upper Sarmatian.

As far as the Bryozoan reefs are concerned their formation coincides with the end of the Sarmatian. During Early Maeotic transgression these reefs were buried under clay and limestone sediments, while Lower Maeotic clays contain occasional small noduli of Bryozoan limestone in the Taman peninsula only.

A section of the Black sea coast of the Taman Peninsula, situated between Panagija Cape and Popov Stone Cape, is suggested as a neostratotype. Within this section of clay sediments, described by N. ANDRUSOV, all the horizons of the Maeotic stage are completely exposed. To the South of Panagija Cape and North of Popov Stone Cape underlying Sarmatian deposits are seen, while farther to the North-West on Popov Stone Cape, towards Camel Cape, Pontian limestones are exposed above the Upper Maeotic horizon.

The Upper Maeotic boundary is drawn under the deposits with typical Pontian fauna i.e. various *Cardiids* and *Dreissenids*, as well as representatives of *Valencienniidae* and other forms. The appearance of these forms mark the beginning of a different epoch, that of the predominance of a brackish-water fauna introduced from some adjacent basins.

A similar intrusion of brackish-water forms may have been caused by sharp changes in the paleogeographical conditions only. Consequently, some geological events must have occurred in the province of the Paratethys, at the Maeotic/Pontian boundary, providing a basis for the location of the Miocene/Pliocene boundary.

Lithofaciès et faciès paléontologiques dans la région de la courbure des Carpates Orientaux

Dr. I. Pana*

(Avec 8 figures)

Les formations pliocènes de Roumanie ont été et continuent d'être très controversées, vu que les critères d'étude étaient différents. Selon que l'accent a été mis sur les observations paléontologiques, lithologiques ou sur le développement géodynamique, les limites entre les étages ainsi que la limite entre le Miocène et le Pliocène ont varié.

Les recherches actuelles ont pour objet principal, outre l'établissement d'une biostratigraphie détaillée, la détermination de la valeur régionale des unités chronostratigraphiques, sans égard au lithofaciès et au faciès paléontologique locaux. L'évolution géotectonique particulière de l'avant-fosse carpatique et de la plate-forme moésienne, la présence d'un paléo-relief et des failles profondes qui ont donné une certaine instabilité à quelques compartiments, sont les causes principales des variations lithofaciologiques et biofaciologiques, ainsi que de la présence de lacunes de sédimentation dans certains secteurs, tandis qu'en d'autres on peut poursuivre une continuité de sédimentation.

La région de la courbure des Carpates Orientaux fait partie de l'avant-fosse carpatique, mais dans la zone côtière on rencontre des situations similaires à celles de la plate-forme moésienne ou des secteurs plus élevés, dans le cadre de l'avant-fosse carpatique. La région de courbure représente l'un des secteurs peu nombreux de Roumanie où l'on peut poursuivre une série continue du Sarmatien au Levantin, offrant la possibilité d'une zonation détaillée, de la détermination des moments de transgression et de régression dans la zone côtière et l'influence que le paléo-relief et la paléotectonique ont exercé sur la répartition régionale des lithofaciès et des faciès paléontologiques.

Le secteur compris entre la vallée de Buzău et la vallée de Rîmnicul Sărat a souffert une subsidence continue, avec un maximum d'intensité dans la vallée de Rîmnic, ce qui explique la grande épaisseur des dépôts (5 à 10.000 m.), par rapport à d'autres régions du Bassin dacique. Les données paléontologiques de ce secteur indiquent qu'en dehors des fossiles communs et caractéristiques du Pliocène de la Paratéthys entière, on y trouve des fossiles spécifiques du Bassin pannonic, du Bassin pontique, ainsi que des fossiles qui ne sont spécifiques que du Bassin dacique et même seulement de la région de courbure des Carpates Orientaux. Sans négliger le temps nécessaire pour la migration de ces espèces, nous considérons qu'elles pourront conduire à une corrélation plus détaillée entre les bassins de la Paratéthys ainsi qu'à l'établissement d'un synchronisme de certains phénomènes géologiques qui ont mené à l'apparition de lithofaciès et de populations de Mollusques à caractère local.

* Chaire de Paléontologie et Stratigraphie — Fac. de Géologie et Géographie, Bucarest.

La vallée de Buzău intersecte une série d'anticlinaux (Cislău, Bădila, Berca) qui mettent à jour des dépôts miocènes, ainsi qu'une série de synclinaux (Soimari, Rîpile, Ruşavăţ, Pîrscov-Policiori, Pleşcoi) où se maintiennent des dépôts pliocènes dont les lithofaciès et les fossiles sont différents. Le secteur d'entre la vallée de Slănic et la vallée de Rimnicul Sărat-Motnău se dessine comme une unité lithofaciologique et biofaciologique distinguée (Fig. 1).

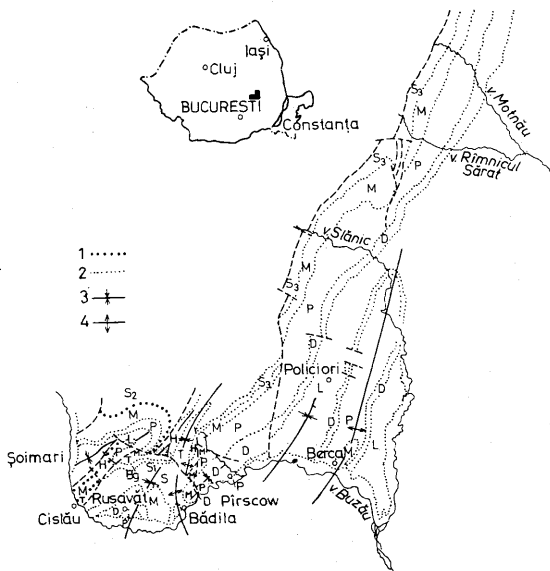


Fig. 1. Carte géologique de la région située entre les vallées de Buzău et de Motnău. Légende : 1. Limite de transgression, 2. Limite normale, 3. Axes de synclinaux, 4. Axes d'anticlinaux; H = Helvétien, T = Tortonien, Bg = Buglovién, S = Sarmatien, S₁ = Volhynien, S₂ = Bessarabien, S₃ = Kersonien, M = Méotien, P = Pontien, D = Dacien, L = Levantin

Vu que la discussion du Pliocène est reliée aux rapports, existant entre le Kersonien et le Méotien, nous présenterons les variations du lithofaciès et des faunes, à partir du Kersonien jusqu'au Levantin.

Dans la zone de courbure des Carpates, le Kersonien apparaît parfois dans un faciès conglomératique-sableux dépourvu de fauna. Dans une zone plus interne, le lithofaciès sablo-gréseux à intercalations de microconglomérats et de marnes présente, localement, une couleur bordeaux-verdâtre (Pîrscov, vallée du Slănic), possédant une fauna de Mactres du type kersonien (*Maetra bulgarica* TULA, *M. caspia* EICHW., *M. intermedia* MAC., *M. crassicolis* SINZ., etc.). Dans le secteur méridional de la région, apparaissent des calcaires et des grès calcaires lumachéliques avec les mêmes espèces de Mactres, tandis

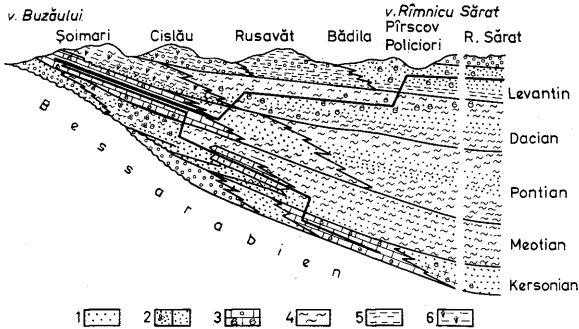


Fig. 2. Variations lithofaciologique des dépôts kersoniens et levantins de la région de courbure des Carpates Orientaux. L'é g e n d e : 1. Conglomerats, 2. Grès colithiques, grès, 3. Calcaires lumachéliques, 4. Marnes, 5. Argiles, 6. Facies marécageux

que dans la zone la plus interne, le Kersonien se revêt d'un lithofaciès gréseux à intercalations de marnes et de grès tufacés à Mactres (le synclinal Pîrscov) (fig. 1., 2., 3., 4.). Dans la zone côtière, à l'extérieur du lithofaciès grésoconglomeratique, le Kersonien est absent, de sorte que dans certaines régions, le Méotien repose directement sur le Bessarabien. Là où existaient des structures déjà esquissées, qui ont été exondées pendant le Sarmatien, à la suite de l'érosion, le Méotien repose directement sur le Tortonien ou sur l'Helvétien. On ne peut parler avec certitude d'une continuité de sédimentation que là où la par-

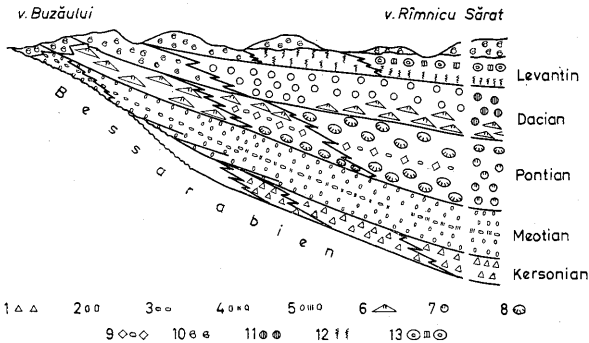


Fig. 3. Variations des faciès paléontologiques dans les dépôts kersoniens et levantins de la région de courbure des Carpates Orientaux. L'é g e n d e : 1. *Mactra*, 2. Congéries de petite taille, 3. *Dosinia*, 4. *Dosinia*, *Scrobicularia*, 5. *Ervilia*, *Modiola*, 6. *Monodacna*, *Didacna*, 7. *Stylodacna sturi* (COB.), 8. *Paradacna*, 9. Congéries de grande taille, *Linnocardium*, 10. *Planorbis*, *Linnæus*, 11. *Pachidacna*, *Prosodacna*, 12. Faune eurybionte, 13. Unionidés sculptés, *Linnocardium*

tie terminale du Kersonien est prouvée paléontologiquement (le synclinal de Ruşavăt, l'anticlinal de Bădila, le synclinal de Policiori, la vallée de Slănic).

Le début du Méotien est marqué, dans la plus grande partie de la région étudiée, par le développement brusque des Congéries du groupe modioliforme.

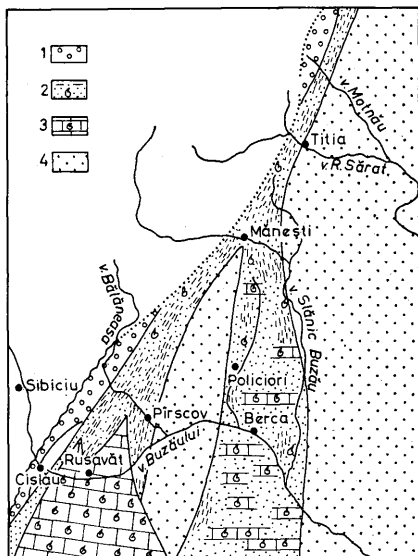


Fig. 4. Répartition de lithofaciès dans le Kersonien. L é g e n d e : 1. Conglomérats, 2. Crès lumachéliques et pélites, bordeaux-verdâtre, 3. Calcaires lumachéliques, 4. Grès

Nous rappelons que l'apparition des Congéries dans l'avant-fosse carpatique fut déjà signalée (I. RĂDULESCU et A. DĂMIANUL) dans la Volhynien de Bessarabie (couches d'Andrieşu), et dans la plate-forme moldave du Bessarabien (JEANRENAULT, 1963) les Congéries sarmatiennes font partie du groupe mytiliforme (Congéries à carène) qui réapparaissent dans le Méotien inférieur (*Congeria soceni* JEK., *C. soceni ringeiseni* JEK., *C. soceni politioanei* JEK.), mais dans un niveau plus élevé par rapport au niveau basal et à étendue plus grande; il repose transgressivement soit sur le Bessarabien, soit sur des termes plus anciens. Ainsi, la valeur de la lacune de sédimentation dans la zone côtière est différente. Nous mentionnons que dans le secteurs à l'ouest de l'avant-fosse carpatique, à la base du Méotien en peut observer presque partout une lacune de sédimentation. Les deux niveau à Congéries (ex gr. *modioliforme* et *mytiliforme*), intersectant des unités lithologiques différentes, présentent une valeur chronostratigraphique (fig. 2., 3., 5.).

Le faciès paléontologique du Méotien inférieur se caractérise toutefois par des alternances de niveaux à Unionidés (*Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* TEIS., *Ps.* (*Psilunio*) *subhoernesi*, TEIS., *Unio subatavus* TEIS., Vivipares) et des niveaux à Hydrobiidés (*Pseudamnicola sarmatica* JEK., *P.* (*Aluta*) *producta* JEK., *P.* (*Aluta*) *producta unicarinata* JEK., *P.* (*Staja*) *pseudoatropida* BRUS., etc.). Le nombre des niveaux à Unionidés diminue au fur et à mesure que nous nous éloignons de la côte.

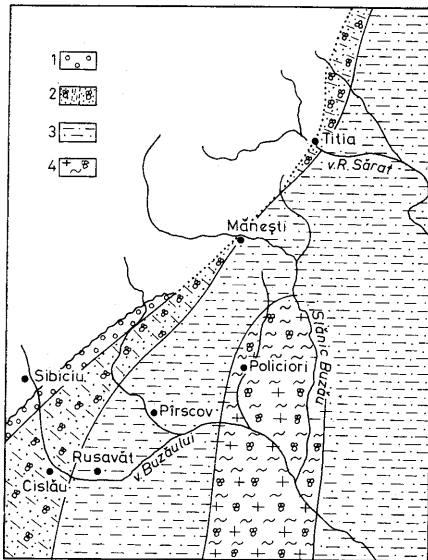


Fig. 5. Répartition de lithofaciès dans le Méotien. L é g e n d e : 1. Conglomérats, 2. Grès marneuses et oolithiques, 3. Marnes sableuses, 4. Grès andésitiques, marnes oolithiques

Le Méotien moyen, connu aussi sous le nom de «couches à *Dosinia*», s'est révélé être différent, particulièrement comme faciès paléontologique. Dans les zones proches à la côte, prédominent les *Dosinia* et *Pirenella*, mais comme formes petites, stratigraphiquement strictement localisées (I. PANĂ, 1966) apparaissent aussi des *Ervilia*, des *Scrobicularia*, des *Tapes*, des *Modiola*. Plus loin de la côte, le genre *Scrobicularia* devient tout aussi nombreux que *Dosinia*, ces deux genres pouvant être fréquemment confondus. Dans la zone de subsidence maximum (vallée de Rîmnic, vallée de Motnău) Le rôle prédominant revient aux *Ervilia* et *Modiola*. Le changement du faciès paléontologique a été contrôlé par le régime de salinité et de sédimentation. Le lithofaciès sablo-gréseux-oolithique n'a pas influencé la prédominance de l'un ou de l'autre genre de Mollusques.

Le faciès paléontologique du Méotien supérieur est caractérisé, comme aussi dans le Méotien inférieur, par l'alternance de niveaux à Unionidés et de niveaux à Hydrobiidés. Toutefois, on rencontre aussi des niveaux paléontologiques repères. Parmi ceux-ci le niveau à *Leptanodonta rumana* WENZ est caractérisé par la séparation des morpho-espèces en fonction de la roche; dans les arénites et oolithes calcaires et ferrugineux (les synclinaux Soimari, Rîpile, Pîrscov, vallée de Slănic) on trouve les espèces de *Leptanodonta rumana*

oblonga PANĂ, *L. rumana alta* PANĂ, tandis que dans les formes aléuristiques (le synclinal Rușavăț) on rencontre *Leptanodonta rumana contorta* PANĂ. L'allongement de la coquille est dicté par le mode de vie que menaient les Leptanodontes, emplantés dans la vase (I. PANĂ et I. MAREȘ, 1969). À la limite entre le Méotien et le Pontien se trouve constamment le niveau à *Congeria novorossica* SINZ., et en d'autres secteurs (les synclinaux Rușavăț, Pîrscov-Policiori), entre les «couches à *Dosinia*» et le niveau à *Leptanodonta*, on a identifié un niveau à Congéries carénées.

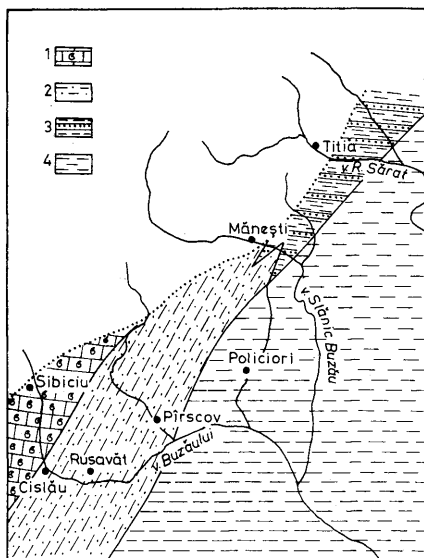


Fig. 6. Répartition de lithofaciès dans le Pontien. L é g e n d e : 1. Calcaires lumachéliques, 2. Marnes et sables, 3. Marnes à intercalations de sables et grès, 4. Marnes

En généralisant, nous pouvons affirmer que dans la région de courbure, le Méotien, ainsi que le Kersonien, se caractérisent par des niveaux paléontologiques repères, à rôle chronostratigraphique, qui intersectent des lithofaciès différents (les quatre niveau à Congéries), séparés les uns des autres par des alternances de marnes à Hydrobiidés et de sables à Unionidés et Vivipares, le nombre de niveaux, variant en fonction de la distance à laquelle a eu lieu la sédimentation par rapport à la côté.

La situation semble être différente aux autres étages, où se différencient nettement des lithofaciès et des faciès paléontologiques.

Le Pontien des synclinaux Soimari-Rîpile se dessine comme une unité lithologique distincte, caractérisée par la présence des lumachelles marneuses, sableuses, calcaires. Le faciès paléontologique est dominé par des Monodacnes,

Didacnes, Plagiodacnes, Dreissensies. Dans la partie médiane les lumachelles s'intercale un paquet de marnes à Paradacnes et *Congeria rhomboidea* M. HOERN. Cette unité représente de fait un falun fossile (fig. 1., 2., 3., 6.).

Une zone plus interne (le synclinal de Ruşavăt) offre la possibilité de poursuivre trois lithofaciès qui se succèdent dans le vertical: marneux dans la partie basale, sableux dans la partie médiane, sablo-marneux dans la partie supérieure.

Ces trois lithofaciès sont accompagnés de trois associations paléontologiques distinctes: *Paradacna*, *Caladacna*, *Valenciennius* dans les marnes, des Limnocardiidés (du type pontien: *Limnocardium parazujoivici* STEV. ou du type pontien: *Limnocardium (Euxinocardium) paululum* EBERZ., *L. (E.) inlongaevus* EBERZ., *L. (E.) insolidum* EBERZ., *L. (E.) seninskii* ANDR., *Chartoconcha bayerni* R. HOERN.) et *Congeria rhomboidea* M. HOERN., dans le faciès sableux, aussi des Monodacnes, Didacnes, Plagiodacnes, Dreissensies dans les marnes sableuses. La limite du Dacien est nettement marquée, de même que dans le synclinal Soimari, comme un niveau lumachélique à *Phyllocardium planum planum* DESH., *Congeria brandenburgi* BRUS., *C. marcovici* BRUS., *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum* ANDR., *Dreissena*, *Viviparus*.

Cette succession de lithofaciès et de faciès paléontologiques était indiquée comme étant constante pour le Pontien de l'avant-fosse carpatique. Les situations de terrain prouvent qu'elle ne représente qu'un cas local.

Dans les zones situées plus au sud de la vallée de Buzău (l'anticlinal Bădila, le synclinal Pîrscov-Policiori), le Pontien est en prédominance marneux, à Paradacnes, aussi bien dans le Pontien inférieur que dans le Pontien supérieur.

On constate que l'évolution des espèces de *Paradacna* peut donner des indications d'âge (PANĂ, 1968). Ainsi, la partie basale du Pontien se caractérise par l'espèce d'*abichi* qui se différencie dans quelques sous-espèces (*Paradacna abichi* (R. HOERNES), *P. abichi minor* EBERZ., *P. abichi latio* EBERZ.). Après un intervalle lacustre à intercalations charbonneuses, le genre *Paradacna* se diversifie (*P. andrussowi* EBERZ., *P. radiata* STEV., *P. okrugici* BRUS., *P. chartacea* BRUS. var., *P. storonis* ANDRUS.), étant associé à *Parvicardina planicostata* STEV.; dans le Pontien supérieur, les marnes ne contiennent que les espèces de *Paradacna abichi* (R. HOERNES), *P. storonis* ANDRUS., *P. retouschi* ANDRUS., mais qui passent aussi au Dacien inférieur. Dans ces zones méridionales, le Pontien moyen diffère aussi comme lithofaciès que faciès paléontologique, étant caractérisé par des sables entrecroisés où la faune, représentée seulement par *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB., associée à des genres eurybiants (*Melanopsis*, *Theodoxus*, *Viviparus*, *Lythoglyphus*), apparaît dans de lentilles qui contournent les surfaces de stratification.

Les caractères litho- et biostratigraphiques, propres au Pontien moyen de cette unité, s'étendent entre les vallées de Slănic et de Rimnicul Sărat, invadant le lithofaciès marneux à *Paradacna* ainsi que les niveaux repères à *Congeria rhomboidea* M. HOERNES et *Phyllocardium planum planum* DESH. L'évolution rythmique de la subsidence a imprimé à ce secteur un caractère propre. Comme faciès lithologique, on poursuit des sables grossiers ou fins entrecroisés, des marnes, des argiles ligniteuses à séparations décimétriques de lignites, ensuite le même ordre de dépôt se répète en formant de vrais cyclothèmes qui reviennent à de courts intervalles de temps donnant au Pontien de ce secteur une épaisseur de plus de 1500 m., par comparaison au Pontien du synclinal de Soimari qui ne dépasse pas 70 m. La seule association paléontologique rencontrée dans cette unité est celle du Pontien moyen du synclinal de Pîrscov (*Prosodacna (Stylodacna) sturi*, *Melanopsis*, *Viviparus*, *Theodoxus*, *Lythoglyphus*). La subsidence est moins intense dans le Pontien supérieur où pour peu de temps s'installe un lithofaciès marneux à *Paradacna*, *Caladacna*, *Valenciennius*.

La succession des lithofaciès et des faciès paléontologiques du Pontien de la courbure des Carpates est une preuve de la relation incontestable qui existe entre le régime tectonique, sédimentaire, la salinité et le développement de la faune.

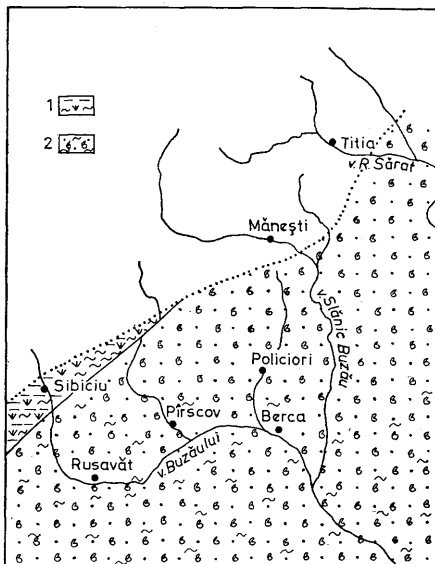


Fig. 7. Répartition de lithofaciès dans le Dacien. Légende : 1. Faciès marécageux, 2. Sables, marnes et grès lumachéliques

L'étage dacien se caractérise par une restriction du Bassin dacique traduite dans la succession des lithofaciès et du faciès paléontologique. Sur la vallée de Buzău, la retraite continue des eaux a conduit à l'installation du faciès marécageux dans la zone côtière déjà dès le Dacien moyen. Dans le Dacien supérieur et le Levantin, la zone côtière a été envahie par des graviers de piedmont. Le synclinal de Rușavăț devient la zone marine la plus proche à la côte, caractérisée du point de vue lithofaciologique par la présence des lumachelles gréseuses et ferrugineuses, et du point de vue paléontologique par le développement brusque du genre *Pachydacna* dont a évolué ensuite le genre *Prosodacna*, genre spécifique seulement au Bassin dacique (fig. 1., 2., 3., 7.).

La zone plus éloignée de la côte (Pîrscov-Policiori) a le faciès lumachéliques restreint seulement au Dacien moyen, tandis que le Dacien inférieur est marnosableux à Paradacnes, Monodacnes et Didacnes, et le Dacien supérieur, invadé au début par des faciès marécageux-charbonneux, est dominé à la partie supé-

rieure par des Cardiacées de petite taille (*Limnocardium* (*Euxinocardium*) *subsirmienne* ANDR., *L. (E.) esperansae* ANDR., *L. (E.) subesperansae* EBERZ., *Pteradacna edentula* SESH., etc.) (PANĂ et K. MÜNZ, 1966). Dans le secteur à subsidence active (vallée de Slănic, vallée de Rîmnic, vallée de Motnău), à cause de la grande épaisseur des dépôts, les lumachelles sont dispersées entre des paquets de marnes, d'argiles, de sables non fossilifères. La succession faunique est la même que dans la zone éloignée de la côte sur la vallée de Buzău. Le faciès charbonneux s'installe dès le début du Dacien supérieur et ne permet plus le développement des Cardiacées de petite taille, en se continuant dans le Levantin; par ce fait, il est difficile de tracer la limite entre ces deux étages dans les zones charbonneuses.

Le remblayage de la région a continué dans le Levantin. Dans la vallée du Buzău, le lithofaciès marécageux installé dans le Dacien, dans la zone côtière, se déplace au Levantin dans la zone éloignée de la côte (Rușavăț, Pîrscov-Policiori). Derrière ces marais, où ne vivaient que des Limnécidés, des Planorbidés, des Vivipares, s'installe une zone à faune eurybante (*Melanopsis*, *Emmericia*, *Lythoglyphus*, etc.) et vers le large (Pleșcoi, Muscel) on trouve des Unionidés sculptés qui forment des lumachelles (PANĂ, I., 1968). Entre ces lumachelles apparaissent les Cardiacées, représentées au commencement par *Monodacna*, *Didacna*, *Pseudocatillus*, tandis qu'à la partie supérieure les Unionidés sculptés disparaissent et ne restent que les représentants des genres *Limnocardium*, *Cardium* (*Cerastoderma*), *Hydrobia*, qui sont des genres propres à cette région et qui sont la preuve d'une dernière invasion des eaux saumâtres. Ensuite, même cette zone éloignée de la côte est remblayée par des sables et des graviers (fig. 1., 2., 3., 8.).

Le secteur à subsidence active se comporte tout comme au Dacien, c'est-à-dire il présente une faune dispersée sur une épaisseur stratigraphique beaucoup plus grande.

La région de courbure des Carpates nous offre la possibilité de poursuivre la grande variation des lithofaciès et des faciès paléontologiques de la zone côtière par comparaison aux zones situées au large, lesquelles présentent une plus grande constance, particulièrement celle des lithofaciès (fig. 2., 3.).

L'établissement des niveaux stratigraphiques repères, lesquels intersectent les divers lithofaciès, met en évidence la différence d'épaisseur des dépôts dans la zone côtière (Soimari-Rîpele de 3 à 400 m.) par rapport à la zone au large (Pîrscov—Berca—Pleșcoi de 1500 à 4000 m.) ou par rapport à la zone de subsidence maximum (vallée de Slănic, vallée de Rîmnic de 5 à 10 000 m.).

L'ordre dans lequel les faciès d'un étage se succèdent par rapport à la zone côtière nous donne des indications sur l'avancement ou la retraite des eaux (fig. 2.). Ainsi, le lithofaciès lumachélique au temps du Kersonien, bien retiré vers l'intérieur du bassin, coïncide avec la retraite des eaux (lacune de sédimentation dans le synclinal de Soimari, conglomérats de régression sur le flanc ouest du synclinal de Rușavăț, sables et lumachelles calcaires sur le flanc est du synclinal de Rușavăț et l'anticlinal de Berca). L'ingression des eaux méotiennes a déterminé l'avancement du lithofaciès lumachélique vers la zone côtière. Le maximum d'avancement est atteint pendant le Pontien, lorsque les lumachelles argilo-calcaires s'installent dans le synclinal de Soimari. A partir du Dacien, le lithofaciès lumachélique s'éloigne de la côte, présentant une retraite graduelle des eaux qui se traduit aussi par l'avancement, vers le centre du bassin, des faciès charbonneux et des graviers qui remblayent graduel-

lement la région. Les faunes des lumachelles diffèrent, dans le Kersonien il y a des Mactres, dans le Méotien des Congéries, Dosinies et Unionidés, dans le Pontien des Monodacnes, Didacnes, Dreissènes, dans le Dacien des Pachydacnes, Prosodacnes, Stilodacnes, et dans le Levantin des Unionidés sculptés et Cardiacées.

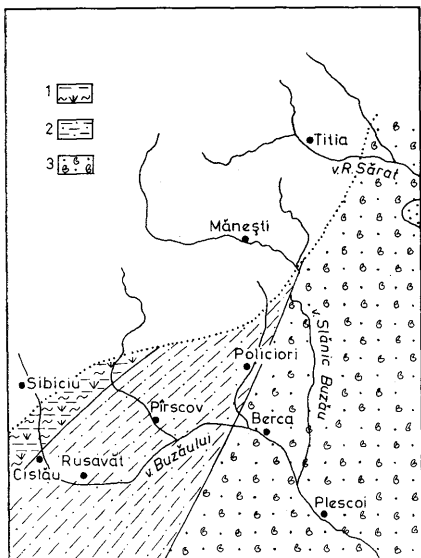


Fig. 8. Répartition de lithofaciès dans le Levantin. L é g e n d e : 1. Facies marécageux, 2. Sables et marnes, 3. Sables fossilifères

En poursuivant les relations de la roche fossile, nous observons que dans le Kersonien et le Méotien les indicateurs chronostratigraphiques donnent des genres qui ne sont pas sensibles aux variations lithofaciologiques, *Mactra*, *Tapes*, *Scrobicularia*, *Modiola*, *Dosinia*, *Congeria*.

Les genres considérés comme caractéristiques d'une unité chronostratigraphique particulière se sont révélés être dépendants du lithofaciès (*Paradacna*, *Caladacna*, *Valenciennius*) et persistant dans un plus grand intervalle stratigraphique; cependant, les espèces de ces genres peuvent fournir des indications d'âge.

Les intercalations à faune d'eau douce ayant une plus grande fréquence dans la zone côtière, remplacent complètement ou partiellement les fossiles caractéristiques. C'est pourquoi la zonation du Pliocène dans la zone côtière présente un plus grand degré de difficulté.

Le secteur de la courbure des Carpates montre que dans le Pliocène les unités lithologiques ne se superposent pas toujours aux unités biostratigraphiques.

Le but qu'on poursuit, en précisant ces situations, est de faciliter une corrélation correcte, d'une part dans le cadre du Bassin dacique et d'autre part avec les bassins avoisinants de la Paratéthys, avec lesquels la région de courbure des Carpates a beaucoup d'affinités paléontologiques.

Littérature

- JEANRENAUD, P. (1963): Contribution à l'étude des couches à faune d'eau douce du sarmatien de la Plateforme Moldave. *Ad. St. ale Univ. «Al. I. Cuza» din Iași sectia II. T. IX.* Iași. — KOJUMDZIEVA, E. (1960): Etude paléontologique et biostratigraphique du meotien inférieur de la Bulgarie du Nord-Ouest. *Ann. de la Direction générale des recherches géologiques* Vol. XI. Sofia. — KREJCI, K., WENZ, W. (1931): Stratigraphie und Paleontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntania (Rumanien). *Zeitschrift der deutschen Geol. Gesel.* Bd. 83., H. 2—3., Berlin. — PALIU, GH. (1968): Asupra prezentei unei specii de *Limnocardium* în levantul din zona de corbută a Carpaților. *Acad. R. S. R. St. și Cerc. geol. geofiz. geogr. Seria Geologie, T. 13. Nr. 1.*, București. — PANĂ, IOANA (1962): Contribuții la cunoașterea moluștelor de talie mică (Congerii din grupa modioliforme). *Ad. Univ. Nr. 31.*, București. — PANĂ, IOANA (1966): Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *Com. Geol. St. teh. econ. Inst. Geol. seria J, Nr. 1.*, București. — PANĂ, IOANA (1967): Forme noi de cardiacee din depozitele pliocene din regiunea Buzău. *Acad. R. S. R. St. Cerc. geol. T. 12., Nr. 2.*, București. — PANĂ, IOANA (1968): Espèce du genre *Paradaena* dans les dépôts pliocènes de la courbure des Carpathes. *Trav. Mus. Hist. nat. T. VIII.*, București. — PANĂ, IOANA, BŢIC, HONTANSA, BOYCU, R. (1968): Elemente noi în fauna levantină din regiunea Buzău. *Rev. Petrol și Gaze Nr. 11.*, București. — PANĂ, IOANA, MĂRES, I. (1969): Relațiile dintre litofacies și continutul paleontologic la nivelul cu *Leptanodonta* (meotian superior). — PANĂ, IOANA, MŢINIZ, K. (1966): Date noi asupra dacianului de pe valea Sărâtel. *Rev. Petrol și Gaze Nr. 5.*, București. — PANĂ, IOANA, MŢINIZ, K. (1968): Litofaciesuri și faciesuri paleontologice în depozitelor pliocene de la curbura Carpaților. *Rev. Petrol și Gaze Nr. 5.*, București. — RĂDULESCU, I., DAMIAN, A. (1966): Asupra vârstei stratelor de Andreiașu. *Rev. Petrol și Gaze Nr. 7.*, București. — SAULEA, EMILIA, POPESCU, ELENE, SANDULESCU, JANA (1964): Carte lithophaciale Republiche Populaire Roumaine. *Comité Géologique.*

Палеогеографические карты миоцена западных областей УССР

Л. С. Пишванова, О. Ф. Ткаченко

(с 8 рисунками)

В основу составления литолого-палеогеографических карт миоценового времени западных областей УССР положена унифицированная схема стратиграфии этого времени, в которой основными стратиграфическими единицами являются горизонты с местными географическими названиями.

Литолого-палеогеографические карты построены для воротыщенского, стебникского, балического, богородчанского, тирасского, косовского и вольтинского горизонтов, которые и отражают шесть циклов (этапов) развития миоценовых осадков на территории запада Украины, и являясь региональными стратиграфическими подразделениями, по мнению авторов могут соответствовать западно-европейской ярусной шкале миоцена. Воротыщенский горизонт отвечает верхнеолигоценно-нижнемиоценовому (аквитанскому) циклу осадконакопления, стебникский горизонт — бурдигальскому циклу, балический горизонт — гелветскому, богородчанский — нижнетортонскому, тирасский и косовский горизонты — верхнетортонскому и вольтинский — нижнесарматскому. С каждым из этих циклов связаны как трансгрессивный, так и регрессивный период осадконакопления.

Палеогеографические карты составлялись на тектонической основе с учётом покровного строения Карпат (Макимова А. В., 1967).

Кроме личных наблюдений и исследований, авторами использован обширный геологический материал предыдущих исследований.

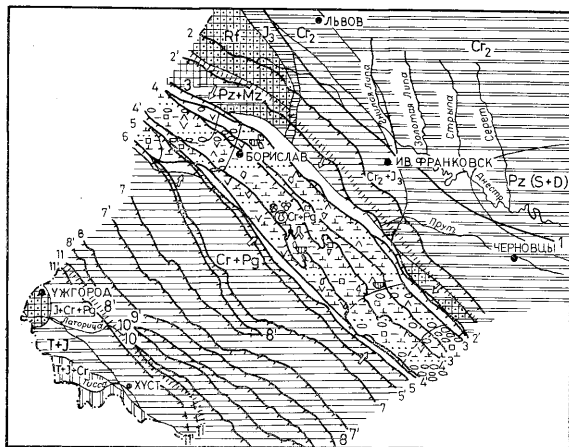
Аквитанское время

Время формирования воротыщенского горизонта, соответствующее времени накопления осадков поляницкой и воротыщенской свит (Рис. 1).

Начало формирования аквитанского яруса совпадает с началом образования горной гряды Карпат, а к северо-востоку от неё — Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В Закарпатье и на Вольтно-Подольской окраине Русской платформы в это время была суша в виде возвышенного нагорья.

Характер раннеаквитанских осадков и ископаемая микрофауна свидетельствуют о нормальных морских условиях неглубокого бассейна, трансгрессивно заполнявшего прогиб. В море, протягивавшемся узкой полосой вдоль Карпат, отлагались песчаные, алевроитовые, глинистые и мергелистые осадки с пачками гравийно-галечникового материала в основании и в средней части поляницкой свиты.

Во второй половине раннеаквитанского времени море мелеет, а преимущественно глинистые осадки засоляются.



1	11	21	31
2	12	22	32
3	13	23	33
4	14	24	34
5	15	25	35
6	16	26	36
7	17	27	37
8	18	28	38
9	19	29	39
10	20	30	40

Рис. 1. Поздний олигоцен — ранний миоцен, аквитанский век, воротышский горизонт. Условные обозначения: 1. Брекчия, 2. Галечник, 3. Гравий, 4. Песок, 5. Глина известковистая, 6. Глина известковистая, 7. Известняк, 8. Каменная соль, 9. Месторождения солей, 10. Гипс, ангидрит, 11. Известняки глинистые и мергели, 12. Известняки облитовые, 13. Известняки водорослевые, 14. Кислые эффузивы, 15. Осадочные обломочные породы, 16. Метаморфические породы, 17. Осадочные карбонатные породы, 18. Красноцветность частичная, 19. Фораминиферы планктонные, 20. Фораминиферы бентонные, 21. Нормально морские Пелециподы, 22. Солонатоводные Пелециподы, 23. Губки, 24. Иголкожии, 25. Брахиподы, 26. Гастроподы, 27. Остракоды, 28. Радиоларии, 29. Кораллы, 30. Черви, 31. Фауна наземных позвоночных, 32. Наземная растительность, 33. Харовые водоросли, 34. Вагранки, 35. Перестолженная фауна, 36. Рифовые массивы, 37. Направления сноса обломочного материала, 38. Тектонические линии — границы, 39. Современное и раздвинутое положение скиб в Карпатах, 40. Области возможного положения береговой линии бассейна

Карты вычерчены техником-геологом Н. В. Козогом

Климат этого периода был жаркий и влажный. Основным источником сноса терригенного материала были Карпаты, в меньшей мере Вольно-Подольское окончание Русской платформы.

Аквитанский бассейн сообщался с открытым морем, очевидно, как с юго-востока со стороны Румынии, так и с северо-запада, соединяясь через борельную провинцию с Атлантикой.

Встреченная микрофауна содержит как элементы бореального олигоцена (мелкорослые планктонные *Globigerina*, *Bolivina* и *Chilogumbellina*), так и олигоцена и нижнего миоцена Атлантики (*Catapsydrax*, *Cassigerinella*, *Globoquadrina*).

В позднеаквитанское время — время формирования второй половины воротыщенского горизонта, горообразовательные процессы несколько усиливаются. Наряду с растущими Карпатами воздымается и суша, расположенная вдоль северо-восточного побережья Предкарпатского прогиба. В период наиболее интенсивного подъема прибрежной суши отлагается грубообломочный материал, образующий гравийно-галечниковые отложения (загорские конгломераты), вглубь бассейна переходящие в песчано-глинистые. Источником сноса для них была горная возвышенность, окаймлявшая юго-западное окончание Русской платформы, сложенная палеозойскими и мезозойскими породами, а также флишевые породы Карпат. В подъем вовлекался частично и Предкарпатский прогиб. К концу позднеаквитанского времени прибрежная суша снивелировалась. Море значительно обмелело, разбилось на ряд галун, а местами осушилось, чему способствовал жаркий и сухой климат того времени. Отлагавшиеся преимущественно глинистые осадки интенсивно засолялись; в них сформировались месторождения поваренной и калийных солей. Микрофауна обеднилась. Сохранились лишь организмы с кремнистым скелетом, что послужило основанием для выделения зоны кремнистых микроорганизмов.

Бурдигальский век

Время формирования осадков слободской и добровтовской свит (Рис. 2).

Значительное поднятие суши юго-западного окончания Русской платформы в это же время способствовало некоторому прогибанию юго-восточной части бассейна. Северо-западная часть Предкарпатского прогиба оставалась сушей. Новая морская трансгрессия со стороны Румынии охватила большую часть Предкарпатского прогиба. Она обусловила формирование мощной толщи гравийно-галечниково-валунных отложений слободской свиты, переходящих в флишеидные мергельно-песчано-глинистые образования добровтовской свиты. На территории Румынии в это время отлагались конгломераты Пиетричека, Плешу-Нямц и мергельно-песчано-глинистые осадки слоев Мойша. В Польше слободским конгломератам соответствуют конгломераты Дубника. Бурдигальский бассейн, развитый на территории Польши по-видимому, не имел непосредственного сообщения с бассейном украинского Предкарпатья, так как в северо-западной части последнего одновозрастные осадки отсутствуют.

Раннебурдигальский бассейн узкой полосой протягивался вдоль Карпат до г. Калуша. Воды его были несколько опреснены, но близки к нормальной солености. Наличие отпечатков следов животных, характер иероглифов, смена грубозернистых раннебурдигальских осадков тонкозернистыми вверх

по разрезу, является свидетельством постепенного углубления бассейна и нивелирования прилегающей суши. По текстурноструктурным, литологическим и минералогическим признакам эти осадки резко отличаются от ворогтыщенских.

Основным источником сноса терригенного материала в бассейн являлась горная возвышенность, протягивавшаяся вдоль северо-восточного побережья и сложенная мезозой-палеозойскими породами.

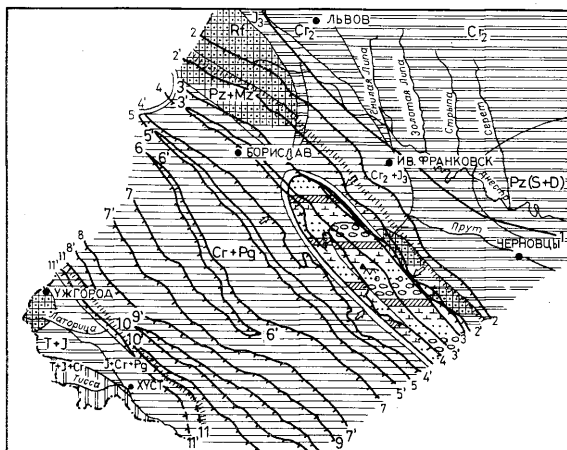


Рис. 2. Ранний миоцен, бурдигальский век, слободская и добротовская свиты. Условные обозначения находятся под рис. 1.

Территория Закарпатья в этот период была сушей в виде невысокого нагорья.

Время формирования стebenикского горизонта, соответствующее времени накопления осадков буркаловской свиты в Закарпатском и стebenикской в Предкарпатском прогибах (Рис. 3).

Во время отложения осадков стebenикской свиты продолжалось интенсивное прогибание Предкарпатского прогиба и смещение области прогибания к северо-востоку. Новая мощная морская трансгрессия, сопровождавшаяся некоторым омоложением рельефа, обусловила формирование пестроцветных (главным образом красноцветных) песчано-глинистых отложений.

В Закарпатье, на территории Солотвинской впадины в это же время отлагались сильно песчанистые глины буркаловской свиты. Закарпатский бассейн в виде небольших языков соединялся с бассейном Трансильванской и Восточно-Словацкой впадин. Осадки буркаловской свиты образовались в условиях сублиторали, в бассейне нормальной солёности.

В Предкарпатье область седиментации в это время представляла собой неглубокий, часто осушающийся бассейн. Наряду с типично морскими осадками в нем наблюдаются и континентальные — типа аллювиальных равнин.

Многочисленная и богатая в видовом отношении типично морская фауна фораминифер (зона *Globoquadrina dehiscens*) свидетельствует о многократном соединении этого бассейна с открытым морем. Жаркий и влажный тропический климат, выравненный, невысокий рельеф суши с изрезанными

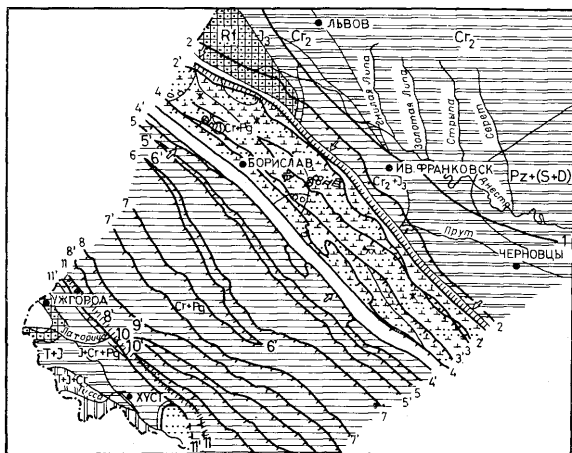


Рис. 3. Ранний мисцен, бурдигальский век, стибникский горизонт. Условные обозначения находятся под рис. 1.

вглубь материка берегами способствовали химическому выветриванию пород и накоплению в прогибе большого количества гидроокислов железа, сносившихся с суши реками и обусловивших преимущественную красноцветность осадков. В отдельные моменты в мелководном бассейне в условиях аридного климата происходило осаждение поваренной, реже калийных солей (р—и Дрогобыча, Моршина).

Песчано-глинистые отложения аллювиальной равнины содержат большое количество известковых журавчиков, а также харовые водоросли и пресноводные остракоды; носят отпечатки следов наземных животных, птиц, трещин усыхания.

В это же время имели место слабые проявления вулканической деятельности, выраженной в наличии маломощных прослоев пепловых туфов в юго-восточной части бассейна. Центр вулканизма, по своей вероятности, находился в Закарпатье. Источником сноса терригенного материала в бурдигальский бассейн были невысокие горы Карпат, огромная территория современной

Внешней зоны Предкарпатья и Вольно-Подольской окраины Русской платформы. Наиболее возвышенной частью её был рифейский выступ в северо-западной части суши, который к концу бурдигальского времени был сnivelирован. В конце бурдигальского времени намечается частичная регрессия моря, обусловившая в верхах разреза формирование толщи массивных песчаников (садзавские песчаники, горизонт *Porosonion insignis*).

Гельветский век

Время формирования баличского горизонта, соответствующее времени накопления осадков баличской свиты в Предкарпатья, нагорянских и бережанских слоев на Вольно-Подолии (Р 4). ис.

Это время характеризуется новой морской трансгрессией, в результате которой значительно изменяется конфигурация и положение гельветского бассейна. Помимо Предкарпатья прогибается большая часть Вольно-Подольской окраины Русской платформы. Бассейн значительно расширился. Наиболее прогнутая область бассейна была в юго-западной его части, характеризующейся большими мощностями песчано-глинистых осадков, содержащих скопления планктонной микрофауны (зона *Globigerina bollii*).

В крайней северо-западной части бассейна (р—н Хырова-Добромиля) отлагались песчаные осадки с подчиненным значением гравийно-галечного материала, что свидетельствует о близости относительно возвышенной прибрежной суши. В этой части бассейна наблюдается значительное количество перетолженной меловой и эоценовой микрофауны. В северо-восточной части

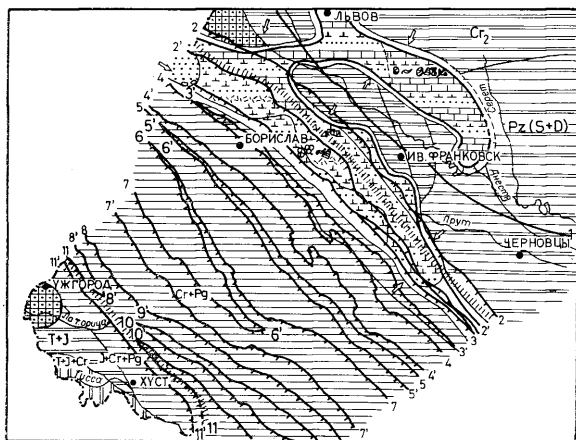


Рис. 4. Средний миоцен, гельветский век, баличский горизонт. Условные обозначения находятся под рис. 1.

бассейна, на платформе, отлагались мелководные терригенные песчано-глинистые и хемогенные известнистые осадки небольшой мощности. Бассейн в этой части прогиба носил характер полузамкнутого типично морского водоема, периодически опреснявшегося, о чем говорит фауна фораминифер и моллюсков (онкофоровые слои).

В гельветское время в условиях мелководной части морского бассейна формируются месторождения колийных солей (калушские соли). В конце гельветского времени наблюдается повсеместное опреснение и образование в прогибе темно-серых песчано-глинистых осадков с гастроподами, остракодами и квинквелокулинами (горизонт *Quinqueloculina distota*), а на платформе — пресноводных слоев, представленных мелкокристаллическими известняками, перекрывающимися яркозелеными известковистыми глинами с массовым скоплением хоровых водорослей, гастропод и пресноводных остракод.

Областью питания осадков гельветского бассейна была очень пологая суша Русской платформы, сложенная мезозойскими и палеозойскими породами, а на юго-западе — возвышающиеся Карпаты и превратившаяся в сушу некоторая часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, откуда сносился материал меловых и палеогеновых осадков.

Закарпатье в это время представляло собой сушу.

Тортонский век

Время формирования богородчанского горизонта, соответствующее времени накопления новоселицкой свиты в Закарпатском прогибе, богородчан-

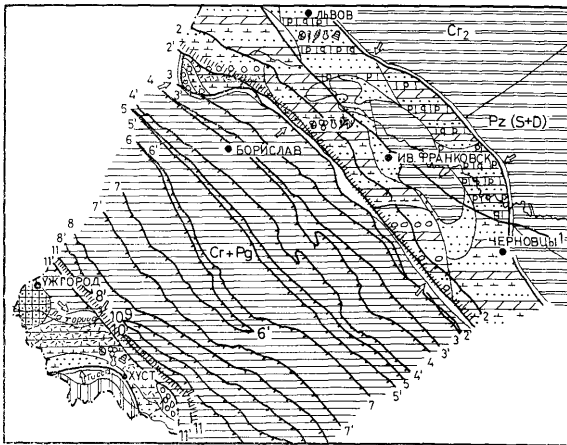


Рис. 5. Средний миоцен, тортонский век, богородчанский горизонт. Условные обозначения находятся под рис. 1.

ской свиты в Предкарпатье, барановских, николаевских, нараевских и кривчицких слоев на Вольно-Подоллии (Рис. 5).

Раннетортонское время характеризуется новой морской трансгрессией, являющейся следствием мощного прогибания некоторых участков Карпатской дуги и юго-западной окраины Вольно-Подоллии, на которой образовывается Внешняя зона Предкарпатского прогиба. Прогибанию подверглась значительная часть Западных и Южных Карпат, вследствие чего воды раннетортонского бассейна из Средиземноморья через Северную Венгрию и Южную Словакию проникли в районы погруженной части Карпатской геосинклинали, соединяясь с Предкарпатским миоценовым бассейном, и распространились на территорию Вольно-Подоллии.

Таким образом, площадь распространения бассейна в раннетортонское время была горизонтально шире, чем в предыдущую эпоху. Это подтверждается еще и тем, что нижнетортонские осадки залегают несогласно то на отложениях мела, палеогена, нижнего миоцена, то на палеозое. В прогибах сложены они глинами с прослоями песчаников и с незначительным содержанием грубообломочного материала, что говорит о близости суши с относительно сnivelированными берегами.

В это время имеют место проявления вулканизма, выразившиеся в развитии пепловых липаритдацитовых туфов, мощность которых в Закарпатье достигает 700 м. Предполагаемый центр извержения находился в Венгрии недалеко от района Берегово.

Резкое обновление фауны выразилось в том, что большого расцвета достигают средиземноморские виды; пышное развитие получил планктон. Образуются зона *Candorbulina universa* и зона *Uvigerina asperula*. Виды, известные из бурдигала и гельвета, встречаются спорадически.

Вторая половина раннетортонского времени характеризуется обмелением бассейна. Заметно меняется характер пород: глины становятся более песчанистыми; появляется большее количество прослоев песчаников, на платформе преобладают песчаники и литотамниевые известняки. К этому времени приурочено скопление *Pseudamussium corneum denudatum*.

Время формирования тирасского горизонта, соответствующее времени накопления тереблинской свиты в Закарпатском, тирасской в Предкарпатском прогибах и на Вольно-Подоллии (Рис. 6).

Накопление галогенных осадков тирасского горизонта произошло вследствие значительно изменившихся физико-географических условий на описываемой территории. Море в центральной части прогиба сократилось; в значительной своей части оно было мелким, окружающая его суша пологой, а климат жаркий и сухой, благодаря чему в образовавшихся полузамкнутых водоемах, периодически сообщавшихся с открытым морем, выпадали гипсы и соли. В восточной части бассейна, заложенной на платформе, отлагались известняки.

Найденные в известняках верхнетортонские пелециподы и гастроподы, а также фораминиферы в глинистых прослоях среди гипсов и солей, свидетельствуют о периодической связи тирасского бассейна с открытым морем. Местами осадки тирасского горизонта носят трансгрессивный характер, вследствие чего во многих районах они несогласно лежат на силуре, девоне или на различных горизонтах мела.

Время формирования косовского горизонта, соответствующее времени накопления осадков солотвинской, нанковской, тересвинской, басхевской

свит в Закарпатском прогибе, косовской свиты в Предкарпатском и ратинских известняков, глобигериновых глин, клепаровских, кайзервальдских, тернопольских, вышгородских и бугловских слоев на Волыно-Подоллии (Рис. 7).

За время накопления осадков косовского горизонта Предгорные прогибы и прилегающая часть Волыно-Подольской окраины Русской платформы вновь испытали погружение, вследствие чего воды из Средиземноморья вновь

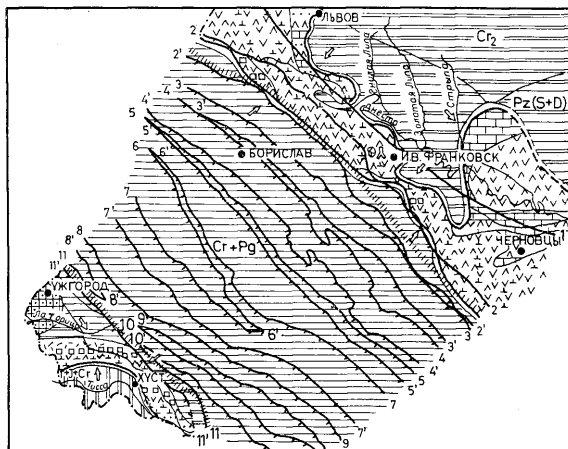


Рис. 6. Средний миоцен, тортоносский век, тирасский горизонт. Условные обозначения находятся под рис. 1.

устремилась в погруженные части бассейнов. Это время знаменуется новыми вулканическими проявлениями. В прогибах намечается общая закономерность перехода сравнительно более глубоководных песчано-глинистых отложений с прослоями туфов, к менее глубоководным глинисто-песчаным с преобладанием конгломератов. На платформе отлагались песчаные осадки, широко развиты литотамниевые известняки.

В косовское время произошло новое резкое обновление фауны. Свидетельством новой верхнетортонской трансгрессии является наличие большого количества планктона, отличного от планктонной фауны нижнего тортоня. Здесь преобладают глобигерины (*Globigerina bulloides*, *G. paula*), радиолярии и спириалисы, характерные для начала косовского периода — вербовецких слоев в Предкарпатье и солотвинской свиты в Закарпатье. В последующие моменты трансгрессии во время отложения прутских и коломыйских слоев в Предкарпатье, тересвинской свиты в Закарпатье и клепаровских слоев на платформе, из средиземноморского бассейна поступала более разнообразная

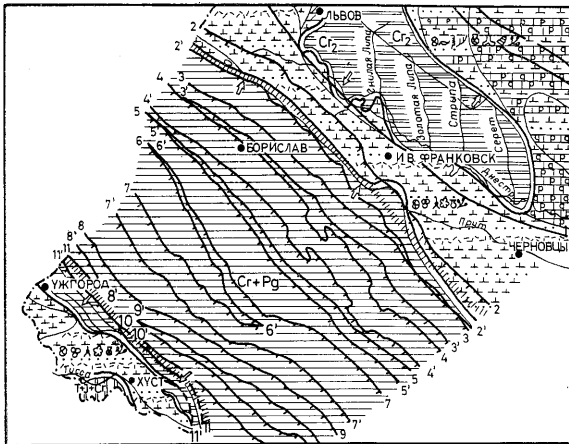


Рис. 7. Средний миоцен, тортонский век, косовский горизонт. Условные обозначения накладываются под рис. 1.

в видовом отношении стеногалинная фауна, широко известная из среднего миоцена Западной Европы.

К концу косовского времени накопления осадков басхевской свиты в Закарпатье, ковалевских слоев на Предкарпатье и бугловских на платформе отлагались преимущественно песчаные разности пород с прослоями конгломератов и литотамниевых известняков. В фаунистических комплексах исчезают типично морские стеногалинные виды моллюсков и фораминифер, начинает преобладать эвригалинная фауна (*Streblus galicianus*, *Venus konnensis*).

Наблюдаются значительные скопления растительных остатков. Заметное опреснение водоема вызвано, по-видимому, увеличением притока пресных вод в связи с поднятием Карпат. Последнее сопровождалось перемещением оси бассейна к северо-востоку, обмелением и замыканием его.

Сарматский век

Время формирования волинского горизонта, соответствующее времени накопления осадков доробратовских и луковских слоев в Закарпатском прогибе, дашавской свиты в Предкарпатье и залесских, листовинских и бессарабских слоев на Вольно-Подоллии (Рис. 8).

Волинское время отражает новый цикл осадконакопления, связанный с новой морской трансгрессией, охватившей большую часть территории, чем в позднеортонский период. Сарматские осадки отлагались в разнообразных фациальных условиях. В Закарпатский прогиб в основном сносились тон-

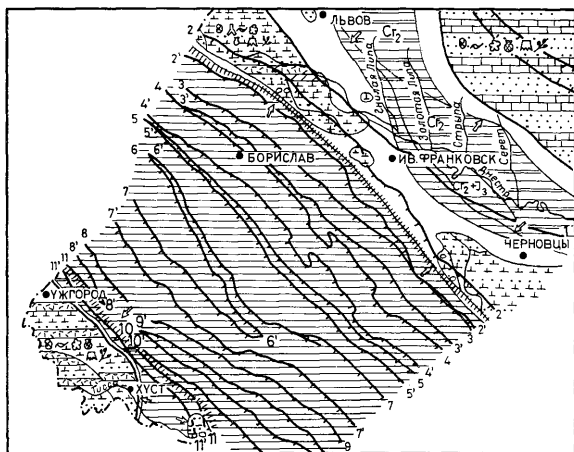


Рис. 8. Поздний миоцен, сарматский век, волинский горизонт. Условные обозначения находятся под рис. 1.

коотмученные глины, периодически песчаный и туфогенный материал. Туфогенная толща достигает значительной мощности, увеличивающейся в южном направлении, что свидетельствует о расположении источника вулканизма на территории Венгрии. В Предкарпатском прогибе осадки представлены преимущественно глинами с прослоями песчаников и туфов. В северо-западной части бассейна, кроме того, отлагались прослой мергелей; в прибрежной части — вдоль Карпат участками имеют место отложения гравия и галечника.

На платформе в это же время в условиях мелководного моря — в фации сублиторали-образовались песчано-известково-линистые, песчано-глинистые, песчаны осадки; в нижней части литорали и верхней части сублиторали — серпуловые и мшанково-серпуловые биогермы, оолитовые и детритусово-ракушечниковые известняки.

Нижнесарматский бассейн изобилует фауной и теплолюбивой флорой. В большом количестве в нем присутствуют фораминиферы (*Cibicides badensis*, *Porosonion subgranosus*, *Elphidium reginum*), моллюски *Cardium inopinatum*, *C. lithopodolicum*, *C. transcarpaticum*, *Abra reflexa*, *Mastra fabriciana*, остракоды (*Cytheridea mülleri*) водоросли (*Ovulites renata*). По сравнению с косовским горизонтом, фауна волинского горизонта характеризуется почти полным исчезновением стеногабинных форм, свойственных бассейнам нормальной солёности, и заметным обеднением количества видов. Видовое обеднение фауны с более значительным, чем в конце предыдущей эпохи, понижением солёности моря. Незначительное количество грубообломочного материала в осадках свидетельствует о сравнительно пологом, слабо изрезанном рельефе прилегающей суши.

Литература

- Буров В. С., Глушко В. В., Гришкевич Г. Н., Гуридов А. И., Петрашкевич М. И. Пишванова Л. С. (1966): Проект унифицированной схемы стратиграфии неогена западных областей УССР. Пал. сб. № 3, вып. 1. — В я л о в, О. С., Ф л е р о в, К. К. (1952): Исключаемые следы позвоночны в третичных отложениях Предкарпатья. БМОИП, отд. геол., т. 27, вып. 5. — В я л о в О. С. (1965): Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. АН УССР. Киев — Г л у ш к о В. В. (1956); Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. Тр. ВНИИГ, вып. XXXII. — Г л у ш к о В. В. (1957): О свите слободских конгломератов Предкарпатья. Геол. сборн. Львов, геол. общ-ва, 14. — К у д р и н Л. Н. (1966): Стратиграфия, фауны и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Изд-во Львовск. чн-та — М а с л о в В. П., У т р о б и н В. Н. (1958): Распространение третичных багряных водорослей Украинской ССР и связь их с трансгрессиями моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12. — П и ш в а н о в а Л. С. (1963): Некоторые замечания о палеогеографии олигоцен-миоценового бассейна Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы. Тр. УкрНИГРИ, вып. VI. — И и ш в а н о в а Л. С. (1958): О принципах подразделения молассовых нефтегазоносных толщ. Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. Тр. УкрНИГРИ, вып. XVI. — П и ш в а н о в а Л. С. (1968): К вопросу зональном расчленении миоцена Карпато-Балканской складчатой области по планктонным фораминиферам. Международный геол. конгресс, XXIII сессия — Т к а ч е н к о О. Ф. (1962): Мінералогічні особливості нижньоміоценових відкладів Передкарпаття. Геологічний журнал, т. XXII, вид. 3. — Т к а ч е н к о О. Ф. (1959): Некоторые данные о составе и строении нижнемиоценовых конгломератов. Сборник УкрНИГРИ Стратиграфия, литология и палеонтология нефтегазоносных районов УкрНИГРИ. Выпуск 1. — Н е й Р. (1964): Дубницкие и радщские конгломераты в степенничкой единице к югу от Перемышля. Былл. Польск. АН, сер. геол. и геогр., том XII, № 1. — PORA ELENA (1960): Asupra prezentei unor gresi glauconitice cu Pecten în stratele de Cornu din Valea Mare. Acad. Rep. popul. Române. Studii și cercetări de geologie, 2, tomul V. — SEMES J. (1961): Paläogeographie des westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. Geol. práce 60, Bratislava. — VOICU SH. (1953): Studiu micropaleontologic al stratelelor de Cornu depe flancul sudic al cuvetei de Slanic între V. Prahovei și V. V. Arbi laului R. P. R. Anuarul Comitetului Geologic, Vol. XXVI, București.

Paleogeographical maps of the Miocene of the western districts of the UkrSSR

L. S. Pishvanova, O. F. Tkachenko

Litho-paleogeographical maps of the Miocene deposits of the western districts of the UkrSSR for six sedimentation cycles (phases) are produced. The sedimentation cycles are: Upper Oligocene-Miocene-Aquitainian (Vorotyshcha horizon), Burdigalian (Stebnik horizon), Helvetian (Balich horizon), Lower Tortonian (Bogorodchany horizon), Upper Tortonian (Tyrassa and Kossov horizons) and Lower Sarmatian (Volhyn horizon).

The maps are straightening the complicated overthrust structures characteristic for the Carpathian region.

Stratigraphie du Pliocène de type gétique en Bulgarie comparée aux régions voisines

N. Popov

(avec 1 figure et 1 tableau)

Les sédiments du Pliocène en Bulgarie sont de deux types: type gétique, en Bulgarie de Nord, faisant partie du grand Bassin gétique et type lacustre, en Bulgarie de Sud. Dans cet ouvrage n'est décrit que le premier de ces deux types.

Les sédiments du Pliocène du type gétique sont connues en Bulgarie du Nord-Ouest, arrondissements de Vidin et de Lom (BEREGOV, 1939; KOJUMDIEVA, 1961; POPOV et al., 1961; POPOV & KOJUMDIEVA, 1966; KOJUMDIEVA & POPOV, 1966; POPOV, 1968; STOYKOV, 1959, 1960), et en Bulgarie du Nord-Est, arrondissements de Roussé et de Silistra (STOYKOV & BRESKOVSKY, 1966). En Bulgarie du Nord-Ouest dans le bassin pliocène, existent trois zones paléogéographiques: zone littorale, formant une bande étroite le long du bord du bassin à dépôts littoraux peu épais; zone interne, correspondant à la dépression de Lom à dépôts bathyaux de grande épaisseur et zone de Vidin dans la région de Vidin à dépôts bathyaux peu épais. Les sédiments du Pliocène de Bulgarie de Nord-Est correspondent à la zone littorale.

En Bulgarie sont connus les quatre étages du Pliocène: Méotien, Pontien, Dacien et Levantin.

Méotien

Les sédiments du Méotien manquent en Bulgarie du Nord-Est, mais ils sont largement représentés en Bulgarie du Nord-Ouest. Ils gisent transgressivement sur des horizons différents du Sarmatien et sont divisés en deux sous-étages: ceux, inférieur et supérieur.

Le Méotien inférieur de la zone littorale débute par de conglomérat de base composé d'éléments des calcaires sarmatiens au ciment calcaréo-gréseux. Dans ce conglomérat sont trouvés quelques petits récifs de Bryozoaires et de Serpules (POPOV et al., 1961; POPOV & KOJUMDIEVA, 1966; POPOV, 1968). La faune est assez riche mais souvent mal conservée: *Congerina moldavica* ANDRUS., *Theodoxus stefanescui reticulata* KOJUMDIEVA, *Brotia escheri* BROGN., *Pirenella disjunctoides* SINZ., etc. Sur le conglomérat de base repose un complexe de calcaires détritiques, grès, sables, aléurites, argiles, etc., passant rapidement de l'un dans l'autre aussi horizontalement que verticalement. Très caractéristiques sont les sables à concrétions gréseuses. La macrofaune de ce complexe est très riche, les formes saumâtres prédominent: *Congerina moldavica* ANDRUS., *C. panticaepea bulgarica* KOJUM., *C. praeoblonga* KOJUM., *Theodoxus stefanescui* FONT., *Hydrobia vitrella* STEF. Parfois (près des villages de Bezdenitz et de Mikhailovo) avec eux se présentent quelques formes hémisténohalynes: *Dosinia maotica* ANDRUS., *Ervilia minuta* ANDRUS., *Modiola incrassatus minor* ANDRUS., *Pirenella maotica* KOJUM. L'épaisseur totale des

sédiments du Méotien inférieur de la zone littorale varie entre 2 et 3 m., et de 20 à 30 m., rarement encore plus.

Les sédiments du Méotien inférieur de la zone interne ne sont connus que dans les forages. Dans la partie orientale de la région de Lom, il est représenté par une alternance des argiles et des sables, à intercalations de grès et de calcaires gréseux, et dans la partie occidentale par des argiles épaisses. La macrofaune n'est pas riche, mais elle est assez variée: *Dosinai maeotica* ANDRUS., *Modiolus incrassatus minor* ANDRUS., *Congeria moldavica* ANDRUS., *Theodoxus stefanescui reticulatus* KOJUM., etc. La microfaune consiste de petits *Rotalia beccarii* L. et d'Ostracodes. L'épaisseur du Méotien inférieur de la zone interne varie de 80 à 120 m., à 200 m.

Dans la zone de Vidin au Méotien inférieur la mer couvre seulement une partie, où se sont formés quelques mètres d'argiles aléuritiques. La macrofaune est relativement riche: *Congeria moldavica* ANDRUS., *C. panticapea bulgarica* KOJUM., *Theodoxus stefanescui reticulata* KOJUM., *Caspia latior* SANETB., *Pirenella maeotica* KOJUM.

Au début du Méotien supérieur a eu lieu une transgression vers l'ouest et le bassin a occupé une grande partie de la région de Vidin (POPOV & KOJUMD-GIEVA, 1966; POPOV, 1968). Les formes marines manquent, la salinité du bassin a été réduite (probablement de 5 à 10‰).

Dans la zone littorale, le Méotien supérieur est représenté par des argiles, des argiles aléurithiques et gréseuses et des sables argileux, et les sables prédominant dans les parties méridionales et vers le haut du profil. D'après la faune, on peut distinguer deux horizons: l'un inférieur et l'autre supérieur. L'horizon inférieur contient une faune d'eau douce: *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Dreissena polymorpha* PALL., *Theodoxus stefanescui* FONT., *Hydrobia vitrella* STEF., *Viviparus moldaviens* WENZ, *Radix kobelti* BRUS. Cet horizon est souvent séparé du suivant par une intercalation de sables grossiers à graviers ou par des niveaux sans faune.

L'horizon supérieur se termine par un banc mince (0,50 m.) de calcaires oolithiques à une faune saumâtre: *Congeria navicula oblonga* ANDRUS. prédomine, plus rares y sont *Congeria panticapea tournouëri* ANDRUS., *Theodoxus stefanescui* FONT., etc. Dans la partie sud-ouest on remarque une petite transgression dans la formation des sédiments de l'horizon supérieur. Là, se forment des sables assez grossiers à rares *Congeria navicula oblonga* ANDRUS. et *C. homoplatoides* ANDRUS.

Dans la zone interne, le Méotien supérieur est représenté par des argiles marneuses bleuâtres, de 50 à 100—120 m., à *Radix kobesti* BRUS. rare.

Dans la zone de Vidin, le Méotien supérieur est représenté par, de 25- à 30 m., des argiles marneuses à une intercalation d'argiles bitumineuses. La macrofaune est représentée par *Radix kobelti* BRUS., et la microfaune par des Ostracodes (STANCHEVA, 1964).

Dans le Bassin gélique le Méotien est connu aussi en Serbie orientale, en Roumanie et en Moldavie (Fig. 1.).

En Serbie orientale, le Méotien inférieur est décrit par R. POPOVIĆ (1958). Par sa lithologie (grès et calcaires détritiques) il est semblable à celui de la zone littorale en Bulgarie du Nord-Ouest, mais dans sa faune prédominent les formes marines hémisténohalynes: *Dosinia maeotica* ANDRUS., *Modiolus incrassatus minor* ANDRUS. (Tableau I.).

Le Méotien supérieur, en Serbie orientale a une extension beaucoup plus grande que la partie inférieure de l'étage et ne diffère pas sensiblement de celui en Bulgarie du Nord-Ouest ni par sa lithologie, ni par sa faune (STEVANOVIĆ, 1950).

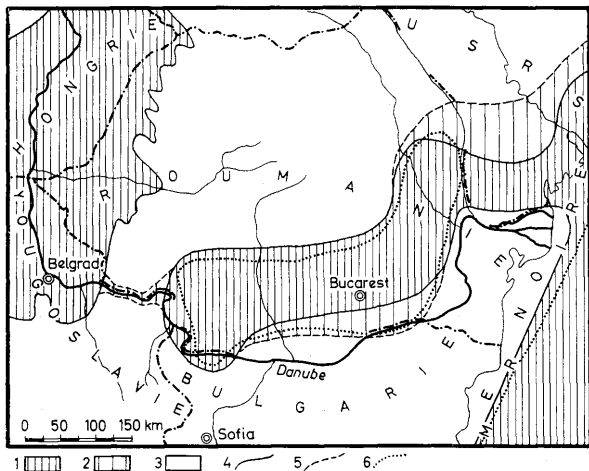


Fig. 1. Esquisses de répartition des bassins Pliocènes. L é g e n d : 1. Bassin méotien, 2. Région de la transgression pontienne, 3. Terre ferme, 4. Limites de la Basin méotien, 5. Limites de la transgression pontienne, 6. Limites du Basin dacien dans la région gétiq ue et euxinienne.

Le Méotien est largement développé dans la partie roumaine du Bassin gétiq ue, et varie fortement par la succession plus ou moins complète et par la diversité de la lithologie. Dans les régions à succession complète, le Méotien débute ordinairement par un complexe, ne contenant que de la faune d'eau douce ou saumâtre surnommé comme «Süsswasserbank» (WENZ, 1942) ou «Méotien inférieur» (PANA, 1963, 1966; PAULIUC, 1963). Ensuite vient un complexe avec des formes hémisténohalynes surnommé comme «Dosinenschichten» (WENZ, 1942) ou «Méotien moyen» (PANA, 1963, 1966; PAULIUC, 1963). Parfois, pourtant, il est impossible de séparer même en Roumanie ses deux complexes et ils sont décrits ensemble (PAULIUC, 1960). Le Méotien inférieur bulgare correspond au Méotien inférieur et moyen de certaines auteurs roumains (PANA, 1963, 1966; PAULIUC, 1963), parce qu'en Bulgarie il est impossible de séparer ses deux complexes, ne différant que par le caractère écologique de la faune.

Le Méotien supérieur de la partie roumaine du Bassin gétiq ue est semblable à celui de la Bulgarie du Nord-Ouest et parfois (WENZ, 1942; PANA, 1963, 1966) il est aussi possible de le diviser en deux horizons: celui inférieur à faune d'eau douce et celui supérieur à faune saumâtre à Congéries.

Dans les parties les plus méridionales de la Moldavie le Méotien est représenté par des argiles à intercalations sableuses à une faune hémisténohalyne du Méotien inférieur (ROSHKA, 1964). Dans la plus grande partie de la Moldavie le Méotien est représenté par des dépôts continentaux à faune d'eau douce et à une riche faune de Vertébrés du type de Pilsenimi (MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958; ROSCHKA, 1964).

Pontien

Les sédiments du Pontien sont connus tant en Bulgarie du Nord-Ouest que dans la Bulgarie du Nord—Est.

Le Pontien en Bulgarie du Nord-Ouest est divisé en termes inférieur, moyen et supérieur (POPOV & KOJUMDZIEVA, 1966; POPOV, 1968). Dans la zone littorale, le Pontien inférieur est représenté par un complexe peu épais (de 2 à 12 m.) des argiles, rarement des aléurites et des sables. Parfois (près des villages de Smirnenski, Iarlovitza, Mali Drenovetz) dans les parties les plus inférieures de ces argiles se trouvent de nombreux *Congeria navicula* ANDRUS., et de rare *Congeria* cfr. *novorossica* SINZ. Ces formes nous permettent de comparer ce niveau de quelques décimètres à l'horizon eupatorien de l'Ukraine. Le reste du profil contient une faune plus riche et correspond au Pontien s. str. ou l'horizon odéssien. Dans le faciès le plus littoral, ne se rencontre que seulement *Pseudocatillus pseudocatillus* BARB., mais dans les parties plus internes se présentent aussi *Congeria rumana* STEF., *Dreissena anisoconcha* ANDRUS., *Phyllocardium* cfr. *planum* DESH., *Paradacna abichi abichiformis* GOR., *Caladacna steindachneri* BRUS., *Prosodacna littoralis* EICHW.

Dans la zone interne et la zone de Vidin, les sédiments du Pontien inférieur sont représentés par des argiles marneuses d'une épaisseur de 10 à 20 m. (zone de Vidin) ou de 150 à 200 m. (zone interne) à une faune d'eaux profondes: *Congeria digitifera* ANDRUS., *Paradacna abichi abichiformis* GOR., *Didacna otiophora orientalis* STEV., *Valenciennius* sp.

Le Pontien moyen de la zone littorale est représenté par des argiles, aléurites et sables à intercalations gréseuses d'une épaisseur de 15 à 20 m. La faune est exclusivement riche: *Congeria rhomboidea* HOERN., *C. marcovici* BRUS., *C. turgida* BRUS., *Dreissena anisoconcha* ANDRUS., *Phyllocardium planum* DESH., *Pseudocatillus pseudocatillus* BARB., *Plagiodacna carinata arcaeformis* WENZ, etc.

Dans la zone interne, le Pontien moyen est représenté par des argiles marneuses d'une épaisseur de 200 à 300 m. La faune est assez riche et bathyale: *Dreissena anisoconcha* ANDRUS., *Paradacna retovskii ossoinae* STEV., *Didacna otiophora orientalis* STEV.

Dans la zone de Vidin, qui est réduite à cause du déplacement du faciès, le Pontien moyen est représenté par, de 20 à 30 m., d'argiles à une faune semblable à celle de la zone interne.

Le Pontien supérieur est représenté dans les trois zones par des sables quartzeux jaunâtres d'une épaisseur de 20 à 30 jusque à 50 m., près des bords, et jusque de 100 à 120 m., à l'intérieur du bassin. Il est presque sans faune, seulement dans un forage près du V. Kozlodouï on a trouvé *Dreissena rimestiensis* FONT. et une riche et caractéristique association d'Ostracodes (STANCHEVA, 1965).

En Bulgarie du Nord-Est, les sédiments du Pontien reposent transgressivement sur le Crétacé inférieur (STOYKOV & BRESKOVSKI, 1966). Ce sont des argiles gréseuses grises ou brunâtres d'une épaisseur d'environ de 1 m., à une faune assez riche: *Congeria subcarinata botenica* ANDRUS., *Phyllocardium* aff. *planum* DESH., *Pseudocatillus pseudocatillus* BARB., *Plagiodacna carinata arcaeformis* WENZ, etc. D'après cette association, il s'agit du Pontien moyen, et peut-être en partie même du Pontien supérieur.

Le Pontien en Serbie orientale (POPOVIC, 1958; STEVANOVIĆ, 1951, 1966) est assez semblable à celui de la Bulgarie du Nord-Ouest, mais ici ne sont connus que ces sous-étages inférieur et moyen. Le dernier-ci (le sous-étage du Portaferrien) est surnommé par STEVANOVIĆ Pontien supérieur, parce que il considère le sous-étage du Bosphorien comme ne faisant pas partie du Pontien.

Dans la partie roumaine du Bassin gétique, le Pontien est largement développé et ses trois sous-étages sont distingués d'après la fauna. Le Pontien inférieur est caractérisé surtout par la présence de *Paradacna abichi abichiformis* GOR., *Congerina rumana* STEF. WENZ, 1942; PANA, 1963, 1966; PAULIUC, 1964; MARINESCU, 1967; EBERSIN et all., (1966). Pontien moyen (le sous-étage Portaferrien) est caractérisé par la présence de *Congerina rhomboidea* HOERN. et des Cardiidés semblables à ceux de la Bulgarie du Nord-Ouest.

Au Pontien supérieur correspondent le complexe à *Phyllocardium*s gigantesques et celui à *Prosodacna stenopleura* STEF., *Pr. rumana* STEF., certains *Pachidacna* et des nombreux *Dreissena* (WENZ, 1942; PANA, 1963, 1966; PAULIUC, 1964; MARINESCU, 1967; EBERSIN et all., 1966). La délimitation du Pontien supérieur et du Dacien inférieur est parfois difficile à cause des formes communes nombreuses. C'est, peut-être, la cause principale des discussions continuelles sur la question de la présence et l'extension du Pontien supérieur (sous-étage du Bosphorien) dans le Bassin gétique.

En Moldavie n'est prouvé que seulement la présence du Pontien inférieur à *Prosodacna littoralis* EICHW., mais on y suppose aussi la présence du Pontien moyen (ROSCKA, 1964; MACAROVICI & JEANRENAUD, 1958).

Dacien

Le Dacien est mieux caractérisé en Bulgarie du Nord—Est. Ses sédiments sont légèrement transgressifs, représentés par, de 3 à 8 m., de sables fins ou moyens ou des sables argileux. Leur fauna est très riche: *Paradacna numeri* STEF., *Prosodacna orientalis* STEF., *Pr. stenopleura* STEF., *Horiadacna rumana* STEF.

En Bulgarie du Nord-Ouest, des sédiments daciens sont connus dans la zone interne, dans la région de Lom. Ce sont des dépôts d'eau douce ou continentaux, — une alternance d'argiles, argiles sableuses et de sables, — à la base à couches de lignites. La fauna est pauvre: *Unio* cfr. *partschii* PEN., *Dreissena polymorpha* PAL., *Viviparus rumanus* TOURN., *Melanopsis* sp., etc. L'épaisseur du Dacien varie de 20 à 60—70 m.

En Serbie orientale, le Dacien n'est pas constaté.

En Roumanie, le Dacien est largement développé. Il y a de dépôts d'eau douce, semblables à ceux de la Bulgarie du Nord-Ouest, mais ce sont surtout des dépôts saumâtres à Cardiidés. A côté des formes, venant du Pontien supérieur ici apparaissent celles nouvelles: *Prosodacna munieri* STEF., *Pr. neumayri* FUCHS, etc. La fauna dacienne de Bulgarie du Nord-Est correspond probablement à celle des parties inférieures du Dacien roumaine.

En Moldavie le Dacien n'est pas prouvé. L'horizon décrit sous ce nom par MACAROVICI & JEANRENAUD (1958) est d'âge Pontien inférieur (ROSCKA, 1964).

Levantin*

Des sédiments levantins à fauna sont trouvés en Bulgarie du Nord-Est. Ce sont des calcaires marneux compacts à minces intercalations argileuses, d'une épaisseur générale jusqu'à 50 m. Ils contiennent des moules nombreuses de *Coretus*, *Helix*, *Cepea* et autres formes d'eau douce ou continentales. Dans les intercalations argileuses on a trouvé une fauna d'eau douce plus variée: *Neritina*

* La dénomination «Levantin» est inexacte et est combattue à juste titre par certains auteurs. Ici on ne s'en sert, qu'à cause de l'absence d'autre terme mieux choisi et bien caractérisé. La dénomination «Roumainien» n'est pas encore assez défini, voilà pourquoi j'hésite de l'adopter.

Tableau de corrélation des sédiments pliocènes dans le bassin gétiqne

Série	Étages		Horizons	Faune caractéristique	Bulgarie du N.—O.	Bulgarie du N.—E.
	Sous-étages					
P L I O C È N E	Levantini			<i>Theodoxus quadrifasciatus</i> BIELZ., <i>Bulimus vuotinovici</i> BRUS., <i>Melanopsis sandbergeri rumana</i> TOURN., <i>Viviparus rudis</i> NEUM. etc.	Sédiments d'eau douce et continentaux	Calcaires à intercalations argileuses à <i>Theodoxus quadrifasciatus</i> BIELZ., <i>Bulimus vuotinovici</i> BRUS., <i>Melanopsis bergeroni</i> STEF., <i>Melanopsis</i> aff. <i>slavonica</i> NEUM., <i>Coretus</i> , <i>Helix</i> , <i>Cepaea</i> etc.
		Dacien		<i>Prosodacna muniti</i> STEF., <i>Prosodacna neumayri</i> FUCHS., <i>Viviparus rumanus</i> TOURN., <i>Dreissena polymorpha</i> PALLI.	Argiles, argiles gréseuses, à la base à lignite, à <i>Viviparus rumanus</i> TOURN., <i>Dreissena</i> aff. <i>polymorpha</i> PALL., <i>Unio</i> cf. <i>paritschi</i> PEN.	Aléurites et sables à <i>Horiodacna rumana</i> STEF., <i>Prosodacna stenopleura</i> STEF., <i>Prosodacna orientalis</i> STEF., <i>Paradacna muniti</i> STEF.
	Pontien	Supérieur		<i>Phyllocardium planum lunae</i> VAIT., <i>Prosodacna stenopleura</i> STEF., <i>Dreissena rimestiensis</i> FONT.	Sables à <i>Dreissena rimestiensis</i> FONT. et Ostracodes	Argiles gréseuses à <i>Plagiodacna carinata arceiformis</i> WENZ., <i>Phyllocardium</i> aff. <i>planum</i> DESH., <i>Congeria subcarinata botenica</i> ANDRUS.
		Moyen		<i>Plagiodacna carinata arceiformis</i> WENZ., <i>Paradacna retowskii asseinae</i> STEV., <i>Congeria turgida</i> BRUS., <i>Congeria marcovici</i> BRUS., <i>Congeria rhomboidea</i> HOER.	Argiles, aléurites et sables à <i>Plagiodacna carinata arceiformis</i> WENZ., <i>Paradacna retowskii ossoinae</i> STEF., <i>Congeria rhomboidea</i> HOER.	
		Inférieur	Odessaki		<i>Prosodacna littoralis</i> RICHW., <i>Paradacna abichi abichiformis</i> GOR., <i>Congeria rumana</i> STEF., <i>Congeria digitifera</i> ANDRUS.	Argiles, aléurites et sables à <i>Paradacna abichi abichiformis</i> GOR., <i>Congeria rumana</i> STEF., <i>Congeria digitifera</i> ANDRUS., <i>Dreissena rostriformis corniculata</i> STEF., <i>Pseudocatlillus pseudocatlillus</i> BARB.
			Eyp.		<i>Congeria</i> cf. <i>novorossica</i> SINZOW., <i>Congeria navicula navicula</i> ANDRUS.	Argiles à <i>Congeria</i> cf. <i>novorossica</i> SINZ., <i>Congeria navicula navicula</i> ANDRUS.
	Méotien	Supérieur	Supér.	<i>Congeria homoplatoïdes</i> ANDRUS., <i>Congeria panticapea tournouëri</i> ANDRUS., <i>Congeria navicula oblonga</i> ANDRUS.	Sables et grès à <i>Congeria oblonga</i> ANDRUS., <i>Congeria panticapea tournouëri</i> ANDRUS., <i>Theodoxus stefanescui</i> FONT., <i>Hydrobia vitrella</i> STEF.	
			Infér.	<i>Radix kobelti</i> BRUS., <i>Viviparus moldavicus</i> WENZ., <i>Dreissena polymorpha</i> PALL.	Argiles gréseuses et aléuritiqnes à <i>Falunio subrecurvus</i> TYESS., <i>Dreissena polymorpha</i> PALL., <i>Theodoxus stefanescui</i> FONT., <i>Viviparus neumayri</i> BRUS., <i>Viviparus moldavicus</i> WENZ., <i>Radix kobelti</i> BRUS.	
		Inférieur		<i>Modiolus incrassatus minor</i> ANDRUS., <i>Ervilia minuta</i> ANDRUS., <i>Dosinia maotica</i> ANDRUS., <i>Pirenella maotica</i> KOUM., <i>Pirenella disjunctoides</i> SINZ., <i>Theodoxus stefanescui reticulata</i> KOUM., <i>Congeria moldavica</i> ANDRUS.	Conglomérats, calcaires détritiques, sables, aléurites et argiles à <i>Dosinia maotica</i> ANDRUS., <i>Ervilia minuta</i> ANDRUS., <i>Modiolus incrassatus minor</i> ANDRUS., <i>Pirenella maotica</i> KOUM., <i>Pirenella disjunctoides</i> SINZ., <i>Theodoxus stefanescui reticulata</i> KOUM., <i>Congeria moldavica</i> ANDRUS.	

Tableau I.

Série	Étages	Sous-étages	Horizons	Serbie orientale	Roumanie	Moldavie
P L I O C È N E	Levantin				Sédiments d'eau douce et continentaux à <i>Theodoxus quadrifasciatus</i> BIELZ., <i>Bulimus vucatinovici</i> BRUS., <i>Melanopsis sandbergeri rumana</i> TOURN., <i>Viviparus rudis</i> NEUM., etc.	
		Dacien			Couches à „Psilodon”, à <i>Prosodacna munieri</i> STEF., <i>Prosodacna haueri</i> STEF., <i>Pachidacna</i> , <i>Stylodacna</i> , etc.	
	Pontien	Supérieur			Couches à <i>Prosodacna</i> et <i>Phyllocardium planum lunae</i> VOIT.	
			Moyen	Argiles gréseuses et sables à <i>Congeria rhomboidea</i> HOERN., <i>Congeria marcovici</i> BRUS., <i>Linnocardium mayeri</i> HOERN., <i>Paradacna retowski</i> ANDRUS., <i>Paradacna carinata arcaiformis</i> WENZ., etc.	Couches à <i>Congeria rhomboidea</i> HOERN., <i>Congeria marcovici</i> BRUS., <i>Linnocardium mayeri</i> HOERN., <i>Paradacna retowski</i> ANDRUS., <i>Paradacna carinata arcaiformis</i> WENZ., etc.	
		Inférieur	Odesski	Argiles à <i>Paradacna abichi</i> HOERN. (= <i>Paradacna abichi abichiformis</i> GOR.), <i>Congeria digitifera</i> ANDRUS., etc.	Couches à <i>Congeria rhomboidea rumana</i> STEF., <i>Congeria digitifera</i> ANDRUS., <i>Prosodacna litoralis</i> EICHW., <i>Paradacna abichi</i> HOERN. (= <i>Paradacna abichi abichiformis</i> GOR.), etc.	Couches à <i>Prosodacna litoralis</i> EICHW., <i>Pseudocardium pseudocatlillus</i> BARB., <i>Dreissena tenuissima</i> SINZ., etc.
			Evp.		Couches à <i>Congeria novorossica</i> SINZ.	Calcaires à <i>Congeria novorossica</i> SINZ.
	Méotien	Supérieur	Supér.	Argiles et sables à <i>Congeria subnovorossica</i> ANDRUS., (= <i>C. navicula oblonga</i> ANDRUS.), <i>Dreissena polymorpha</i> PALL., <i>Neritodonta simulans</i> ANDRUS. (= <i>Theodoxus stefanescui</i> FONT.), <i>Hydrobia kellerborni</i> WENZ., etc.	Couches à <i>Congeria navicula</i> ANDRUS. (= <i>Congeria navicula oblonga</i> ANDRUS.), <i>Congeria panticaepea</i> ANDRUS., <i>Leptanodonta rumana</i> WENZ. (= <i>Dreissenomya schroekingeri</i> FUCHS.), etc.	Dépôts continentaux à restes de Vertébrés terrestres
			Infér.		Couches à <i>Theodoxus stefanescui</i> FONT., <i>Hydrobia vitrella</i> STEF., <i>Dreissena polymorpha</i> PALL., etc.	
		Inférieur		Calcaires gréseux et conglomérats à <i>Modiolus incrassatus minor</i> ANDRUS., <i>Dosinia maotica</i> ANDRUS., <i>Hydrobia</i> sp. Ostracodes	Couches à <i>Dosinia maotica</i> ANDRUS., <i>Ervilia minuta</i> SINZ., <i>Modiolus incrassatus minor</i> ANDRUS., <i>Pirenella disjunctoides</i> SINZ., etc. Couches à <i>Psidium subrecurvum</i> TEISS., <i>Theodoxus stefanescui</i> FONT., <i>Congeria carinata</i> (= <i>Congeria moldavica</i> ANDRUS.), etc.	Dans la partie méridionale couches à <i>Dosinia maotica</i> ANDRUS., <i>Ervilia minuta</i> SINZ., <i>Abatellinoides</i> SINZ., etc.

C

E

N

quadrifasciata BILEZ., *Bulimus vucotinovia* BRUS., *Melanopsis bergerom* STEF., *M. aff. slavonica* NEUM.

En Bulgarie du Nord-Ouest, les sédiments levantins occupent une surface plus restreinte, que ceux daciens. Ce sont des dépôts continentaux dépourvus de faune, variant horizontalement et aussi verticalement. Des argiles blanches, verdâtres, jaunâtres, ordinairement aléuriques ou gréseuses, à intercalations de sables argileuses y prédominent. Ils sont considérés comme levantins à cause de leur position stratigraphique au-dessus du Dacien. Leur épaisseur totale varie de 10 ou 20 jusqu'à 90 m.

Localement, dans les arrondissements de Biela Slatina, Pleven, Nikopol, Svistov et de Russé, on rencontre au-dessus sous des graviers ou des argiles rouges du Pléistocène inférieur (POPOV, 1964) des sables quartzeux, blancs, à restes de Mammifères: *Zygodolophodon borsoni* HAGS., et *Anancus arvernensis* CROIZET et JOBERT., qui sont considérés comme levantins.

Dans le Bassin géotique, le Levantin est distingué aussi en Roumanie, ou il contient une faune d'eau douce, semblable à celle de la Bulgarie du Nord-Est (WENZ, 1942; MACAROVICI, MARINESCU, MOTAS, 1966; EBERSIN et al., 1966).

Bibliographie

- BAKALOV, P. et NIROLOV, IV. (1962): Les fossiles de Bulgarie, Vol. X., Mammifères Tertiaires. Académie des sciences de Bulgarie, Sofia. — BEREGOV, R. (1939): Pliocène du district de Lom (Études stratigraphiques et paléontologiques). Mélanges Stefan Boncev à l'occasion de son 70^e anniversaire. Ce volume paraît comme vol. XI, 1939, de la Revue de la Société géologique bulgare. p. 347—395, Sofia. — EBERSIN, A. G. et MOTAS, J. C. et MACAROVICI, N. et MARINESCU, FL. (1966): Afinități Panonice și eurinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. Studii și cercetări de Geologie, t. II., No 2, București. — GILLET, S. (1961): Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. Revue de Géog. physique et de Géol. dynamique, vol. IV, fasc. 4, Paris. — JONESCU-ARGETOAI, J. (1914): Le Pliocène de l'Olténie. Ann. Inst. Géol. al. Romaniei, vol. 8, București. — KOJUMDIEVA, EM. (1961): Étude paléontologique et biostratigraphique du Mésotien inférieur de la Bulgarie du Nord-Ouest. Annuaire de la Direction Générale des recherches géologiques, Série A., vol. XI, 1960, p. 139—160, Sofia. — KOJUMDIEVA, EM. et POPOV, N. (1966): Les lignes générales de l'évolution paléogéographique de la Bulgarie du Nord-Ouest pendant le Néogène. Revue de la Soc. géol. bulgare, vol. XXVII, P. 3., p. 313—316, Sofia. — MACAROVICI, N. et JEANRENAUD, P. (1958): Revue générale du Néogène de plateforme de la Moldavie., Annales scientifiques de l'Université de Jasi, t. IV, fasc. 2. — MACAROVICI, N. (1960): Contribuții la cunoașterea geologică Moldavei meridionale. Annales științifice ale Universității „Al. J. Cuza” din Jasi, t. VI, fasc. 4. — MACAROVICI, N. et MARINESCU, FL. et MOTAS, J. C. (1966): Aperçu sur le Néogène supérieur et le pontien s. str. du Bassin dacique. Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie série de Géologie, t. 10, București. — MARINESCU, FL. (1964): Propuneri cu privire la orientarea pontianului din partea occidentală a Bazinului Getic. Studii și cercetări de geologie, t. 9, București. — MARINESCU, FL. (1967): Precizări asupra stratigrafiei portaferrianului din vestul Bazinului Dacic. Dari de seamă ale sedintelor, vol. LII, București. — ONCESCU, N. (1960): Geologia Republicii Populare Romine. București. — PANĂ, J. (1963): Contribuții la studiul paleoecologic al faunei meotiene și pontiene (Regiunea Buzau). Studii și cercetări de Geologie, t. VIII, No 1, București. — PANĂ, J. (1966): Studiul depozitelor Felor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buză și valea Balanasa, București. — PAULIC, M. (1960): Sarmatianul și Meotianul de la Coada Malui. Anal. Univers. „C. J. Parhon” Geologie, No. 23, București. — PAULIC, M. (1963): Asupra meotianului din regiunea cuprinsă între V. Teleajenului și v. Lopatnei. Anal. Univers. București, serie științele naturii, Geologie, 36, anal. XII, București. — PAULIC, M. (1964): Date noi cu privire la fauna pliocenă din sud-vestul depresiunii soimari. Anal. Univers. București serie științele naturii — Geologie anal. XII, București. — POPOV, N. et HRISTANOVA, M. et BETZOV, M. (1961): Sur la présence de Méotien inférieur le long de la vallée de la basse Ogosta. Revue de la Société géologique bulgare, vol. XXII, P. 3., p. 287—292, Sofia. — POPOV, N. (1964): Stratigraphie du Quaternaire en Bulgarie du Nord-Ouest. Bulletin de l'Institut sci. de recherches Géologiques, vol. I., p. 217—231, Sofia. — POPOV, N. et KOJUMDIEVA, EM. et DIKOVA, P. et DEIKOVA, Z. (1964): Stratigraphie du Sarmatien en Bulgarie de Nord-Ouest. Annuaire de la Direction Générale de Géologie, vol. XIV., 1963, p. 201—250, Sofia. — POPOV, N. et KOJUMDIEVA, EM. (1966): Stratigraphie du Pliocène en Bulgarie du Nord-Ouest. Revue de la Société Géologique bulgare, vol. XXVII, P. 2., p. 145—164, Sofia. — POPOV, N. (1968): Pliocène. Stratigraphie de la Bulgarie, p. 369—376, Sofia. — POPOVIC, R. (1958): Prilog poznavanja meotskili i pontiskih sedimentata u Istočnoj Srbiji. Bulletin de service Géologique et géophysique de la R. P. de Serbie, t. XV, Beograd. — ROSCHKA, B. H. (1964): Néogène. Stratigraphie de Moldavie Pushinev (en russe). — STANCHEVA, M. (1964): Ostracoda from Neogen in North-Western Bulgaria. Travaux sur la Géologie de Bulgarie, Série paléontologie, vol. VI, Sofia. — STANCHEVA, M. (1965): Ostracoda from the Neogene in North-Western Bulgaria. V. Development and Stratigraphical importance. Travaux sur la Géologie de Bulgarie, Série paléontologie, vol. VII, Sofia. — STEVANOVIC, P. (1950): Sur les couches du Méotien supérieur de la grande, courbe de Danube près de Podvochik (Serbie Orientale) Rec. des Travaux de l'Inst. géol. Asc. serbe, vol. III, Beograd. — STEVANOVIC, P. (1959): Das Neogen in Jugoslawien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. Mitt. der Geol. Gesell. in Wien, Bd. 52. — STEVANOVIC, P. (1966): Grenzen des Obere Pont (s. str.) Oder der Portaferrischen unterstufe (Portaferrien, im rahmen des Pliozänen Paratethys. Glas CCLXX de la Académie Serbe des Sciences et des Arts Classe des Sciences mathématiques et naturelles, No 29, S. 153—172., Belgrad. — STOYKOV, ST. (1959): Sur la présence du méotien inférieur dans la Bulgarie de Nord-Ouest. Annuaire de l'Université de Sofia, Faculté de Biologie, Géologie et Géographie, vol. LII, livre 2. Géologie. — STOYKOV, ST. (1966): Le Pliocène des régions de Vidin et de Koula. Revue de la société Géologique bulgare, vol. XXI, P. 1., p. 28—38, Sofia. — STOYKOV, ST. et BRESKOVSKI, ST. (1966): Le Pliocène pres deville Silistra Bulgarie du Nord-Est. Annuaire de l'Université de Sofia, Faculté de Géologie et Géographie, vol. LIX, livre 1. — Géologie. — WENZ, W. (1942): Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl Gebiete, Senckenbergiana, Bd. 24., Frankfurt.

Corrélation du Tortonien des Synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești avec d'autres bassins de la Paratéthis

G. Rado—M. Tudor

(avec 1 figure et 2 tableaux)

A l'ouest de la Vallée de Buzău, les dépôts paléogènes de l'unité de Tarcău dans les Carpates Orientales subissent un affaissement, se séparant en deux éperons: celui de Văleni au sud et celui de Homoriciu au nord. Entre ces deux éperons ainsi qu'entre l'éperon de Homoriciu et la zone interne du Flysch, des dépôts se sont accumulés qui, du point de vue structural, forment une série de synclinaux tels que ceux de Slănic, Drajna, Melicești, représentant d'anciens golfes de la mer néogène (Fig. 1).

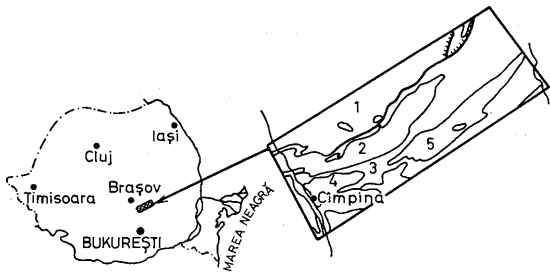


Fig. 1. Situation géographique des unités structurales à l'Ouest de la Vallée de Buzău. L é g e n d e : 1. Zone interne du Flysch, 2. Synclinal de Slănic, 3. Éperon de Homoriciu, 4. Synclinal de Melicești, 5. Synclinal de Drajna

Le présent ouvrage se propose d'analyser les dépôts tortonien en synthétisant les études effectuées plusieurs années de suite dans ces synclinaux où, différant d'autres régions d'apparition, le Tortonien est complet et très riche en fossiles.

Parmi les premiers chercheurs occupés de l'étude des dépôts tortonien et de la faune des synclinaux mentionnés on cite C. PILIDE (1877), O. PROTESCU (1912), I. POPESCU VOITEȘTI (1912) et D. M. PREDA (1920).

Des études plus complètes embrassant un territoire plus large ont été effectuées par M. G. FILIPESCU (1934).

Les géologues, GR. POPESCU et FL. OLTEANU (1943—44), ont le mérite d'avoir exécuté la subdivision du Tortonien par des études sur les dépôts de la région de la Vallée de Prahova, respectivement de la région de la Vallée de Buzău. Ainsi ils ont séparé dans le Tortonien quatre horizons: l'horizon des marnes tufacées à Globigérines, l'horizon de la brèche du sel, l'horizon des schistes à Radiolaires et celui des marnes à *Spiralis*.

Dernièrement des études plus détaillées, concernant la faune tortonienne, ont été effectuées par G. MOISESCU-RADO et M. TUDOR (1956, 1969).

Le Tortonien rencontré dans les synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești est disposé en continuité de sédimentation sur les dépôts helvétiques. On peut suivre dans le Tortonien quatre horizons distingués par GR. POPESCU et FL. OLTEANU.

A la base apparaît l'horizon des marnes tufacées à Globigérines ayant la plus grande épaisseur dans la Vallée de Slănic, sur le flanc nord du synclinal, à Dealul Pietra Verde, où ce complexe atteint une épaisseur de 30 à 40 m. Ici apparaissent des bancs de tuf de couleur verdâtre entre lesquels s'intercalent des marnes tufacées blanches et rougeâtres. Les Globigérinidés sont concentrés dans les intercalations de marnes rougeâtres. Leur épaisseur est réduit sur le flanc sud des tufs. Également dans la région de Slănic apparaissent, associés aux tufs, des gypses en accumulations exploitables.

Des marnes riches en Globigérines se trouvent aussi sur les deux flancs du synclinal de Drajna et à Melicești sur le flanc sud. Cet horizon a été attribué au Tortonien inférieur.

Les horizons suivants appartiennent au Tortonien supérieur:

Au dessus de l'horizon des marnes tufacées à Globigérines se dispose l'horizon de la brèche du sel, où apparaissent des masses de sel, des lacs et des sources salées.

La brèche du sel se compose d'un ciment marneux, argileux, fréquemment bitumineux et salé, comprenant comme éléments des fragments de grès durs, verdâtres, de jusqu'à 5 ou 6 cm. en diamètre, des grès durs en plaques d'une épaisseur de 3—4 cm., d'âge éocène, des argiles noirâtres et des schistes dyso-diliques oligocènes des couches de Pucioasa, des nids de sable et des fragments de grès helvétiques, enfin des marnes tufacées à Globigérines. Sporadiquement apparaissent des blocs arrondis de schistes cristallins représentant des éléments des conglomérats de Brebu.

Dans la brèche du sel de la Vallée de Zapodia et de la Vallée de Fața Bordeului sur le flanc nord du synclinal de Slănic, l'apparition de quelques intercalations de calcaires à *Lithothamnium* est intéressante; leur épaisseur est réduite; on y a déterminé une association de Lamellibranches et de Gastéropodes (Tableau I.).

Dans cet horizon de la brèche du sel apparaissent des masses de sel dont les plus importants sont ceux de Slănic et de Telega (Synclinal de Melicești). Pour le reste, des lacs y sont très fréquents, formés soit par la dissolution de certaines masses (le lac Boerescu à Teișani dans le synclinal de Drajna, les lacs de Telega sur le flanc sud du synclinal de Melicești) ou bien à la suite de l'abandonnement d'une exploitation (Slănic, Telega). L'épaisseur moyenne de cet horizon est comprise entre 100 et 500 m.

L'horizon des schistes à Radiolaires est représenté dans le synclinal de Slănic par des schistes argileux, gris foncé, finement stratifiés, à efflorescences de sulphates, localement à intercalations de gypses et de grès friables. Vers la partie supérieure de cet horizon se trouvent des intercalations de sables en bancs épais de 10 à 20 m., aussi bien dans le synclinal de Drajna que dans celui de Melicești. L'épaisseur moyenne de l'horizon varie entre 70 et 100 m.

L'horizon suivant du Tortonien supérieur — les marnes à *Spiralis* — est formé de marnes grises, compactes, alternant avec des marnes plus sableuses et de minces niveaux de sables.

Dans les synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești on a aussi rencontré

Répartition de la faune tortonienne
dans les synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești

Tableau I.

Genres et espèces	Slănic		Drajna	Meli- cești	
	Horizon de la brèche du sel		Horizon des marnes à <i>Spiralis</i>		
	V. Zapodia	V. Fața Bordienhi	V. Bughea	V. Stăpina	V. Coșminale
<i>Nucula nucleus</i> L.				+	
<i>Lucina (Linga) columbella</i> LAMK.			+	+	
<i>Diraricella (Lucinella) ornata</i> (AG.)				+	
<i>Cardium</i> sp.			+		
<i>Cardita (Cardita) scalaris</i> SOW.				+	
<i>Cardita (Cardiocardita) cf. partschi</i> GOLDF.				+	
<i>Cardita (Megacardita) juanetti</i> LAMK.				+	
<i>Venus djurdjini</i> HORN.					
<i>Venus</i> sp.	+	+			
<i>Barbatia (Barbatia) cf. barbata</i> L.				+	
<i>Anadara diluvii</i> LAMK.			+	+	
<i>Anadara turonica</i> DUJ.			+	+	
<i>Pectunculus (Azinea) deshayesi</i> MAY.	+			+	
<i>Pectunculus (Azinea) cor</i> var. <i>obtusata</i> (PARTSCH)	+	+			
<i>Pecten</i> cf. <i>besseri</i> ANDRZ.			+		
<i>Chlamys multistriata</i> (POLI)	+	+			
<i>Chlamys varia</i> L.		+			
<i>Chlamys</i> cf. <i>schafferi</i> KAUTSKI	+				
<i>Chlamys</i> cf. <i>scarabella</i> LAMK.	+				
<i>Chlamys (Aequipecten) semiensis</i> (LAMK.)	+				
<i>Chlamys (Aequipecten) elegans</i> (ANDRZ.)	+	+			
<i>Chlamys</i> sp.			+	+	
<i>Ostrea digitatina</i> DCB.				+	
<i>Ostrea</i> sp.	+				
<i>Pycnodonta cochlear</i> POLI	+	+			
<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> (OL.)			+	+	
<i>Orzysle orientalis</i> COSSM. et PEYR.		+			
<i>Odostomia (Megastomia) conoidea</i> BROCC.			+		
<i>Pyrgulina</i> cf. <i>subarchimedis</i> FRIEDB.			+		
<i>Turbonilla (Turbonilla) scata</i> EICHW.			+		
<i>Eulimella (Elaba) nitidissima</i> MONT.			+		
<i>Alvania (Alvania) curta</i> DUJ.			+		
<i>Alvania (Alvania) montagui</i> PAYR.			+		
<i>Alvania (Alvania) cf. velicensis</i> REUSS			+		
<i>Cerithium (Vulgoerithium) michelotti</i> HORN.				+	
<i>Cerithium (Vulgoerithium) europeum</i> MAY.				+	
<i>Cerithium (Cerithium) zelemberi</i> var. <i>taurorara</i> SACCO				+	
<i>Cerithium (Ptychoerithium) crenatum</i> var. <i>prorenata</i> (SACCO)				+	
<i>Pirenella picta mitralis</i> EICHW.			+	+	
<i>Terebratalia bidentata</i> var. <i>ligularum</i> (EICHW.)			+	+	
<i>Cerithiopsis (Cerithiopsis) astensis</i> COSSM.			+	+	
<i>Neostolice derbitcharinata</i> SACCO			+	+	
<i>Turritella (Torculoidella) subangulata</i> var. <i>polonica</i> FRIEDB.			+	+	
<i>Turritella (Torculoidella) bicarinata</i> EICHW.			+	+	
<i>Turritella (Torculoidella) erronea</i> var. <i>subpythagorica</i> FRIEDB.			+	+	
<i>Turritella (Torculoidella) pythagorica</i> HILB.			+	+	
<i>Vermetus (Petalocoelus) intortus</i> (LAMK.)				+	
<i>Polinices (Polinices) stasei</i> FRIEDB.	+			+	
<i>Natica</i> sp.			+		
<i>Erato (Erato) laevis</i> (DON.)			+	+	
<i>Morum</i> cf. <i>cytharum</i> (BROCC.)			+	+	
<i>Murex (Haustellum) cf. partschi</i> HORN.			+	+	
<i>Tritonalia (Ocenebrina) zborovienis</i> FRIEDB.				+	
<i>Aletha (Aletha) ficulina</i> var. <i>rarisipina</i> (LAMK.)			+	+	
<i>Aletha (Aletha) ficulina</i> var. <i>haueri</i> (HORN.)			+	+	
<i>Mitrania (Mitrania) goniophora</i> var. <i>austriaca</i> (MEZNER.)				+	
<i>Vexillum (Vexillum) ebenus</i> LAME.				+	
<i>Ancilla (Baryspira) glaucoformis</i> (LAMK.)				+	
<i>Cantharus (Polia) subpusilla</i> R. HORN.				+	
<i>Nassa (Phrontis) djurdjini</i> (DESH.)			+	+	
<i>Nassa (Phrontis) djurdjini</i> var. <i>major</i> FRIEDB.			+	+	
<i>Fasciolaria (Pleuroploca) cf. tarbelliana</i> (GRAT.)				+	
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) nataliae</i> R. HORN. u. AÜING.				+	
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) stephaniae</i> R. HORN. u. AÜING.				+	
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) obtusangula</i> R. HORN. u. AÜING.				+	

Genres et espèces	Slănic		Drajna	Meli- cești
	Horizon de la brèche du sel		Horizon des marnes à <i>Spirialis</i>	
	V. Zapodina	V. Faka Bordeanului	V. Bughea	V. Stupinea
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) interrupta</i> BROCC.				+
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) augustae</i> R. HÖRN. u. AURING.			+	+
<i>Pleurotoma (Pleurotoma) intorta</i> BROCC.			+	
<i>Genota ramosa</i> (BAST.)				+
<i>Clavatula (Clavatula) asperulata</i> LAMK.				+
<i>Clavatula (Perrona) semimarginata</i> LAMK.				+
<i>Surcula (Surcula) reevei</i> (BELL.)			+	
<i>Conus (Conolithus) dujardini</i> DESH.				++
<i>Conus (Cheliconus) ventricosus</i> BRONN.				+++
<i>Conus (Cheliconus) ponderosus</i> BROCC.				++++
<i>Conus (Cheliconus) fuscocingulatus</i> BROCC.				++++
<i>Terebra (Subula) fusca</i> var. <i>buturica</i> MOIS.				++++
<i>Ringicula (Ringicula) auriculata</i> MEN.				++++
<i>Scaphander (Scaphander) lignarius</i> L.				++
<i>Dentalium fossile</i> SCHROT.				+
<i>Dentalium incurvum</i> REN.			+	
<i>Dentalium (Antale) novemcostatum</i> var. <i>mutabilis</i> (DODERL.)			+	
<i>Heliastrea conoidea</i> REUSS				+

dans cet horizon une association macrofaunique représentée par des Hexacoraux, des Lamellibranches, des Gastéropodes et des Scaphopodes.

Dans la Vallée de Bughea, sur le flanc nord du synclinal de Slănic, dans les marnes grises, compactes, à cassure conchoïdale, on a déterminé (G. MOISESCU et M. TUDOR, 1956) une association de Mollusques (Tableau I.) où prédominent les Gastéropodes de petite taille.

Sur le flanc sud du synclinal de Drajna, dans la Vallée de Stupinei, on a trouvé (G. MOISESCU et M. TUDOR, 1956) une association plus abondante et variée de Mollusques (Tableau I.). Nous mentionnons que vers l'ouest, les dépôts marneux appartenant à l'horizon décrit deviennent de plus en plus épais, comprenant plusieurs niveaux fauniques, tandis que l'horizon des schistes à Radiolaires s'amincit ou même disparaît complètement.

Aussi bien dans le synclinal de Slănic que dans celui de Drajna, au dessus du Tortonien se dispose le Méotien discordant et transgressif.

Dans le synclinal de Melicești, l'horizon des marnes à *Spirialis* se développe sur le flanc nord, dans la Vallée de Cosminele, où il présente aussi des intercalations microconglomératiques dans lesquelles on a rencontré l'association la plus riche en macrofaune (G. RADO, M. TUDOR, 1969) représentée par des Hexacoralliaires, Lamellibranches, Gastéropodes et des Scaphopodes (Tableau I.). Au-dessus d'eux, à la limite même avec le Buglovien, nous avons déterminé les espèces suivantes de *Spirialis* et *Hydrobia*: *Spirialis andrussovi* KITTL, *Sp. stenogyra* PHILLIP, *Sp. hospes* ROLLE, *Sp. koeneni* KITTL, *Hydrobia punctum* EICHW., *Spirorbis heliciformis* EICHW.

Sur le flanc sud, où l'épaisseur de cet horizon est fortement réduite (10 à 15 m.), on ne rencontre plus de macrofaune. Au niveau à *Spirialis*, apparaissant immédiatement sous la limite avec le Buglovien, nous avons déterminé les mêmes espèces que sur le flanc nord, avec la différence que la plupart des coquilles est pyritisée.

Le seul synclinal où se trouve le Buglovien est celui de Melicești. A d'épaisseurs réduites, il a pu être séparé sur la base de la macro- et microfaune autant sur la flanc nord que sur le flanc sud, et il constitue, à notre avis, le terme final du Tortonien. Il est représenté par un complexe marneux situé en continuité de sédimentation au dessus de l'horizon des marnes à *Spirialis*. La macrofaune rencontrée sporadiquement est constituée par des *Ervilia* de petite taille et *Abra reflexa* EICHW., tandis que la microfaune est représentée par de nombreux spécimens de *Cibicides lobatulus* (WALKER et JAKOB), à côté desquels on rencontre les espèces suivantes: *Cibicides pokuticus* AISENSTAT, *Quinqueloculina kareri* REUSS, *Q. reussi* BOGD., *Q. akneriana* ORB., *Triloculina oblonga* (MONTAGU) auxquelles s'associent des Otolithes, des Bryozoaires, etc. L'épaisseur du Buglovien atteint 7 à 8 m.

Dans le synclinal de Melicești apparaît aussi, en continuité de sédimentation, le Volhynien inférieur. Il se compose de marnes à intercalations sableuses comprenant une macro- et microfaune caractéristique où, à côté des espèces sarmatiennes, on rencontre encore des espèces relictives du Tortonien: *Clavatula doederleini* (HÖRN.), *Lucina dentata* (BAST.).

T. IORGULESCU (1953) a effectué l'étude micropaléontologique du Tortonien pour les synclinaux de Slănic et de Drajna.

L'assemblage des études macro- et micropaléontologiques permet de faire une corrélation entre les horizons décrits et l'étage badénien (O. CIGHA, SENEŠ, 1968), établi pour la Paratéthys centrale. Ainsi l'horizon inférieur des marnes tufacées à Globigérines, où l'on observe la prédominance de l'espèce *Orbulina suturalis* à côté d'autres Foraminifères planctoniques, peut être corrélé à la série de Lanzendorf qui est également caractérisée par l'opulence d'*Orbulines* associées à d'autres Globigérinidés.

En ce qui concerne le Tortonien supérieur, il peut être corrélé à la série de Devin de l'étage Badénien, bien que les associations microfauniques soient différentes. La présence du sel a différemment influencé le développement de la microfaune et c'est pour cela qu'on ne rencontre plus des espèces caractéristiques communes à celles du bassin de Vienne, du domaine de l'avant-fosse alpine, de Bulgarie, de Yougoslavie, etc. Ainsi, dans les synclinaux étudiés on ne rencontre pas la zone à *Spiroplectammina carinata* qui représente la partie inférieure de la série de Devin. Jusqu'à ce que soit élaborée une étude micropaléontologique plus détaillée, confirmant ces corrélations, nous considérons cette zone comme équivalente à l'horizon de la brèche du sel. La zone suivante de la série de Devin, la zone à Bulmines et Bolivines, peut être corrélée aux horizons des schistes à Radiolaires et des marnes à *Spirialis* où, en dehors d'une macrofaune riche et variée, on rencontre aussi une association de microfaune caractéristique. L'adoucissement des eaux du bassin a conduit à la disparition des espèces sténohalines, ne permettant plus que le développement des espèces euryhalines qui ont bien supporté les variations de salinité. Comme dans la Paratéthys centrale l'adoucissement a été plus fort à la partie supérieure de la série de Devin, elle correspond à la zone à *Rotalia beccarii*. Dans la région de l'avant-fosse carpatique le rythme de l'adoucissement a été plus lent. A cette zone correspond le Buglovien, lequel se caractérise dans les régions étudiées, du point de vue macrofaunique, par une abondance de petites *Ervilia*, *Abra*, et du point de vue microfaunique par l'abondance de l'espèce *Cibicides lobatulus* de petite taille. Il est suivi par le Sarmatien inférieur qui se caractérise par une association spécifique.

La corrélation au Tortonien de la zone précarpatique (SEROVA, 1955) peut se faire plus aisément. Autant dans la zone d'avant-fosse que dans la zone de plate-forme on sépare le Tortonien inférieur représenté par la série de Ciaplinsk. Dans la zone d'avant-fosse, celle-ci comprend des dépôts où la microfaune, surtout dans la partie supérieure, est caractérisée par des Foraminifères planctoniques. Dans la zone de plate-forme, les dépôts comprennent une association dans laquelle les espèces appartenant à la famille des *Lagenidae* sont très répandues.

A l'horizon comprenant la brèche du sel correspond la série salifère supérieure distinguée aussi bien dans la zone d'avant-fosse que dans celle de plate-forme.

Aux deux horizons suivants du Tortonien supérieur correspondent la série de Pokutsk dans la zone d'avant-fosse et la série marine dans la zone de plate-forme, cette dernière série étant caractérisée par des macro- et microfaune abondantes.

Au Buglovien correspond dans l'avant-fosse le complexe terminal de la série de Pokutsk, caractérisé par l'abondance de l'espèce *Rotalia beccarii*, tandis que dans la zone de plate-forme on a distingué le Buglovien comme tel dont les caractères sont similaires à celui étudié par nous.

Les horizons du Tortonien décrits dans cet ouvrage peuvent être corrélés aussi au Tortonien de Zakarpattia (VENGLINSKI, 1962). L'horizon des marnes tufacées à Globigérines peut être corrélié à la série de Voditsk, où apparaît une association de Foraminifères planctonique qui se rapproche de celle rencontrée par nous.

A l'horizon de la brèche du sel correspond la série de Tereblinsk, où apparaît, tout comme dans les synclinaux étudiés, la formation salifère.

Aux horizons des schistes à Radiolaires et des marnes à *Spiralis* correspondent trois séries que nous ne pouvons pas corréler rigoureusement, faute des données suffisantes: les séries de Solotvinsk, de Hustetsk et de Tiacivsk.

Au dernier horizon, au Buglovien correspondrait la série de Bashevsk (Tableau II.).

Corrélation des dépôts tortoniens des synclinaux de Dražna, Slānic et Melicești avec ceux du Paratéthys central, predkarpatés et zakarpates

Tableau II.

		Synclinaux de Dražna, Slānic, Melicești	Paratéthys central (ČIČHA L., SENES, J. 1968)	Predkarpatés (SEROVA, 1955)		Zakarpates (VENGLINSKI, 1962)	
				Avant-fosse	Plate-forme		
T O R T O N I E N	Supérieur	Englovien	Série de Devin	Zone à <i>Rotalia beccarii</i>	Complex à <i>Rotalia beccarii</i>	Buglovien	Série de Bashersk
		Horizon des marnes à <i>Spiralis</i>		Zone à Bulmines et Bolivines	Série de Pokutsk	Série marine	Série de Tiacivsk, Série de Hustetsk, Série de Solotvinsk
		Horizon des schistes à Radiolaires		Zone à <i>Spiroplectammina carinata</i>	Série salifère supérieur		Série de Tereblinsk
		Horizon de la brèche du sel		Zone inférieur et supérieur à <i>Lagenidés</i>	Série de Ciaplinsk		Série de Voditsk
	Inférieur	Horizon des marnes cinéritiques à Globigérines	Série de Lanzendorf				

Au moment des transgressions de la mer néogène, le Flysch paléogène présentait un relief plus ou moins élevé constituant des barrières dans leur chemin; ces barrières conditionnaient la pénétration des eaux dans les zones dépressionnaires plus internes.

La mer miocène, en avançant vers le nord, dans le synclinal de Slănic jusqu'à la limite avec le Flysch interne, pénétrait profondément dans le territoire compris entre les éperons. C'est ainsi que le Tortonien, se trouvant en continuité de sédimentation au-dessus de l'Helvétien, est représenté par tous ses horizons, ayant des épaisseurs de quelques centaines de mètres.

On a même pu poursuivre la variation des faciès, en fonction du rapprochement ou de l'éloignement du rivage, des profondeurs ou bien de l'existence de courants verticaux.

Le fait que le Buglovien et le Sarmatien ne soient présents que dans le synclinal de Melicești peut s'expliquer par le soulèvement du relief vers la fin du Tortonien.

De même, ni les caractères lithologiques ni les données paléontologiques ne nous permettent pas de tirer des conclusions au sujet de la configuration des bassins néogènes. Ainsi nous remarquons que dans le cadre des dépôts du Tortonien supérieur, les marnes prédominent dans le synclinal de Melicești, cependant dans le synclinal de Slănic et surtout dans celui de Drajna, elles présentent de fréquentes intercalations sableuses. Ce fait dénote que dans la région de Melicești la mer a eu de plus grandes profondeurs, tandis que dans les autres synclinaux situés plus au nord, les profondeurs étaient plus faibles.

Dans tout les trois synclinaux on remarque la présence de gypses dans les zones rapprochées au rivage; le faciès lagunaire s'installait donc périodiquement, à des moments différents, dans les zones du rivage, et non seulement à la base du Tortonien supérieur, au temps de la déposition de la brèche de sel ainsi qu'au celui de sel.

Le présent ouvrage représente, outre une étude des dépôts tortonien des synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești, une première tentative de les corréler aux synclinaux d'autres régions de la Paratéthis.

Die Bildung der Braunkohlenflöze im Komitat Nógrád

P. Simoncsics*

Die Probleme der Kohlenflözbildung sind hauptsächlich keine palynologischen Fragen, jedenfalls stützen sie sich auch auf paläobotanische Grundlagen und es bietet sich von selbst aus den Sporenspektren der Kohlenproben, aus den Pflanzengesellschaften und deren Sukzessionen, dass — die auf diesem Gebiet verliegenden Möglichkeiten ausnützend — auch die flözgenetischen Folgerungen besprochen werden.

KRÄUSEL (1950) nimmt die Bildung der Kohlenlager von geringem Umfang durch Verladung mit Pflanzenmaterial an. Bei der Bildung grösserer Kohlenbecken mögen tektonische Bewegungen, Hebungen und Senkungen des Grundwasserspiegels — JURASKY's (1936) Vorstellungen nach — eine Rolle gespielt haben.

Verfasser hat früher (1960), um JURASKY's Vorstellung zu demonstrieren, zwei Diagramme der Flözbildung verfertigt. Auf der 1. Abbildung der erwähnten Arbeit im Fall einer Flutung, — wenn das Tempo der Bedeckung mit Wasser schneller war als die Bildung des Pflanzenmaterials —, ist eine umgekehrte Sukzessionsreihe entstanden, d. h. auf der Basis des Flözes haben sich der von TEICHMÜLLER (1958) übernommene *Sequoia*-Moorwald, dann das *Myricaceae*-Buschmoor, der *Taxodiaceae*-Sumpfwald, das Riedmoor und auf der oberen Partie des Flözes die Sedimente des Moorees gezeit.

Das Los der gegebenen Zonen ist in Abb. 2 der erwähnten Arbeit dargestellt, im Fall der Verladung des Beckens mit Pflanzenmaterial. Dann stimmt die Reihenfolge der Sedimentbildung von unten nach oben mit der Reihenfolge der Zonen von innen nach aussen gesehen, von dem Mooree bis zum Sequoiawald.

Flöze von grösserer Mächtigkeit konnten natürlich nur dann gebildet werden, wenn die Wasserbedeckung und die Bildung des Pflanzenmaterials miteinander Schritt gehalten haben.

Mit Rücksicht auf all dies und an Hand der aus palynologischen Daten erhaltenen Pflanzengesellschaften, mag die Ausbildung der einzelnen Flöze in der folgenden Weise geschehen haben:

Flözbildung III begann mit einer Verladung des Süsswasserbeckens. Das Becken war im nördlichen (Salgótarján) Revier am tiefsten, wo an der untersuchten Stelle (Flöz Margit III) die Verladung mit dem Torf von einem Taxodiaceen- (*Taxodium-Glyptostrobus*-) Sumpfwald begann und mit einem Myricaceen-Buschwaldtorf fortgesetzt war. Die dann erfolgte Überschwem-

* Botanisches Institut der Attila József Universität, Szeged.

mung war für die Ausbildung eines gemischten Erlenmoores günstig, dann hat sich wiederholt ein Sumpfwaldtorf von *Taxodium-Glyptostrobus* abgelagert, gefolgt von einem *Myricaceae-Betula*-Mischwaldtorf und einem *Myricaceae*-Buschmoortorf und die Ausbildung der Unterbank des Flözes hörte schliesslich mit einer Süsswasserüberschwemmung auf. Die Vervollständigung der Sukzessionsreihe wurde also durch eine dazwischengekommene Überschwemmung gehindert und eine wiederholte Auffüllung wurde durch eine neuere Überschwemmung unterbrochen. — Die Umstände der Entstehung der Oberbank, — da sie schon früher abgebaut wurde, — sind unbekannt, aber es ist sehr wahrscheinlich, dass die Flözbildung dort einem weniger beweglichen, ruhigeren Prozess gemäss verlief.

In der Mittelzone des Kohlengebiets war das Flöz Polyos III ein tieferliegender Teil des Beckens. In der Torfbildung des annehmlich Süsswasserbeckens konnte auch hier anfangs ein *Taxodium-Glyptostrobus*-Sumpfwald, den häufigen Überschwemmungen zufolge, ausgebildet werden, gefolgt später von einer überschwemmungsfreieren, trockeneren Periode, die mit dem Zurückziehen des *Taxodium*-Sumpfwaldes und einem kleineren Vorstoss des *Myricaceen*-Buschmoores zusammenhing. Die Flözbildung ist durch eine brakisch-marine Überschwemmung beendet worden. Der trockenere Sequoiawald, als Endzustand der Sukzessionsreihe, konnte sich auch hier nicht ausbilden.

Am westlichen Rand der Mittelzone, in dem Flöz Újlak III war das Becken von den untersuchten Stellen von Flöz III am flächsten. Die Flözbildung begann auch hier mit der Verladung eines Süsswassersees. Über dem Liegenden wurde der Torf von einem *Taxodium-Glyptostrobus*-Sumpfwald gebildet, dann ist der *Taxodium*-Sumpfwald in den Hintergrund gedrängt worden und sich ein Torf von einer mit *Myricaceen* und *Ilex* gemischten, trockeneren Gesellschaft ausbildete. Die Flözbildung wurde auch hier durch eine brakisch-marine Überschwemmung unterbrochen.

In der Ausbildung von Flöz III haben somit Süsswassermoorseen (eventuell auch Mündungs- und Fluss-Sedimente), *Taxodium-Glyptostrobus*-Sumpfwälder, *Myricaceae*-Buschmoore und Mischungen von denen teilgenommen, dann soll die Flözbildung durch eine Transgression beendet worden sein. Im Bereich von Flöz III hat sich kein Sequoiawald ausgebildet.

In der Ausbildung von Flöz II zeigt sich ein Unterschied zwischen dem südlichen Revier und der Mittelzone.

Das im südlichen Revier liegende Flöz Katalinbánya II lagerte sich auf ein pollenleeres Liegendes, beginnend mit einem Torf von einem *Myricaceae*-Buschmoor. Dieses Moor ist durch eine stufenweise Überschwemmung tiefer und tiefer geworden, bis ein offener See (Fluss oder Mündung) mit anorganischen Sedimenten ausgestaltet wurde. Der Torf der Oberbank des Flözes ist durch eine regelmässige Verladung gebildet worden, beginnend mit einem *Taxodium-Glyptostrobus*-Sumpfwald ist er stufenweise in einen *Myricaceae*-Buschmoortorf übergegangen. Nachdem das Hangende keine Mikroreste enthält, ist es unbekannt, ob die Flözbildung durch eine Überschwemmung von Salz- oder Süsswasser beendet wurde.

In der Ausbildung der in der Mittelzone befindlichen Flöze (Polyos II und Gáti II) wickelten sich im grossen und ganzen ähnliche Prozesse ab. Im Gebiet des Flözes Gáti II dauerte die Flözbildung eine längere Zeit als die in Polyos II. Die Verladung des anfänglichen Süsswasserbeckens begann mit dem Torf eines *Taxodiaceen-Myricaceen*-Moores, dann wurde sie auf einem Boden seich-

teren Wassers mit einem Myricaceen-Buschmoortorf fortgesetzt. Nach der Auffüllung trat neuerlich eine Senkung ein, auf deren Boden sich ein Torf von einer gemischten *Myricaceae-Taxodium-Glyptostrobos-Salix*-Gesellschaft grösseren Wasseranspruches ausgebildet hat und die Flözbildung wurde schliesslich durch eine brackisch-marine Überschwemmung beendet. Die Ausbildung des Flözes Polyos II brauchte eine kürzere Zeitdauer. Die Auffüllung des Süsswassersees (Mündungsgegend, Flusses) ist nach Ausbildung des Torfes von *Salix-Myrica-Ilex*-Auen in einen *Taxodium-Myricaceae*-Mischwaldtorf, später in einen Myricaceen-Buschmoortorf durch Verladung übergegangen, dann gestaltete sich mit dem Steigen des Grundwasserspiegels der Torf von einem gemischten *Taxodium-Glyptostrobos*- und *Myricaceae*-Moor grösseren Wasseranspruches und schliesslich wurde die weitere Ausbildung des Flözes durch eine brackisch-marine Überschwemmung unterbrochen.

In der Ausbildung von Flöz II hat also hier und da ausser dem Prozess der Verladung auch die eine umgekehrte Sukzession ergebende, langsame Überschwemmung eine Rolle gespielt. In der Mittelzone hat sicherlich die Transgression der See ein Ende bereitet, ebenso wie im Fall von Flöz III. In dem südlichen Revier ist die Salzwasserfazies durch die bisherigen, palynologischen Untersuchungen nicht bestätigt worden.

Die Bildung von Flöz I im südlichen Revier dauerte eine längere Zeit als in der Mittelzone. Hier befinden sich die Flöze Ménkes I und Katalinbánya (Katalingrube) I. In Ménkes I waren mehrere Überschwemmungen von Süsswasser. Die Flözbildung begann mit den Sedimenten eines Moorees, an den Ufern mit *Myricaceae-Salix*-Auen. Später zeigt der Torf von einem gemischten *Taxodium-Glyptostrobos-Myricaceae*-Moor öftere Überschwemmungen. Dieser Torf ist mit der Torfbildung von einem Myricaceen-Moor fortgesetzt worden als Zeichen der Verladung des Beckenteils. Die danach erfolgten Überschwemmungen haben das Zurückdrängen des Myricaceen-Moores und den Vorstoss des *Taxodiaceen*-Moorwaldes mitgebracht, dann erfolgte neulich eine Auffüllung mit dem Torf von einem Myricaceen-Buschmoor. Auch das Hangende zeigt die Nähe eines Myricaceen-Moores. Die Flözbildung mag durch eine Überschwemmung unterbrochen worden sein, brackisch-marine Reste sind nicht gefunden worden.

Auch in der Ausbildung des Flözes Katalinbánya I, das dem Flöz Ménkes I sehr nahe liegt kann die Bodenoszillation, die mit Pflanzenassoziationen bezeichnete Schwankung des Grundwasserspiegels, festgestellt werden. Die Probenahme war aber für den Zweck nicht geeignet, so kann die Entstehung des Flözes Katalinbánya I nur damit charakterisiert werden, dass es mit der Verladung eines Süsswasserbeckens begonnen hatte, eine Myricaceen-Buschmoor dominierte (hier und da mit *Taxodium-Glyptostrobos*-Auen) und die Flözbildung möglicherweise auch hier durch eine Überschwemmung von Süsswasser unterbrochen wurde.

Im südlichen Teil der Mittelzone dauerte die Flözbildung mit wenigen Überschwemmungen nur eine kurze Zeit. Die Bildung des Flözes Pócsháza I begann mit der Verladung eines Moorees, die Verhältnisse des Grundwassers waren für die Ausbildung eines Myricaceen-Moores, bzw. eines Torfes davon günstig. Die ruhigeren, überschwemmungsfreien Bedingungen sind auch von den grossen Verbreitung der Farne bezeichnet. Die Flözbildung soll durch eine Meerestransgression beendet werden.

Die Ausbildung des im nördlichen Teil der Mittelzone befindlichen Flözes

Polyos I dauerte eine noch kürzere Zeit. Die Sedimente des Liegenden weisen auf Süßwasser hin. Darüber lagerte auf einem überschwemmungsfreien Boden ein Torf von einem Myricaceen-Buschmoor mit *Taxodium-Glyptostrobus*-Auen. Später waren die Überschwemmungen für die Anhäufung des Torfes von einem *Taxodium-Glyptostrobus*-Sumpfwald günstig. In der oberen Partie des Flözes mischte sich das süße Grundwasser mit brackisch-marinem Salzwasser, so wurde die Weiterbildung des Flözes gewiss durch eine Transgression beendet.

Den obigen gemäss war die Ausbildung von Flöz I nicht einheitlich. Sie hat eine Identität nur in dem Sinne, dass auf den untersuchten Stellen im allgemeinen eine Verladung eines Süßwasserbeckens geschah und dass in dem südlichen Revier die Flözbildung durch Überschwemmung von Süßwasser, in der Mittelzone jedoch durch Meerestransgression beendet wurde. Im Gebiet bildete sich nirgends ein Sequoiawald aus. Die Unterschiede in den einzelnen Profilen lassen uns den Schluss ziehen, dass auch das paläogeographische Bild des Beckens von Flöz I sehr abwechslungsreich gewesen sein mag. Das Gebiet soll von Seen, Inseln gegliedert worden sein. Die Transgression richtete sich gewiss vom Norden nach Süden, eventuell hat sie das südliche Revier nicht einmal erreicht, sondern die Ausbildung von Flöz I wurde dort durch Überschwemmungen von Süßwasser unterbrochen.

Umfang und Charakter des Portaferrien (O.-Pont s.str.) im Westteil der Paratethys vor allem in Jugoslawien

P. M. Stevanović

(mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle)

Um bei der Gliederung der pliozänen Ablagerungen von Südosteuropa die Missverständnisse zu vermeiden, haben wir (1951) für die oberen pontischen Sedimente (s. str.) im Pannonischen und Dazischen Becken das Portaferrien (portaferrische Unterstufe), einen Namen geographischer Herkunft (von »porta ferrea« = Eisernes Tor) vorgeschlagen, ähnlich wie es N. ANDRUSOV (1923) im Euxinischen Becken für die älteren bzw. jüngeren pontischen Schichten Novorossien bzw. Bosphorien getan hat. Dadurch wollten wir zugleich den Gebrauch fazieller Begriffe, wie u. B. »Schichten mit *Congeria rhomboidea*«, »Schichten mit *Congeria triangularis*« usw. vermeiden. Inzwischen wurden damals die typischen Profile (Stratotype) dieser neuen portaferrischen Unterstufe nicht näher bezeichnet und begründet. Diesmal möchten wir diese Lücke in einer Weltsprache ausfüllen.

Stratotypus und Parastratotypus des Portaferrien

Als ein typisches Profil in einer tonig-sandigen Fazies schlagen wir den schon für B. ZALÁNYI (1929) bekannten Fundort Bačevica in Mislodjin (nahe Obrenovac) im nördlichen Serbien vor (Abb. 1.), in einer sandig-tonigen Fazies der sog. *rhomboidea*-Schichten können wir Kadar an der Save in Nordbosnien anführen (Abb. 3.). Beide Profile wurden früher ausführlich serbisch, ganz kurz auch deutsch von P. STEVANOVIĆ (1951: S. 61—64, 1961: S. 177—196) beschrieben, nicht aber als typisch betont. Diesmal werden neue Einzelheiten, besonders auf den Abbildungen gegeben (Abb. 1 bis 3).

Als einen Parastratotypus der portaferrischen Unterstufe schlagen wir den Aufschluss Osojna bei Kladovo (sieh bei P. STEVANOVIĆ, 1951: S. 135, 136), am Westrand des Dazischen Beckens, vor (Abb. 4., letztes Profil, in diesem Text). Als kohlenführende portaferrische Schichten können wir Kreka in NO-Bosnien, Orešac 2 an der Donau, östlich von Belgrad, und Kostolac Tagebau, östlich von der Morava-Mündung anführen (Abb. 4, teilweise). Orešac ist in einer »*Congeria triangularis*-Fazies«, Kostolac aber in einer Proso-dacnen führenden Fazies entwickelt.

Der stratotypische Aufschluss in der Umgebung von Bačevica (Ortschaft Mislodjin) besteht aus zwei Horizonten, einem unteren tonigen und einem höheren, mehr sandigen Horizonte (Abb. 2—3). Im unteren Horizonte herrschen *Congeria zagrabienensis*, *Limnocardium majeri*, *Valenciennesia reussi* u. a., im Oberen aber *Congeria croatica*, *C. rhom-*

boidea, vor. Andere charakteristischen Molluskenarten werden in der Abbildungserklärung gegeben (Abb. 2). Ostracoden von Bačevica sind sowohl in der Arbeit von B. ZALÁNYI (1929) als auch in der von N. KRSTIĆ (1967) beschrieben. Hier geben wir ein Ostracoden-Artverzeichnis nach der Revision von N. KRSTIĆ (1967). Es wurden dort folgende Arten angeführt: *Typhlocypris* sp., *Hemicytheria dubocensis* KR., *Reticulocypris reticulata* (MÉH.), *Amplocypris bačevicae* KR., *Candonopsis* ? ex gr. *lineata* KR., *Zalanyella venusta* (ZAL.), *Serbiella bačevicae* KR., *Cypria* cf. *crebra* KR., *Typhlocyprilla annae* KR., *Caspiola* cf. *acronasuta* (LIV.), *Thaminocypris stevanovići* KR., *Th.* aff. *filona* (LIV.), *Cyprideis triangulata* KR., *Loxocorniculum* cf. *djafarovi* SCHN., *Baturinella sublabiata* KR. (nomen

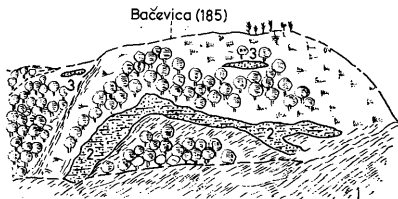


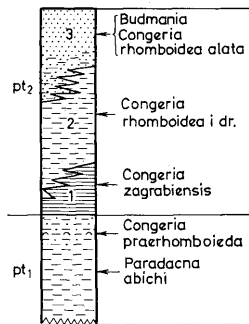
Abb. 1. Aufschluss der Schichten der portaferrischen Unterstufe (O. Pont s. str.) an der Bačevica Berglehne, Dorf Mislodjin an der Save (N. Serbien). Klassischer Ostracoden-Fundort von B. ZALÁNYI (1929). Stratotypus des Portaferrien von P. STEVANOVIĆ (1951). Erklärungen: 1. Graubraune sandige Tone mit massenhaft auftretender *Congeria croatica*, ca 800 m flussauf an der Mislodjin Wassermühle, graue Tone mit *Congeria croatica*, *C. zagrabienensis*, *Limnocardium riegelei*, *L.* cf. *schmidti*, *L. majeri*, *Paradacna steindachneri*, *Planorbis constans*, *Micromelania klaići*, *Zagrabica* sp., *Valenciennesia reussi*, 2. Wechsellagerung der gelbbraunen und grauen sandigen Tone mit *Congeria croatica*, *Limnocardium riegelei*, *L. majeri*, *L. zagrabienensis*, *Paradacna okrugići*, 3. Fossilere Sande, seitlich in die fossilführende Sande übergehend mit *Congeria rhomboidea*, *Budmania histiophora* u. a.

novum), *Cyprideis fusus* KR., *Bacunella dorsoarcurata*, *Hastacandona* aff. *schemachensis* (MAND.), *Lineocypris caudalis* KR., *Hemicytheria josephinae* (ZAL.), *Camptocypris mechtrovici* KR., *Loxoconcha* sp., *Camptocypris parabalcanica* nom. nov., *Serbiella hastata* KR., *Candonopsis* ? *arcana* KR., *Pontoleberis pontica* (STANČ.), *Cyprideis nobilis* KR., *Typhlocypris* sp. (4), *Amniclythere* ? *nana* (MÉH.), *Candonopsis* ? aff. *arcana* KR., *Loxoconcha* cf. *schweyeri* SUZ., *Lineocypris branca* KR., *Amplocypris* aff. *subacuta* ZAL., *Thaminocypris minutissima* KR.

Am Kadr in Bosnien (Abb. 3) wurden auch zwei in lithologischer Hinsicht verschiedene Horizonte, ein unterer toniger und ein höher liegender, rein sandiger Horizont aufge-

Abb. 2. Stratigraphisches Profil des Pont (U. + O. Pont s. str.) in der Umgebung von Bačevica (Mislodjin und Barić).

Erklärungen: Pt₂ = Novorossische Unterstufe (U. Pont s. str.), graue und graugelbe Tone mit *Congeria praerhomboida*, *Paradacna abichi*, *Limnocardium asperocostatum*, *Planorbis turkovići* (Aufschlüsse bei Duboko an der Save), Pt₁ = Portaferrische Unterstufe (O. Pont s. str.): 1. Feste, blaugraue mergelige Tone mit *Congeria zagrabienensis*, *C. croatica*, *C. triangularis*, *Limnocardium zagrabienense*, *L. majeri*, *L. riegelei*, *Paradacna okrugići*, *Caladacna steindachneri* var., *Valenciennesia pelta*, *Planorbis constans*, *Didacna histiophora*, 2. Graue Tone, fossilführender Haupthorizont des oberen Pont s. str. in Mislodjin, besonders in Brkin Potok und Kik mit zahlreichem Abtrern *Con voperia croatica*, von den übrigen: *Congeria triangularis* (sehr selten), *C. rhomboidea*, *Dreisensia sabbae*, *D. superoedata*, *Limnocardium majeri*, *L. zagrabienense*, *L. prionophorum*, *Limnocardium* sp., *Didacna budmani*, *D. squamulosa*, *Pteradacna pterophora*, *Plagiadacna* sp., *P. hörmani*, *Paradacna okrugići*, *Monodacna sim oplex*, *Zagrabica naticina*, *Lymnaea kobelli*, *Pyrgula incisus*, *Planorbis clathratus*, *Micromelania coelata*, *Valvata ilici* u. a., 3. Sandigraue Tone und feinkörnige graugelbe tonige Sande, meistens fossilleer oder schwach fossilführend (*Congeria rhomboidea alata*, *Budmania histiophora*, *Limnocardium* cf. *majeri* u. a.)



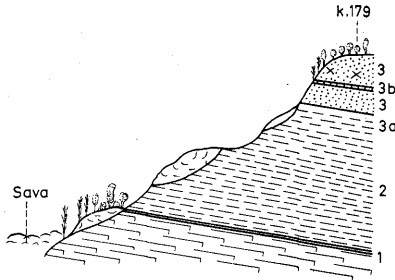


Abb. 3. Aufschluss der pannonisch-pontischen Ablagerungen am Kadar Berg (rechtes Save-Ufer in Nordbosnien bei Gornji Svila). Erklärungen: 1. Pannonische graue Mergel mit *Congeria banatica*, *C. cf. partschi*, *C. cf. zsigmondyi*, *Urdulotheca halavátsi*, *Paradaena lenzi*, *P. syrmiese*, *P. abichi*, *Provalenciennesia* sp., *Micromelania* sp., *Lymnaea* sp. div., 2. Graue mergelige Tone mit *Congeria zagrabensis*, *Paradaena abichi*, *Congeria digitifera*, *Didaena clyphora*, *Lymnaea kobelti* (U. Pont, Novorossien), 3a. Graue sandige Tone mit *Congeria rhomboidea*, *Paradaena okrugli*, *Limnocardium riegl*, *Valenciennesia reussi* (Unterteil des Portaferrien, O. Pont), 3b. Eisenschüssiger brauner Sandsteinbank, 40-70 cm, mit massenhaft auftretenden *Congeria rhomboidea*, *Dreissena simplex*, *D. cf. serbica*, *Limnocardium petersi*, *L. petersi oviformis*, *L. subobovata*, *L. emarginatum*, *L. majeri*, *Phyllocardium planum*, *Monadaena pseudocostillus*, *Parvidacna cf. hartacea*, *Paradaena retouskii ossoinae*, *Caladacna steindachneri*, *Prosodacna cf. vutskitsi*, *Pisidium krambergeri*, *Zagrabica rossi*, *Z. cycloatomopsis*, *Melanopsis declata*, *Planorbis clathratus* (Oberteil des Portaferrien, O. Pont), 3. Fossililere feinkörnige Quarzsande, selten mit den Sandsteinkonkretionen (Oberteil des Portaferrien)

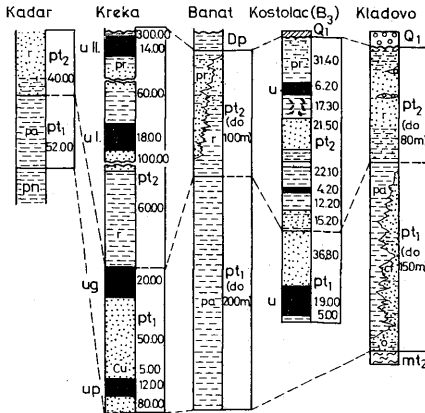


Abb. 4. Fazielle Entwicklung des Portaferrien in einigen Fundorten Nordserbiens und Nordbosniens und seine Beziehungen zu den unmittelbar älteren pontischen (novorossischen) Schichten. Erklärungen: mt₂ = Maeotische Ablagerungen, pn = Pannon (s. str.), weisse Mergel, pt₁ = Novorossische Unterstufe (U. Pont s. str.), pt₂ = Portaferrieste Unterstufe (O. Pont), Dp = Untere Paludinschichten, Q₁ = Quartär, o = Übergangsschichten von Odessaer pontischen Molluskenarten, pa = Tone mit *Paradaena abichi*, *Congeria digitifera* usw. (*abichii*-Schichten), Ou = Sandige Tone mit *Congeria unguis-caprae* typica, r = Sandige Tone, Sande, Tone mit *Congeria rhomboidea rhomboidea*, pr = Tone, Sand, sandige Tone mit *Prosodacna vutskitsi*, *P. carbonifera* und *Vivipara*, u = Lignitschichten von Kostolac, up = Liegend-, ug = Haupt-, u₁ = erste Hangende, u₁₁ = zweite Hangende Braunkohlenschicht von Kreka

geschlossen. Der höhere sandige Horizont enthält eine reiche Molluskenfauna in der, neben *Congeria rhomboidea*, mehrere auch für das Dazische Becken charakteristische Formen vorkommen (s. P. STEVANOVIC, 1961). Daher stellen diese zwei Fundorte, Bačevica (Mislodjin) und Kadar, obwohl voneinander räumlich entfernt, in biostratigraphischer Hinsicht einander ergänzende stratigraphische Profile des Portaferrien dar.

Obere und untere Grenze

Wodurch unterscheidet sich ein typisches portaferriertes Profil von seinem unmittelbaren Liegenden, dem Novorossien (s. str.) im Pannonischen Becken? Darüber wurde schon teilweise in einer von unseren früheren Arbeiten diskutiert (1951). Weiter von der Küste kommen im Liegenden tonig-mergelige Beckenablagerungen mit *Paradaena abichi* (obere *abichi*-Schichten), in der Küstenzone aber eine sandig-schotterige Randfazies mit *Congeria unguicaprae*, usw. (obere *ungula-caprae*-Schichten); als Übergang zwischen diesen zwei Typen können die Schichten mit *Congeria praerhomboides* STEV. angeführt werden.

Tonig-mergelige *abichi*-Schichten treffen wir überall in den Tiefbohrungen, in Slavonien, Banat, Bačka, weiter auf Kadar, während *praerhomboides*-Schichten im Gebiet von Bačevica bzw. Obrenovac im Liegenden des typischen Profils von Portaferrien vorkommen (z. B. auf Duboko an der Save westlich von Belgrad, in Boždarevac-Bučje auch im nördlichen Serbien). Eine synchrone Randfazies mit *Congeria unguicaprae* kommt in Kaona (Šabac), Beli potok bei Belgrad, Kreka-Moluhe (N.-Bosnien) usw. vor. Auf dieser Randfazies werden weiter nach oben Übergangsschichten (U. Pont—O. Pont), wie z. B. Sande von Orešac, und noch weiter nach oben sandige Fazies mit *Congeria triangularis* (O. Pont) vertreten (sog. Syrmien-Podunavlje Typus von Portaferrien), während auf tonig-mergeligen unterpontischen *abichi*-Schichten und *praerhomboides*-Schichten, *rhomboides*-Schichten vorkommen (sog. Okrugljak und Kolubara Typus des Portaferrien in Jugoslawien).

Die obere Grenze des Portaferrien im Pannonischen Becken zeichnet sich durch ein plötzliches Verschwinden aller Limnocardiiden und Congerien (nicht nur *C. rhomboidea*!) aus, während im Dazischen Becken, besonders in der Oltenia, die Erscheinung der ersten Horiodacnen und Stylodacnen das Ende des Portaferrien und den Anfang einer neuen, — der dazischen — Stufe andeutet. Mit dem Verschwinden von *Phyllocardium planum planum* und einer reichen Suite anderer Cardiengattungen und Arten, wie es in der Fauna des oberen Portaferrien bei Kladovo der Fall ist, hört im Dazischen Teile Serbiens das pontische Alter auf.

Die Verbindungen des Dazischen Beckens mit dem Euxinischen und Pannonischen wurden am Ende des Ponts unterbrochen und diese paläogeographischen Änderung (Verschwinden der Meeresengen in den Karpaten, in der Dobrudža, nördlich vom Kaukasus usw.) ist, neben den biostratigraphischen Merkmalen, unserer Meinung nach, einer der Hauptgründe für unsere Auffassung, dass mit dem Portaferrien die pontische Stufe endet.

Diskussion

Der Rahmen und die Lage des oberen Ponts (s. str.), das wir mit dem Portaferrien gleichstellen, werden bei verschiedenen Autoren, die darüber geschrieben haben, verschieden aufgefasst. Seine untere und obere Grenzen passen in verschiedenen Gebieten nicht zusammen oder sind nicht klar definiert. So z. B.

a) im Pannonischen Becken, nach den Arbeiten von J. HALAVÁTS (1887-94), D. GORJANOVIĆ-KRAMBERGER (1902, 1904, 1923), P. PAVLOVIĆ (1927), u. a., wurden alle Ablagerungen der pontischen Stufe (im Sinne von B. DE MARNY und N. ANDRUSOV) als oberes Pont aufgefasst. Den Gebrauch dieses Namens im Pannonischen Becken haben wir später (1951, 1961) nur auf den Horizont mit *Congeria rhomboidea* (bzw. *rhomboidea*-Schichten in der Ölogologie) und andere synchrone Fazies (1. mit *C. triangularis*, 2. mit *C. balatonica*, 3. mit Prosodacnen — *P. vutskitsi*) begrenzt. Dadurch wollten wir weitere Missverständnisse verhindern; das Vermeiden der Fossilnamen für die Stufen- und Unterstufenbenennung sollte dazu beihilfen. Es war also, neben biostratigraphischen und paläogeographischen Gründen auch ein nomenklatorischer Grund für den Vorschlag des neuen Namens Portaferrien (s. auch P. STEVANOVIĆ, 1951).

b) Im Dazischen Becken (sein Westteil in Ostserbien) umfasst unser Portaferrien nur einen sandig-tonigen Horizont, bzw. eine Fazies mit *Congeria rhomboidea*, weil andere drei obenangeführte oberpontische Fazies, bekannt aus dem Pannonischen Becken, hier nicht festgestellt wurden und aller Wahrscheinlichkeit nach nicht entwickelt sind.

c) Im rumänischen Teile des Dazischen Beckens, vor allem in der Oltenia, wird O. Pont ganz verschieden aufgefasst. Bei S. STEFANESCU (1897) werden darin auch Sande und Mergel eingestuft, die später von W. TEISSEYRE (1908) als Dazische Stufe beschrieben wurden. Ein anderer Autor unterscheidet in einem so verengten Pont nur verschiedene Fazies aber kein Horizont. I. P. IONESCU-ARGETOAI (1918) stellt in seinen »oberen pontischen Horizont« in der Oltenia Sande mit *Dreissenomya*, *Cardium carinatum*, *C. planum*, *Dreissensia rostriformis*, *Congeria markovići* u. a.; K. KREJČI-GRAF (in W. WENZ, 1940) unterscheidet oberhalb der »*rhomboidea*-Schichten« (nach diesem Autor: oberer Teil des U. Pont) echte oberpontische sandige Mergel mit verschiedenen Unterarten von *Phyllocardium planum* sowie Prosodacnen. Von diesem Autor wurden (1932) die Namen »*abichii*-Schichten« und »*rhomboidea*-Schichten« eingeführt (für den unteren bzw. oberen Teil des »unteren Ponts«), die später in der Ölogologie des Pannonischen und Dazischen Beckens einen fast allgemeinen Gebrauch gefunden haben. Es ist zu betonen, dass K. KREJČI-GRAF sein »O. Pont Rumäniens« in der dazu beiliegenden Tabelle (1940) mit einem Teil der Unteren Paludenschichten des Pannonischen Beckens vergleicht, die er dem Kimmerien (Mittelplozän) anschliesst. In der neueren rumänischen Literatur werden auch die pontischen Zonen (Biozonen) erkannt. So. z. B. F. MARINESCU (1964) unterscheidet in der pontischen Stufe der Oltenia sechs Biozonen (α bis ζ). Davon werden die Zonen α bis δ mit dem unteren Pont von P. STEVANOVIĆ (1951), bzw. mit dem mittleren Pont von W. WENZ und K. KREJČI-GRAF (1942) und dem unteren Pont von I. P. IONESCU-ARGETOAI (1918) verglichen, während ϵ bis ζ mit dem Portaferrien von P. STEVANOVIĆ (1951), bzw. dem oberen Pont (Horizont mit *Phyllocardium planum* und Prosodacnen) von W. WENZ und K. KREJČI-GRAF (1942), sowie dem »oberen pontischen Horizont« von I. P. IONESCU-ARGETOAI (1918) korreliert werden. Daraus geht klar hervor, dass F. MARINESCU die Schichten mit *Phyllocardium planum planum* dem Pont, nicht aber dem Daz zuzählt. Inzwischen unterscheidet dieser Autor im »oberen Pont« von K. KREJČI-GRAF auch eine Zone mit *Phyllocardium planum stevanovići*, die wir, nach dem von ihm gegebenen Verzeichnis der Arten (1964), für den obersten Teil der »*rhomboidea*-Schichten«, dh. des Portaferrien s. str. von Kladovo und Rečica im grossen Donau-Mäander Ostserbiens halten.

d) Im Euxinischen Becken wird der Rahmen der pontischen Stufe (B. DE MARNY, 1869) von N. ANDRUSOV (1917), durch eine Zurechnung der Horizonte I-IV von Kamysch-Burun in der Krim (sein Bosphorien, 1923) zum Pont, erweitert. Seiner Meinung schliessen sich auch andere, in der Krim später arbeitenden sowjetischen Geologen an, nur mit einer Korrektur der Lage des vierten Horizonts der von Bosphorien (ANDRUSOV's O. Pont) getrennt und dem älteren Pont zugezählt wird. Bei V. KOLESNIKOV (1940) wird das Bosphorien, von dem dieser Autor annimmt, dass er erst nach der Unterbrechung der Verbindungen des Euxinischen Beckens mit der westlichen Paratethys anfängt, weiterhin dem oberen Pont angeschlossen. A. EBERSIN (1938) schreibt mit Recht einen grossen stratigraphischen Wert, bei den Korrelationen der pontischen Ablagerungen, dem ANDRUSOV'schen Horizonte V von Kamysch-Burun (Horizont mit *Congeria subrhomboidea* ANDRUS.) zu. Es werden in der letzten Zeit (1955) von diesem Autor drei pontische Horizonte unterschieden (Unter-, Mittel- und Oberpont), wobei für Mittelpont Schichten mit *Congeria subrhomboidea* im Euxinischen Becken, für Oberpont Bosphorien (also wie bei N. ANDRUSOV und V. KOLESNIKOV) gehalten werden.

Hier soll betont werden, dass alle bisherigen Autoren, angefangen mit N. ANDRUSOV, die Schichten mit *Congeria subrhomboidea* für synchron mit dem *Congeria rhomboidea*-Schichten im Pannonischen und Dazischen Becken halten.

Die meisten Autoren, die sich mit der Grenze Unter/Mittel-Pliozän beschäftigt haben (W. TEISSEYRE, N. ANDRUSSOV, K. KREJČI-GRAF, P. STEVANOVIĆ u. a.) halten die Unteren Paludinenschichten im Pannonischen Becken für synchrone Ablagerungen mit dem Daz Rumäniens. Daneben wurde schon von N. ANDRUSSOV (1923—1928) betont, dass Kimmerien und Dazien, obwohl nicht im Ganzen, synchrone Ablagerungen darstellen; ein Teil des euxinischen Oberpont (Bosphorien) aber, wie schon aus der Tabelle in der Arbeit ANDRUSSOV's (1923: S. 204; 1928) ersichtlich ist, entspricht der Dazischen Stufe. Eine ähnliche Meinung über das gleiche Alter des Bosphorien und älteren Daz haben wir auch bei der Analyse des Ponts im Dazischen Becken (P. STEVANOVIĆ, 1951: S. 179, 180) vertreten. Dabei wurde vorgeschlagen, einen Teil des O. Pont in der Krim (Horizonte I—III), der erst später von N. ANDRUSSOV dem euxinischen Pont angeschlossen wurde (1923), davon zu trennen und dem Kimmerien anzuschließen.

In der stratigraphischen Tabelle von A. EBERSIN, N. MACAROVICI, F. MARINESCU und M. MOTAŞ (1966) wird ein Bosphorien (O. Pont vom euxinischen Typus) auch im Dazischen Becken angeführt. Darüber kommt auch in dieser Tabelle eine neue Unterstufe oder ein Horizont, Gétien, das, nach diesen Autoren, noch immer älter als Dazien sein soll. Sowohl Bosphorien wie auch Gétien werden in der Tabelle unter dem Pont, als Horizont H/G, eingestuft. Portaferrien wird dort, in Bezug auf seine ursprüngliche von uns vertretene Definition stark verengt und zusammen mit »Odessien« als dem Novorossien angehörende Unterstufe aufgefasst. Unserer Meinung nach dürfte man die Pachydaenen, Prosodacnen und Stylodacnen enthaltenden Schichten (Gétien der erwähnten Autoren), sowie die Schichten mit *Prosodacna stenopleura* und *Horiodacna* (Bosphorien derselben Autoren), mit Recht dem Dazien anschließen.

Was die Schichten mit *Phyllocardium planum planum* in Rumänien anbetrifft, wovon F. MARINESCU (1964) mehrere andere typisch pontischen Arten anführt, könnten sie nur als jüngstes Portaferrien (im Sinne des O. Pont) nicht aber als eine seitliche Fazies des Horizontes mit *Prosodacna stenopleura* und *Horiodacna* zur Zeit aufgefasst werden, wie es bei den erwähnten Autoren getan wurde. Inzwischen bleibt dieses Problem bis auf weiteres noch immer offen; man sollte neue zusätzliche vergleichende Beobachtungen in der Oltenia machen.

Neben *Phyllocardium planum planum* kommen im rumänischen oberen Pont, nach F. MARINESCU (1964), auch *Dreissensia rostriformis* DESH., *D. corniculata* SABBA (*D. anisooncha* ANDRUS.), *Dreissenomya aperta* DESH., *Limnocardium apertum* MÜNST., *L. sub-squamulosum* ANDRUS., *L. peregrinum* EBERS., *L. emarginatum* DESH., *Paradacna retowskii* ANDRUS., *P. retowskii* var., *Plagiadacna carinata* DESH., *Caladacna steindachneri* BRUS., *Pteradacna* aff. *pterophora* BRUS. (wahrscheinlich *Arcicardium primigenium* EBERS. et STEV., Bemerkung P. STEVANOVIĆ), *Didacna constantiae* SABBA, *Valenciennesia* sp. vor, ein Beweis mehr, dass das Niveau mit *Phyllocardium planum* sicher den »rhomboidea-Schichten«, bzw. dem Portaferrien angehört, obschon *C. rhomboidea* in der Oltenia selbst in dieser Gemeinschaft zufälligerweise zur Zeit nicht gefunden wurde; in Ostserbien bei Kladovo und Rečica, sowie westlich von den Karpathen (z. B. bei Kadar in Bosnien), wurde in einer solchen Gemeinschaft auch diese leitende Form gefunden.

Bei der Grenzfragen des Portaferrien sind die Fazies mit *Congeria rhomboidea*, bzw. mit *C. subrhomboidea* von entscheidender Bedeutung, die erste vor allem im Pannonischen, die andere nur im Euxinischen Becken.

Für die obere Grenze des Portaferrien im Pannonischen Becken ist nicht unbedeutend, dass zwischen ihm und den Unteren Paludinenschichten keine

Diskordanz beobachtet wurde. Im Falle, wenn im Portaferrien eine Prosodacnen- und Viviparen führende Fazies vorherrscht (z. B. in Banat und im Fruška-Gora-Gebirge), wird sowohl lithologisch als auch faunistisch ein allmählicher Übergang nach oben zu den Paludinschichten ganz evident. Erst nach den letzten *Prosodacna*-Arten (wie z. B. *Prosodacna vodopići* BRUS.) und grossen Paradaenen (*P. radiata* STEV.) hört das Pont auf und beginnt ein neues post-pontisches Alter (Paludinschichten). Ganz anders wird diese Grenze, wenn eine *rhomboidea*-Fazies im Portaferrien vorherrscht. In dem Fall ist der faunistische Übergang vom Pont zu den Paludinschichten überraschend scharf (z. B. Gojlo in Kroatien, usw.).

Wie schon vorher betont wurde, wurden die Schichten mit *Congeria rhomboidea* aus Westserbien (Posavina, Kolubara und Posavo—Tamnava Gebiet) und Nordbosnien (Kadar und Kreka) für eine stratotypische Begründung des Portaferrien benützt. Molluskenfauna aus diesen Schichten des Pannonischen Beckens ist aus den Arbeiten von M. HOERNES (1854, Lok. Árpád), S. BRUSINA (1884, Lok. Okrugljak), P. STEVANOVIĆ (1951, Lok. Jasovnik und viele andere; 1961, Lok. Kadar) und vielen anderen bekannt. Sie ist von einem rein kaspibrackischen oder oligohalinen Typus, das Wasser aber, worin sie gelebt hatte, muss in Bezug auf die anderen portaferrischen Fazies-Typen, mit *Congeria triangularis*, *C. balatonica*, Prosodacnen und Viviparen, einen höheren Salzgehalt gehabt haben. Für diese Behauptung spricht besonders ein massenhaftes Auftreten der grossen Limnocardiinen in den *rhomboidea*-Schichten.

Ein Beispiel der räumlichen Kreuzung der *rhomboidea*- und *triangularis*-Fazies haben wir in der Umgebung von Grocka im nördlichen Serbien (Fundorte Dubočaj, Crveni Breg, Orešac 2) und Kreka im nördlichen Bosnien. Eine typische *triangularis*-Fazies des Portaferrien ist im Gebiet zwischen Orešac 1 und Smederevo an der Donau bekannt. Faunenverzeichnisse aus der *triangularis*-Fazies sind in den Arbeiten von TH. FUCHS und S. GILLET, für Banat, und E. LÖRENTHEY für Transdanubien, sowie in vielen anderen, zu finden. Fazies mit *Congeria balatonica* kennen wir besonders aus den Arbeiten von E. LÖRENTHEY, F. BARTEA u. a.

Die Schwierigkeit, bei den Versuchen, Portaferrien vom Daz im Dazischen Becken zu trennen, kommt vor allem von einem allmählichen faunistischen Übergang zwischen diesen zwei Stufen. Die dazischen, sowie bosphorische Fauna stellt nämlich einen Schritt weiter in der Entwicklung der pontischen kaspibrackischen Molluskenfauna dar, was mit den Paludinschichten im Pannonischen Becken nicht der Fall sein kann. Deswegen schlagen wir vor, die Verhältnisse im Pannonischen Becken auch bei dieser Abgrenzung im Dazischen Becken zu beachten. In Ostserbien, dh. dem westlichen Randteile des Dazischen Beckens, wird das höchste Portaferrien, wie im Pannonischen Becken, durch die Schichten mit *Congeria rhomboidea* gekennzeichnet; gefundene Arten, besonders aus der sandigen Fazies der *rhomboidea*-Schichten stehen in der Regel zu denen aus dem pannonischen Raum näher, als die Arten, die aus einer tonigen Fazies stammen. Diese biostratigraphische Übereinstimmung der beiden pontischen Gebiete illustrieren am besten Fundorte Kadar in Bosnien (s. P. STEVANOVIĆ, 1961, Tabelle) und Kladovo im karpatischen Vorlande Serbiens.

Im oberen Pont oder Portaferrien Ostserbiens, dh. des karpatischen Vorlandes herrscht fast in der Regel eine sandige Komponente vor. Unter den Molluskenarten sieht man, neben *Congeria rhomboidea*, einen plötzlichen Vorstoss einer ganzen Reihe von neuen Formen, wie *Plagiadacna carinata* DESH.,

Limnocardium emarginatum DESH., *L. petersi* M. HOERN., *Paradacna retowski ossoinae* STEV., *Arcicardium primigenium* EBERS. et STEV., u. a. (s. bei P. STEVANOVIĆ, 1951), die in tiefer liegenden Schichten unbekannt sind. Im Gegensatz zu der Auffassung einiger Forscher in den Nachbarländern, gibt es in Ostserbien keine pontischen Schichten, die jünger als der Horizont mit *Congeria rhomboidea* wären. Solche Schichten sollten, nach unserer Auffassung, weder in der Oltenia noch in NW-Bulgarien, entwickelt gewesen sein (Tabelle I.).

Nach den obenangeführten Literaturangaben kann man also die ganze Diskussion über den Charakter und die Grenzen des oberen Pont oder Portaferrien im Dazisch-Euxinischen Raum auf zwei verschiedene Auffassungen zurückführen. Nach einer liegt O. Pont im Euxinischen Becken oberhalb des Horizontes mit *Congeria subrhomboidea* (V. Horizont von Kamysch-Burun), es ist also jünger als Portaferrien und umfasst die Horizonte I—IV von N. ANDRUSSOV (1923), bzw. I—III, nach A. EBERSIN (1955). Nach der zweiten aber umfasst oberes Pont die »*rhomboidea*-Schichten« in Ostserbien und Rumänien, die vollständig mit den »*rhomboidea*-Schichten« aus dem Pannonischen Becken übereinstimmen (P. STEVANOVIĆ, 1951). Mit anderen Worten gehört in erstem Falle das sog. Bosphorien dem oberen Pont an, im zweiten aber endet Pont s. str. mit dem Portaferrien (P. STEVANOVIĆ, 1951). Es wird die Frage gestellt, ob diese zwei verschieden aufgefassten obere-pontischen Unterstufen synchrone Ablagerungen darstellen oder nicht. Da sie in faunistischer Beziehung ganz verschieden sind, gestatten alle erwähnten Autoren keinen Synchronismus: Bosphorien ist jünger als Portaferrien. Die Meinungsverschiedenheit besteht also nur darin, ob Bosphorien noch immer im Pont bleiben oder schon dem Mittelplozän zugerechnet werden soll. Mit anderen Worten, ist O. Pont ein Synonym für Portaferrien oder für Bosphorien. Wir sind für das erste Synonym aus folgenden Gründen: Nachdem schon N. ANDRUSSOV (1923) behauptete, dass Horizonte I—III von Kamysch-Burun mit dem Daz Rumäniens synchron sind, wo keine bis jetzt sicher bewiesenen bosporischen Ablagerungen auftreten, scheint es uns wohl gerechtfertigt, diese drei Horizonte dem unteren Kimmerien (dh. Dazien) anzuschliessen. Natürlich kann diese Annahme nur dann gerechtfertigt werden, wenn die Schichten mit *Congeria rhomboidea* und mit *C. subrhomboidea* für absolut gleichzeitigkeit anerkannt werden. Glücklicherweise sind in dieser Frage, wie wir gezeigt haben, alle Forscher einig. Wenn wir im Pont auch die Horizonte I—III beibehalten wollten, dann müssten, sowohl Untere Paludinschichten als auch ein grosser Teil des Daz, auch ein oberpontisches Alter haben, was vom Standpunkte der paläogeographischen Evolution der Paratethys und der darin lebenden Fauna aus nicht genug begründet gewesen wäre. In den Unteren Paludinschichten, wie es bekannt ist, besteht die Paratethys als ein einheitlicher, von den Alpen bis Turkestan sich erstreckendes Becken, nicht mehr.

In einer früheren Mitteilung, die noch nicht veröffentlicht ist (Sofia, 1965), haben wir einen Synchronismus des Horizontes mit *Phyllocardium planum planum* (stammt als selbstständig von K. KREJČI-GRAF, 1932) mit dem Bosphorien gestattet. Nach der Arbeit von F. MARINESCU (1964), die wir erst später erhalten haben, sind wir zur Zeit überzeugt, dass der erwähnte Horizont noch immer pontisch gewesen sein soll, mit andern Worten weder dem Daz noch Bosphorien angehöre. Die Äquivalente des Krimschen Bosphorien in Rumänien müssen wir in dem unteren Daz erwarten, vor allem in den Schichten, die

	Pannonischen Becken	Dazischen Becken	Euxinischen Becken
Mittel-Pliozän	Untere Paludinenschichten: mit <i>Viviparus newmayeri</i> , etc., <i>Unio vukonnovici</i> , etc. (glatte Formen)	Dazische Stufe: 3. Schichten mit <i>Prosodacna euphrosinae</i> , 2. Schichten mit <i>Pachydacnen</i> , <i>Parapachydacnen</i> , <i>Stylodacnen</i> , 1. Schichten mit <i>Prosodacna stenopleura</i> , <i>Horiodacnen</i>	Kimmerische Stufe (s. str.): Eisenerz- und Hangendschichten von Kertsch (Krim): 3. <i>panticapea</i> -Horizont 2. Kamysh-Buran-Horizont 1. Azov-Horizont Bosphorien (I—III. Horizont von Kertsch, nach N. ANDRUSOV), vorherrschend mit <i>Didacna</i> sp. div., <i>Dreissensia rostriformis</i> und mehreren pontischen Relikten, die auch in das Kimmerien übergehen
Unterbrechung der Verbindungen zwischen den einzelnen Becken der Paratethys			
Unter-Pliozän: Pontische Stufe	Portaferriische Unterstufe	Portaferriische Unterstufe	Oberer Valencienne- sien-Tegel (Äquivalente des IV. Horizontes von Kertsch)
	<p>Schichten mit <i>Prosodacna vutskitsi</i></p> <p>Schichten mit <i>Congeria triangularis</i></p> <p>Schichten mit <i>Congeria balatonica</i></p> <p>„<i>rhomboidea</i>-Schichten“</p>	<p>Schichten mit <i>Phyllocardium planum</i></p> <p>„<i>rhomboidea</i>-Schichten“</p>	<p>Horizont mit <i>Congeria subrhomboides</i> (Äquivalente von Horizont V. von Kertsch)</p>
Novorossische Unterstufe	Novorossische Unterstufe	Novorossische Unterstufe	Novorossische Unterstufe
„Oberer abichi-Schichten“	<p>„<i>digitifera</i>-Schichten“</p> <p>„Obere <i>ungulacapræ</i>-Schichten“</p> <p>„<i>praerhomboidea</i>-Schichten“</p>	<p>„<i>rumana</i>-Schichten“</p> <p>„<i>abichi</i>-Schichten“</p> <p>„<i>digitifera</i>-Schichten“</p> <p>Äquivalente vom Odessaer Kalkstein („Odessien“)</p>	<p>Untere Valencienne-sien Töne</p> <p>Äquivalente vom Odessaer Kalkstein („Odessien“)</p> <p>Eupatorische Schichten</p>
Ausbildung der einheitlichen Paratethys von den Alpen bis Turkestan			
Maeot	Pannon (s. str.) oder Untere Congerienschichten	Maeot	Maeot

jünger als der pontische Horizont mit *Phyllocardium planum planum* sind. Welche Schichten aber es sein sollten, ist zur Zeit nicht möglich zu sagen.

Die Äquivalente des Portaferrien im Euxinischen Becken finden wir im IV. und V. Horizonte von Kamysch-Burun, womit auch A. EBERSIN und andere Forscher einverstanden sind. Aus diesen Gründen, vor allem auf Grund der Verhältnisse im pannonischen Raum, könnten die Schichten mit *Congeria subrhomboidea* nicht ein Mittel-, sondern nur ein wahres Oberpont darstellen.

Korrelationsversuche des jüngeren Pont (nach uns Portaferrien) im Pannonischen, Dazischen und Euxinischen Becken, so wie wir diese Frage auffassen, sind in der Beiliegenden synoptischen Tabelle dargestellt.

Die Möglichkeit einer zonaren Gliederung des Portaferrien auf Grund der Mollusken, bleibt zur Zeit offen. Nämlich alle Versuche in dieser Richtung zeigten, dass, infolge einer grossen faziellen Verschiedenartigkeit, das praktisch fast unmöglich ist. Deswegen haben wir in unserer Tabelle nur Faziestypen, nicht aber auch die Zonen gezeigt. Es kann aber gesagt werden, dass einzelne Fazies mehr dem unteren oder dem oberen Portaferrien eigen sind. So z. B. Schichten mit *Prosodacna vutskitsi* und *Paradacna radiata*, dann die mit *Phyllocardium planum planum* gehören meistens dem oberen Portaferrien, während die mit *Congeria triangularis* oder *C. croatica*, *C. zagabiensis* dem Unteren Schichten mit *C. rhomboidea* werden sowohl im unteren als auch im oberen Portaferrien getroffen. Eine Zonengliederung müsste man aber in diesem Fall zusammen mit den Ostracodenarten durchführen.

Literatur

- Андрусов, Н. (1909): Критические заметки о русском неогене. Зап. имп. общ. естествоисп. XXI. Киев — Андрусов, Н. (1917): Понтический ярус. Геол. России, том IV, ч. П, вып. 2, Петроград — Андрусов, Н. (1923): Апшеронский ярус. Труды Геол. ком. Н. сер., вып. 110, Петербург — Андрусов, Н. (1927): Южнорусский плиоцен по новейшим исследованиям. Азербайджанск. нефт. хозяйство. Журнал, № 6—7 (78—79), Баку — Берг, В. Р. (1940): Плиоцены в Ломско. Сборник в честь на проф. Др. С. Бончев по случаю 70. год. Сп. на Бълг. геол. Друж. XI, 1939, София — Давиташвили, Л. (1933): Заметки о параллелизации плиоценовых отложений Юговосточной Европы. Информ. Бюллет. НГРИ, 2, 3. — Коллектив авторов (1940): Неоген СССР, в Стратиграфии СССР, том XII, изд. Акад. наук СССР, Москва—Ленинград — Попович, Р. (1958): Прилог за poznavanje meotских и pontских naslaga у Источни Сббрии. Весник Завода за геол. геофиз. истр. Ср. Србије, VI, Београд — Павлович, М. (1937): Тумач за геолошку карту листова «Сладоч» и «Неготин». Изд. Геол. инст. краљ. Југ., Београд — Стеванович, П. (1951): Доњи плиоцен Србије и суседних области. Геолошко-палеонтолошка студија каспиракичних фауна и продуктивних терена понтичког ката. Посебна изд. Српска акад. наука, књ. 187, Београд — Стеванович, П. (1955): Припове за позnavanje каспиракичне фауне портаферског потката (горњи понт) у Србији. Геол. анали Балк. пол. XXII, Београд — Стеванович, П. (1961): Понтичка фауна са *Limnocardium peterei* код Карта на Сави (С. Босна). Геол. анали Балк. пол. XXVIII Београд — Стеванович, П. (1965): Објем и фауна верхњег понта у Карпато-Балкану и саставној части Паратетиса, с примерима из Восточной Србије. Материал VII Конгресса Карпато-Балканской ассоциаци геологов, София — Стойков, Ст. (1960): Плиоцены в Видинско и Кулско. Списание на Бълг. геол. друж. XXI, књ. 1., София — Эберзин, А. Г. (1955): Схема стратиграфии неогена юга СССР. Тезисы докладов совещания по разработке унифици. страт. шкалы третичных отложений крымско-кавказской области. Акад. наук Азерб. ССР, Баку — Эберзин, А. Г. (1959): Солонотоповодные кардииды плиоцена СССР, часть III, Труды пал. инст., LXXIV, Москва — Эберзин, А. Г. и Стеванович, П. М. (1948): О древнейшем представителе рода *Arca* из условий его находки. Доклад акад. наук СССР, новая серия, вып. 12, Москва — ANDRUSOV, N. (1895): Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. Verh. geol. R. A. No. 7, p. 191. — BARTHA, F. (1959): Feinstratigraphische Untersuchungen am Oberpannon der Balatongegend, Jahrb. ungar. geol. Anstalt, vol. 48, f. 1., Budapest. — BRUSINA, S. (1884): Die Fauna der Congerienstadien von Agram in Kroatien. Beiträge zur Pal. Geol. Oesterr. Ungarns u. d. Orients, Bd. 3, Wien. — EBERSIN, A. G. (1938): Horizont with *Congeria subrhomboidea* ANDRUS. in the Kuban province. Comptes rendus Ac. sc. d. USSR, XXI, 8, Moscow. — GILLET, S. (1937): Sur la présence du Pontien s. str. dans la région de Salonique C. r. d. Acad. sc. p. 1243, Paris. — GILLET, S. (1948): Le Limnocardiidés des couches à Congeries de Roumanie. Mém. Inst. géol. a. Roumanie, IV, Bucaresti. — HOERNES, M. (1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, zweiter Teil, Bivalven. Abh. d. k. k. geol. R. A. Band IV. — IONESCU-ARGETOAIA, I. P. (1918): Le pliocène de l'Olténie. Annuaire. Inst. geol. al. Roumanie, vol. 8., 1914, Bukaresti. — JEKELIUS, E. (1935): Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südeuropas. Ann. Inst. geol. al. Roumanie, 17, 1932, Bucaresti. — KREJCI-GRAF, K. (1932): Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. Geol. Rundschau, 23, Berlin. — KRSTIĆ, N. (1967): Biostratigraphie, Taxonomie et Phylogenie des Cyprididés des Couches de Congeries des environs de Belgrade. Thèse de doctorat (Manuscrit en serbe). Belgrade. — LÖRENTH, E. (1911): Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatongegend, Palaeontologie, 4., B. I., H. 1. Wien. — MARINESCU, FL. (1964): *Phyllocardium planum stevanovići* n. ssp. in pontianum din vestul Olténiei.

Studii și cercetări de geograf., geofiz., geologie, sér. geologie 1., tom 9., București. — MARINESCU, FL.: Propuneri cu privire la orientarea pontianului din partea occidentală a bazinului getic, Ibidem. — OZEGOVIC, F. (1944): Prilog geologiji mladeg terciara na temelju podataka iz novijih bušotina u Hrvatskoj. Vjesnik drž. geol. Zavoda. T. II/III, Zagreb. — ȘTEFANESCU, S. (1897): Etudes sur les terrains tertiaires de Roumanie. B. Contributions à l'étude stratigraphique. Mém. Soc. géol. France t. 9., Paris. — STEVANOVIĆ, P. (1951): Pontische Stufe im eng. Sinne, Obere Contriensschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. Serb. Akad. Wiss. 187, Belgrad. — STEVANOVIĆ, P. (1967): Abgrenzung der portaferrischen Unterstufe (Portaferrien) oder des Oberen Pont (s. str.) im westlichen Teil des Paratethys. Bull. Acad. serbe sc. Cl. sc. math. et nat. sc. II., Beograd. — STEVANOVIĆ, P. (1959): Pont im nördlichen Jugoslawien, seine Fazies und Horizonte, mit einem Rückblick auf die Verhältnisse in den Nachbarländern. Földtani Közlöny, 89., 1., Budapest. — STEVANOVIĆ, P. (1963): Beitrag zur Kenntnis der pontischen Molluskenfauna aus Griechenland und ihre stratigraphische Bedeutung. Bull. acad. sc. et arts serb. t. 32., cl. sc. math. nat. N. sér. No. 9., Belgrade. — STEVANOVIĆ, P. (1965): Fazies und Horizonte des älteren Pliozäns in Jugoslawien und die Möglichkeiten einer Korrelation mit dem Mittelmeerbecken. 3-jème session du Com. néogène méditerranéen, 1964, Berne, Suisse, publié: Utrecht. — STRAUSS, L. (1942): Das Pannon des mittleren Westungarns. Ann. hist. Mus. Nat. hungarici, P. Min. geol. T. 35., Budapest. — STRAUSS, L. (1943): Versuch einer Parallelisierung des Pannons. Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, 6. — TEISSEYRE, W. (1908): Über maotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen und östlichen Muntenia. Ann. inst. geol. Romaniei, II, 3., București. — WENZ, W. (1942): Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete. Senckenbergiana, Bd. 24., Frankfurt a/M. — ZALÁNYI, B. (1929): Morpho-systematische Studien über fossile Muschelkrebse. Geol. Hungarica, Ser. Pal. 5., Budapest.

Die Bedeutung des Studiums der Mollusken für die Bestimmung der Biostratigraphie der sarmatischen Sedimente der Tschechoslowakei

Josef Svagrovský*

In das Gebiet der Tschechoslowakei liefen aus der sarmatischen Paratethys drei ausgedehnte Buchten ein, die in morphologische Depressionen entlang der südlichen Ausläufer der Gebirgsketten der Westkarpaten eindrangen. Die Sedimente des sarmatischen Meeres bilden heute einen Teil der miozänen Schichtenfolge des Wiener Beckens, sie sind in der Kleinen Donauebene und deren Randausläufern verbreitet. Sie beteiligen sich am Aufbau eines Gross-teiles der Ostslowakei, vor allem des Beckens von Košice und der Tisza-Ebene.

Die sarmatischen Sedimente enthalten eine verhältnismässig reiche und häufig vorkommende Molluskenfauna, die mit Erfolg bei ihrer biostratigraphischen Gliederung angewendet wird. Bei der stratigraphischen Unterteilung der Sedimente gehen wir von einer dreiteiligen Gliederung der Stufe aus, wobei wir das *untere Sarmat* (Volhyn), *mittlere Sarmat* (Bessarab) und das *obere Sarmat* (Cherson) unterscheiden. Um die korrelativen Beziehungen der Sedimente unseres Territoriums und der angrenzenden Gebiete zu bestimmen, werden wir von der, heute am meisten verbreiteten, akzeptierten und angewendeten Unterteilung des Sarmats des mittleren Donaubeckens, nach Foraminiferen von GRILL (1943) erarbeitet, ausgehen. Er unterschied im Sarmat drei Zonen, unten mit *Elphidium reginum*, höher mit *E. hauerinum* und die obere mit *Nonion granosum*. Von PAPP (1956) wurde der Schichtenkomplex des Sarmats nach Molluskenassoziationen in vier Horizonte geteilt, wonach er unten *Rissoenschichten*, höher *Ervilienschichten*, über diesen *Mastraschichten* unterschied und der obersten Teil des Schichtenkomplexes als *Verarmungszone* bezeichnete. Alle angeführten Horizonte und Zonen sind auch in den sarmatischen Sedimenten unserer Gebiete unterschieden worden. Wir vertreten jedoch die Ansicht, dass diese Horizonte des Sarmats des Wiener Beckens nur einem Teil der sarmatischen Schichten des ponto-kaspischen Raumes entsprechen.

Als die westliche Bucht des sarmatischen Meeres auf unserem Gebiet war ein grosser Teil von Südmähren und der Westslowakei, d. h. der tschechoslowakische Teil des *Wiener Beckens* überflutet. In den zentralen Teilen des Beckens liegen die sarmatischen Sedimente auf tortonischen, aber an den Rändern des Beckens, hauptsächlich im NW und O liegen sie *sichtlich diskordant* auf älteren Komplexen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen im Zentrum des Beckens beträgt etwa 700 m.

* Lehrstuhl für Paläontologie der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität Bratislava

In den unteren Lagen des sarmatischen Schichtenkomplexes kann ein Horizont von Grosselphidien, nach der Molluskenfauna *Rissoenschichten*, ausgegliedert werden. In dem Wiener Becken wurden sie mit Hilfe zahlreicher Bohrungen untersucht, doch treten sie, entlang des östlichen Randes des Beckens, auch direkt an die Oberfläche. Sie sind durch ein häufiges Vorkommen der Vertreter der Familie *Rissoiidae*, deren Gattung *Mohrensternia* hier ihre Entfaltung erreicht, gekennzeichnet. Seltener befinden sich in den Molluskenassoziationen auch Arten wie *Ervilia dissita*, *Abra reflexa*, *Cardium jamoscheki*, *Ervilia vindobonense*, *Calliostoma guttenbergi*, *Hydrobia stagnalis andrussovi*, *Pirenella nodosoplicata*, *Cerithium rubiginosum*, *Dorsanum duplicatum*. Für die Rissoenschichten ist auch das Vorkommen besonderer Relikte von Bedeutung, die aus dem Torton herübergekommen sind, wie *Loripes niveus*, *Gastrana fragilis*, *Calliostoma angulatum*, *Polynices catena sarmatica*, *Ocenebrina sublavata*, *Mitrella scripta*, *Clavatulina doerleini*, *C. sotterii*.

Das Hangende der Rissoenschichten bilden die *Erviilenschichten* (im Sinne von PAPP, 1956). In dem tschechoslowakischen Gebiet des Wiener Beckens besitzen sie eine unterschiedliche fazielle Entwicklung, aber es überwiegen feine pelitische Sedimente. Sie sind durch ein häufiges Vorkommen der Gattung *Ervilia* gekennzeichnet. Verbreitet sind sie in Beckenpartien, doch wurden sie auch in Oberflächenaufschlüssen, vor allem entlang des westlichen Randes des Beckens, wo bekannte Lokalitäten wie Čejč, Vel'ké Bilovice, Podivin liegen, gefunden. In geringerem Masse sind sie an dem östlichen Rand des Wiener Beckens, in der Umgebung der Gemeinden Strážnice, Prievaly, Plavecký Peter und des Berges Devínska Kobyla (Thebener Kogel) aufgeschlossen. Die Molluskenfauna erreichte zur Zeit der Sedimentation der Erviilenschichten ihre höchste Entfaltung, die sich im häufigen Vorkommen der Vertreter der Familien *Cardiidae*, *Veneridae*, *Scrobiculariidae*, *Donacidae*, *Trochidae*, *Hydrobiidae*, *Potamididae*, *Cerithiidae* äussert. Es muss noch auf die besondere fazielle Entwicklung der Erviilenschichten des östlichen Randes des Wiener Beckens hingewiesen werden. Hier überwiegen Sandsteine, stellenweise in feinkörnige Konglomerate übergehend. In Dünnschliffen dieser Sandsteine kann beobachtet werden, dass es sich um *oolithische Sandsteine* handelt, wobei sich in den Zentren der Ooide oft Foraminiferengehäuse befinden. An den südlichen Hängen der Devínska Kobyla sind organogene *Bryozoen-Serpulen-Kalke*, sowie sandige *Kalke mit Oolithen* entwickelt. Die fazielle Entwicklung der Sedimente sowie die Molluskenreste weisen auf die Sedimentation in einem seichten Sublitoral hin. Diese Feststellung ist von paläogeographischem Standpunkt aus wichtig, da sie es ermöglicht zu konstatieren, dass die Gebirgskette der Kleinen Karpaten die östliche Küste der sarmatischen Bucht des Wiener Beckens, oder eine Reihe von Inseln bildete, zwischen denen eine Kommunikation der Bucht zu der Kleinen Donauebene bestehen konnte.

Die *Mastraschichten des Wiener Beckens* bilden den höchsten Horizont des sarmatischen Schichtenkomplexes. Sie besitzen zwar eine weniger bunte als die beiden vorhergehenden, doch ziemlich reiche Molluskenfauna. In der Assoziation überwiegen die Arten *Cardium vindobonense*, *C. latissulcum*, *Irus gregarius*, *I. dissitus*, *Donax lucidus*, *Ervilia dissita*, *Mastra vitaliana*, *M. fabreana*, *Musculus sarmaticus*, *Calliostoma angulatum*, *Hydrobia elongata*, *Pirenella picta*. Lithologisch sind sie durch ein häufiges Vorkommen von Sanden und Sandsteinen gekennzeichnet.

Den höchsten Horizont des Sarmats im Wiener Becken bezeichnet PAPP (1954) als *Verarmungszone*. Sie zeichnet sich durch seltene Vorkommen kleiner, verkümmelter Mollusken aus, welcher Umstand durch eine Regression der sarmatischen Bucht und die Aussüssung ihrer Reste erklärt werden kann. PAPP (1954) betrachtet diese Schichtenfolge als Übergang zu dem Pannon und nimmt eine Konkordanz der Lagerungsverhältnisse an.

Die zweite ausgedehnte Bucht des sarmatischen Meeres auf unserem Territorium befand sich im Gebiet der *Kleinen Donauebene*. Zum Unterschied vom Wiener Becken beteiligten sich hier an der Entstehung der Sedimente in starkem Ausmasse vulkanische Tuffite.

Es wurde hier das Vorkommen von *Rissoenschichten* nachgewiesen, die in den Randpartien der Bucht sichtlich *transgressiv* auf dem miozänen oder älteren Liegenden ruhen (Bohrung Trstin-1., Kristallin der Kleinen Karpaten). Unter den Sedimenten überwiegen tonige und feinsandige Ablagerungen. Die Schichtenfolge ist im ganzen an Molluskenfauna ärmer als im Wiener Becken, trotzdem sind in der Assoziation solche Arten häufig, die eindeutig auf ein untersarmatisches Alter der Schichtenfolge und ihre Identität mit den Rissoenschichten des Wiener Beckens hinweisen. Die bedeutendsten und an Molluskenfauna reichsten Lokalitäten befinden sich an der östlichen Begrenzung der Tiefebene

an dem linken Ufer des Flusses Hron. In den Assoziationen überwiegen hier die Arten *Musculus sarmaticus*, *Cardium janoscheki*, *Abra reflexa*, *Ervilia dissita*, *Mohrensternia inflata*, *M. angulata*, *M. banatica*, *M. sarmatica*, *M. soceni*. Häufig kommen hier Knollen von Bryozoen und Wurm-Röhren vor. Eine ähnliche Molluskenfauna ist in tuffitischen Sedimenten im Tal des Hron bis Hronský Beňadik gefunden worden. Die Gegenwart von *Ervilienschichten* in dem Gebiet der Kleinen Donaubene ist *unzweifelhaft*, Oberflächen-aufschlüsse in ihnen sind selten. In Bohrungen wurde der Horizont mit *Elphidium hauerinum* bewiesen (Možkovský, 1960) und aus der Umgebung von Zelizovce sind uns Bohrkern mit einer Molluskenassoziation bekennt, die für die Ervilienschichten des Wiener Beckens kennzeichnet sind. An dem westlichen Rand der Kleinen Donaubene befinden sich einige natürliche Aufschlüsse (Malé Trnie) mit einer, für die Ervilienschichten bedeutungsvollen Molluskenassoziation. Höhere Horizonte des Sarmats sind in der Kleinen Donaubene anhand von Molluskenassoziationen nicht nachgewiesen worden, obwohl mikropaläontologische Studien Angaben über die Gegenwart der Zone mit *Nonion granosum* mit einer verarmten Assoziation anführen. Die Zone wird noch als Äquivalent der Ervilienschichten angesehen, sie stellt eine starke Regression der Bucht und deren Aussüssung dar.

Die dritte Bucht des sarmatischen Meeres drang in das Territorium der Tschechoslowakei von Süden nach Nordosten und Osten in das Gebiet der *Ostslowakei* ein. Zum Unterschied von den Buchten des Wiener Beckens und der Kleinen Donaubene war die ostslowakische Bucht des sarmatischen Meeres unabhängig von der morphologischen Elevation des Prešov—Tokaj-Gebirges, welche zum Grossteil erst nach oder *während der sarmatischen Transgression* entstanden sein muss, in dieses Gebiet eingedrungen.

Im Liegenden der sarmatischen Sedimente wurden an mehreren Stellen Süsswasser-Ablagerungen des oberen Torton festgestellt, welcher Umstand ein untrüglicher *Beweis der Transgression der sarmatischen Bucht* in dem Gebiet der Ostslowakei ist. Unter den Sedimenten des Sarmats überwiegen sandig-tonige Ablagerungen, an den Rändern des Beckens befinden sich nicht selten mächtige Lagen von Schottern. An zahlreichen Stellen wurden in den Sedimenten des Sarmats Einschaltungen und Lagen *vulkanischer Tuffite* und *Agglomerate* und sogar *Andesit-* oder *Rhyolith-Ströme* festgestellt. Der Verlauf der vulkanischen Tätigkeit des südlichen Teiles des Prešov-Tokaj-Gebirges brachte Abwechslung in den lithologischen Charakter der sarmatischen Gesteine. Der Grossteil dieser Gesteine entstand während der Dauer des sarmatischen Meeresbucht in diesem Gebiet, doch die Sedimentation und die vulkanische Tätigkeit dauerte auch nach ihrer Regression und nach der Ablösung der brackischen durch *Süsswasserbecken* noch während des Sarmats weiter fort.

In dem überwiegenden Teil des in der brackischen Bucht der sarmatischen Paratethys entstandenen Schichtenkomplexes befindet sich eine reiche Mollusken-sowie auch Foraminiferen-Fauna. Nach der Molluskenfauna war es möglich, diese Schichtenfolge in zwei Horizonte zu gliedern (Svagróvský, 1959), die *Olšava-* und die *Myšl'a-Schichten*.

Die Olšava-Schichten, als unterer Horizont des brackischen Sarmats, sind im Tal des Flusses Olšava am meisten verbreitet und in der Umgebung von Slanec gut aufgeschlossen. Es sind überwiegend pelitische, oft stark sandige Schichten. Die Olšava-Schichten enthalten eine typisch untersarmatische Vergesellschaftung von Mollusken, in welcher *Gastropoden* überwiegen. Unter ihnen befinden sich mehrere Arten und Unterarten, die in den *höhergelegenen Myšl'a-Schichten* nicht vorkommen oder nur äusserst selten sind. Zu diesen gehören *Cerithium rubiginosum rubiginosum*, *C. rubiginosum gracile*, *Bittium reticulatum*, *Clavatulula doderleini doderleini*, *C. doderleini striata*, *Dorsanum duplicatum duplicatum*. Von anderen, für das untere Sarmat (Volhyn) hindeutenden Arten kommen in den Olšava-Schichten ziemlich häufig *Clithon pictus*, *Mohrensternia sarmatica*, *M. hydroboides*, *M. angulata*, *M. banatica*, *Pirenella picta picta*, *P. picta miralis*, *Acteocina lajonkaiareana* vor. Von den *Lamellibranchiaten*, die im ganzen selten sind, treten die Arten *Cardium pseudoduplicatum*, *C. procarpatinum*, *Loripes niveus*, *Ervilia trigonula*, *Mactra eichwaldi* auf. Die Assoziation der Olšava-Schichten wurde auch in einigen, in der Tisza-Ebene liegenden Bohrungen festgestellt (Sečovce-1).

Im Hangenden der Olšava-Schichten sind im Gebiete der Ostslowakei die *Myšl'a-Schichten* entwickelt. Sie sind durch eine bunte fazielle Entwicklung gekennzeichnet, welche durch das Vorkommen vulkanischer, vorwiegend rhyolithischer Tuffite erweitert

ist. Sie repräsentieren die am meisten verbreitete sarmatische Schichtenfolge in dem Bereich der Ostslowakei. Sie entstanden während der *maximalen Transgression* des sarmatischen Meeres.

Die *Myšľa-Schichten* enthalten ausser zahlreichen, mit den Olšava-Schichten gemeinsamen Molluskenarten viele *Relikte aus dem Torton*, welche in den Olšava-Schichten fehlen. So Arten der Gattungen *Odosomia*, *Terebralia*, *Ocinebrina*, zahlreiche Rissoiden. Andererseits enthalten die Olšava-Schichten Arten, die uns in den Myšľa-Schichten nicht bekannt sind (*Cerithium rubiginosum*, *Clavatula doderleini*, *Dorsanum duplicatum*). Diese Abweichungen in den Assoziationen der Mollusken weisen auf bedeutende Veränderungen in der Paläogeographie der sarmatischen Paratethys in dem Mittleren Donaubecken an der Wende zwischen der Sedimentation der Olšava- und der Myšľa-Schichten hin.

Die Molluskenassoziationen der Olšava- sowie der Myšľa-Schichten lassen keine Zweifel darüber bestehen, dass beide Schichtenfolgen *untersarmatisch* sind (Äquivalente des Volhyns), und den *Rissoenschichten* des Wiener Beckens und der Kleinen Donauebene entsprechen.

Ein höherer Horizont des Sarmats ist nur in dem Vihorlat-Becken der Ostslowakei nachgewiesen worden. Die Schichtenfolge liegt transgressiv und diskordant auf zentral-karpatischem Flysch. Nach den Assoziationen der Mollusken entspricht diese Schichtenfolge dem *mittleren Sarmat—Bessarab* (SENEŠ, 1957). In der Assoziation überwiegen *Lamellibranchiaten*, von denen uns viele aus Ervilienschichten des Wiener Beckens bekannt sind.

Nach der Ablagerung der Myšľa-Schichten kommt es zu einer *Regression* der sarmatischen Bucht aus dem Gebiet der Ostslowakei. Die brackische wurde von einer Süßwassersedimentation abgelöst. Es entstehen Schichten von Tonen, sandigen Tonen, die mit häufigen Lagen von Andesit-Tuffiten abwechseln. Stellenweise befinden sich in dem Schichtenkomplex Einlagen von Ligniten. Diese *tuffitisch-lignitische Serie* (JANÁČEK, 1958) aus dem Hangenden der Myšľa-Schichten (Volhyn) kann als *Äquivalent des unteren Teiles des Bessarabs und der Ervilienschichten* des Wiener Beckens angesehen werden.

In das Sarmat werden *Süßwassersedimente* einiger abgeschlossener Becken der Westkarpaten einbezogen. Solche sind vor allem die *Becken von Turiec* und *Žiar*. Das Alter wurde hier entweder nach der endemischen Fauna (Turiec-Becken) oder nach pflanzlichen Resten bestimmt.

Aus dem Vergleich der Molluskenassoziationen der sarmatischen Gebiete der Tschechoslowakei resultieren einige eindeutige korrelative Beziehungen. Die *Rissoenschichten* des Wiener Beckens wurden in der Kleinen Donauebene nachgewiesen und ihnen entsprechen auch die *Olšava-Schichten* und *Myšľa-Schichten* der Ostslowakei. Alle Schichtenfolge sind *untersarmatisch*, *Äquivalente des Volhyns* des ponto-kaspischen Raumes. Die im Wiener Becken voll entwickelten Ervilienschichten sind in der Kleinen Donauebene nur zum Teil vertreten. In der Ostslowakei entspricht ihnen das *mittlere Sarmat des Vihorlat-Beckens* und ein Teil der *tuffitisch-lignitischen Serie* der Tisza-Ebene und des Flusses des Prešov—Tokaj-Gebirges. Diese Schichtenfolgen aus dem Hangenden des nachgewiesenen Volhyns können *mit dem Bessarab* der östlich des Karpatenbogens gelegenen Gebiete *parallelisiert* werden. Den *Macra-schichten* des Wiener Beckens entsprechende Sedimente wurden weder in der Kleinen Donauebene, noch in der Ostslowakei gefunden. Hier setzte sich eine *Süßwassersedimentation* fort, die mit *Denudationen* abwechselte. Diese, örtlich eine in subsidenten Becken entwickelte *Verarmungszone* umfassende Schichtenfolge, kann als *Äquivalent des oberen Teiles des mittleren Sarmats (Bessarabs)* angesehen werden. Das *Pannon* des Mittleren Donaubeckens könnte dann dem *oberen Sarmat (Cherson)* und dem *Maëot* des ponto-kaspischen Raumes entsprechen.

Literatur

- BODA, J. (1959): Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. Jahrb. d. Ung. geol. Anst. XLII. 3. Budapest. — GRILL, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens Mitt. d. Reichsanst. f. Bodenforsch. Zweigst. VI. Wien. — JANÁČEK, J. (1959): Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläogeographie des Neogens der Ostslowakei. Geol. práce. Zošit, 52., Bratislava. — MORŤKOVSKÝ, M. (1960): Die geologischen Verhältnisse im NW Teil des Trnavaer Ausläufers der Kleinen Donautiefenebene. Geol. práce. Zošit, 59., Bratislava. — PAPP, A. (1954): Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mittell. Geol. Ges. in Wien, Bd. 45 (1952), Wien. — PAPP, A. (1956): Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mittell. Geol. Ges. in Wien, Bd. 47., Wien. — SENES, J. (1957): Beweise der Anwesenheit des brackischen höheren Sarmats (Bessarab) im Untervihorlatbecken. Geol. sborník, VIII., 1., Bratislava. — ŠVAGROVSKÝ, J. (1959): Assoziationen der Molluskenfauna in brackischen Ablagerungen des Obertorton und Untersarmats in der Ostslowakei. Geol. práce. Zošit, 55., Bratislava.

Über die paläogeographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonischen Beckenfazies

M. Széles

Pannonische Ablagerungen finden sich im Grossteil Ungarns, meistens im grossen Mächtigkeiten. In der SO-Depression der Grossen Ungarischen Tiefebene sind die Tiefbohrungen Nagyszénás—1 in 3008 m, Makó—1 in 4155 m noch im Unterpannon stehen geblieben, in der Bohrung Mindszent—1 lässt sich die Untergrenze des Oberpannons in 2555 m ziehen. Die ufernahen Fazies des Pannons sind hauptsächlich im mittleren Transdanubien aus Oberflächenaufschlüssen wohl bekannt. Die 1000—3000 m mächtigen pannonischen Ablagerungen in der Grossen Ungarischen Tiefebene sind durch dickes Oberpliozän (terrestrische bunte Tone) und Pleistozän bedeckt sodass sie darum erst im Laufe der Erdölforschungen bekannt wurden.

Unter den Beckenablagerungen des Unterpannons herrscht eine sehr einförmige, beständige paläontologische Fazies, mit einer *Paradaena*—*Congeria banatica*-Fauna vor, Charakteristisch für sie ist die kleine Artenzahl, grosse Exemplarenzahl. Die dünne Schale der Mollusken, die bedeutende horizontale und vertikale Verbreitung, bezw. die Gleichmässigkeit und Beständigkeit der Fauna spricht für Ablagerungen tieferen Wassers. Diese Fauna ist in tonig-mergeligen Ablagerungen häufiger, fehlt aber auch in feinsandigen und aleuritischen Sedimenten nicht.

Im Unterteil des Unterpannons gibt es Kalkmergel mit einigen Planorben, sonst ohne Versteinerungen. Diese kommen hauptsächlich dort vor, wo die Pannontransgression mit einer kleinen Verspätung eintraf, über die damaligen kleinen Anhöhen. Eine zusammenhängende horizontale Verbreitung oder ein beständiges stratigraphisches Niveau für diese Süswasserablagerungen liess sich bisher nicht feststellen. Der Salzgehalt des normalen unterpannonischen Binnensees (wo die *Paradaena*—*C. banatica*-Schichten zur Ablagerung kamen) wird auf 1% geschätzt, d. h. auf das Doppelte des oberpannonischen Kaspibracks.

Man hält die *Orygoceras*-Mergel im allgemeinen für älteres Unterpannon und Ablagerungen tieferer Gewässer. In der Tat werden *Orygoceras* in ufernahen Ablagerungen zusammen mit dickschaligen *Congeria* gefunden; in den Tiefbohrungen sind sie sehr selten, vielleicht infolge ihrer schlechten Erhaltung nicht erkennbar.

Im oberen Drittel oder Viertel des Unterpannons ändert sich die Fauna in SO-Ungarn bedeutend, in SW-Ungarn kaum merklich. *Congeria banatica* R. HOERN. und *Limnocardium*, (*Paradaena*) *lenzi* R. HOERN. werden etwas seltener, *Limnocardium* (*Paradaena*) *abichi* R. HOERN. (das auch in den tiefsten Gliedern des Unterpannons vorhanden ist) wird vorherrschend und in der Form sehr variabel. Einige seiner Varietäten sind so absonderlich (mit grösserer Rippenzahl, oder mit dickeren Rippen, mit rundem Umriss und mittelständigen dickem Wirbelteil), dass sie nur durch die Verfolgung der ununterbrochenen Variationsreihen identifiziert werden können. Gleichzeitig treten auch solche Mollusken auf, die im unteren Oberpannon am verbreitetsten sind, z. B. *Limnocardium ochetophorum* BRUS., *Limnocardium hungaricum* M. HÖRN., *Limnocardium* (*Kaladaena*) *steindachneri* BRUS., *Congeria zagrabiensis* BRUS. Einige der hier auftretenden Arten sind dickschalig oder grob-verziert (z. B. *L. hungaricum*). Bei Algyó schalten sich grobkörnige oder kohlenhaltige Schichtchen ein, mit *Unio* und *Anodonta*, — all das spricht für eine Verminderung des Salzgehaltes und der Wassertiefe. Stratigraphisch lassen sich diese Schichten mit dem *Congeria subglobosa*- und *C. unguicaprae*-Horizont der Randfazies gleichstellen.

In Österreich scheinen gewisse dickschalige Arten von Congerien und Lyrceen auf beständige Horizonte beschränkt zu sein; bei uns kommen in den ufernahen Ablagerungen des Unterpannons *Congeria partschi* M. HÖRN., *C. ornithopsis* BRUS. und *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *impressa* KR. et var. gemischt in den unteren und mittleren Horizonten vor, *M. impressa* ist sogar im höheren Unterpannon (in den *ungulacaprea*-Schichten) am häufigsten.

Im unteren Teil der unterpannonischen Beckenablagerungen finden sich manchmal grobklastische Sedimente, Konglomerate; sie entsprechen nicht immer dem zeitlichen Anfang des Pannons, sondern sind nur am Beginn einer örtlich verspäteten Transgression entstanden. Diese sind meistens fossilieer; wenn sie aber irgendwelche Reste enthalten, sind diese nie die aus den Randfazies bekannten dickschaligen Formen. Dies lässt sich vielleicht dadurch erklären, dass die grobklastischen Sedimente auf kleinen, von tieferem See umgebenen Anhöhen entstanden sind, und die Zuwanderung der Seichtwasserfauna durch die Tiefen verhindert wurde.

Dies bezieht sich jedoch nur auf die unteren und mittleren Teile des Unterpannons. In größeren Sandsteinen des oberen Unterpannons z. B. bei Battonya findet man stark verzierte dickschalige Muscheln, die aber nicht mit den ufernahen Formen des tieferen Unterpannons identisch sind, sondern im unteren Teil des Oberpannons verbreitet sind (*Limnocardium hungaricum* M. HÖRN., *L. cristagalli* ROTHE, *L. schmidtii* M. HÖRN.). Das unterpannonische Alter dieser Ablagerungen ist jedoch sicher, weil in ihrem Hangenden *abichi*-Schichten folgen. Das Auftreten von Seichtwasserformen hier lässt sich dadurch erklären, dass dieses Gebiet damals nicht von allen Seiten mit Tiefen umgeben war, sondern nach O oder SO mit nahen Uferbildungen in Verbindung stand. Ein Beweis der östlichen Verbindungen besteht auch darin, dass hier einige Formen zu finden sind, die aus Südrussland und Rumänien (aus dem Obermäot und Unterpot) stammen, und anderswo in Ungarn gänzlich fehlen (*Psilunio*, *Hyriopsis*, *Leptanodonta*, zwei *Didacna*-Arten).

Im mittleren und höheren Oberpannon wird die Fauna aufwärts fortwährend ärmer und enthält verhältnismässig mehr Süßwasserformen. Die Aussüssung und das Seichterwerden des Wassers trat in verschiedenen Gebieten andersartig und in verschiedenen Niveaus ein, so erlauben Ähnlichkeiten der Faziesverhältnisse voneinander weiter gelegenen Oberpannonvorkommnisse keine stratigraphischen Parallelisierungen.

In Transdanubien haben die Schichte mit *Congeria balatonica*, die mit *C. rhomboidea* und die mit *Limnocardium* (*Prosodacna*) *vutskitsi* ungefähr gleich grosse Verbreitung. Im Beckeninneren (in der Grossen Ungarischen Tiefebene) sind die *balatonica*-Schichten sehr selten, die *rhomboidea*-Schichten mittelmässig, die *vutskitsi*-Schichten vorherrschend. Der Salzgehalt des Sees (und auch die geringe Tiefe) soll aber in den genannten drei Typen ungefähr gleich gewesen sein, weil die drei Leitarten oft mit vollkommen identischen Begleitfaunen vorkommen. *Limnocardium* (*Prosodacna*) *vutskitsi* BRUS. hat aber die beiden anderen überlebt, ist noch im höheren Niveau des Oberpannons ziemlich verbreitet, dort aber in Gesellschaft von mehreren Süßwasserarten.

In Tiefbohrungen im Gebiete zwischen der Donau und Theiss wurden einige reiche, beinahe Lumachellen-artige Oberpannonfaunen gefunden. Erhöhenwert sind Csikéria-1 (372—378 m), Pusztamérges-2 (459—465 m), Üllés-4 (1047—1054 m), Kecskemét Ny-1 (760—765 m), Bugyi-4 (462—465 m), hauptsächlich sandig-tonige Ablagerungen. Vier Linnocardien (*L. ochetophorum* BRUS., *L. decorum* FUCHS, *L. pseudocatillus*) *simplex* FUCHS, *L. (Prosodacna) vutskitsi* BRUS.) und eine Schnecke (*Hydrobia symnica* NEUM.) sind jene Arten, von denen in diesen Fundstätten je eine, seltener zwei vorherrschen, die anderen dort sehr selten sind oder fehlen, — in anderen Fundstätten umgekehrt jene am häufigsten sind, die hier fehlten. Ihre Begleitfauna ist beinahe identisch: Dreissensien (*D. serbica* BRUS., *D. minima* FUCHS, *D. aff. polymorpha* PALLAS), *Amnicola margaritula* FUCHS, *Viviparus sadleri* PARTSCH, *Melanopsis decollata* STOL., *M. oxyacantha* FUCHS, etwas seltener *Psidium*, *Valvata* und *Micromelania*-Arten. Angesichts der gleichen Begleitfauna lässt sich die Verschiedenheit der Leitformen nicht durch wesentliche fazielle Unterschiede erklären. Wahrscheinlich kam die eine oder andere Art an verschiedenen Stellen infolge unwichtigen lokalen ökologischen Umständen zur Dominanz, und dann wirkte deren Häufigkeit irgendwie hindernd auf die anderen (anderswo gleicherweise dominanten) Arten.

Die Fachleute in der Erdölforschung Jugoslawiens beschäftigen sich mit der Untersuchung von Biozöosen und Thanatocöosen des Pannons. Die oben erwähnten Tatsachen sprechen dafür, dass die Thanatocöosen der bezüglichen Oberpannonvorkommnisse von den Biocöosen nicht stark abweichen konnten. Die angeführten »konkurrenzartigen« ökologischen Unterschiede lassen sich nur in Biocöosen erklären. Wenn die

Vorherrschaft der einzelnen, der Gestalt, Grosse und Schalen dicke nach einander sehr ähnlichen *Limnocardien*-Arten nur durch den Transport verursacht worden wäre, dann könnte die Häufigkeit der einen die der anderen nicht beeinflussen.

Die oben erwähnten Faunentypen im unteren Teil des Oberpannons sind für das Kaspi brack (ungef. 0,5% Salzgehalt) charakteristisch. Lokale Oszillationen erscheinen durch häufigeres Auftreten von Süsswasserformen oder von dünnen kohlenhaltigen Schichten.

In einem der erwähnten Vorkommnisse (Üllés-5, Tiefe 1047—1054 m) schieben sich zwischen faunenreiche Schichten dünnere Schichtchen kohlenhaltiger Tone. In diesen sieht man eine Anhäufung von Schalenbruchstücke der Arten *Limnocardium* (*Proso-dacna*) *vutskitsi* BRUS. und *Dreissensia* cfr. *polymorpha* PALLAS. Diese sind natürlich durch das bewegte Wasser hergebrachte und sortierte Reste.

In einigen anderen Tiefbohrungen bei Üllés kann man beobachten, in welcher Reihe mit dem zunehmenden Kohlengehalt der Sedimente (also mit der zunehmenden Aussüssung des Wassers) die einzelnen Molluskengattungen verschwinden. Zuerst bleiben die *Limnocardien* aus (mit Ausnahme der Art *L. vutskitsi*), und — wenn überhaupt vorhanden — die *Congerien*. Danach folgen die *Melanopsiden* und *L. vutskitsi*; noch grössere Aussüssung ertragen die *Viviparen* und *Hydrobien*, am längsten bleiben die *Dreissensien*, und natürlich die im Süsswasser heimischen *Anodonten* und *Unionen*. Dagegen finden sich im Südteil der Grossen Ungarischen Tiefebene keine Landschnecken in den Süsswasserablagerungen des unteren Oberpannons, vielleicht darum, weil die Ufer sehr weitgelegen waren, und es keine Insel gab. Landformen erscheinen erst im oberen Oberpannon.

Nach dem Verschwinden des Pannonsees kamen in der Grossen Ungarischen Tiefebene terrestrische bunte Tone, in Transdanubien Terrassenschotter zur Ablagerung. Diese lassen sich nicht genau parallelisieren, darum lässt es sich nicht genau feststellen, ob die Austrocknung des Pannonsees überall gleichzeitig vor sich gegangen ist.

Was die paläogeographischen Verhältnisse des Pannons anbetrifft, wurde die Frage erst durch die Tiefbohrungstätigkeit etwas aufgeklärt. Früher dachte man, dass der Pannonische See ungefähr der Ausdehnung des sarmatischen Binnenmeeres gleichkam, nur mit unbedeutenden Uferverschiebungen. Nach den Ergebnissen der ersten Tiefbohrungen in der Tiefebene wurden die Ansichten ganz umgekehrt: im Sarmat sollte Festland an der Stelle der Tiefebene bestehen, wo der Pannonsee gleich am Anfang des Pannons transgredierte. Dies wurde aber später widerlegt. Überall verstreut finden sich Sarmatvorkommen unterhalb des Pannons, in kleineren oder grösseren Flächen, dazwischen aber ebensoviel solche Stellen, wo das Sarmat fehlt; z. T. kann sein Fehlen durch präpannonische Denudation, z. T. durch das Bestehen grösserer Insel im Sarmatischen Meer erläutert werden. Im SW-Transdanubien kann die Konkordanz und ununterbrochene Sedimentation zwischen Sarmat und Pannon beobachtet werden; bei Hajdúszoboszló (Tiefebene) Diskordanz auf erodiertem Sarmat, SO von Budapest Oberpannon oder Oberteil des Unterpannons über Sarmat, natürlich diskordant gelagert.

Die Kontinuität der sarmatischen und pannonischen Sedimentation kann von den Tiefbohrungen von Lovászi und Budafa, in Jugoslawien auch in Oberflächenaufschlüssen bestätigt werden. Die Grenze Unterpannon/Oberpannon lässt sich auch genau bestimmen; hier kennt man also die vollkommene unterpannonische Schichtenreihe, 1000—1500 m dick. Gegen O und NO wird das Unterpannon immer dünner, und manchenorts fehlt darunter das Sarmat. Im SO-Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene (in der Unteren Theiss—Körös-Depression) beträgt die Mächtigkeit des Unterpannons gleichfalls mehr als 1000 m, weiter nach N 500—600 m, dann nur 200—300 m, und in NO gibt es Stellen, wo das Unterpannon gänzlich ausbleibt.

Natürlich kann man aus diesen Angaben einfacher Weise darauf schliessen, dass die Pannontransgression (in Transdanubien gegen NO, in der Tiefebene gegen N) stufenweise, mit unterschiedlichen Verspätungen vorgedrungen ist. Aus der Einschränkung der Schichtenreihe auf zeitliche Verkürzung schliessend, müsste man jedoch auch daran denken, dass auch die verlangsamte Sedimentation in gewissen Gebieten in Frage kommen könnte. Paläontologisch—stratigraphisch lässt sich nicht einfach entscheiden, ob an einem Ort der untere Teil des Unterpannons wirklich dem Beginn der pannonischen Stufe entspricht, weil die Faunen des unteren und mittleren Unterpannons vollkommen identisch sind. Eine stratigraphische Beurteilung kann jedoch folgenderweise durchgeführt werden. Im SO-Ungarn sind die oberen *abichi*-Schichten (*subglobosa*-Horizont, oberes Unterpannon) gut abtrennbar. In einer unterpannonischen Schichtenreihe von 1000 m Mächtigkeit beträgt das *subglobosa*-Horizont ungef. 300 m. Weiter nach N, in einen Unterpannonkomplex von 600 m bleibt die Mächtigkeit dieses oberen Horizontes das gleiche, nur die typischen »*banatica-lenzi*«-Schichten verloren mehr als die Hälfte

ihrer Dicke. In der Umgebung von Battonya gehört die ganze 300 m dicke Schichtenfolge des Unterpannons zum *subglobosa*-Horizont. Es handelt sich also nicht um eine generelle Einschränkung, sondern um das Ausbleiben der tieferen Glieder des Unterpannons, also um die Verspätung der Transgression. Kőrössy (1968) ist auf ähnliche Resultate gelangt. Er setzte voraus, dass im Unterpannon in der gleichen Zeit überall dieselbe Gesteinsart zur Ablagerung gekommen sein muss (was eigentlich für die Ohren der Faziesforscher ein bischen fremdartig klingt), und darum dort, wo die Schichtenfolge nicht mit Kalkmergeln (oder Konglomeraten) beginnt, sondern mit Mergeln und Tonmergeln, das tiefste Unterpannon fehlt.

Das paläogeographische Bild des Pannons in Ungarn kann folgenderweise vorgestellt werden.

a) In SW-Transdanubien, im südlichen Teile des Komitates Zala trat am Ende des Sarmats keine Änderung ein, d. h. nur der Salzgehalt des Wassers hat sich verringert.

b) SO davon, im Südteile des Komitates Somogy (von den Schurfgebieten Zákány bis Kisdobsza) fehlt das Sarmat, das Unterpannon ist vollständig: hier geschah die Transgression gleich am Anfang des Pannons.

c) In den mittleren Teilen von Zala und Somogy verringert sich die Mächtigkeit des Unterpannons gegen O und NO, manchenorts fehlt das Sarmat; die Pannontransgression rückte mit stufenweisen Verspätungen vor.

d) Im NW-Ungarn, im Rába-Graben gibt es einige Stellen (frühere Anhöhen der Beckensohle), wo das Sarmat fehlt und das Unterpannon nicht vollständig entwickelt ist. Ausser diesen soll auch eine schmale Verbindung des Sarmatischen Meeres und des Binnensees im tiefsten Pannon von dem Drau-Graben zum tiefen Becken des Kleinen Ungarischen Tiefebene vorausgesetzt werden.

e) Östlich davon, am W-Rand des Transdanubischen Mittelgebirges fehlt schon der mittlere und untere Teil des Unterpannons, die Transgression begann erst im *subglobosa* (oder *ungulacprae*)-Horizont.

f) Vom Balaton bis zur Donau sind nur die obersten Glieder des Unterpannons vorhanden, oder sogar nur das Oberpannon. Dieses Gebiet wurde also am spätesten von der Transgression erreicht; nach dem Anfang des Oberpannons kam es nirgends zur Ausbreitung des Pannonsees.

g) Im SO-Ungarn wird in der (schon erwähnten) grossen Depression des Körös- und Unteren Theissgebietes die Sarmat/Pannon Kontinuität vorausgesetzt, doch bisher nicht bewiesen. Im breiten Kreise davor, ungef. bis zur Linie Baja, Kiskőrös, Kecskemét, Jászládány, Hajdúszoboszló drang eine frühe Unterpannon-transgression vor, mit kaum verringerten Schichtenkomplexen. Doch innerhalb dieses Gebietes gab es einige Anhöhen, die die Transgression erst im mittleren Unterpannon erreicht hat.

h) NW und NO von diesem Gebiete ist nur der Oberteil des Unterpannons vertreten, stellenweise fehlt auch dieser, und die Transgression begann erst im Oberpannon, z. B. in einigen Bohrungen von Bugyi, oder von Hajdúböszörmény und Nyirmártonfalva. Auch SO von dem Körös—Theiss-Becken liegt ein kleineres Gebiet (von Pusztaföldvár bis Battonya), wo nur der Oberteil des Unterpannons (das *subglobosa*-Horizont) vorhanden ist.

О наличии стеногалинной фауны в отложениях среднего миоцена южнее города Бургаса (Булгария)

Б. Страшимиров

(с 2 рисунками)

В результате полевых геологических исследований, проведенных в последние несколько лет на черноморском побережье южнее города Бургаса, установлены новые данные, которые позволяют установить детальное расчленение среднемиоценовых отложений, обнаруженных в этой части Болгарии. Естественные обнажения среднемиоценовых пластов появляются в виде отдельных пятен — показывающих древнюю непрерывную полосу, которая тянется вдоль побережья моря между деревней Приморско и городом Ахтопол Бургасского района (фиг. 1).

На основании ископаемых микро- и макрофаун установлены следующие горизонты среднего миоцена: чокрак, караган и конк.

Пласты чокракского горизонта обнажаются вблизи города Мичурина. Они представлены песчанистыми известняками желтовато-коричневого цвета. Мощность чокракских слоев не превышает 2—3 м. В них на высоте примерно 1 м от основания проходит слой мелкого оолитового известняка мощностью в 20—30 см, переполненный ядрами *Helix varnensis* Тоула. В нижней части разрезов, вблизи пристани города Мичурина, обнажаются слои из зеленовато-серых неслоистых глин без ископаемых остатков.

Отложения караганского горизонта обнажаются севернее города Мичурина у побережья мичуринского пляжа. Здесь караганский горизонт представлен известняками и оолитовыми ракушечными известняками, в которых преобладают створки *Spaniodontella pulchella* Ватлу и *Mohrensternia barboti* Андрусс.

Здесь мы не будем рассматривать подробно другие горизонты среднего миоцена кроме обнажения конского горизонта.

Хороший естественный разрез конского горизонта наблюдается вблизи дер. Приморско и Китен. Здесь впервые устанавливаются соленоморские осадки со стеногалинной фауной в сфере действия Крымокавказского миоценового бассейна, заливавшего болгарское побережье Черного моря.

На основе характерных ископаемых микро- и макрофаун конский горизонт подразделяется на три подгоризонта: нижний конк (картвельские слои), средней конк (сартаганские слои) и верхний конк (веселянские слои).

Пласты нижнеконского подгоризонта (картвельские слои) обнажаются на берегу Черного моря вблизи деревни Китен. Они представлены светлыми, плотными известняками, переполненными раковинами р. *Barnea*. Иногда изобилие ракушек настолько велико, что образуются ракушечные известняки. Весьма многочисленны *Barnea bulgarica* Тоула, *Barnea ustjurtensis* Егншв. и др.

Средний подгоризонт конка (сартаганские слои), который фактически

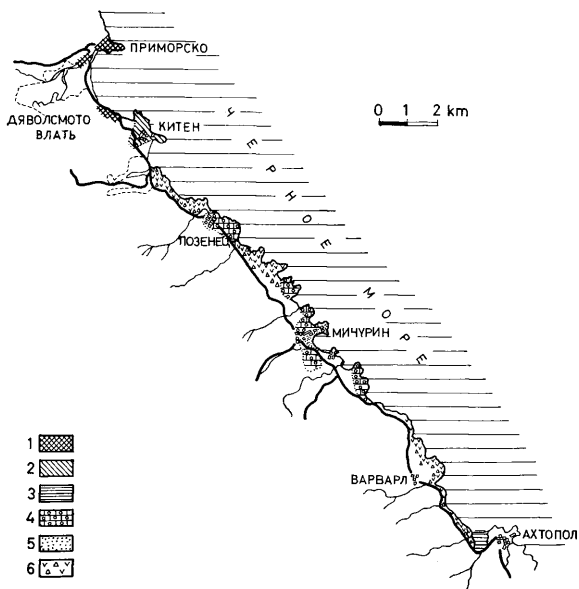


Рис. 7. Средмиоценовых обнажений между деревней Приморско и городом Ахтопол. Условные обозначения: 1. Известняки с стеногайной фауной средней подгор Конка (сартаганские слои), 2. Фоладовый ракушечный слой нижний дппоор конка, 3. Глины без фауны, 4. Оолитовые известняки с *Spaniodontella*, 5. Песчаные известняки *Helix*, 6. Андезиты и андезитовые туфы

представляет главный объект настоящей статьи, обнежается вблизи деревни Приморско Бургасского округа.

Впервые пласты сартаганского подгоризонта были установлены летом 1961 г. (Б. Страширов 1961). Исследованный в течение нескольких лет и дополнительно собранный ископаемый материал позволяет нам сделать более подробное стратиграфическое и палеонтологическое изыскание этого подгоризонта конка.

Лучший и наиболее полный естественный разрез сартаганских пластов наблюдается на побережье Черного моря около пристани деревни Приморско (южнее деревни) (фиг. 2).

Пласты сартаганского подгоризонта представлены в виде белых или светлорыжих известняков. Плотность и прочность известняков не являются одинаковыми повсюду. Среди известняков наблюдаются прослои или линзы из более плотных или рыхлых песчаных известняков. Неоднородность в отношении ее крепости отражается и на различном разрушительном действии морских волн. Вследствие этого действия морских волн получились каверны

различной величины. Мощность среднеконкских известняков достигает не более одного метра. Известняки местами переполнены раковинами разнообразных моллюсков. Извлечение ископаемых из породы ввиду ее чрезвычайной твердости весьма затруднительно.

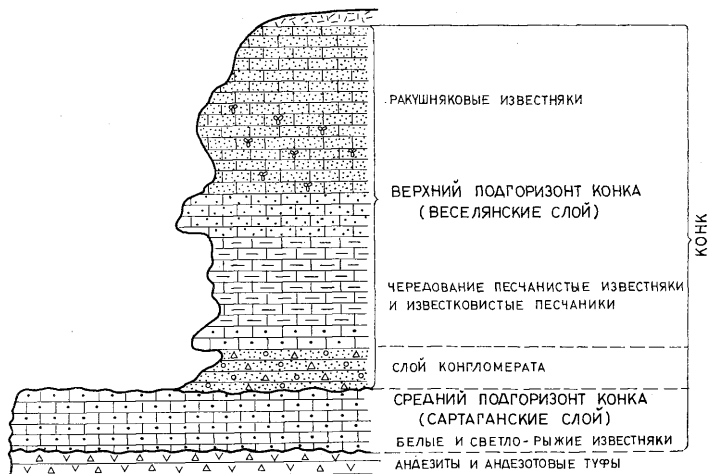


Рис. 2. Схематический разрез среднемиоценовых обнажений вблизи деревни Приморско

Нами собраны здесь следующие стеногалинные формы: *Arca noae usboica* MERKL., *A. cf. turonica* DUL., *Glycymeris pilosus* (L.), *Cardium hispidum* EICHW., *Venus cincta* EICHW., *V. basteroti* DES., *V. fasciculata* REUSS, *Chlamys sartanicus* (ANDRUSS.), *Ch. malvinæ* DUB., *Ch. diaphana* DUB., *Corbula gibba* (OLIVI), *Aporrhais cf. alatus tulskejensis* ZHIZH. и *Ocyrtella orientalis* COSSM. et PEYR.

Кроме макрофауны была установлена еще и микрофауна, представленная следующими видами: *Quinqueloculina pyrula* (KARR.), *Q. microdon* (REUSS), *Q. guriana* DJAN., *Q. nussdorffensis* ORB., *Q. intermedia podolica* SEROVA., *Nodobacularella sulcata* (REUSS), *Hauerina tumida* SER., *Nonion granosus* (ORB.), *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Dendritina elegans* ORB., *D. haueri* ORB., *Spirolina austriaca* ORB., *Borelis melo* (FIONT. et MOLL.) и *B. pilus* SEROVA. Микропалеонтологические пробы содержат еще: остракоды, мшанки, кораллы и иглы морских ежей.

Определенная ископаемая макро- и микрофауна, хотя и немногочисленна, вполне достаточна, чтобы сделать некоторые стратиграфические и палеонтологические выводы.

Указанная выше ископаемая фауна бесспорным способом доказывает геологический возраст отложений, наблюдаемых в основе побережья Черного моря около деревни Приморско, в виде среднего подгоризонта конкского горизонта. В Туркмении и на Устюрте пласты, содержащие такую же фауну, известны под названием «сартаганские»

Установленные нами виды известны в сартаганских пластах кроме Грузии, Туркмении еще и на Устюрте, Мангышлаке и в других областях южной части СССР, где находятся пласты конского горизонта. Это показывает связь среднеконкского бассейна, простиравшегося в этой части Болгарии, с водным бассейном, расположенным на востоке в Крымско-Кавказской области. В действительности палеонтологические данные дают основание предполагать, что сартаганский бассейн, несмотря на короткое существование, имел довольно широкий охват. Восточнее деревни Приморско и Китен его воды тянулись через область Черного моря, Сухуми, Тбилиси, Каспийское море, достигнув плоскогорья Устюрт (вблизи Аральского моря).

Другой важный вывод, который можно сделать по отношению к среднеконкскому бассейну на основе ископаемой фауны, касается того, что соленость бассейна была весьма высокой почти одинаковой со среднемиоценовым бассейном в Западной Европе. Из перечня определенной микро- и макрофауны видно, что здесь речь идет о стеногалинной фауне, т. е. о фауне, жившей в воде с нормальной или близко к нормальной соленостью. Оптимальная соленость, при которой просуществовала большая часть определенной фауны, примерно равна около 30‰—32‰.

Как известно, большая часть горизонта крымско-кавказского типа среднего миоцена характеризуется фауной, свойственной слабосоленым и полусоленым бассейнам. Такой является фауна чокракского горизонта и особенно караганского горизонта, а затем подгоризонты верхнего и нижнего конка. За исключением тарханского бассейна, который по солености приближается к нормально соленым бассейнам, то сартаганский может быть поставлен на первое место среди остальных горизонтов среднего миоцена.

Разнообразие в солености бассейнов различных горизонтов объясняется различной связью этих бассейнов со Всемирным океаном. Указанные выше факты свидетельствуют о том, что связь сартаганского бассейна с тогдашним средиземноморским бассейном была весьма широкой, что дало возможность проникновения и дальнейшего развития большого количества стеногалинных форм. По этой причине сартаганская фауна приобрела вполне средиземноморский облик.

Доказательством является то, что большая часть определенных нами видов встречается в среднем миоцене Западной Европы, а некоторые виды *Arca turonica* Dul., *Venus cineta* Etchw., *V. basteroti* Desh., *Corbula gibba* (Ol.), *Oxystele orientalis* Coss. et Pыр., *Nodobacularella sulcata* (Reuss), *Dendritina elegans* Orb., *D. haueri* Orb., *Borelis melo* (Ficnt. et Moll.) известны и в тортоне северо-западной Болгарии.

Если необходимо более точно определить какому подразделению Западной Европы соответствуют сартаганские пласты, то фауна показывает, что они относятся к основанию верхнего тортона.

В обнажении около деревни Приморско нижняя граница сартаганских пластов является недостаточно отчетливой, так как находится под водой моря. Там, где пласты не залиты водой, видно, что они лежат прямо на сенонских туфовых породах.

Отчетливее очерчена верхняя граница сартаганских отложений. Она маркируется одной брекче-конгломератовой прослойкой, с которой фактически начинаются отложения верхнего конка (веселянские слои). Брекче-конгломерат состоит из андезитовых кусков различной величины (от 2 до 15 см) спаянных органическим известковым цементом. Несмотря на то, что спаянность

представляет собой ракушечный известняк, ракушки до того раздроблены, что невозможно даже и родовое определение. Из некоторых, сравнительно лучше сохранившихся негативных отпечатков, можно установить присутствие *Modiolus incrassatus buglovensis* ГАТУЕВ, вид, который в верхней части разреза присутствует в большом количестве. Определенная ископаемая фауна в верхней части разреза: *Cardium ruthenicum* НЦВ., *Gibbula confessus* (LIV.), *Cerithium mitrale* БІСНВ. и другие доказывает верхнеконкский возраст пластов, находящихся выше сартаганских. Наличие конгломерата в основании верхнего конка показывает, что здесь на лицо новая трансгрессия морского бассейна, с которой началась седиментация веселянских пластов.

Литература

А н д р у с о в Н. И. (1916): Конский горизонт (фоладовые пласты). АН СССР Академик Н. И. Андрусов. Избранные труды, том I, 1961 — Ж г е н т и Е. М. (1958): Развитие моллюсковой фауны конского горизонта Грузии. АН Гр. ССР, Тр. и-та палеобиологии, т. V. — Ж и ж ч е н к о Б. П. (1959): Атлас среднмиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИГАЗ — М е р к л и н Р. Л. (1953): Этапы развития конского бассейна в миоцене на юге СССР. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., нов. сер. т. 58. — М е р к л и н Р. Л. (1954): О конском горизонте северного побережья Кара-Богаз-Гола и о присутствии в нем беззамковых брахиопод *Linnula* Докл. АН СССР, т. XCV, № 1. — С т р а ш и м и р о в Б. (1961): Нови данни за наличието на среден миоцен южно от гр. Бургас. Год. на МГИ, том VII, 1960/61.

Sur la Présence de la faune sténohaline dans les couches du Miocène moyen au sud de la Ville de Bourgas, Bulgarie

B. Strachimirov

A la suite des recherches géologiques et paléontologiques, faites au cours de ces quelques dernières années à la côte de la Mer Noire au sud de la ville de Bourgas, nous sommes arrivés à une détermination plus exacte de couches du Miocène moyen.

Se basant aux macro- et microfaunes y déterminées, nous avons subdivisé le Miocène moyen au: «Tchokrakien», «Karaganiien» et «Konkien». Nous avons attribué une attention plus particulière au Konkien moyen dans les couches dans lesquelles nous avons trouvé des fossiles connus déjà dans le Miocène moyen du type méditerranéen.

Les macro- et microfaunes citées dans le texte, prouve qu'il s'agit de la présence des roches déposées dans un bassin à salinité proche à la normale.

Les couches méditerranéennes connues encore comme «sartaganiennes» du Miocène de type de Crimée et Caucase, sont, par leur faune, synchroniques (de même âge) à la partie inférieure du Tortonien supérieur, connu en Europe occidentale.

Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene

D. Vass¹—G. P. Bagdasarjan²—V. Konečný¹

(with 1 Table)

Abstract: Absolute ages of some volcanic or volcanoclastic rocks of Central and Eastern Slovakia are presented. The rocks sampled occur amidst biostratigraphically dated sediments and their stratigraphical position is obvious by their superpositional relations. There are 7 samples deriving from different Miocene stages. The basement complex of the West Carpathian Miocene is older than 23 to 25 million years, while its roof is younger than 18,6 million years.

Introduction

Successful determinations of the absolute age of some Neogene volcanic rocks of the West Carpathian Mountains in Slovakia (G. P. BAGDASARJAN—D. VASS—V. KONEČNÝ, 1968) were followed by an attempt to establish the scale of absolute age for the West Carpathian Miocene, hoping to employ it in an intraregional (or intrabioprovincial) correlation of the Miocene as well. For absolute dating some volcanic rocks were chosen which occurred amidst biostratigraphically dated sediments (7 samples).

The samples were taken from the following stages: 1 from the Upper Burdigalian (Ottngangian), 1 from the Carpathian, 3 from the Lanzendorfer series (Lower Tortonian s. l. of the Viennese basin) and 2 samples from the Sarmatian. Six samples are from Southern Slovakia and one from Eastern Slovakia.

The determinations of absolute age were carried out in the Laboratory of Absolute Geochronology, Institute of Geology, Academy of Sciences of the Armenian SSR, USSR. Two Ar/K methods were employed i.e. the volumetric method and that of isotopic dilution. The following constants of desintegration, recommended by the Commission for Absolute Age Determination of Geological Formations (Academy of Sciences USSR) were employed:

$$0.557 \cdot 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

$$4.72 \cdot 10^{-10} \text{ years}^{-1}$$

The laboratory error of absolute age determination amounts to 7% while the error admissible in the Ar/K method is 10% at the maximum.

¹ Geological Institute D. Stur. Bratislava, Mlynská dol. 1, ČSR.

² Institute of Geology, Armenian Academy of Sciences, Jerevan, Barekamutjan Street 24, Armenian SSR, USSR.

Biostratigraphical position and absolute age of rocks dated

Sample AV-24 comes from a small quarry about 2.1 km to the south of the church in the village Kalonda, district Lučenec, S Slovakia, where there are rhyolite tuffs exposed in the middle of a terrestrial sequence. The latter lies discordantly on marine sandy beds including a Lower Burdigalian (Eggenburgian) fauna, among other species, *Pecten hornensis* DEP. et ROM., *Chlamys palmata* LAMK., *Laevicardium kübecki* (HAUER), *Pitarina schafferi* KAUTSKY, *P. lilacinoides* SCHAFF., *Cardium burdigalinum* LAMK., *Turritella vermicularis tricineta* SCHAFF. (SENEŠ 1952, SENEŠ—HANO 1952, ONDREJIČKOVÁ 1968).

Owing to distinct lithological characteristics the terrestrial sequence can be observed in an insufficiently exposed area in S Slovakia and in N Hungary containing floral (JABLONSKÝ 1914, NEMEJC 1960) and mammal remains (ABEL, TASNÁDI KUBACSKA in SCHRÉTER 1941). On the basis of organic remains, as well as of superposition, this sequence may be considered as Upper Burdigalian to Helvetian or Otnangian. It is terminated by another terrestrial sequence near Kalonda, while there are coal-bearing seams overlying these beds in other localities of S Slovakia, as well as a series of monotonous clays and the so-called *Rzehakia* beds including a biostratigraphically correlated faunistic assemblage (ČECHOVIČ 1954, KANTOROVÁ 1962, KANTOROVÁ—ONDREJIČKOVÁ—VÁSS 1968) as follows: *Mollusca*: *Rzehakia socialis* (RZEH.), *R. dubiosa* (HOERNES), *Cardium bavaricum* AMMON, *Cardium* sp., *Congerina sandbergeri* (ANDRUSOV); *Foraminifera*: *Uvigerina compressa* CUSHMAN, *U. graciliformis* PAPP et TURNOW, *Bolivina dilatata* REUSS, *B. hebes* MACFAYDEN, *B. miocenica* (MACFAYDEN), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *G. concina* REUSS. Among *Mollusca* especially the genus *Rzehakia* refers to the Helvetian, while the *Foraminifera* contain also younger elements occurring generally in the Carpathian (i.e. Upper Helvetian s. l. in the sense of earlier authors, e.g. NOSZKY 1940, ČECHOVIČ 1952 asf.).

Most probably the *Rzehakia* beds were formed at the end of the Helvetian period s. s. (Otnangian) and at the beginning of the Carpathian.

Consequently, the terrestrial sequence from which sample AV-24 has been taken for absolute age determination is situated between the biostratigraphically dated Lower Burdigalian (Eggenburgian) and the Uppermost Helvetian s. s. (Otnangian) or the Lowermost Carpathian.

The rock sampled for absolute dating represents a vitreous, partly welded tuff including crystalloclasts of biotite and quartz. The authors were successful in one case of absolute age determination i.e. 23 million years only. Since this is not an average value, a correction showing ± 7 to 8% with respect to the accuracy of the method had to be considered. If partial recrystallization of the tuffs is admitted, the regeneration of Ar must also be accepted. In this case the value of 23 million years is taken as the upper age limit and the error of the method is to be considered with the positive mark. Consequently, the actual absolute age fluctuates within 23 to 25 million years.

Sample AV-2 was taken from a gorge, built up of marly clays and silts of Carpathian age, situated 0.5 km south of the village of Kleňany, NE of the town Šahy, in S Slovakia. In its upper part there is a stratum of vitreous rhyolite tuffs of about 20 cm thickness where the sample is taken from.

Sands discordantly rest on the *Rzehakia* bed, in the basement complex of the marly clays and silt which include abundant remains of marine organisms. The most important among them are: *Brissopsis otnangensis* HÖRN., *Leda pella* L., *Yoldia intida* BROCC., *Amussium denudatum* RSS, *Macoma elliptica* BROCC., *Astarte neumayeri* HÖRN., *Aturia aturia* BAST. *Foraminifera*: *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Gl. concina* RSS, *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP et TURNOW (ONDREJIČKOVÁ 1963, KANTOROVÁ 1964).

On the Carpathian sediments, in a discordant position, lie the beds of the Lanzendorfer series, i.e. Lower Tortonian s. l. or Lower Badenian of the Central Paratethys. The rhyolite tuffs chosen for absolute dating are composed of minor fragments of volcanic glass of rhyolitic character and of rare crystalloclasts i.e. amphibole and biotite.

From sample AV-2 four absolute age determinations were carried out (2 series—2 determinations each). The values obtained fluctuate within 20 to 23.6 million years, the average value amounting to 21.7 ± 1.3 million years. The average value of the second series of determinations is 22.4 ± 1.2 million years, while the values closer to the actual age, i.e. those of absolute age are higher.

Samples AV-12 and AV-13 have been taken from two extrusive bodies (AV-12 from a quarry, about 1.3 km SE of the village Hrušov, AV-13 from the rock wall, 1.7 km SE from Hrušov. The village Hrušov is situated about 20 km NE of the town Šahy).

Sample AV-23 derives from tuffs of amphibole andesites from a small abandoned quarry, about 2.2 km E of Dolné Strháre. The extrusive bodies of pyroxene andesites and tuffs of amphibole andesites represent a component of an extensive volcano-sedimentary complex on the SE slope of Krupinská vrchovina mountains, S Slovakia. The complex rests, transgressively and discordantly, on Carpathian sediments.

At the base of the volcano-sedimentary complex, as well as in the tuffitic strata, an abundant marine fauna has been found (BUDAY 1938, ČECHOVIČ—SENEŠ 1950).

From the point of view of stratigraphy the most important is an assemblage of *Foraminifera* originating from tuffites near Stredné Plachtince (W of Modrý Kameň), showing characteristics of a Lanzendorfer fauna including the following species: *Robulus calcar* (L.), *R. clericii* FORNASINI, *R. cultratus* MONTFORT, *R. echinatus* (D'ORB.), *Palnularia antillea ostraviensis* VAŠIČEK, *Uvigerina pygmaoides* PAPP et TURNOW, *Bolivina dilatata dilatata* RSS, *B. hebes* MACFAYDEN, *Orbulina suturalis* BRONX, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN et ELLISOR (KANTOROVÁ in ČECHOVIČ—VASS 1962).

A microfauna with Lanzendorfer elements is also included in beds with *Amussium denudatum*, near Hrušov, above extrusive andesite bodies or their volcanoclastic equivalents.

In addition to the species *Globigerinoides trilobus* (RUSS) and *Globorotalia scintula* (BRADY) the beds also contain the species *Orbulina suturalis* BRÖNNIMAN, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN et ELLISOR and *Uvigerina* aff. *acuminata* HOSIUS (LEHOTAYOVÁ 1963, VASS 1964).

Obviously the strata of volcanic rocks and tuffs (samples AV-12, AV-13, AV-23) represent a component of a volcano-sedimentary complex, which may be parallelized with the Lanzendorfer series (i.e. with the Lower Tortonian of the Viennese basin in the earlier sense) on the basis of *Foraminifera*.

Sample AV-12 represents pyroxene andesites with microlithic matrix and phenocrysts: plagioclase, hypersthene, opacitized amphibole.

Sample AV-13 consists of pyroxene andesite with microlithic matrix. Phenocrysts: hypersthene, opacitized amphibole. Sample AV-23 consists of tuff of amphibole andesites, composed of volcanic glass and crystalloclasts, the amphiboles being most abundant. The absolute age data of these samples considerably differ from one another, i.e. sample AV-23: medium value of absolute age, from 3 determinations, is 14.4 ± 0.5 million years, — sample AV-13: medium value, from 2 determinations, is 16.2 ± 0.7 million years, — sample AV-12: absolute age, from 4 determinations, is 18.5 ± 0.9 million years. The first medium value seems to be rather low, — probably the rock represented by sample AV-23 lost a considerable amount of radiogenic Ar. Partly this is also the case with sample AV-13. Most reliable seems to be the highest value i.e. 18.5 ± 0.9 million years, representing the average value of 4 determinations, two of which exceed 18 million years, one 20 million and another nearly 17 million years.

Sample AV-18 comes from an abandoned quarry situated on the southern margin of the village Nižná Myšľa, SE of Košice, E Slovakia, where some tuffs, tuffites and marly clays are exposed. On the slope, below the quarry, the sample was taken from some exposed, medium to coarse-grained, tuffaceous sandstones, including sporadic shells of the genus *Cerithium* of Sarmatian type. In the quarry, the exposed strata of andesite and rhyolite tuffs or tuffites and marly clays, overlying the sandstones, contain abundant marine-brackish assemblages of organisms.

In ŠVAGROVSKÝ's (1962) opinion the molluscan assemblage consists mainly of the species *Ervilia dissita* (EICHW.) *Cardium vindobonense*, *jekeliusi* PAPP, *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Clithon pictus* (FÉR.), *Rissoa soceni* JEKEL., and several species of the genera *Mohrensternia*, *Hydrobia elongata* EICHW., *Pirenella picta mitalis* (EICHW.), *Acteocina lajonkaireana* (BAST.), etc., while *Foraminifera* (LEHOTAYOVÁ in PESL—SALAJ—VASS 1968) are represented mainly by the species *Articulina problema* BOGDANOWICZ, *Elphidium aculeatum* (D'ORB.), *E. fichtelianum* (D'ORB.), *E. josephinum* (D'ORB.), *E. reginum* (D'ORB.), etc.

Judging from a *Foraminifera* assemblage the beds correspond to the zone of larger Elphidia in the Viennese basin (GRILL 1941). ŠVAGROVSKÝ (1964) correlated these beds, on the basis of *Mollusca*, with the upper part of the East European Lower Sarmatian, i.e. with the upper part of the Volhynian, called Mysl'anské vrstvy beds, according to the locality where the sample was taken from. Sample AV-18 comes from the coarse-grained vitreous andesite tuffs, mainly composed of vesicular fragments of pumice including phenocrysts of hypersthene, amphibole, biotite and plagioclase. While the tuffs proper do not include organic remains, they are in close genetic and spatial relation with the overlying tuffite stratum, whose fauna contains typical Lower Sarmatian *Foramini-*

fera. Both strata are of the nature of pyroclastics, their contact lies concordant without any mark of wash-out of the underlying bed. Chronologically both may be considered as close so that the tuffs sampled for absolute dating can be doubtlessly referred to the Lower Sarmatian. The tuffaceous sandstones of the basement complex also contain a fauna of Sarmatian character.

From sample AV-18 six absolute age determinations were carried out in two series, 3 determinations each. The average value of absolute age in the first series amounts to 13.3 ± 2.2 million years, in the second however to 14.4 ± 2.4 million years. The medium value of both amounts to 13.6 ± 2.1 million years. Taking into account the actual danger of Ar rejuvenation in case the dated rock is predominantly formed of volcanic glass, the higher average age should be considered as more probable and closer to the actual age. We have certain reasons to doubt about the value and to prefer the average value of 13.6 million years.

Sample AV-4 comes from an abandoned quarry situated in a wood, WNW of the village Szazdice, SE of Levice in S Slovakia. The old quarry was lowered in rhyolite tuffs, the basement complex of which contains a sequence ranging from sands to desintegrated sandstones, without remains of biostratigraphical importance.

Biostratigraphically correlative beds are found in the basement complex of the transitionary sequence. These beds are composed of marly clays and silts, frequently characterized by sandy lamination and considerable thickness. In their upper part a rich assemblage of marine organisms (ONDREJČKOVÁ 1966) is found. In LEHOTAYOVÁ's opinion (1966) the foraminiferal fauna represents a typical assemblage including *Bolivina dilatata* in the sense of GRILL's division of the Tortonian of the Viennese basin (1941) with the following species: *Bolivina dilatata* REUSS, *Bulimina elongata* D'ORB., *B. intonsa* (LIVENTAL), *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA, *U. simiornata brunensis* KARRER, *Nonion commune* (ORB.), *Globobulimina affinis* (ORB.), *Ammonia beccarii* (L.).

Above the rhyolite tuffs, mainly S of the village Szazdice, a sandy-clayey sequence takes place, with an important amount of various rhyolite tuffites. The sequence includes a biostratigraphically important assemblage of *Mollusca* and *Foraminifera*, as follows: *Ervilia dissita dissita* EICHW., *Ervilia podolica* EICHW., *Maetra eichwaldi* LASK., *Abra reflexa* (EICHW.), *Abra alba apelina* (RENIER), *Musculus naviculoides naviculoides* (KOLEŠ.), *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Mohrensternia* cf. *inflata* (ANDRZ.), etc. (D. VASS 1965).

Within the foraminiferal assemblage *Elphidium macellum* (FICHTEL et MOLL.) and *E. reginum* (D'ORB.) predominate (R. LEHOTAYOVÁ 1966).

On the basis of the above bio-assemblage the sequence may be correlated with the Lower Sarmatian (Volhynian or the zone of larger Elphidia).

Rhyolite tuffs near Szazdice occur between two horizons, biostratigraphically correlated between the Tortonian s. s. and the Lower Sarmatian. The tuffs are closer to the Lower Sarmatian due to the frequent occurrence of rhyolite tuffs and tuffites in the Lower Sarmatian beds. Consequently, the rhyolite tuffs sampled for absolute age dating are considered as a lateral equivalent of the Lower Sarmatian.

Sample AV-4 represents rhyolite tuffs formed by pumiceous fragments. Phenocrysts: plagioclase, sanidine, biotite. From this sample 6 age determinations were made. The value of absolute age moves within 12.6 to 13.9 million years. The average amounts to 13.3 ± 0.3 million years, while the average value of the series of 3 determinations shows higher figures and the possibility of Ar rejuvenation make 13.6 ± 0.3 million years the most probable absolute age value.

Notes on the scale of absolute age of the West Carpathian Miocene

Absolute dating of the West Carpathian Neogene is only in its initial phase and shows quite a number of insufficiencies, the most important of which is the small number of absolute age determinations. Not all biostratigraphical stages of the Miocene were dated, and an only date about each stage is insufficient for right conclusions. Nevertheless, data presented in this paper as to absolute dating of biostratigraphically correlated Miocene volcanic or volcanoclastic rocks represent an important factual material, since the results of dating

show no discrepancies and can be, at least approximately, compared with the absolute scales of other areas (SELLI—TONGIORGI 1967, AFANASJEV 1964).

The basement complex of the West Carpathian Miocene is older than 23 to 25 million years. Rhyolite tuffs of Upper Burdigalian age (Lower Ottnangian) were dated; they discordantly occur within the roof of Lower Burdigalian (Eggenburgian) marine sediments, however, their age as well as the duration of sedimentation are still uncertain. The hiatus between Lower and Upper Burdigalian cannot be estimated, though it is evident that the period is considerably long, since in some places the Lower Burdigalian sediments are completely denuded, while the Upper Burdigalian lies on an older basement complex.

The age of the Carpathian rhyolite tuffs, i. e. 22.4 (or 21.7) million years, is only an informatory figure as to the absolute age of the Carpathian (Upper Helvetian s. l.). The position of tuffs in the Carpathian beds does not indicate that the absolute age of the tuffs is the limit value of the Carpathian, because of the following reasons.

1. The rhyolite tuffs do not overlie either the basement complex or the roof of Carpathian strata, in fact they occur 20 m below the roof of the Carpathian.

2. In S Slovakia a hiatus was found between the Karpatian and Lower Tortonian (Lanzendorfer series) as well as a denudation having removed an unknown part of the Karpatian sediments.

The age date of the Lower Tortonian (Lanzendorfer series), i. e. 18.5 million years, does not concern the lowermost strata, however, it may be considered as close to the onset of the period of Lanzendorfer series sedimentation. In S Slovakia the above series is formed by volcanoclastic or volcanic rocks. The rate of deposition of similar rocks is usually very quick, much quicker than that of normal marine sediments.

On the other hand the above absolute age value cannot be generally considered as identical with that of the Lower Tortonian base (of the Lanzendorfer series), since the foraminiferal assemblages of the volcano-sedimentary complex in Southern Slovakia resemble those of the upper part of the Lanzendorfer series in the Viennese basin, while the correlation of volcanic products shows that the lower part of the Lanzendorfer series is missing in S Slovakia (cf. ČECHOVIČ—VASS 1962, VASS—MARKOVÁ 1965).

Consequently, the borderline between Karpatian (Upper Helvetian s. l.) and Lower Tortonian (Lanzendorfer series) may be located on the absolute age scale approximately between 18.5 to 22.4 million years. It seems to be a comparatively long period including probably the chronological interval characterized by the appearance of an important planktonic form i. e. *Globigerinoides bisphericus*. This form has not been met with so far in the Karpatian sediments of Southern Slovakia.

The absolute age values of 13 to 14 million years and 18.5 million years, respectively, include the upper limit of the Lower Tortonian (Lanzendorfer series), the whole Upper Tortonian (Devin series) as well as the lower limit of the Sarmatian.

Neither in this case are there criteria as to their position within the absolute age scale.

The age of the rhyolite tuffs in East Slovakian Lower Sarmatian, i. e. 14.4 million years, seems to be high relative to the scheme of absolute ages of the Mediterranean Miocene, the more so as it is also the case regarding the upper

part of the Lower Sarmatian. This value is not completely reliable, since the error is too great (± 2.4 million years i. e. the greatest error among all the values of absolute age data quoted above). More reliable is the value of 13.6 ± 2.1 . This is the average of 2 series, 3 determinations each, while 14.4 is the average of one series including higher values. The value of 13.6 is identical with the absolute age of rhyolite tuffs of the South Slovakian Lower Sarmatian. Consequently, the authors suppose that the lower limit of the Sarmatian on the absolute age scale is somewhere between 13 and 14 million years, probably closer to the lower value.

The upper limit of the West Carpathian Miocene could not be established on the basis of the material analyzed, since in addition to the Lower Sarmatian, the Miocene includes the Upper Sarmatian or part of the Pannonian too. The authors can state only that the upper limit of the Miocene is younger than 13.6 million years.

Review of the Results of Absolute Age Determination

Table I.

No. Lab. no.	Name of rocks and the localities of the samples	% K	K ⁴⁰ g/g 10 ⁻⁶	% rad. Ar	Ar ⁴⁰ cm ³ /g 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ g/g 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ 10 ⁻³	Age in mil. years	Mean value
1 AV-24	Rhyolite tuffs Kalonda, Lučenec district	2,57	3,14	10,01	2,27	4,06	1,29	23,00	23,00 25,00
2 AV-2	Rhyolite tuffs Klenahy, Veľký Krtíš district	4,63	5,66	37,8	3,51	6,28	1,11	20,00	21 \pm 1 21,7 \pm 1,3 22,4 \pm 1,2
		4,63	5,66	28,7	3,92	7,02	1,24	22,00	
		4,33	5,28	37,8	3,51	6,28	1,19	21,2	
4,33	5,28	28,7	3,92	7,02	1,13	23,6			
3 AV-12	Pyroxene andesite extrusive body Hrušov, Veľký Krtíš district	1,25	1,53	32,5	0,81	1,44	0,94	16,8	18,5 \pm 0,9
		1,25	1,53	31,1	0,89	1,60	1,04	18,6	
		1,25	1,53	16,7	0,976	1,75	1,14	20,0	
		1,25	1,53	47,5	0,90	1,61	1,05	18,8	
4 AV-13	Pyroxene andesite extrusive body Hrušov (Grac Hill) V. Krtíš district	1,68	2,05	15,6	0,98	1,75	0,86	15,5	16,2 \pm 0,7
		1,68	2,05	41,1	1,08	1,93	0,94	16,9	
5 AV-23	Amphibole andesite tuffs, Dolné Strháre V. Krtíš district	1,26	1,54	17,1	0,55	0,98	0,64	11,5	14,4 \pm 0,5
		1,26	1,54	24,4	0,73	1,39	0,86	15,4	
		1,26	1,54	12,7	0,65	1,18	0,75	13,4	
6 AV-18	Pyroxene andesite tuffs, Nižná Myšľa Košice district	3,60	4,39	9,12	1,48	2,65	0,60	11,0	13,3 \pm 2,2
		3,60	4,39	12,0	1,65	2,95	0,67	12,1	
		3,60	4,39	13,80	2,30	4,12	0,94	16,8	
		3,28	4,0	9,12	1,48	2,65	0,67	12,0	
		3,28	4,0	12,0	1,65	2,95	0,74	13,2	
3,28	4,0	13,8	2,3	4,12	1,03	18,0	14,4 \pm 2,4		
7 AV-4	Rhyolite tuffs, Sazdice, Levice district	2,30	2,8	3,44	1,2	2,15	0,77	13,7	13,6 \pm 0,3
		2,30	2,8	2,90	1,22	2,18	0,78	13,9	
		2,30	2,8	2,29	1,16	2,08	0,74	13,2	

References

- AFANASJEV, G. D. (1964): The project of revised geological timescale in absolute chronology. Contrib. Géol. So Congr. geol. Intern. 22nd Sess. India. — BAGDASARJAN, G. P., GUKASJAN, R. CH., MERRJAN, R. S., SARKISJAN, E. A. (1966): Sravnitel'noe izučenie absolutnogo vozrasta po porode, slujde i kašpatu. In: Absolutnoe datirovanie tektono-magmaticeskich cyklov i etapov orudnenia. Nauka, Moskva. — BAGDASARJAN, G. P., VASS, D., KONČEŇY, V. (1968): Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. Carpathica 19, 2, pp. 419-425. — BUDAY, T. (1938): Geologické pomery okoli Šah na jznm Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. ak., Praha. — ČECHOVIČ, V. (1954): Podmienky vzniku a stratigrafické postavenie onkoforových vrstiev. Geol. zborník 5, No 1-4. Bratislava. — ČECHOVIČ, V. (1952): Geologia juhoslovenskej panvy. Geol. práce, soš. 33. Bratislava. — ČECHOVIČ, V. — SENEŠ, J. (1950): Tortón okolia Modrého Kameňa. Geol. sbor. roč. I., č. 2-3-4. Bratislava. — ČECHOVIČ, V. — VASS, D. (1962): K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. práce,

- zpr. 25., Bratislava. — GRILL, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken u. s. w. Oel und Kohle No. 31., 37 roč. str. 595—602. — GURASJAN, R. CH. (1963): Vozrastnoe začlenenie intruzivnych porod etc. MEENIFREBA, Tbilisi. — JABLONSKY, J. (1914): A tarnózi mediterrán flóra. Magy. Kir. Földt. Int. Évkönyve roč. 22., Budapest. — KANTOROVÁ, V. (1962): Výsledky mikrobiostratigrafického výskumu mariných terciérnych sedimentov z listu Modrý Kameň (mapa 1 : 50 000). Manuscript, Archiv Geofondu, Bratislava. — KANTOROVÁ, V. (1964): Mikrostratigrafický výskum vo vých. a jz. okolí Vinice pri Šahách. Archiv GÜDŠ, Bratislava. — KANTOROVÁ, V.—ONDREJČKOVÁ, A.—VASS, D. (1963): A New View of the Origin and the Age of the *Rzhakia (Oncophora)* Beds in Southern Slovakia. Giornale di Geologia, Annali del Museo Geolog. di Bologna, Série 2., Vol. 35, fasc. 3., pp. 407—415. — LEHOTAYOVÁ, R. H. (1963): Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek k ukolu O2—A—III, Archiv GÜDŠ, Bratislava. — LEHOTAYOVÁ, R. H. (1966): Záverečná zpráva o mikrobiostratigrafickom výskume na liste Šahy. Manuscript, Archiv Geofondu, Bratislava. — MOLČÍKOVÁ, V. (1964): Píšpévek k ekológii spodnotortonské mikrofauny Podunajské nížiny. Práce Vyskum. ústavu Čs. Naft. dolu, sv. XXI., str. 111—124., Praha. — NEMEJC, F. (1960): Zpráva o floristicko-stratigrafických výskumoch v neogénu karpatském (týka sa hlavne južného Slovenska). Zpr. o geol. výz. v r. 1958, ÚÚG, Praha. — NOSZKY, E. (1940): Das Cserhát-gebirge. Geologische Beschreibung Ungarischer Landschaften. Budapest. — ONDREJČKOVÁ, A. (1963): Karpatské faunistické asociácie z južného Slovenska. Rukopis zpr. Archiv GÜDŠ, Bratislava. — ONDREJČKOVÁ, A. (1963): Vývoj a fácie sp. burdigalu južného Slovenska na základe fauny mäkkýšov. Archiv GÜDŠ, Bratislava. — SELLE, R.—TONGIOROI, E. (1967): Report in working groups: Absolute Age. Committee on Mediterranean Neogene 4th Congress, Bologna. — SENĚŠ, J. (1952): Štúdium o akvitánskom stupni. Geol. práce, scs. 31., Bratislava. — SCHRÉTER, Z. (1941): Abgrenzung und Gliederung des ungarländischen Untermiozäns. Appendix relations Institutii geol. Reg. Hungarici, Budapest. — ŠVAGROVSKÝ, J. (1962): Geológia územia medzi Torisou a Oľšavou na východnom Slovensku. Geol. práce, soš. 63., str. 185—192., Bratislava. — ŠVAGROVSKÝ, J. (1964): Zur Torton-Sarmat Grenze im ostslowakischen Neogen. Geol. sbor. roč. 15., č. 1. — VASS, D. a kol. (1964): Záverečná zpráva o geol. výskumoch spojených s edíciou geologických máp 1 : 50 000 list Vinica. Geofond, Bratislava. — VASS, D. (1965): Fauna sarmatu Ipeľskej tabule. Manuscript, Archiv GÜDŠ, Bratislava. — VASS, D. (1966): Geologický výskum spojený s edíciou máp 1 : 50 000 na liste Šahy. Manuscript, Archiv Geofondu, Bratislava. — VASS, D. a GABCO, R. (1964): Predbežná zpráva o výskume miocénu na juž. úpätí stredoslovenských neovulkanitov. Zprávy o geol. vysk. v r. 1963, 2., Slovensko, ÚÚG redakcia, Bratislava. — VASS, D.—MARKOVÁ, M. (1965): Unehete Faltenstrukturen und deren Abbildung in der Entwicklung der Ablagerungen. Doklady č. I. sekcia Geotektonik . Karpato-Balkanskaja asociacija VII. kongres Sofia.

Стратиграфия и проблема границы олигоцена — нижнего миоцена южной Украины

А. А. Веселов

(с 1 Таблицей)

В последние годы олигоцен-нижнемиоценовые отложения Южной Украины являются предметом пристального внимания со стороны многих стратиграфов Советского Союза. Такое положение естественно, если учесть, что юг УССР по решению Постоянной Комиссии по палеогеновым отложениям Межведомственного стратиграфического комитета СССР избран областью типичного развития южнорусского олигоцена. Кроме того, здесь обнаружены палеонтологически охарактеризованные нижнемиоценовые отложения, наличие которых только предполагалось ранее (Дидковский, 1960; Мольяко, 1960; Муратов, 1949; SENEŠ, 1952; SENEŠ, 1961 и др.), что и позволяет рассматривать территорию исследований как одну из наиболее интересных в аспекте решения проблемы границы палеогена-неогена.

В геологической литературе под Южной Украиной принято понимать ту часть её территории, которая в геоструктурном отношении приурочена к северному крылу Причерноморской впадины. Иногда её именуют также Северным Причерноморьем. Как самостоятельная геоструктурная единица Причерноморская впадина выделена А. Д. Архангельским (1923), отнесшим впадину к южной части Русской платформы и считавшим синклиналию, выполненной меловыми и палеогеновыми породами. Позднее этот автор рассматривал Причерноморскую впадину как передовой прогиб альпийской зоны, ограниченный на севере Украинским щитом, на юге — горным сооружением Крыма и Кавказа, на западе — Карпатами и на востоке — Ставропольским поднятием (Шатский, Архангельский, 1933). Впоследствии тектоническая структура впадины изучалась В. Г. Бондарчуком, Б. Л. Гуревичем, М. В. Муратовым, Н. Ю. Черняк, М. В. Чирвинской и др. В настоящее время наиболее широким распространением пользуется точка зрения на Причерноморскую впадину как платформенное новообразование, развившееся поверх системы юрских грабенообразных окраинных впадин Русской платформы (Муратов и др., 1962).

На территории Северного Причерноморья терригенные отложения олигоцена-нижнего миоцена имеют повсеместное распространение и, в соответствии с общим характером залегания осадочного чехла, под небольшим углом погружаются в сторону наиболее прогнутой части впадины, где мощность их увеличивается до 750—800 м. Повсеместно рассматриваемые образования подстилаются породами альминского яруса верхнего эоцена, изучение которого позволило установить следующее:

1. Альминский ярус и его аналоги в Причерноморской впадине в целом представлены тремя основными биофациальными типами отложений, сопоставление которых обосновано палеонтологическими и геологическими данными.

2. Сравнительно глубоководные мергелистые породы охарактеризованы комплексом *Bolivina antegressa* SUBV. и *Globigerinoides conglobatus* VRAUX (белоглинский горизонт).

3. Мелководные карбонатные алевроит-глинистые породы содержат комплекс *Marginitina béhni* REUSS, а в случае их неизвестности — ассоциацию, которая, по мнению А. П. Печенкиной (1964), присуща обистратиграфической зоне *Asterigerina lucida* MINAK. и *Cibicides salensis* J. NIKIT. (шабская свита).

4. Для наиболее мелководных образований — песчаных пород — типична ассоциация *Nonion-Asterigerina* (бармашовская свита).

5. По палеонтологическим данным мелководные биофацции альминского яруса сопоставимы с мандриковскими слоями окрестностей г. Днепропетровска и латдорфским «ярусом» Западной Европы.

6. Граница эоцена и олигоцена в Причерноморской впадине должна быть проведена по кровле аналогов латдорфского «яруса».

Как известно, в связи с общей неясностью нижней границы олигоцена, вызванной отнесением латдорфского «яруса» к верхнему эоцену, до окончательного решения этого вопроса олигоценовые отложения Советского Союза подразделены на нижний + средний и верхний подотделы. В составе нижне + среднеолигоценовых отложений Южной Украины выделены (снизу вверх): борисфенский (рубановские и никопольские слои) и костромкинский (остракодовые и серогозские слои) горизонты. Толща верхнеолигоценовых отложений подразделяется на асканийский и горностаевский горизонты, которые покрываются речнабаевской свитой нижнего миоцена.

Наиболее древним горизонтом олигоцена Северного Причерноморья являются рубановские слои (В е с е л о в, 1963), представленные глинами зеленоватого-серыми, иногда алевроитовыми или песчанистыми у основания разреза (мощность до 50 м), которые отвечают началу олигоценовой трансгрессии и имеют минимальное среди других горизонтов олигоцена распространение. У северных окраин территории глинистые породы замещаются песчаными, которые местами сохранились от размыва последующими трансгрессиями. Глинистые породы охарактеризованы комплексом видов песчаных фораминифер с *Haplophragmoides deformabilis* Subv. (Каптаренко-Черноусова, Липник, 1953; Веселов, 1963; Веселов, Краева, 1963 и др.), моллюсками и остракодами (Веселов, 1966), микроспорами (Кораллова, 1964). В наиболее глубоководных глинистых породах значительную роль начинают играть планктонные фораминиферы, в частности, *Globigerina officinalis* Subv., а в мелководных песчаных присутствует комплекс *Lenticulina herrmanni* Andr. (Ярцева, 1959).

Фауна рубановского бассейна обитала на глубинах, не превышающих нижней границы сублиторали. Соленость рубановских вод была близкой к нормально-океанической. Следы нарушения газового режима не установлены. Температурные условия не отличались существенно от таковых субтропических вод, но по сравнению с эоценом изменились в сторону похолодания.

Никопольские слои залегают согласно на рубановских и сложены глинами зеленоватого-серыми, в верхней части разреза алевроитовыми, в нижней — с прослоями манганосидеритов и манганокальцитов, которым на территории Украинского щита отвечают марганцеворудные залежи Приднепровского марганцеворудного бассейна. Следует отметить, что образование никопольских отложений, совпадающее с максимальным развитием олигоценовой трансгрессии, происходило при неоднократном передвижении береговой линии (В е с е л о в, П л а в ш у д и н, 1968). Мощностью слоев достигает 220 м. Никопольские отложения охарактеризованы фораминиферами (комплекс *Spiroplectammina carinata oligocaenica* J. Nikit. многочисленными моллюсками, остракодами, микроспорами (Краева, 1961; Веселов, Краева, 1963; Селин, 1964; Кораллова 1964 и др.). Здесь очень часто встречаются также остатки мшанок, морских ежей, крабов, рыб, одиночных кораллов. Все остатки организмов приурочены к нижней и большей по мощности части никопольских слоев. Условия обитания фаун в бассейне никопольского вре-

мени не отличались существенно от условий рубановского бассейна и в достаточной мере освещены в печати (Селин, 1964). Между тем, отсутствие фаунистических остатков в верхней части никопольских слоев свидетельствует об изменениях, по крайней мере, газового режима. Так, Муратов (1960) указывает на возможность формирования этих отложений в условиях восстановительной среды, без доступа кислорода. В заключение рассмотрения полносоленого этапа развития ниже + среднеолигоценового бассейна следует заметить, что на основании изучения моллюсков рубановские и никопольские слои могут быть отнесены к биостратиграфической зоне *Nucula orbigny* GLIV. и *Veneriacardia tuberculata* (MÜNST.).

Нижняя часть костромкинского горизонта — остракодовые (молочанские) слои (биостратиграфическая зона *Rzehakia* (?) *cimlanica* (ZHIZH.) РОРОВ) представлена глинами известковистыми, светло-зелеными (мощность до 38 м), палеонтологическая характеристика которых широко освещена в печати (Носовский, 1960; Веселов, Шеремета, 1964 и др.). Необходимо иметь в виду, что в свое время эти слои были сопоставлены со «вторым» остракодовым (соленовским) пластом Предкавказья (Носовский, 1956). Как известно, признание существования двух остракодовых пластов, залегающих на различных стратиграфических уровнях, обусловило ряд серьезных изменений в корреляционной схеме стратиграфии олигоценовых отложений юга СССР. Однако, впоследствии оказалось, что «первый» (полбинский) и «второй» остракодовые пласты являются одновозрастными образованиями (Веселов, 1963а; Вялов, 1964; Жиженко, 1964; Коробков, 1964; Веселов, Шеремета, 1966).

Серогозские слои (Носовский, 1962) сложены глинисто-алеврито-песчаными породами (мощность до 90 м) и отражают начавшийся в остракодовое и продолжавшийся в это время регрессивный цикл ниже + среднеолигоценового бассейна. Здесь отсутствуют фораминиферы, но обнаружено большое число раковин моллюсков (сотни экземпляров), комплекс видов которых при богатстве особями обладает однообразным видовым и родовым составом (биостратиграфическая зона *Corbula sokolovi* (КАВЛ.) и немногочисленные отракоды (Мерклин, 1961; Веселов, 1962; Носовский, 1962; Веселов, Шеремета, 1964, 1966; Селин, 1964).

Костромкинское море следует отнести к числу плоских внутриконтинентальных, частично изолированных от полносоленых бассейнов, морей, которое в то же время являлось частью большого солоноватоводного бассейна юга СССР. Глубина бассейна уменьшалась к концу костромкинского времени и не превышала верхней части сублиторали. Соответственно уменьшалась и соленость вод от 16 ‰ до 4 ‰. Температура вод продолжала понижаться. Газовый режим был нормальным.

Асканский горизонт верхнего олигоцена представлен глинами зеленовато-серыми, иногда алевритовыми (мощность до 162 м) и отражает новый этап развития южноукраинского олигоценового бассейна — этап восстановления связи с нормально-океаническими бассейнами и новой, незначительной по масштабу трансгрессии. Асканьские отложения, обнаруженные автором на юге Украины в 1961 г. (Веселов, 1962), охарактеризованы мелкими фораминиферами (биостратиграфическая зона *Sphaeroidina variabilis* REUSS), обширным комплексом видов двустворчатых, брюхоногих и крылоногих моллюсков (биостратиграфическая зона *Similipecten hauchecornei* (КОЕВ.), *Cardium* (*Trachycardium*) *abundans* LIV.), брахиоподами, остракодами, пе-

ридинями, микроспорами (Веселов, 1967, 1969 и др.). Здесь же обнаружены плохо сохранившиеся остатки радиолярий, нуммулитов, мшанок, моских ежей и других групп организмов, приуроченных, как и в никопольских слоях, к нижней части разреза.

Отложения горностаевского горизонта (Веселов, Насад, Насад, 1966), образовавшиеся в период начавшейся вслед за асканийским временем регрессии, занимают сравнительно небольшую часть территории Южной Украины и обладают мощностью до 140 м. В составе горизонта преобладают зеленовато-серые, слабо уплотненные алевроиты, отдельные прослои которых переходят и глины алевроитовые. В нижней части этих отложений обнаружен нонионидовый комплекс видов мелких фораминифер: *Quinqueloculina selene* (KARRER), *Globulina gibba* ORB., *Pseudoparella caucasica* BOGD., *Cibicides ornatus* BOGD., *Nonion dendriticum* (CHAL.), *N. granulatum* (ORB.), *Melonis dosularenis* (CHAL.), *Elphidium onerosum* BOGD., *Virgulina schreibersiana* GZLZEK., *Uvigerinella californica* CUSHM., и др. (Веселов, Насад, Насад, 1966; Краева, Зелинская, Чеханская, 1966; Веселов, 1969а). Моллюски представлены *Glycymeris* ex gr. *lunulata* (NYST), *Chlamys cornea* Sow., *Chl. cf. bifida* (MÜNST.), *Cardium* (*Trachycardium*) *abundans* LIV., *Dentalium kickxi* NYST и др. (Веселов, 1969а). Из остракод В. Г. Шереметой установлены *Pontocypris brevis* LNKL., *Cytheridea pernota* OERTLI et KEIJ, *Pterygocythereis jonesii* (BAIRD.), *P. fimbriata* (MÜNST.), *Trachyleberis variatuberosa* SCHER., *Echinocythereis hirsuta* (LNKL.); из перидиней А. С. Григорович и А. К. Коломойцевой определены *Deflandrea phosphoritica* EIS., *Rhombodinium draco* ГОСНТ. (Веселов, 1969а).

Анализ комплексов фауны показал, что верхнеолигоценное море Южной Украины являлось частью огромного бассейна, проягивающегося от Закаспия до ГДР и ФРГ. Глубины его и газовый режим сколько-нибудь заметно не отличались от никопольского моря. Соленость вод была близкой к нормально-океанической, но в конце горностаевского времени, возможно, понизилась. Температурные условия обитания фауны ухудшились в сравнении с костромкинским временем.

Нижнемиоценовые отложения — чернобаевская свита (Веселов, Насад, Насад, 1966) — занимают наименьшую территорию в Северном Причерноморье и сложены темноокрашенными песками алевроитами, глинами алевроитовыми мощностью до 125 м. Время образования чернобаевской свиты отвечает последнему, наиболее слабому этапу трансгрессии в истории олигоцен-нижнемиоценового бассейна Южной Украины. Мелкие фораминиферы в чернобаевской свите встречаются сравнительно редко и представлены, по данным Н. Г. Савенко, *Quinqueloculina akneriana rotunda* GERKE, *Florilus boeanus* (ORB.), *Streblus beccarii* (LINNE), *Elphidium macellum* (FICHT. et MOLL.) и др. Из других групп ископаемых организмов в чернобаевских отложениях встречены радиолярии, спикулы кремневых губок, мшанки, моллюски, остатки морских ежей, рыб, но наибольшее значение для определения возраста имеют остракоды. В. Г. Шереметой из этих отложений определены *Neomoceratina helvetica* OERTLI, *Haplocytheridea strigulosa* (REUSS), *H. cf. dacica* (HEJLAC), *Pterygocythereis helvetica* OERTLI, *Eocytheropteron bruggense* OERTLI, *Loxococoncha eggeriana* LNKL., *Echinocythereis hirsuta* (LNKL.). Условия обитания фауны в морском бассейне чернобаевского времени благоприятны: бассейн был мелиководным, полносолёным, с нормальным газовым

режимом; температурные условия, видимо, улучшились в сравнении с горностаевским бассейном.

Обоснование рупельского возраста рубановских, никопольских, остракодовых и сергозовских слоев базируется на обширных палеонтологических данных, неоднократно рассмотрено в советской геологической литературе Е. Я. Краевой, М. Н. Ключниковым, М. Ф. Носовским, Ю. И. Селиным, автором настоящей работы и, видимо, здесь не требует дополнительных доказательств.

Принадлежность асканийского горизонта хаттскому ярусу медународной шкалы также не вызывает сомнений при анализе обнаруженных в этих отложениях палеонтологических остатков (Веселов, 1969 и др.). Уже очевидная сегодня связь фауны асканийского горизонта с таковой несомненно олигоценовых (рупельских) отложений наряду с существенными отличиями от нижнемиоценовых фаун (Веселов, Волкова, 1964) является свидетельством в пользу верхнеолигоценового (хаттского) возраста рассматриваемых образований. В этом аспекте уместно напомнить, что Я. Сенеш (1964) в аквитанских (нижнемиоценовых) отложениях Центральной Европы устанавливает присутствие только 30% видов моллюсков, являющихся реликтовыми элементами бореальной и средиземноморской биопровинций, и 70% впервые появившихся форм. В асканийском горизонте количество реликтовых элементов составляет около 83%.

Как известно, горностаевский горизонт, выделенный М. Ф. Носовским и Г. В. Пасечным на основании литологических данных, первоначально был отнесен к нижнему миоцену. Между тем, А. К. Богданович при просмотре неонионидового (по Е. Я. Краевой) комплекса видов мелких фораминифер из первого обнаруженного нами палеонтологически охарактеризованного местонахождения горностаевского горизонта пришел к выводу, что эта ассоциация может быть характерна или для окончания асканийского (палеогенового), или для начала нового этапа развития фораминифер (Веселов, Насад, Насад, 1966). Первый из выводов нашел подтверждение в исследованиях, проведенных в последнее время Е. Я. Краевой. Он же подтверждается обнаруженными здесь остатками моллюсков и остракод, анализ стратиграфического распространения видов которых делает такой вывод единственно возможным. В целом, в горностаевское время появляются немногочисленные новые элементы в состав фаун фораминифер, моллюсков, остракод; более широкое развитие получает ряд форм, появившихся в асканийское время, но продолжают существовать другие, типично палеогеновые формы, вымирающие в конце этого периода. Роль двух последних групп играет решающее значение для признания палеогенового возраста горностаевского горизонта. В этой связи необходимо подчеркнуть, что указанные из горностаевских отложений виды перидиней, по данным всех авторов (Возженикова, 1965; ALBERT, 1959; DEFLANDRE and COOKSON, 1955 и др.), заканчивают существование в палеогене. Приведенные данные исключают, на наш взгляд, возможность какого-либо иного решения о возрасте горностаевского горизонта, кроме признания принадлежности его к хаттскому ярусу верхнего олигоцена.

Анализ палеонтологической характеристики чернобаевской свиты (Веселов, 1969а) указывает на наступление нового этапа развития фауны. Это обстоятельство находит отражение в существенном изменении видового и даже родового состава обнаруженных здесь комплексов представителей

СХЕМА

стратиграфии олигоценых — нижнемиоценовых отложений Южной Украины

Таблица I

Международное стратиграфическое деление				Региональное стратиграфическое деление	
система	отдел	подотдел	ярус		
неоген	миоцен	средний	гельветский	Маячковская свита	
		нижний	бурдигальский	Чернобаевская свита	
палеоген	олигоцен	верхний	хаттский	Горностаевский горизонт	
				Асканийский горизонт	
		нижний	рупельский	Костромкинский горизонт	Серогозские слои
					Остракодовые слои
		Борисфенский горизонт	Никопольские слои		
			Рубановские слои		

различных групп организмов. Нельзя констатировать, что моллюски чернобаевской свиты изучены в достаточно полной мере, но уже сегодня очевидно наличие среди них новых видов или форм, близких видам из ольгинской (бурдигальский ярус) свиты Предкавказья. Наряду с этим среди обнаруженных остатков моллюсков отсутствуют виды, распространенные в хаттских или аквитанских отложениях. Изучение В. Г. Шереметой по нашим материалам остракод чернобаевской свиты показало (Веселов, 1969а), что преобладающее число видов распространено о бурдигальских отложениях Западной Европы. Весьма характерно, что представители рода *Neomonocera*

tina появляются только вначале бурдигальского века. В известной мере доказательством бурдигальского возраста чернобаевской свиты служит проведенное сопоставление моллюсков асканийского горизонта Южной Украины и ольгинской свиты Предкавказья (Веселов, Волкова, 1964).

Над чернобаевской свитой залегают гельветские отложения.

Рассмотрение других критериев, которые могут быть положены в основу выделения крупных подразделений стратиграфической шкалы (изменение процессов осадконакопления и денудации, палеогеографические изменения, тектонические факторы) и, в частности, для решения проблемы границы палеогена и неогена на территории Южной Украины (Веселов, 1969а) не противоречит нижеприведенным выводам:

1. Олигоцен юга УССР залегает на отложениях альминского яруса верхнего эоцена, мелководные аналоги которого сопоставимы с мандриковскими и латдорфскими слоями.

2. Олигоцен Северного Причерноморья подразделяется на два подотдела: нижний и верхний, состоящие соответственно из рупельского и хаттского ярусов.

3. Граница олигоцена и нижнего миоцена района исследований проходит по кровле хаттских и почве бурдигальских отложений.

Автор считает возможным распространить данные решения на значительно большие территории и поддерживает мнение тех исследователей, которые предложенные стратиграфические представления считают выходящими за пределы региональных стратиграфических шкал.

Литература

- Архангельский, А. Д. (1923): Введение в изучение геологии Европейской России. Часть 1. Петроград — Веселов, А. О. (1962): Нови дані про стратиграфію положення верств з фауною корбулід в олигоценових відкладах Північного Причорномор'я. Геол. журн., т. XXII, в. 3. — Веселов, А. О. (1963): Нови дані про олигоценовий вік зони піщаних форамініфер Причорноморської западини. ДАН УРСР, № 5. — Веселов, А. У. (1963а): К стратиграфії олигоценових отложений северо-восточного Причерноморья. Тезисы докл. П межвед. конф., Харьков — Веселов, А. А. (1967): *Pectinidae* аскан свити Причерноморської впадини. Палеон. сборн., № 4, в. 1. — Веселов, А. А. (1969): К палеонтологическому обоснованию верхнеолигоценового возраста асканийской свиты Причерноморской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3. — Веселов, А. А. (1969а): О границе палеогена и неогена на юге Украины. Сборн. АН Молд. ССР. — Веселов, А. А., Волкова, Н. С. (1964): О возрасте асканийской свиты северного крыла Причерноморской впадины и ольгинской свиты Северного Кавказа. ДАН СССР, т. 154, № 5. — Веселов, А. О., Красва, С. Я. (1963): Стратиграфія олигоценових відкладів північно-східного Причорномор'я. Геол. журн., т. XXIII, в. 4. — Веселов, А. О., Насад, А. Г., Насад, Н. П. (1966): Нови дані про нижньоміоценові відклади півдня України. ДАН УРСР, № 2. — Веселов, А. А., Плашудин, В. Г. (1968): О некоторых деталях олигоценового трансгрессии в связи с последовательностью формирования рудосных фаций Никопольского марганцевого месторождения. Литология и полезные ископаемые, № 6. — Веселов, А. А., Шеремета, В. Г. (1964): Фаунолитическая характеристика солонцовского горизонта северо-восточного Причерноморья. Сборн. Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии, изд. АН УССР, Киев — Веселов, А. А., Шеремета, В. Г. (1966): О фауне остракод олигоцена и стратиграфическом положении остракодовых слоев в Причерноморской впадине и Крымско-Кавказской области. Палеон. сборн., 3, в. 1. — Возженикова, Т. Ф., (1965): Введение в изучение ископаемых перидинеяев водорослей. Изд. «Наука», М. — Вялов, О. С. (1964): О соотношении первого и второго остракодовых пластов Кавказского олигоцена. ДАН СССР, т. 153, № 4. — Дідковський, В. Я. (1960): Палеогеографічна карта Аквітан-гельветський час. В «Атласі палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР». Вид. АН УРСР, Київ — Жижченко, Б. П. (1964): Стратиграфія верхнеоценових і олигоценових отложений Северного Кавказа и смежных областей. Сов. геол., № 3. — Каптаренко-Чернусова, О. К., Липник, О. С. (1953): Про нижньоміоценовий вік горизонту піщаних форамініфер Причорноморської западини. Геол. журн., т. XIII, в. 1. — Кораллова, В. В. (1964): Палинологическая характеристика майкопских отложений северной части Восточного Причерноморья. Сов. геол., № 4. — Коробков, И. А. (1964): Состояние изученности палеоценовых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. Сборн. «Общие проблемы стратиграфии палеогена Турция и Средней Азии. Тр. Всес. науч.-исслед.-ин-та, нов. сер., т. 102. — Краева, Е. Я. (1961): Форамініфери верхнеоценових та олигоценових відкладів північного крила Причорноморської западини. Вид. АН УРСР, Київ — Краева, Е. Я., Зелинская, В. Я., Чеханська, Г. М. (1966): Про верхню межу олигоцену та його фаунистичну характеристику в Північному Причорномор'ї. ДАН УРСР, № 3. — Мерклин, Р. Л. (1960): О новом третичном подреде корбулид. Палеон. журн., № 1. — Моляко, Г. І. (1960): Неоген півдня України. Вид. АН УРСР, Київ — Муратов, М. В. (1949): Тектоника и история развития альпийской геосин-

клинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Изд. АН СССР. М.-Л. — Мура-
 тов, М. В. (1960): Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолитехиздат —
 Мушатов, М. В. (1962): Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш.
 уч. завед., геол. и разв., № 11. — Носовский, М. Ф. (1956): Об аналогах майкопских отложений в се-
 веро-восточной части Причерноморской впадины. Науч. зап. ДГУ, т. 53. — Носовский, М. Ф. (1960):
 Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Белозерского железорудного месторождения. Науч. зап.
 ДГУ, т. 59. — Носовский, М. Ф. (1962): Пластинчатожаберные корбулевых слоев олигоцена При-
 черноморской впадины. Палеон. журн., № 3. — Печенкина, А. П. (1964): О границе верхнеэоцено-
 вых и олигоценовых отложений Западного Причерноморья и Северного Ставрополя по данным изучения
 формаминфер. Сборн. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии»,
 изд. АН УССР. — Селин, Ю. И. (1964): Стратиграфия и моллюски олигоцена Больше-Токмакского
 марганцеворудного района. Изд. «Недра», М. — Шатский, Н. С., Архангельский, А. Д. (1933):
 Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11, № 4. — Ярица, М. В. (1959): До стратиграфии
 олигоценовых відкладів південно-східного схилу Українського кристалічного щита (за фауною фораміні-
 фер). Геол. журн., т. XIX, т. 3. ALBERT, G. (1959): Zur Kenntnis der Gattung *Deflandrea* EISENACK (Dinoflag.) in
 der Kreide und im Alttertiär Nord- und Mitteleuropas. Mitt. Geol. Staatsinst., Heft. 28. — DEFLANDRE, G. und
 COORSON, J. C. (1955): Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. Aus. J. Mar. Freshw.
 Res., 6. — SENES, J. (1952): Studium o akvitsanskem Sloven. Akad. Vied. a Umeni. — SENES, J. (1961): Paläogeog-
 raphie des estkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. Geol. prace, z. 60. — SENES, J.
 (1964): Faunistická analyza paratetydneho miocenu (Molluska). Sb. Geol. Vied. Zapadne Karpaty, rad ZK, 2.

Stratigraphy and problems of the Oligocene — Lower Miocene boundary in Southern Ukraine

A. A. Veselov

In Southern Ukraine the Oligocene deposits overlie those of the Alminian stage. Upper Eocene, while their shallow-water equivalents can be compared to the Mandricioan and Lattorfian beds.

Oligocene is divided into two subdivisions, i.e. Lower and Upper Oligocene, represented by the Rupelian and Chattian stages, respectively.

The Oligocene-Miocene boundary lies on the roof of the Chattian and the floor of the Burdigalian.

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki szerkesztő: Helle Mária

A kézirat nyomdába érkezett: 1971. III. 15. Terjedelem: 22,05 (A/5) ív

71.71436 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

Ára: 10,— Ft

Előfizetési díj egy évre 40,— Ft

INDEX: 25299

Felolós szerkesztő:
NEMECZ ERNŐ

Technikai szerkesztő:
MEISEL JÁNOSNÉ

A szerkesztő bizottság tagjai:

CSAJÁGHY GÁBOR, CSEPREGHY NÉ MEZNERICS ILONA, DANK VIKTOR,
KONDA JÓZSEF, KRIVÁN PÁL, SZILVÁGYI IMRE, SZTRÓKAY KÁLMÁN

✱

Terjeszt a Magyar Posta. Előfizethető bármely postahivatalnál, a kézbesítőknél, a posta hírlapüzleteiben és a Posta Központi Hírlap Irodánál (KHI. Budapest V., József nádor tér. 1.) közvetlenül vagy postautalványon, valamint átutalással a KHI. 215—96162 pénzforgalmi jelzőszámára. Egyes példányok beszerezhetők a Budapest V., Bajcsy-Zsilinszky út 76. sz. alatti hírlapboltban.

Előfizethető és példányonként megvásárolható az AKADÉMIAI KIADÓ-nál, Budapest V., Alkotmány u. 21. Telefon 111—010. Pénzforgalmi jelzőszámunk 215—11488, az AKADÉMIAI KÖNYVESBOLTBAN: Budapest V., Váci u. 22. Telefon: 185—612.

Előfizetési díj egy évre: 40,— Ft



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST