RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1969. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1969 г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1969

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1969

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1969

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1971. NOVEMBER

Szerkesztette:

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

Kiadványszerkesztő Csoportja:

SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA, GERGELYFFY L.-NÉ,
GARAMSZEGI K.-NÉ, OWESLE M., CSABAY L.-NÉ

Fordította:

KECSKÉS B., DETTRE M., MÉSZÁROS J.-NÉ

Nyelvi lektor:

DUDICH E. és MÉSZÁROS J.

A cikkek tartalmáért a szerzők felelősek

Felelős kiadó: DR. KONDA JÓZSEF
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 0351. Ívterjedelem: 64,25 A5 ív
Ábrák száma: 182 + 14 fekete és 2 színes melléklet
Példányszám: 1095
70.5596 Egyetemi Nyomda, Budapest. Felelős vezető: Janka Gyula igazgató

TARTALOM—INHALT—СОДЕРЖАНИЕ

FÜLÖP J.: Búcsú az Intézettől 9
FÜLÖP J.: A centenárium éve 11

Dunántúli-középhegység

JÁMBOR Á.: A Középhegységi Osztály 1969. évi tevékenysége 51
DETRE CS.: Az Újlaki-hegyi dolomit kora 59
KNAUER J.: A Jásd J-38 jelű mélyfúrás földtani eredményei 63
JÁMBOR Á.—KORPÁS L.: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete 75
GIDAI L.: A mányi, a szomor—zsámbéki és a bajnai eocén kifejlődési területek földtani viszonyai 93
GIDAI L.: A Vértes—Gerecse és a Buda—Pilis hegységek közötti infraoligocén (Telegdi Roth) küszöb 115
ÓDOR L.: A dunántúli eocén kőszenek Be-tartalmáról 123
RADÓCZNÉ KOMÁROMY E.: Az É-i Bakony eocén képződményeinek mikromineralógiai vizsgálata 133
JÁMBOR Á.—KORPÁS L.—KRETZOI M.—PÁLFALVY I.—RÁKOSI L.: A dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái 141
JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M.: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében 155

Észak-Magyarország

HÁMOR G.: Az Észak-magyarországi Osztály 1969. évi munkálatai 193
HÁMOR G.: A kisterenye—gyulakeszi (Nógrád m.) ottnangien fácies-sztratotípus 199
RADÓCZ GY.: A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése 213
NAGY G.—ZSILLE A.: A Börzsöny hegység nagyszerkezeti helyzete és szerkezetföldtani problémái 235
NAGY B.: Jelentés a nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés geokémiai vizsgálatáról 245
HAJÓS M.—RADÓCZ GY.: Diatomás rétegek a bükkalji alsópannonból 271

Mecsek

NAGY I.: A Paleotrix kérdés. A fonalasalgák rétegtani szerepe a mecseki felsőjúrában 299
VICZIÁN I.: A mecseki fonolit kőzettani vizsgálata 327

Balaton-felvidék

MOLDVAY L.: Jelentés a Víz- és Építésföldtani Osztály 1969. évi munkájáról .. 347
GEDEONNÉ RAJETZKY M.: A Badacsony—Szigliget közti terület pannon utáni fejlődéstörténete mikromineralógiai vizsgálatok alapján 353

Síkvidék

RÓNAI A.: Jelentés az Alföldi Kutató Osztály 1969. évi munkájáról 373
SCHMIDT E. R.: Az 1968—1969. évi hévízfúrások a számok tükrében 379

Mátra

NAGY B.: Jelentés a Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak áttekintő geokémiai vizsgálatáról 393

Őslénytan

NAGY L.-NÉ: Az Őslénytani Osztály 1969. évi munkája 417
JÁMBORNÉ KNESS M.: Nagy-Foraminifera vizsgálatok a Csákvár-32 és a Tabajd-6 sz. fúrások felsőeocén rétegsorából 425
DETRE CS.: Néhány új ősmaradvány a csővári alsókarni rétegekből 447

Tokaj

GYARMATI P.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata 1969-ben 453
GYARMATI P.—HAJÓS M.: A Sárospatak 10. sz. fúrás diatómás rétegei 459
VETŐ I.: A Tokaji-hegység szarmata hévforrástavi képződményeinek ritkaelem-indikációi 477

Geokémia

FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Beszámoló a Geokémiai Osztály 1969. évi munkájáról . 485

Módszertan

RISCHÁK G.: Kőzetek vastartalmának röntgen színképanalitikai meghatározása 493
DIENES I.: Előzetes kísérletek röntgen rutinfelvételek automatikus értékelésére 501
FÖLDVÁRI M.: A Földtani Intézet termikus laboratóriumának fejlesztése és módszertani eredményei 511
RISCHÁK G.—NAGYDIÓSI S.: A szemcseösszetétel-elemzés Köhn-módszerének kritikai vizsgálata 517
HÁMOR G.—CZAKÓ T.: Légifényképek földtani kiértékelése és szerepe a hazai földtani térképezésben 531
NAGY G.: Egyszerű matematikai statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban 539
BREZSNYÁNSZKY K.: A földtani térképek ábrázolásmódszertani kérdései 551

Szerkezetföldtan

WEIN GY.: A Dunántúl neogén rétegekkel fedett ÉNy-i részének szerkezetföldtani vázlata 563
NAGY E.: A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából 583
MOLDVAY L.: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben (I. rész) 587
MÉSZÁROS J.: A Csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonásai . 639

Paleozóos alaphegység

NAGY E.: Magyarország permnél idősebb paleozóikumának átfogó földtani vizsgálata. — Témavázlat és összefoglalás 653

Balázs E.: A Kisalföld medencealjzatának ópaleozóos kőzetei 659
Majoros Gy: A balatonfői újpaleozóikum kutatása 675
Góczán F.: Tájékozódó jellegű rétegtani palinológiai vizsgálatok hazai karbon időszaki képződményeken 677
Sidó M.: Adatok a hazai paleozóikum mikropaleontológiájához 703
Hajós M.: Paleozóos kőzetminták kísérleti Conodonta-feltárása 719
Felvári Gy: Kristályossági fok vizsgálata hazai paleozóos képződményeken ... 729

* * *

Fülöp, J.: Farewell to the Institute 23
Fülöp, J.: The Centenary Year 25
Фюлёп, Й.: Прощание с институтом 37
Фюлёп, Й.: Юбилейный год 39

Transdanubisches Mittelgebirge

Jámbor, Á.: Über die Tätigkeit der Abteilung Mittelgebirge im Jahre 1969. ... 56
Detre, Cs.: Das Alter des Dolomits des Újlaki-Berges 61
Knauer, J.: Résultats géologiques du sondage de J-38 à Jásd 66
Jámbor, Á.—Korpás, L.: Stratigraphische Lage der Schotterbildungen im Transdanubischen Mittelgebirge 92
Gidai, L.: Les faciès de l'Éocène dans la région de Mány, de Szomor—Zsámbék et de Bajna 111
Gidai, L.: Le seuil infraoligocène surnommé de Telegdi Roth, situé entre les Montagnes de Vértes—Gerecse et de Buda—Pilis 120
Ódor, L.: On the Be content of the Transdanubian Eocene coals 131
Radócz-Komáromy, E.: Micromineralogical investigations of Eocene rocks in the Northern Bakony Mountain 139
Jámbor, Á.—Korpás, L.—Kretzoi, M.—Pálfalvy, I.—Rákosi, L.: Stratigraphische Probleme des transdanubischen Oligozäns 154
Jámbor, Á.—Korpás-Hódi, M.: Stratigraphische Horizontierungsmöglichkeiten in den Pannonablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges 191

Nordungarn

Hámor, G.: Über die Tätigkeit der Abteilung Nordungarn im Jahre 1969 197
Hámor, G.: Faziostratotypus des Ottnangien bei Kisterenye-Gyulakeszi (Komitat Nógrád) 210
Radócz, Gy.: Tiefengeologischer Bau des mit Pannon bedeckten Gebietes von Cserehát (NW-Ungarn) 233
Nagy, G.—Zsille, A.: Megatectonic setting and problems of structural geology in the Börzsöny Mountains 243
Nagy, B.: Geochemical investigations on hydrothermal ore mineralization, Nagybörzsöny, North Hungary 263
Hajós, M.—Radócz, Gy.: Diatomeenführende Schichten im Unterpannon von Bükkalja (Vorland des Bükk-Gebirges) 278

Mecsek

Nagy, I.: Le problème de Paléotrix. Le rôle des algues filiformes dans le Jurassique Supérieur de la Montagne de Mecsek 314
Viczián, I.: Petrology of the Mecsek Mts. phonolites 345

Balatonhochland

Молдван, Л.: Отчет о работе гидро- и инженерно-геологического отдела за 1969 г. 351
GEDEON-RAJETZKY, M.: Postpannonische Entwicklungsgeschichte des Zwischenraumes von Badacsony und Szigliget auf Grund mikromineralogischer Untersuchungen 363

Flachlandgebiete

RÓNAI, A.: Bericht über die Tätigkeit der Forschungsabteilung Flachlandgebiete im Jahre 1969 377
SCHMIDT, E. R.: Die Thermalwasserbohrungen von 1968—1969 im Spiegel der Zahlen 389

Mátra

NAGY, B.: Ore minerals' geochemistry of the hydrothermal ore mineralization areas in the Mátra Mountains 416

Paläontologie

NAGY, E.: Annual report of the Paleontological section — 1969 423
JÁMBOR-KNESS, M.: Étude des grands Foraminifères de l'Éocène supérieur des sondages de Csákvár-32 et de Tabajd-6 431
DETRE, Cs.: Einige für Ungarn neue Mollusken aus dem unteren Karn von Csővár 452

Tokaj

GYARMATI, P.: Geological studies on the Tokaj Mountains in 1969 457
GYARMATI, P.—HAJÓS, M.: Diatomeenführende Schichten der Bohrung Sárospatak-10 468
VETŐ, I.: Rare element indications in the hydrothermal-lacustrine formations of the Tokaj Mountains 483

Geochemie

FÖLDVÁRI-VOGL, M.: Bericht über die Arbeit der Geochemischen Abteilung im Jahre 1969 492

Methodologie

RISCHÁK, G.: Iron determination in rocks by X-ray spectral analysis 493
DIENES, I.: Automatic evaluation of routine X-ray diffractograms: preliminary investigations 510
FÖLDVÁRI, M.: Improvement of the Institute's Thermal Laboratory and Methodological Achievements 515
RISCHÁK, G.—NAGYDIÓSI, S.: Critical study on Köhn's method for analysing grain composition 529
HÁMOR, G.—CZAKÓ, T.: Geologische Deutung von Luftbildaufnahmen und deren Rolle in geologischer Kartierung in Ungarn 534
NAGY, G.: Some simple mathematical statistical methods applied in geology ... 550
BREZSNYÁNSZKY, K.: Fragen der Darstellungsmethoden geologischer Karten 561

Tektonik

WEIN, GY.: Tektonische Skizze des mit Neogen bedeckten NW-Teiles von Transdanubien 580
NAGY, E.: Significance of the Laban phase in view of the structural development of Transdanubia 583

Молдваи, Л.: Геоморфологические проявления молодых тектонических движения в районах среднегорий Венгрии (часть I) 636
Месарош, Й.: Основные перты геотектонического развития бассейна в районе с. Чехбанъя 651

Paläozoisches Grundgebirge

Nagy, E.: Umfassende geologische Untersuchung des prä-permischen Paläozoikums von Ungarn. — Themenskizze und Zusammenfassung 657
Balázs, E.: Altpaläozoische Gesteine des Beckenuntergrundes der Kleinen Ungarischen Tiefebene 672
Majoros, Gy.: Forschungen im Bereich des Jungpaläozoikums NO vom Balaton 676
Góczán, F.: Informative stratigraphisch-palynologische Untersuchungen an karbonischen Ablagerungen in Ungarn 681
Sidó, M.: Beitrag zur Mikropaläontologie des Paläozoikums in Ungarn 704
Hajós, M.: Versuche zum Aufschließen von Conodonten aus paläozoischen Gesteinsproben 721
Felvári, Gy.: Untersuchung des Kristallisationsgrades an paläozoischen Gesteinen von Ungarn 732

BÚCSÚ AZ INTÉZETTŐL

1968. október 1-én kineveztek a Központi Földtani Hivatal elnökének. Ez a lépés szükségessé tette, hogy a centenáriumi év elteltével, 1970. január 1-én átadjam az Intézet igazgatói tisztét utódomnak, Dr. Konda József *kandidátusnak, aki nyolc éven át igazgatóhelyettesként segítette munkámat. Ezzel 12 évi igazgatói működésem után tettem pontot és váltam meg a sok küzdelmes feladatot, de sok örömet is jelentő eddigi munkakörömtől.*

Nem szívesen, de új beosztásomban a hazai földtani kutatás még teljesebb és átfogóbb áttekintésének lehetősége iránti érdeklődéssel és alkotnivágyással tettem meg ezt a lépést.

Intézeti működésemre visszatekintve, egy időszerű program megtervezésének, megszervezésének és valóraváltásának körvonalait látom a Mecsek, a Dorogi-medence, a Mátra és a Tokaji-hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata és térképsorozatainak megszerkesztését illetően. Ebben az időszakban készült el az ország 200 000-es méretarányú földtani térképsorozata és jelentős költségráfordítással kiadtuk a nemzetközi elismerést keltett Vízföldtani Atlaszt. Sok vonatkozásban előrehaladt a Dunántúli-középhegység vizsgálata és sokoldalú, korszerű vizsgálatok kezdődtek az Alföldön, a Balaton környékén, valamint földtani képződményeink geokémiai vizsgálata terén. Beszámoló üléseink jelentős eseményei voltak a magyar földtani közéletnek. Könyvtárunk, adattárunk és gyűjteményeink jól szolgálták szaktársadalmunk igényeit. Kiállításaink nemzetközileg is elsőrangú színvonalúak. Kiadványainkat minden eddiginél nagyobb arányban, rendszeresen megjelentettük. Megkezdtük a földtani térképek rendszeres nyomdai közreadását és ennek elősegítésére saját nyomdaüzemet is létrehoztunk.

Az iparvállalatokkal és a Központi Földtani Hivatallal a gyakorlati célok elérése érdekében kötött szerződések növelték az Intézet munkavégző kapacitását, pénzgazdálkodásának rugalmasságát és elősegítették felszerelésének korszerűsítését.

Kiegyensúlyozott volt belső életünk és minden irányban jelentősen erősödtek kapcsolataink.

Az igazgatói széktől történt megválásommal nem szűnik meg közvetlen kapcsolatom a Földtani Intézettel. Az ország egész területére kiterjedő, átfogó jellegű vizsgálatokat végző kutató osztály szakmai irányításával, munkájában való személyes részvétellel a munkatársi kapcsolat továbbra is fennmarad.

Budapest, 1970. január 1.

Dr. Fülöp József
a Központi Földtani Hivatal elnöke

A CENTENÁRIUM ÉVE

Évek hosszú során át készültünk Intézetünk nagy ünnepére: alapításának 100. évfordulójára. Megfeszítettük erőnket, hogy célkitűzéseink valóraváltásával, jelentős tudományos és gyakorlati eredményekkel tegyük emlékezetessé az évfordulót. Huszonöt millió Ft* ráfordítással újjászületett Intézetünk központi, műemlékjellegű épülete, új berendezésekkel és korszerű felszerelésekkel várta az ünnepi év vendégeit.

1969. május 6-án került sor az első ünnepélyes aktusra: a Minisztertanács és a Szakszervezetek Országos Tanácsa *Vörös Vándorzászlajának* átadására. Az Intézet eredményes munkájának elismeréseként odaítélt kitüntetést Dr. Lévárdi Ferenc nehézipari miniszter adta át, Dr. Beckl Sándor SZOT titkárnak, Dr. Jókai Loránd a Közalkalmazottak Szakszervezete főtitkárának, valamint az Intézet dolgozóinak jelenlétében.

Az Intézeti alapítólevél aláírásának századik évfordulóján: 1969. június 18-án került sor az Intézet centenáriumának a hazai földtani szervezetek részéről történt ünneplésére. Délelőtt a Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya tartott ünnepi ülést az Intézet dísztermében, amelyen Dr. Szádeczky-Kardoss Elemér osztálytitkár méltatta az Intézet tudományos munkásságát. A díszteremben tartott ünnepi ülésen került bejelentésre a Minisztertanács határozata az Intézet kimagasló eredményeket elért dolgozóinak kitüntetéséről:

a *Munka Érdemrend aranyfokozatát* kapták:

Dr. Fülöp József akadémiai levelező tag, az Intézet igazgatója
Dr. Földvári Aladárné főosztályvezető
Dr. Schréter Zoltán nyugalmazott tudományos munkatárs

a *Munka Érdemrend ezüstfokozatát* kapták:

Dr. Konda József kandidátus, igazgatóhelyettes
Dr. Tasnádi Kubacska András osztályvezető

a *Munka Érdemrend bronzfokozatát* kapták:

Dr. Hámor Géza kandidátus, főosztályvezető
HeténYi Rudolf osztályvezető

* Összehasonlításként megemlítjük, hogy az ugyanakkor épülő Geofizikai Intézet hatemeletes székházára huszonnyolc millió Ft-ot irányoztak elő.

Az ünnepi ülés után az Intézet előcsarnokában került sor a márvány emléktáblák és KISFALUDI STRÓBL ZSIGMOND szobrászművész alkotásainak: HANTKEN MIKSA és ID. LÓCZY LAJOS igazgatók bronz mellszobrának leleplezésére.

Ugyanaznap délután a Magyarhoni Földtani Társulat ünnepi közgyűlésen emlékezett meg az Intézet alapításának 100. évfordulójáról. DR. NEMECZ ERNŐ társulati elnök ünnepi beszéde után felszólaltak a társegyesületek jelenlevő képviselői is:

BESE VILMOS a Magyar Geofizikai Egyesület
ILLÉS GYÖRGY a Magyar Hidrológiai Társaság
DR. LÁNG SÁNDOR a Magyar Földrajzi Társaság és a Karszt- és Barlangkutató Társaság
DR. SCHAY GÉZA a Magyar Kémikusok Egyesülete
DR. SZABOLCS ISTVÁN a Magyar Agrártudományi Egyesület Talajtani Társasága

nevében.

DR. MARTOS GYÖRGY a Bányász—Kohász Egyesület nevében mondott üdvözlő szavakat és nyújtotta át az Egyesület *Zsigmondy-emlékérmét* a centenáriumát ünneplő Intézetnek. Este a Magyarhoni Földtani Társulat ünnepi fogadást adott az Intézet tiszteletére.

A centenáriumi év nemzetközi rendezvényeire szeptember hónapban került sor. Az első cirkulárékat, öt nyelven, már korábban szétküldtük, majd az előkészületekről és a részletes programról újabb körlevelekben tájékoztattuk az érdeklődőket. A centenárium megünneplésén kívül elsősorban azokban a tárgykörökben rendeztünk nemzetközi eszmecserét, amelyekben a nemzetközi tapasztalatok átvétele mellett mi is hozzájárulhattunk az illető tudományterület továbbfejlesztéséhez. A világon elsőként kezdeményeztük a földtani intézetek nemzetközi tanácskozását. A szervezés terheit megosztottuk a Magyar Tudományos Akadémiával, a Központi Földtani Hivatallal, a Magyarhoni Földtani Társulattal, a magyar UNESCO Bizottsággal és a Magyar Alumíniumipari Trösttel.

1969. szeptember 3—8. között került sor a Magyar Állami Földtani Intézet szervezésében a

MEDITERRÁN JÚRA KOLLOKVIUM

megtartására.

A Kollokvium témaköre a következőképpen alakult:

1. mediterrán júra rétegösszletek alapszelvény-jellegű vizsgálata,
2. júra fáciestanulmányok és térképek bemutatása,
3. a felsőjúra képződmények rétegtani tárgyalása, valamint a júra- és krétaidőszaki képződmények elhatárolása a mediterrán kifejlődésű területeken.

A Júra Kollokviumon 19 országból 118 szakember vett részt. A megnyitó beszédet DR. GÉCZY BARNABÁS egyetemi tanár, az Előkészítő Bizottság titkára tartotta, majd felszólalt és Magyarország júraidőszaki képződményeiről átfogó előadást tartott a Kollokvium összehívója, az Előkészítő Bizottság elnöke, DR. FÜLÖP JÓZSEF igazgató. A Nemzetközi Földtani Unió Rétegtani

Bizottságát V. V. MENNER akadémikus, a Bizottság elnöke, a Rétegtani Bizottság Júra Albizottságát P. L. MAUBEUGE elnök, a Mediterrán Mezozóos Bizottságot J. RICOUR felkért elnök képviselte, akik a megnyitó ülésen fel is szólaltak.

A Kollokvium reprezentatív résztvevőinek kiemelkedő tudományos munkásságuk elismeréseként az Intézet igazgatója centenáriumi emlékérmet és emlékkötetet adott át: D. V. AGER (Anglia), A. L. CAGARELLI (Szovjetunió), J. H. CALLOMON (Anglia), M. COLLIGNON (Franciaország), D. T. DONOVAN (Anglia), A. HALLAM (Anglia), G. J. KRÜMGOLC (Szovjetunió), P. L. MAUBEUGE (Franciaország), V. V. MENNER (Szovjetunió), R. MOUTERDE (Franciaország), J. RODGERS (USA), T. THEOBALD (Franciaország), H. TINTANT (Franciaország).

A Kollokviumra 49 tanulmányt nyújtottak be. Az előadásokat témakörök szerint csoportosították és négy párhuzamos szekcióban bonyolították le. Az előadóülések elnöki tisztségeit világszerte ismert szaktekintélyek vállalták: D. V. AGER (Anglia), M. COLLIGNON (Franciaország), G. J. KRÜMGOLC (Szovjetunió), P. L. MAUBEUGE (Franciaország), V. V. MENNER (Szovjetunió), D. PATRULIUS (Románia), J. RICOUR (Franciaország). Az előadások befejeztével a résztvevők megtekintették az Intézet júra gyűjteményeit.

A Kollokvium két előadói napját négynapos kirándulás követte, amelyen lehetőség nyílt a vitatott kérdések helyszíni tanulmányozására. A kirándulást követő záróülés után, a program a Balaton megtekintésével fejeződött be.

A Mediterrán Júra Kollokvium jó alkalom volt a magyarországi júra képződmények nemzetközi bemutatására. A külföldi kutatók elismeréssel értékelték kutatásaink módszerét, az alapos feltáró munkát és a tatai földtani természetvédelmi terület páratlan szépségét. A villányi Templomhegy eddig bath emeletbelinek vélt rétegtagozatának a pliensbachi (carixi) emeletbe való tartozását felismerve, lényeges új adattal is gazdagodott a magyarországi júráról alkotott képünk.

1969. szeptember 4-én Intézetünkben került sor a Rétegtani Bizottság Júra Albizottságának a Mediterrán Júra Kollokvium alkalmából összehívott ülésére.

1969. szeptember 4—8. között

NEMZETKÖZI BAUXIT KONFERENCIA

lebonyolítására került sor a Magyar Állami Földtani Intézet és a Magyar Alumíniumipari Tröszt közös szervezésében.

A Bauxit Konferencia témája

> a mediterrán típusú karsztbauxitok keletkezésének és elterjedéseinek törvényszerűségei, ill. ősföldrajzi jelentőségük, rétegtani helyzetük és teleptani viszonyaik kutatási eredményeinek bemutatása

volt.

A Nemzetközi Bauxit Konferencián 13 országból 83 szakember vett részt. 33 dolgozatot küldtek be, amelyek közül 28 került előadásra. A Konferenciát szeptember 4-én DR. FÜLÖP JÓZSEF igazgató nyitotta meg, majd a plenáris ülés összefoglaló jellegű előadásai hangzottak el. A többi előadás

megtartására szeptember 5-én került sor, földtani—rétegtani és ásványtan—geokémiai szekcióban.

A Konferencia megnyitásának napján FÜLÖP JÓZSEF igazgató emlékplakettet nyújtott át néhány kiemelkedő bauxitföldtani szaktekintélynek: G. D'ARGENIO (Olaszország), G. I. BUSINSZKIJ (Szovjetunió), A. GRUBIĆ (Jugoszlávia), A. F. DE LAPPARENT (Franciaország), J. NICOLAS (Franciaország), B. C. ROY és M. K. ROY-CHOWDHURY (India), D. G. SZAPOZSNYIKOV (Szovjetunió). Emlékplakettet kapott DR. DOBOS GYÖRGY, a Magyar Alumíniumipari Tröszt vezérigazgatója és DR. BARNABÁS KÁLMÁN, a Magyar Alumíniumipari Tröszt főgeológusa is.

Sikert aratott az Intézet székházában rendezett bauxitföldtani kiállítás, amelyen a mediterrán régió karsztbauxit fajtáit, jellemző teleptani szelvényeket és ősföldrajzi térképeket állítottunk ki. A kiállítás *Vezető*-jét magyar, orosz és francia nyelven bocsátottuk a résztvevők rendelkezésére.

Az előadási napokat szeptember 6-án és 7-én kétnapos földtani kirándulás követte a Dunántúli-középhegységben, ahol a résztvevők megismerhették legjelentősebb bauxittelepeinket és az egyidejű tengeri eredetű krétaidőszaki képződményeket. Szeptember 8-án délelőtt vendégeink megtekintették a balatonalmádi Bauxitkutató Vállalat székházát és a Konferencia alkalmából rendezett bauxitkiállítást. Ezen a napon délután került sor a Konferencia záróülésére. A résztvevők vitaülés keretében értékelték az elhangzott előadások és a földtani kirándulás tapasztalatait. A vitát J. NICOLAS és BÁRDOSSY GY. vezették.

A Konferencia alkalmából közreadtuk a magyar bauxitföldtani irodalom teljes jegyzékét és a bauxittal foglalkozó magyar szakemberek név- és címjegyzékét. Ezzel jelentősen elősegítettük külföldi kapcsolataink fejlődését.

A Nemzetközi Bauxit Konferencia lehetőséget nyújtott a magyar bauxitföldtan nemzetközi bemutatására, propagálására. A tisztán tudományos témák mellett gyakorlati tárgyú kérdések megvitatására is sor került (aknafúrás, aktív vízvédelem, kutatás—szervezés).

Szeptember 4—8. között került sor a Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében a

NEMZETKÖZI NEOGÉN KOLLOKVIUM

megtartására.

A Kollokvium programja a következő témaköröket ölelte fel:

1. mediterrán kifejlődésű neogén rétegösszletek alapszelvényeinek bemutatása,
2. a Paratethys tagolása és fácies-sztratotípusai,
3. neogén ősföldrajzi és fáciestérképek bemutatása és megvitatása.

A Neogén Kollokviumnak 22 országból 155 résztvevője volt. 35 tanulmányt nyújtottak be, amelyeket írásban előre közreadva, szeptember 4-én és 5-én három szekció (miocén, pliocén és őslénytani) keretében vitattak meg. Az elnöklést CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I., J. SENEŠ (Csehszlovákia), O. Sz. VJALOV (Szovjetunió), P. STEVANOVIĆ (Jugoszlávia), STRAUSZ L., BOGSCH L., A. PAPP (Ausztria), NAGY L.-NÉ látták el. A vitaülésekre a Magyarhoni Földtani Társulat helyiségeiben került sor.

A Neogén Kollokvium résztvevői közül FÜLÖP JÓZSEF igazgató a következő személyeknek adta át az Intézet centenáriumi emlékplakettjét: R. JANOSCHEK (Ausztria), R. SELLI (Olaszország), J. SENEŠ (Csehszlovákia), P. STEVANOVIĆ (Jugoszlávia), O. SZ. VJALOV (Szovjetunió).

Szeptember 6—8. között háromnapos földtani kirándulás kapcsolódott a Kollokviumhoz: Salgótarján, Eger, Várpalota, Balatonfüred, Pécs útvonalon. A bemutatott földtani metszetek jól reprezentálták a magyarországi neogén három fő kifejlődési területét. A kiránduláson élénk vita alakult ki, amelynek középpontjában a rétegtani beosztás és besorolás kérdései állottak.

A Neogén Kollokvium során ülést tartott a

MEDITERRÁN NEOGÉN RÉTEGTANI BIZOTTSÁG

és a

PARATETHYS MUNKABIZOTTSÁG

is.

A Budapesti Nemzetközi Neogén Kollokvium jelentőségét növeli, hogy a Neogén Rétegtani Bizottság Paratethys Munkabizottsága hivatalos ülésének deklarálta és itt került először bemutatásra a Paratethys területére felállított új rétegtani nevezéktan.

Szeptember 6—8. között

NEMZETKÖZI EOCÉN KOLLOKVIUMOT

rendeztünk, a mediterrán-epikontinentális kifejlődésű középsőeocén időszerű kérdéseinek megvitatására.

Az Eocén Kollokvium programja a következő témákat ölelte fel:

1. mediterrán—epikontinentális középsőeocén rétegösszletek alapszelvény jellegű vizsgálata,
2. középsőeocén fáciestanulmányok,
3. a középsőeocén rétegtana és biosztratigráfiai viszonyai.

A Kollokviumon 14 ország 90 kutatója vett részt és 27 tanulmány érkezett a szervezőbizottsághoz.

A Kollokvium kétnapos kirándulással kezdődött: Ótokod, Nyergesújfalu, Lábatlan, Bajót, Gánt, Szőc—Balatonhegy—Darvastó útvonalon, majd a harmadik napon Tihanyban rendezett vitaüléssel ért véget.

A Nemzetközi Eocén Kollokvium résztvevői közül az Intézet bronz emlékplakettjét a következő tudósok kapták: A. A. GABRIELJAN (Szovjetunió), L. HOTTINGER (Svájc), A. L. JANSIN (Szovjetunió), G. L. NEMKOV (Szovjetunió), C. H. POMEROL (Franciaország), K. POŻARYSKA (Lengyelország), O. ŠAMUEL (Csehszlovákia), H. SCHAUB (Svájc), E. VOIGT (Német Szövetségi Köztársaság).

1969. szeptember 9-én a

CENTENÁRIUMI NAP

keretében zajlottak le Intézetünk alapítási évfordulójának nemzetközi rendezvényei.

Délelőtt 10 órakor az Építőipari Dolgozók Országos Szövetségének „Rózsa Ferenc" Kultúrházában tartottunk emlékülést. Ezen igen nagy számú hazai és külföldi vendég vett részt.

Az elnökségben a következők foglaltak helyet:

M. BATTISE, BALOGH K., BESE V., M. COLLIGNON, K. CH. DUNHAM, FÜLÖP J., LÉVÁRDI F., MAJZON L., M. MROZOWSKY, NEMECZ E., ÓVÁRI M., A. RUTTNER, M. K. ROY, SZÁDECZKY-KARDOSS E., A. P. VINOGRADOV.

A Magyar Állami Földtani Intézet részéről:

BALLABÁS S., CSAJÁGHY G., FÖLDVÁRINÉ VOGL M., GYARMATI P., HÁMOR G., HEGEDŰS F., HETÉNYI R., JÁMBOR Á., JÁRÁNYI I., KAPLAYNÉ SCHEY I., KONDA J., KRETZOI M., MARCZIS J., NAGY I., NAGY L.-NÉ, NOSZKY J., OROSZNÉ HAJÓS M., RISCHÁK G., RÓNAI A., SZEBÉNYI L., SCHMIDT E. R., TASNÁDI KUBACSKA A., VARGA GY., VARGA S.-NÉ, VÉGH S.

Az emlékülést a kormány képviseletében jelenlevő DR. LÉVÁRDI FERENC nehézipari miniszter nyitotta meg, majd DR. FÜLÖP JÓZSEF, a Központi Földtani Hivatal elnöke, az Intézet igazgatója mondott ünnepi beszédet. Ezt követték a jubiláló intézetet üdvözlő hazai és külföldi résztvevők felszólalásai:

DR. SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikus, egyetemi tanár a Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának titkára, az MTA Geokémiai Intézetének igazgatója

DR. NEMECZ ERNŐ egyetemi tanár, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

DR. ANTON RUTTNER, a Geologische Bundesanstalt igazgatója

DR. KINGSLEY CHARLES DUNHAM professzor, az International Union of Geological Sciences elnöke, az Institute of Geological Sciences igazgatója

DR. MICHEL BATISSE, az UNESCO vezérigazgatója képviseletében, a Division des Recherches Relatives aux Ressources Naturelles (UNESCO) igazgatója

DR. ALEXANDER PAVLOVICS VINOGRADOV akadémikus, a SzU Tud. Ak. Geokémiai és Analitika-Kémiai Intézetének igazgatója, a SzU Tud. Ak. alelnöke és a Földtudományi Osztály titkára

DR. MAURICE COLLIGNON akadémikus, ny. tábornok, a Francia Tudományos Akadémia képviselője

DR. MIECZYSLAW MROZOWSKI, a Centralny Urzad Geologii elnöke

DR. BHABES CHANDRA ROY, az International Union of Geological Sciences alelnöke, a Geological Survey of India ny. igazgatója

Az emlékülés igen bensőséges ünnepi hangulatban ért véget. Az ünnepség után az Intézet igazgatója fogadta az elnökség díszvendégeit és átadta nekik az Intézet centenáriumi emlékérmét.

Délután, az intézettörténeti és a földtani—őslénytani kiállítások megtekintésével egyidejűleg, érdeklődő vendégeink számára lehetővé tettük az Intézet megtekintését. Ezen a napon közel ezer vendégnek mutattuk be 100 éves intézetünket.

A Centenáriumi Nap a Nemzeti Galéria összes termeiben rendezett fogadással ért véget, amelyet DR. FÜLÖP JÓZSEF igazgató, a Központi Földtani Hivatal elnöke adott a hazai és külföldi vendégek tiszteletére.

Az Intézet centenáriumára készülve, felhívtuk a világ földtani intézeteit, hogy működjenek közre egy olyan tanulmánykötet összeállításában, amely

áttekinti azokat a feladatokat, amelyeket a modern élet támaszt az országos jellegű földtani intézetekkel szemben. Főként

— a korszerű igényeket kielégítő földtani térképek,
— az átfogó jellegű regionális földtani vizsgálatok, valamint
— a dokumentáció és információ modern módszerekkel történő megoldásának

problémakörében.

Erre a felhívásra 21 dolgozat érkezett be, amelyeket szeptember 10-én a

FÖLDTANI INTÉZETEK NAPJA

keretében, az Intézet székházában megtartott előadóüléseken, két szekcióban, 19 előadásban bocsátottunk vitára.

Ennek az ünnepi rendezvénynek 39 országból 293 szakember résztvevője volt. Elküldte hivatalos képviselőjét többek között Ausztria, az Észak-amerikai Egyesült Államok, Franciaország, Hollandia, India, Kanada, Lengyelország, Nagy-Britannia, a Német Demokratikus Köztársaság, Szovjetunió s így képet kaptunk az ezekben az országokban folyó munkáról.

Bár Intézetünk e rendezvénye további célokat nem tűzött maga elé, a kezdeményezést a résztvevők felkarolandónak tartották, s az előadott anyag is olyan, amely folytatást kíván. A beküldött tanulmányok nyomdai közreadását az UNESCO anyagilag is támogatta.

A Földtani Intézetek Napja alkalmából s annak kiegészítéseképpen

NEMZETKÖZI TÉRKÉPKIÁLLÍTÁS-t

rendeztünk. A gazdag anyag jó elhelyezést kapott az Intézet folyosóin. A 16 táblát megtöltő magyar anyag mellett a külföldi országok közül: Albánia, Afrika, Csehszlovákia, Franciaország, India, Kanada, Lengyelország, Marokkó, Nepál, Nagy-Britannia, Olaszország, Románia, Svájc, Szovjetunió, Új-Zéland szerepelt igen gazdag és változatos térképanyaggal.

A Földtani Intézet centenáriumi rendezvényein résztvevő szakemberek — felhasználva budapesti tartózkodásukat — 1969. szeptember 10-én a Magyar Tudományos Akadémián megtartották a

NEMZETKÖZI RÉTEGTANI BIZOTTSÁG

és a

NEMZETKÖZI ŐSLÉNYTANI BIZOTTSÁG

ülését.

Az Egyesült Nemzetek Szervezetének Nevelésügyi Tudományos és Kulturális Szervezete (UNESCO) a Földtani Tudományok Uniójá-val (IUGS) együttműködve egy *nemzetközi földtani korrelációs program*-tervezetet készített elő. Az elkészített program-tervezetet a meghívott szakértői testület Budapesten, 1969. szeptember 11. és szeptember 16. között vitatta meg. Az UNESCO azért döntött úgy, hogy a szakértői ülésszakot ebben az időben és Budapesten hívja össze, hogy ily módon lehetővé tegye, hogy a világ minden részéről ide-

érkező neves földtani szakemberek a Magyar Állami Földtani Intézet centenáriumi ünnepségein is résztvehessenek. Az UNESCO ülésre érkező szakemberek tehát már szeptember 9-re Budapestre érkeztek, résztvettek Intézetünk legfontosabb központi rendezvényein és utána kezdődött meg számukra a program-tervezet megvitatásának munkája.

Az UNESCO budapesti szakértői ülésszakának megszervezéséért, magyar részről az UNESCO Magyar Nemzeti Bizottsága és a Központi Földtani Hivatal vállalt felelősséget. Az ülések színhelye a Magyar Állami Földtani Intézet volt.

Az ülésszakon öt világrész 91 kiváló szakértője vett részt. Megfigyelőt küldött az Egyesült Nemzetek Szervezete, a Földtani Világtérkép Bizottság, a Nemzetközi Paleontológiai Unió, az Érctelep-genetika Nemzetközi Asszociációja, a Nemzetközi Geofizikai Unió.

Szeptember 11-én volt az ülésszak hivatalos megnyitása a Magyar Állami Földtani Intézet dísztermében. A megnyitó ülés elnökségét és résztvevőit a vendéglátó ország kormányának képviseletében DR. FÜLÖP JÓZSEF, a Központi Földtani Hivatal elnöke és a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója üdvözölte. Az UNESCO Magyar Nemzeti Bizottsága nevében LENGYEL SÁNDOR egyetemi tanár mondott üdvözlő szavakat. Az UNESCO párizsi központjának vezérigazgatója nevében DR. M. BATISSE, az UNESCO Természetes Erőforrásokat Kutató Részlegének főigazgatója, az IUGS nevében pedig DR. K. CH. DUNHAM, az Unió elnöke köszöntötte a résztvevőket.

A budapesti ülésszak elnökéül a vendéglátó ország képviselőjét, DR. NEMECZ ERNŐ professzort választották meg.

DR. M. BATISSE megnyitó beszédében kihangsúlyozta, hogy a jelen ülésszak kettős célja egyrészt a Nemzetközi Földtani Korrelációs Program-tervezet tartalmi továbbfejlesztése, másrészt a program keresztülviteléhez szükséges adminisztratív lépések meghatározása.

A világkorrelációs program-tervezetet 7 munkacsoport keretében tárgyalták, az egyes munkacsoportokban 15—20 szakértő dolgozott. Magyarország mindegyik munkacsoportba küldhetett szakértőt és megfigyelőt.

A munkacsoportokban feldolgozott témák:

1. Sztratigráfiai elvek tisztázása, a terminológia és a módszertani eljárások tárgyalása.
2. Az egész világra érvényes kronosztratigráfiai skála főbb egységeinek definíciója.
3. Az időkorreláció módszereinek alkalmazása és kifejlesztése.
4. Földtani korrelációval kapcsolatos kvantitatív módszerek és adatfeldolgozás elősegítése.
5. Földtani események térbeli és időbeli lefolyásának tanulmányozása.
6. A hasznosítható ásványi telepek genetikai tanulmányozása és a genezis összefüggése a földtörténeti eseményekkel.
7. A teljes program szervezése, koordinálása és végrehajtása, valamint annak módszerei.

A Központi Földtani Hivatal az UNESCO ülésszakán résztvevő vendégek számára szakmai és kulturális kirándulási programot szervezett. A kirándulók megtekintették a tatai Kálvária-domb természetvédelmi területét, a tatai Fényes-forrásokat és a vértesszőllősi 500 000 éves előemberi telepet.

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya rendezésében 1969. szeptember 11—19. között Magyarországon került sor a

KÁRPÁT-BALKÁNI FÖLDTANI ASSZOCIÁCIÓ IX. KONGRESSZUSÁ-ra

szoros kapcsolatban a Magyar Állami Földtani Intézet centenáriumával.

A Kongresszus tudományos munkája a következő *főtémák* köré csoportosult:

1. a kőzetmetamorfózis és tektonika kapcsolata a Kárpát-Balkán-Dinári (KBD) területen;
2. a posztmagmás kőzet- és ércképződés problémái a KBD területén;
3. fáciestérképek és tanulmányok;
4. üledékes kőzetek ritkaelem-eloszlása;
5. szénhidrogének migrációja és genetikája a KBD területén;
6. síkvidéki területek építésföldtana és hidrogeológiája a KBD területén;
7. a KBD terület regionális geofizikája.

A Kongresszus alkalmából a KBD következő *bizottságai* üléseztek:

1. ásványtan-geokémiai bizottság és annak abszolút kormeghatározási albizottsága;
2. magmás- és metamorf kőzettani bizottság;
3. szedimentológiai bizottság;
4. sztratigráfiai, paleogeográfiai és paleontológiai bizottság;
5. tektonikai bizottság;
6. földtani térképezési bizottság;
7. geofizikai bizottság;
8. hidrogeológiai bizottság.

A Kongresszus munkájának szerves részeként szeptember 14—17. között öt geológiai kirándulás került megrendezésre: Dunántúli-középhegység, Észak-Magyarország, síkvidékek, kőolajterületek, geofizika.

A kongresszuson 16 országból 386 szakember vett részt. A két főtémához 182 dolgozatot nyújtottak be. A Kongresszus záróülésére a Magyar Állami Földtani Intézet dísztermében került sor. Elhatározták, hogy a KBA kongresszusai ezentúl 4 évenként kerülnek megrendezésre (így legközelebb 1973-ban); a KBA X. kongresszusának megrendezését Csehszlovákia vállalta.

* * *

A centenáriumi év valamennyi rendezvénye tehát eredményesen zajlott le. A sikerhez az is hozzájárult, hogy a kollokviumokra, konferenciákra beküldött dolgozatokat több világnyelvre lefordítva, sokszorosítva, előre közreadtuk. Az előadásokat, a vitákat és a kirándulásokat négy világnyelven tolmácsoltuk.

A kitüntetettek őszinte hálával fogadták az Intézet művészi kivitelű bronz emlékplakettjét, amelyet MADARASSY WALTER szobrászművész tervezett és az Állami Pénzverde sokszorosított.

Hasonlóképpen fogadták az Intézet történetét ismertető emlékkötetet is, amelyet magyar és angol nyelven adtunk közre a Franklin nyomda szép kivitelű nyomtatásában.

Megemlítjük, hogy a Magyar Posta vezérigazgatósága nyolc címletből álló színes emlékbélyeg-sorozatot adott ki, centenáriumi ünnepi bélyegzővel ellátva, az Állami Földtani Intézet tulajdonában levő hazai ásványok és ősmaradványok képével díszítve.

Úgy érezzük, hogy 100 éves jubileumi rendezvényeinkkel méltóképpen emlékeztünk meg a magyar földtan évszázados útjáról, s eredményként igen sok útravalót szereztünk az előttünk álló további feladatok megoldásához.

Hálásak vagyunk azokért az elismerő szavakért, amelyeket az ünnepi alkalomból társadalmi életünk vezetőitől, hazai és külföldi vendégeinktől kaptunk. Ezek a jókívánságok megsokszorozzák erőinket és ösztönzik Intézetünk minden dolgozóját, hogy tudásával és szorgalmas munkájával tovább növelje a magyar földtani kutatás hírnevét és eredményesen járuljon hozzá az ország népének boldogulásához az elkövetkező száz esztendőben is.

DR. FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

1. táblázat

A Magyar Állami Földtani Intézet centenáriumához kapcsolódó rendezvények résztvevőinek megoszlása

Országok	Összes résztvevők száma	Centenáriumi Nap	Földtani Intézetek Napja	Jura Kollokvium	Eocén Kollokvium	Bauxit Konferencia	Neogén Kollokvium	Kárpát-Balkán Asszociáció IX. Kongresszusa	UNESCO ülés
Algéria	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Anglia	19	12	10	9	1	1	—	1	8
Argentína	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Ausztrália	2	1	2	1	—	—	—	—	1
Ausztria	23	12	10	6	3	1	6	4	3
Belgium	5	4	4	—	—	—	1	—	4
Brazília	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Bulgária	50	3	1	1	1	2	3	45	—
Burma	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Ceylon	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Csehszlovákia	72	38	15	7	7	—	1	39	4
Dánia	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Egyiptom	2	1	1	—	—	—	1	—	1
Finnország	2	2	2	—	—	—	—	1	1
Franciaország	68	33	23	22	16	8	15	4	12
Ghana	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Görögország	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Hollandia	3	2	2	—	—	—	2	—	2
India	3	2	2	—	—	3	—	—	2
Irán	1	—	—	—	—	—	—	1	—
Írország	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Japán	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Jugoszlávia	69	6	4	7	2	3	4	51	—
Kanada	4	3	3	1	—	—	—	1	4
Kenya	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Kuba	1	1	1	—	—	—	—	—	—
Lengyelország	35	13	10	2	3	1	8	17	—
Luxemburg	1	1	—	1	—	—	—	—	—
Malaysia	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Marokkó	1	1	1	1	—	—	—	—	—
Mexikó	2	—	2	—	—	—	—	—	2
NDK	23	15	13	2	1	6	3	10	—
NSZK	22	11	7	10	3	1	5	1	4

1. táblája folytatása

Országok	Összes résztvevők száma	Centenáriumi Nap	Földtani Intézetek Napja	Jura Kollokvium	Eocén Kollokvium	Bauxit Konferencia	Neogén Kollokvium	Kárpát-Balkán Asszociáció IX. Kongresszusa	UNESCO ülés
Nigéria	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Norvégia	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Olaszország	22	9	9	8	2	2	9	—	3
Románia	46	9	9	8	—	1	6	32	1
Skócia	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Spanyolország	4	1	2	1	—	—	1	1	1
Svájc	8	3	2	5	3	—	2	—	1
Svédország	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Szovjetunió	105	102	102	17	14	11	12	53	6
Törökország	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Tunézia	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Új-Zéland	1	1	1	—	—	—	—	—	1
USA	10	8	8	1	1	—	1	—	8
Venezuela	3	—	—	—	—	2	1	—	—
Összes külföldi résztvevő:	629	303	264	110	57	42	98	261	88
Magyarország	249	48	43	23	35	44	59	108	9
Összes résztvevő	878	351	307	133	92	86	157	369	97

FAREWELL TO THE INSTITUTE

On October 1, 1968 I was appointed president of the Central Geological Office. Consequently, with the passing of the Centenary Year, on January 1, 1970, I gave over the director's post to my successor, Dr. József Konda *who in the quality of deputy director had assisted me for eight years. With this act I put an end to my 12-year directorship, a period of hard but joyful work.*

It is not without a feeling of nostalgy that I took this measure with a heart full of devotion, in the hope that my new post might allow me an even more complete and comprehensive understanding in the matters of geological investigations in Hungary.

Looking back at my activities at this Institute, I can see now the tangible results of the drafting, organization and execution of a programme of detailed and complex geological investigations and mapping in the Mecsek Mountains, the Dorog Basin, the Mátra and the Tokaj Mountains. It is in this period that the publication of the geological map series of Hungary, scale 1:200,000, was completed and the Hydrogeological Atlas of Hungary, a publication which has gained international reputation and cost considerable efforts and money, was issued. The investigations in the Transdanubian Central Mountains made a marked headway in many respects. Further on complex, up-to-date investigations were commenced in the Great Hungarian Plain, the Lake Balaton Region and in the domain of the geochemical surveying. The Institute's annual report sessions represented significant events for the Hungarian geological publicity. Our Library, Central Geological Archives and Museum served well to meet the geologist's needs for information. Our exhibitions have hit international standards. The institute's serial journals and other publications have been issued regularly at a rate unprecedented in the Institute's history. The systematic printing of geological maps was embarked upon and to this end a printing-shop has been set up in the Institute.

Contracts concluded with industrial enterprises and companies as well as with the Central Geological Office on geological undertakings of immediate practical aim, have given an impetus to the Institute's productivity, to its financial flexibility and to the efforts for the modernization of its equipment.

The Institute's internal life has been well-balanced and its external relations have been considerably strengthened and widened.

By leaving the director's chair my direct connections with the Hungarian Geological Institute do not cease. In fact, under my technical guidance and with my personal participation in the work of a team entrusted with complex and country-wide investigations I shall keep on working as the Institute's scientific collaborator in the years to come.

Budapest, January 1, 1970.

DR. J. FÜLÖP
President
of the Central Geological Office

THE CENTENARY YEAR

The preparations for the Institute's great feast—the 100th anniversary of its founding—had been carried on for quite a number of years by the Institute's staff. They concentrated efforts to carry out the Institute's working programmes and achieve scientific and practical results worthy of the occasion. The Institute's headquarters, a monument of architecture, has been restored and equipped with up-to-date installations and instruments costing twenty five million Forints*.

The first solemn act of the jubilee took place on the 6th of May, 1969 when the Institute was decorated with the *Red Challenge Flag* of both the Hungarian Trade Union's Council and the Council of Ministers. A symbole of recognition of the Institute's fruitful activities, this Flag was presented to the Institute's staff by Dr. Ferenc Lévárdy, minister of heavy industry, in the presence of Dr. Sándor Beckl, secretary of HTUC and Dr. Loránd Jókai, secretary general of the Hungarian Civil Service Workers' Union.

The celebration of the Institute's Centenary by the country's geological organizations took place on June 18, 1969: the 100th anniversary of its foundation. In the forenoon of that day the Earth Sciences and Mining Division of the Hungarian Academy held a festive meeting in the Institute's assembly hall, where Academician E. Szádeczky-Kardoss, Division Secretary, in his address, expressed his appreciation for the Institute's scientific activities. During the meeting, the Council of Ministers' decision was announced on the decorations to be allotted to some prominent members of the Institute's staff.

The *golden medal of the Order of Labour* was given to:

Dr. J. Fülöp, corr. memb. Ac. Sci., director
Dr. M. Földvári-Vogl, department head
Dr. Z. Schréter, retired senior scientist.

The *silver medal of the Order of Labour* was assigned to:

Dr. J. Konda, cand. geol.-min. sci., deputy director
Dr. A. Tasnádi Kubacska, section head.

* For comparaison, let us quote that for the construction of a six-storey building which is to serve as headquarters to the Geophysical Institute, 28,000,000 Forints have been provided by the Government.

The *bronze medal of the Order of Labour* was allotted to:
DR. G. HÁMOR, cand. geol.-min. sci., department head
R. HETÉNYI, section head.

After the meeting, in the vestibule, memorial marble tablets and the bronze busts of the late directors MIKSA HANTKEN and LAJOS LÓCZY SR. designed by sculptor ZSIGMOND KISFALUDI STRÓBL were unveiled.

In the afternoon of the same day a special general meeting devoted to the Centenary was convened in the Hungarian Geological Institute. After the presidential address by DR. E. NEMECZ speeches were also delivered by the representatives of the fellow societies of related sciences:

V. BESE of the Society of Hungarian Geophysicists
GY. ILLÉS of the Hungarian Hydrological Society
DR. S. LÁNG of the Hungarian Geographical Society and the Speleological Society
DR. G. SCHAY of the Association of Hungarian Chemists
DR. I. SZABOLCS of the Pedological Society of the Hungarian Association for Agricultural Sciences.

DR. GY. MARTOS addressed the meeting in the name of the Mining and Metallurgical Association and awarded the Centenary-celebrating Institute the *Zsigmondy Memorial Medal* of the Association. In the evening the Hungarian Geological Society gave a reception in the honour of the Institute's representatives.

The international celebrations of the Centenary took place in September. The first circular, printed in five languages, had been distributed beforehand. After that, additional circulars, providing further details, were sent to those who had answered the first circular. Beside ceremonies, international colloquia and other technical meetings were organized, first of all on subjects in which, beyond learning about the recent achievements of foreign scientists, we could hope to make ourselves contributions to further advance in the given branches of science. Among other meetings, the Day of the Geological Institutes of the World, was organized, the first initiative of this kind ever made. Co-organizers of this meeting were the Hungarian Academy of Sciences, the Central Geological Office, the Hungarian Geological Society, the Hungarian Commission for UNESCO, and the Hungarian Trust of Aluminium Industry.

From 3 to 8 September, the Hungarian Geological Institute organized the

COLLOQUIUM ON MEDITERRANEAN JURASSIC STRATIGRAPHY

The topics of the Colloquium included:

1. Research of Mediterranean Jurassic sequences on the basis of standard sections.
2. Studies in Jurassic facies and presentation of facies maps.
3. Stratigraphic subdivision of the Malm series and the Jurassic-Cretaceous boundary in the Mediterranean facies realm.

In the Colloquium 118 specialists of 19 countries took part. After the inaugural address of Prof. DR. B. GÉCZY, secretary of the Organizing Committee, the Colloquium was addressed by its convoker, director DR. J. FÜLÖP,

chairman of the Organizing Committee, who delivered a lecture reviewing the Jurassic in Hungary. The Commission on Stratigraphy and the International Union of Geological Sciences, was represented by its president, Academician V. V. MENNER (USSR), the Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Commission on Stratigraphy, by chairman P. L. MAUBEUGE (France), the Committee on Mediterranean Mesozoic Stratigraphy by invited chairman J. RICOUR (France). All of them took the floor.

The Institute's director handed over centenary memorial medals and books on the Institute's history to prominent members of the Colloquium as a sign of his appreciation of their outstanding scientific activities: D. V. AGER (United Kingdom), J. H. CALLOMON (United Kingdom), M. COLLIGNON (France), D. T. DONOVAN (United Kingdom), A. HALLAM (United Kingdom), G. J. KRYMGOLTZ (USSR), P. L. MAUBEUGE (France), V. V. MENNER (USSR), R. MOUTERDE (France), J. RODGERS (USA), T. THEOBALD (France), H. TINTANT (France), A. L. TZAGARELLI (USSR).

49 papers were submitted to the Colloquium. They were grouped by topics and presented orally in four parallel sections. Scientists of worldwide reputation such as D. V. AGER (United Kingdom), M. COLLIGNON (France), G. J. KRYMGOLTZ (USSR), P. L. MAUBEUGE (France), V. V. MENNER (USSR), D. PATRULIUS (Rumania), J. RICOUR (France), presided at the section meetings. After the section meetings, the members of the Colloquium could inspect the Jurassic collection of the Institute.

The two-day section meetings were followed by a four-day excursion, during which problems could be examined and cleared up in situ. The closing session of the Colloquium took place immediately after completion of the geological excursion and the programme ended with sight-seeing at Lake Balaton.

The Colloquium on Mediterranean Mesozoic Stratigraphy was a good opportunity for demonstrating the Hungarian Jurassic to the foreign specialists who expressed their appreciation in respect of our methods of research, the careful artificial exposures, and the unmatched beauty of the Geological Nature Conservation Area at Tata. Thanks to the fact that a member of the Templomhegy sequence at Villány, formerly believed to belong to the Bathonian, was recognized to be of the Pliensbachian (Carixian) age, the Colloquium did contribute with this new information to the knowledge of the Jurassic in Hungary.

On September 4, the Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Commission of Stratigraphy, IUGS, held a special meeting on the occasion of the Colloquium.

Between September 4 and 8, an international

CONFERENCE ON BAUXITE GEOLOGY

was organized under the joint auspices of the Hungarian Geological Institute and the Hungarian Trust of Aluminium Industry.

The subject of the Conference was the following:

> Genesis and distribution of karstic bauxites of the Mediterranean type, their paleogeographic significance, stratigraphic position, and mode of occurrence.

In the Conference 83 experts of 13 countries took part. 33 papers were received by the Organizing Committee, 28 of them were presented orally. The Conference was inaugurated on September 4 by director DR. J. FÜLÖP. Afterwards the general reports of the plenary session were delivered. The rest of the papers were presented on September 5, in the sections Geology-Stratigraphy and Mineralogy-Geochemistry.

On the inaugurating day director FÜLÖP handed over a memorial medal to a few prominent experts in bauxite geology: G. D'ARGENIO (Italy), G. I. BUSHINSKY (USSR), A. GRUBIĆ (Yugoslavia), A. F. DE LAPPARENT (France), J. NICOLAS (France), B. C. ROY and M. K. ROY-CHOWDHURY (India), D. G. SAPOZHNIKOV (USSR). A memorial medal was also given to DR. GY. DOBOS, director general of the Hungarian Trust of Aluminium Industry and DR. K. BARNABÁS, chief geologist of the same firm.

The Exhibition on Bauxite Geology organized on the Institute's premises, an exhibition which was to show the variety of karstic bauxites, characteristic profiles of deposits and paleogeographic maps of the Mediterranean region, was crowned with success. Guides to the Exhibition were distributed among the participants in Hungarian, Russian and French.

After the section meetings, on September 6 and 7, a two-day field trip followed to the Transdanubian Central Mountains, where the members were shown the most significant bauxite deposits and contemporaneous Cretaceous formations of this country. On September 8, in the morning, the participants of the excursion paid a visit to the headquarters of the Bauxite Prospecting Enterprise at Balatonalmádi, where an exhibition was organized on the occasion of the Conference. On this day, in the afternoon the closing session of the Conference took place, at which the presented papers and the results of the geological excursion were discussed and evaluated. The discussions were directed by J. NICOLAS (France) and GY. BÁRDOSSY (Hungary).

On the occasion of the Conference, the complete list of references concerned with Hungarian bauxite geology and the list of names and addresses of the Hungarian experts in bauxite geology were published, in an effort to improve foreign relations.

The Conference provided an opportunity for both demonstrating and propagating the result of Hungarian bauxite geology at an international scale. Beside subjects of purely scientific character, practical problems were also discussed (shaft-drilling, active water control in mines, organization of prospecting, etc.).

Between September 4 and 8, under the auspices of the Hungarian Geological Society, an international

COLLOQUIUM ON NEOGENE STRATIGRAPHY

was organized.

The agenda of the Colloquium included the following topics:

1. Presentation of the standard stratigraphic profiles of Mediterranean Neogene sequences.
2. Stratigraphic scale and facio-stratotypes of the Paratethys.
3. Demonstration and discussion of Neogene paleogeographic and facies maps.

The Colloquium had 155 members from 22 countries. 35 papers were presented in three sections (Miocene, Pliocene and palaeontology) on September 4 and 5. They were published before the meeting. I. CSEPREGHY-MEZNERICS (Hungary), J. SENEŠ (Czechoslovakia), O. S. VIALOV (USSR), P. STEVANOVIĆ (Yugoslavia), L. STRAUSZ, L. BOGSCH (Hungary), A. PAPP (Austria), E. NAGY (Hungary) acted as chairmen. The section meetings were held on the premises of the Hungarian Geological Society.

Director FÜLÖP handed over the Institute's centenary medal to the following members of the Colloquium: R. JANOSCHEK (Austria), R. SELLI (Italy), J. SENEŠ (Czechoslovakia), P. STEVANOVIĆ (Yugoslavia), O. S. VIALOV (USSR).

Between September 6 and 8, the members of the Colloquium made a three-day excursion following the route: Salgótarján–Eger–Várpalota–Balatonfüred–Pécs. The demonstrated geological sections illustrate well the three main Neogene areas of Hungary. During the excursion the members had animated discussions focussed on the problems of stratigraphic terminology and classification.

During the Colloquium meetings were also held by the

COMMITTEE ON MEDITERRANEAN NEOGENE STRATIGRAPHY

and its

PARATETHYS WORKING GROUP.

The importance of the Colloquium has been enhanced by the fact that the Paratethys Working Group of the Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy declared it as its official meeting and that the new stratigraphic nomenclature established for the Paratethys realm was first presented here.

Between September 6 and 8 an international

COLLOQUIUM ON EOCENE STRATIGRAPHY

was organized. It was to discuss the current problems of the Mediterranean and epicontinental Eocene.

The following items were on the agenda:

1. Research of Mediterranean and epicontinental Middle Eocene sequences on the basis of standard sections.
2. Studies in Middle Eocene facies.
3. Stratigraphy and biostratigraphy of the Middle Eocene.

The Colloquium had 90 attending members from 14 countries, 27 papers were received by the Organizing Committee.

The Colloquium began with a two-day excursion which followed the route Ótokod–Nyergesújfalu–Lábatlan–Bajót–Gánt–Szőc–Balatonhegy–Darvastó, and ended on the third day with a debate session at Tihany.

The bronze memorial medal of the Institute was awarded to the Colloquium's members as follows: A. A. GABRIELIAN (USSR), L. HOTTINGER (Switzerland), G. L. NEMKOV (USSR), C. H. POMEROL (France), K. POŻARYSKA

(Poland), O. ŠAMUEL (Czechoslovakia), H. SCHAUB (Switzerland), E. VOIGT (German Federal Republik), A. L. YANSHIN (USSR).

On September 9, 1969 we had the

CENTENARY DAY

when the international ceremonies connected with the hundredth anniversary of the Institute's founding were celebrated.

At 10 a.m. a Centenary Festival took place in the assembly hall of the central "Rózsa Ferenc" mansion of ÉDOSZ. In this meeting a great number of Hungarian and foreign guests took part.

Seats on the rostrum were occupied by M. BATISSE, K. BALOGH, V. BESE, M. COLLIGNON, K. CH. DUNHAM, J. FÜLÖP, F. LÉVÁRDI, L. MAJZON, M. MROZOWSKY, E. NEMECZ, M. ÓVÁRI, A. RUTTNER, M. K. ROY, E. SZÁDECZKY-KARDOSS, A. P. VINOGRADOV.

The following colleagues of the Hungarian Geological Institute took seats there: S. BALLABÁS, G. CSAJÁGHY, M. FÖLDVÁRI-VOGL, P. GYARMATI, G. HÁMOR, F. HEGEDŰS, R. HETÉNYI, Á. JÁMBOR, I. JÁRÁNYI, I. KAPLAY-SCHEY, J. KONDA, M. KRETZOI, J. MARCZIS, I. NAGY, E. NAGY, J. NOSZKY, M. OROSZ-HAJÓS, G. RISCHÁK, A. RÓNAI, L. SZEBÉNYI, E. R. SCHMIDT, A. TASNÁDI KUBACSKA, GY. VARGA, E. VARGA-TELEGDI, S. VÉGH.

The Festival was opened by the Government representative DR. F. LÉVÁRDI, minister of heavy industry. Then DR. J. FÜLÖP, President of the Central Geological Office, Director of the Hungarian Geological Institute delivered a speech about the Institute's past, present and future. Afterwards the following addresses were delivered by

DR. ELEMÉR SZÁDECZKY-KARDOSS, academician, prof., secretary of the Earth Sciences and Mining Division, Hungarian Academy of Sciences, director of the Geochemical Institute, Hungarian Academy of Sciences

DR. E. NEMECZ, university professor, chairman of the Hungarian Geological Society

DR. ANTON RUTTNER, director of the Geologische Bundesanstalt, Vienna

DR. SC. KINGSLEY CHARLES DUNHAM, professor, president of the International Union of Geological Sciences, director of the Institute of Geological Sciences, London

DR. ÈS SCI. MICHEL BATISSE, representative of the Director General of UNESCO, director of the Division des Recherches relatives aux ressources naturelles, UNESCO

DR. ALEKSANDR PAVLOVICH VINOGRADOV, academician, director of the Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Academy of Sciences of the USSR, secretary of the Earth Sciences Division, Academy of Sciences of the USSR

DR. ÈS SCI. MAURICE COLLIGNON, academician, retired general, representative of the French Academy of Sciences

DR. MIECZYSLAW MROZOWSKY, president of the Centrany Urzad Geologii

DR. BHABES CHANDRA ROY, vice-president of the International Union of Geological Sciences, retired director general of the Geological Survey of India.

The festive meeting ended in a very warm and solemn atmosphere. After the meeting the Institute's director received distinguished guests and handed the centenary medal over to them.

In the afternoon nearly a thousand guests were shown round the Institute's headquarters and visited the exhibitions on the Institute's history, the geological and paleontological exhibitions, etc.

The Centenary Day ended with a reception in the National Gallery, a coctail party given by DR. J. FÜLÖP in the honour of the Hungarian and foreign guests.

On the eve of the Centenary, the World's geological surveys were invited to join the Hungarian Geological Institute in compiling a volume of papers reviewing the tasks imposed by modern life on geological surveys. In this connection the following topics were proposed:

- preparation of up-to-date geological maps,
- complex regional geological research,
- up-to-date methods of recording and processing scientific information.

In reply to this invitation 21 papers were received by the Organizing Committee. Of these, 19 were delivered and discussed in two sections on

THE DAY OF THE GEOLOGICAL INSTITUTES OF THE WORLD

arranged on September 10 in the Institute's building.

This meeting had 293 participants from 39 countries. Official representatives came from Austria, Canada, France, the German Democratic Republic, India, the Netherlands, Poland, the United Kingdom, the USA and the USSR and they gave a cross-section of activities in these countries. Although this meeting was not intended to have a follow-up whatever, the participants declared it to be an initiative worth of being further developed and the materials are *in se* calling for the continuation of this work. The publication of the proceedings of this meeting is financially supported by UNESCO.

On the occasion of the Day of the Geological Institutes of the World and under its auspices, an

INTERNATIONAL EXHIBITION OF MAPS

was organized. The Institute's corridors provided space enough for exhibiting the rich material. Beside the Hungarian material filling up 16 boards, an exhaustive variety of maps were received from the following countries: Albania, Africa, Czechoslovakia, Canada, France, India, Italy, Morocco, Poland, Rumania, Nepal, New Zealand, the Soviet Union, Switzerland and the United Kingdom.

The specialists, attending the Centenary celebrations of the Hungarian Geological Institute, took the opportunity of their stay in Budapest to hold, on September 10, 1969, meetings of the

COMMISSION ON STRATIGRAPHY, IUGS

and the

INTERNATIONAL PALEONTOLOGICAL UNION.

In collaboration with the International Union of Geological Sciences (IUGS), the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) had prepared a draft for an *International Geological Correlation*

Programme. This draft-programme was discussed at a Preparatory Meeting of Experts held in Budapest between September 11 and 16, 1969. In order to enable the experts renowned in geological sciences to participate in the hundred-year celebrations of the Hungarian Geological Institute, UNESCO had decided to convene the meeting at this time and in Budapest. Accordingly, UNESCO experts arrived in Budapest as early as September 9 and took part in the major ceremonies of the Centenary, and set to work on the project.

On the part of Hungary the responsibility of organizing the UNESCO meeting in Budapest was overtaken by the Hungarian National Commission for UNESCO and the Central Geological Office of Hungary. The meeting was housed in the building of the Hungarian Geological Institute.

In the meeting 91 outstanding experts from five continents took part. Observers were delegated by the United Nations Organization, International Council of Scientific Unions, Commission for the Geological Map of the World, the International Association for the Genesis of Ore Deposits, the International Union of Geodesy and Geophysics, the International Paleontological Union and the International Association of Engineering Geology.

On September 11, the meeting was officially opened in the Assembly Hall of the Institute. At the inaugural session, on behalf of the Government of the host country, DR. J. FÜLÖP, President of the Central Geological Office of Hungary, Director of the Hungarian Geological Institute, welcomed the participants. He was joined by university professor S. LENGYEL, President of the Hungarian National Commission for UNESCO, by DR. M. BATISSE, Director of Natural Resources Research Division of UNESCO, representing the Director-General, and by DR. K. C. DUNHAM, President of the International Union of Geological Sciences.

The Budapest meeting elected DR. E. NEMECZ (Hungary) as its Chairman.

In his opening address, DR. BATISSE emphasized that the major purpose of the meeting was on the one hand to carry further technical preparations for the content and organization of IGCP, and on the other hand to take a first official step in bringing this new programme through UNESCO procedures.

The draft of the International Geological Correlation Programme was discussed in 7 working groups, with 15 to 20 experts working in each. Hungary could delegate experts and observers to all the working groups dealing with the following subjects:

1. Clarification of stratigraphic principles, terminology and procedures.
2. Standard definition for the principal units of the world-wide chronostratigraphic scale.
3. Application and evaluation of methods of time correlation.
4. Promotion of quantitative methods and data processing with respect to geological correlation.
5. Study of patterns in time and space of geological events.
6. Study of the genesis of economic deposits in relation to other events of earth history.
7. Organization, co-ordination and execution of the programme and the methods to be used.

The Central Geological Office of Hungary organized a special excursion programme, both technical and cultural, for the participants of the UNESCO meeting. In this connection the participants of the excursion were shown the Kálvária-domb Nature Conservation Area at Tata, the springs Fényes at the same locality and a 500,000-year-old campsite of early man at Vértesszőllős.

In conjunction with the Centenary, the Earth Sciences and Mining Division, Hungarian Academy of Sciences, organized between September 11 and 19, 1969 the

IXth CONGRESS OF THE CARPATHO-BALKAN GEOLOGICAL ASSOCIATION

The scientific work of the Congress was focussed on the following subjects:

(1) Relationship between Metamorphism and Tectonics in the CBD (Carpathian-Balkan-Dinaric) Area.
(2) Problems of Post-Magmatic Rock and Ore Genesis in the CBD Area.
(3) Facies Maps and Studies.
(4) Distribution of Rare Elements in Sedimentary Deposits.
(5) Migration and Genesis of Hydrocarbons in the CBD Area.
(6) Engineering Geology and Hydrogeology of Lowlands in the CBD Area.
(7) Regional Geophysics of the CBD Area.

On the occasion of the Congress the following CBD Committees held meetings:

(a) Mineralogical and Geochemical Committee and its Sub-Committee on Absolute Age Determination,
(b) Endogene Petrological Committee,
(c) Sedimentological Committee,
(d) Stratigraphic, Paleogeographical and Paleontological Committee,
(e) Tectonic Committee,
(f) Geological Mapping Committee,
(g) Geophysical Committee,
(h) Hydrogeological Committee.

As an integral part of the Congress, from September 14 to September 17, five geological excursions were organized: Transdanubian Central Mountains, North Hungary, Lowlands, Oilfields and Geophysics.

The Congress was attended by 386 members from 16 countries. 182 papers were presented in the two main topics. The closing session of the Congress took place in the Assembly Hall of the Hungarian Geological Institute. The Congress members decided to convene further congresses every fourth year (so the next one in 1973). Czechoslovakia declared her readiness to organize the Xth Congress.

* * *

In the final analysis, we can conclude that all the meetings and sessions of the Centenary Year were fruitful. Success was promoted by the fact that

the papers of the Colloquia received by the Organizing Committee had been translated into several languages, reproduced and distributed among the members. All lectures, the contributions to them and the explanations during the excursions were synchronously interpreted into English, French, German and Russian.

Those who were given the centenary medal designed by sculptor WALTER MADARASSY and coined by the State Mint, expressed their sincere gratitude for the distinction.

Similarly flattered were those who received attractive copies of the book on the Institute's history printed in Hungarian and English by the publishing house Franklin Nyomda.

Let us mention here that the Hungarian Post issued a series of coloured stamps consisting of eight items portraying minerals and fossils deriving from Hungarian territory and deposited in the Institute's museum.

We have the impression that we managed to pay due tribute to the past one hundred years of Hungarian geology and that the Centenary has provided us with valuable facilities which may help us to solve further tasks.

We should like to record our gratitude to the Nation's leaders and to our guests, foreign and Hungarian, for the words of appreciation they were so kind to say. Their good wishes have made us stronger and have stimulated all members on the Institute's staff to make their best in order to amplify the reputation of Hungarian geology and to promote efficiently the welfare of the people of this country in the next one hundred years.

DR. JÓZSEF FÜLÖP
Director

Table 1

Distribution of participants in the Centenary meetings of the Hungarian Geological Institute

Countries	Total number of participants	Centenary Day	The Day of the Geological Institutes	Colloquium on Jurassic Stratigraphy	Colloquium on Eocene Stratigraphy	Conference on Bauxite Geology	Colloquium on Neogene Stratigraphy	IXth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association	UNESCO meeting
Algeria	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Argentina	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Australia	2	1	2	1	—	—	—	—	1
Austria	23	12	10	6	3	1	6	4	3
Belgium	5	4	4	—	—	—	1	—	4
Brazil	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Bulgaria	50	3	1	1	1	2	3	45	—
Burma	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Canada	4	3	3	1	—	—	—	1	4
Ceylon	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Cuba	1	1	1	—	—	—	—	—	—
Czechoslovakia	72	38	15	7	7	—	15	39	4
Denmark	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Egypt	2	1	1	—	—	—	1	—	1
Finland	2	2	2	—	—	—	—	1	1
France	68	33	23	22	16	8	15	4	12
GDR	23	15	13	2	1	6	3	10	—
GFR	22	11	7	10	3	1	5	1	4
Ghana	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Greece	1	—	—	—	—	—	1	—	—
India	3	2	2	—	—	3	—	—	2
Iran	1	—	—	—	—	—	—	1	—
Ireland	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Italy	22	9	9	8	2	2	9	—	3
Japan	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Kenya	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Luxemburg	1	1	—	1	—	—	—	—	—
Malaysia	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Mexico	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Morocco	1	1	1	1	—	—	—	—	—

Continuation of table 1

Countries	Total number of participants	Centenary Day	The Day of the Geological Institutes	Colloquium on Jurassic Stratigraphy	Colloquium on Eocene Stratigraphy	Conference on Bauxite Geology	Colloquium on Neogene Stratigraphy	IXth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Assotiation	UNESCO meeting
Netherlands	3	2	2	—	—	—	2	—	2
New Zealand	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Nigeria	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Norway	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Poland	35	13	10	2	3	1	8	17	—
Rumania	46	9	9	8	—	1	6	32	1
Scotland	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Spain	4	1	2	1	—	—	1	1	1
Sweden	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Switzerland	8	3	2	5	3	—	2	—	1
Tunisia	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Turkey	1	1	1	—	—	—	—	—	1
United Kingdom	19	12	10	9	1	1	—	1	8
USA	10	8	8	1	1	—	1	—	8
USSR	105	102	102	17	14	11	12	53	6
Venezuela	3	—	—	—	—	2	1	—	—
Yugoslavia	69	6	4	7	2	3	4	51	—
Total number of foreign participants	629	303	264	110	57	42	98	261	88
Hungary	249	48	43	23	35	44	59	108	9
Total number of participants	878	351	307	133	92	86	157	369	97

ПРОЩАНИЕ С ИНСТИТУТОМ

С 1 октября 1968 г. я стал председателем Центрального геологического управления. В связи с этим, после проведения юбилейного года нашего института я передал место директора своему уважаемому преемнику, д-ру Йожефу Конде, кандидату наук, который в продолжение восьми лет как заместитель директора помогал мне в моей работе. Тем самым, после 12 лет деятельности в качестве директора института, я подвел черту и расстался с работой, которая кроме различных трудностей доставила мне и много радостей.

Не могу сказать, что этот шаг сделал с большим удовольствием, но мне кажется, что в новой должности я смогу больше принести пользы в проведении отечественных геологических исследований.

Оглядывая свою прошлую деятельность, я вижу основные направления своевременно проведенной программы планирования, организации и работы института в картировании и детальном и комплексном геологическом исследовании гор Мечек, Дорогского бассейна и горных массивов Матра и Токай. За это время была закончена серия геологических карт страны в масштабе 1:200 000 и был издан со значительными материальными вложениями получивший международное признание Гидрогеологический атлас Венгрии. Во многих отношениях продвинулось изучение Задунайского среднегорья, и начались многосторонние современные исследования на Большой Венгерской изменности, в районе оз. Балатон, так же как и в области геохимических исследований геологических образований страны. Отчетные собрания, проводившиеся ежегодно, являлись важными событиями в жизни венгерских геологов. Наши библиотека, картохранилище и различные коллекции хорошо обслуживали специалистов, удовлетворяя все их потребности. Наши выставки даже в международном отношении находятся на высоком уровне. Издания публиковались систематически и каждый раз все в большем объеме. Было начато систематическое издание геологических карт, для чего была создана собственная типография.

Договора, заключавшиеся в практических целях с промышленными предприятиями и Центральным геологическим управлением, увеличили результативность

работы и оказали положительное влияние на финансовую гибкость института, а также содействовали усовершенствованию его оснащения.

Внутренняя жизнь института была стабильной. Значительно усилились наши связи во всех направлениях.

С уходом с поста директора моя связь с Геологическим институтом не прервалась. В одном исследовательском отделе института под моим научным руководством и при непосредственном участии продолжается геологическое исследование всей территории страны.

Будапешт, 1 января 1970 г.

д-р Йожеф Фюлёп
председатель
Центрального геологического
управления

ЮБИЛЕЙНЫЙ ГОД

На протяжении многих лет наш институт готовился к проведению большого праздника — 100-летию со дня своего основания. Мы приложили все силы, чтобы ознаменовать нашу годовщину достижением поставленных целей и значительными результатами в научной и практической деятельности института. Наш институт, являющийся памятником архитектуры, ожидал гостей на свои празднества обновленный капитальным ремонтом, современным оборудованием и заново благоустроенный, что потребовало затрат в 25 миллионов форинтов.*

6 мая 1969 г. состоялось первое торжество: нам было вручено *переходящее Красное знамя* Совета Министров и Совета профсоюзов Венгрии. Эту награду, присужденную за достигнутые успехи института, вручал министр тяжелой промышленности *д-р Ференц Леварди* в присутствии секретаря профсоюзов *д-ра Шандора Бекла*, первого секретаря профсоюзов работников общественного обслуживания *д-ра Лоранда Йокаи* и работников института.

18 июня 1969 г., в день 100-летней годовщины подписания документа об учреждении института, состоялось празднество для венгерских геологических организаций. В Конференц-зале института в первой половине дня состоялось торжественное заседание, организованное Отделением наук о Земле и горного дела Венгерской Академии наук, на котором секретарь этого отделения *д-р Элемер Садецки-Кардошш* в своем выступлении дал оценку проведенной научной работе института. На этом заседании было оглашено решение Совета Министров о награждении некоторых работников института Золотыми, Серебряными и Бронзовыми орденами труда за достижение выдающихся результатов в области геологического исследования страны.

Золотой орден труда получили:

д-р Йожеф Фюлёп, член-корреспондент Академии наук, директор института,
д-р Мария Фёлдвари-Фолг, начальник главного отдела,
д-р Золтан Шретер, научный сотрудник, находящийся на пенсии.

Серебряный орден труда получили:

д-р Йожеф Конда, заместитель директора,
д-р Андраш Ташнади-Кубачка, начальник отдела.

* Для сравнения напомним, что на строительство нового семиэтажного здания Геофизического института такого же назначения было отпущено 28 миллионов форинтов.

Бронзовый орден труда получили:

д-р Геза Хамор, начальник главного отдела,
Рудольф Хетеньи, начальник отдела.

После торжественного заседания в вестибюле института состоялось открытие мраморных мемориальных досок и бронзовых бюстов директоров института *Микши Ханткена* и *Лайоша Лоци* старшего, выполненных известным скульптором *Жигмондом Кишфалуди-Штроблом*.

В тот же день, во второй половине дня, на торжественном заседании Венгерского геологического общества также отмечалась 100-летняя годовщина нашего института. *Д-р Эрнё Нэмец*, председатель общества, после торжественной речи предоставил слово следующим представителям различных научных обществ:

Вилмошу Беше, Общество венгерских геофизиков,
Дьёрдю Иллешу, Венгерское гидрогеологическое общество,
д-ру Шандору Лангу, Венгерское географическое общество и Карстово-спелеологическое общество,
д-ру Гезе Шаю, Общество венгерских химиков, и
д-ру Иштвану Саболчу, секция почвоведения Венгерского агрономического общества.

Д-р Дьёрдь Мартош от имени Общества горняков и металлургов произнес приветственную речь и вручил институту, празднующему свое столетие, *памятную медаль* общества им. *Вилмоша Жигмонди*. Вечером Венгерское геологическое общество устроило прием в честь нашего института.

Международные мероприятия по случаю столетней годовщины института состоялись в сентябре месяце 1969 г. Первый циркуляр на пяти языках задолго до юбилейного года был разослан во многие страны мира, затем все заинтересованные лица рядом циркуляров были информированы о происходящей подготовке и детальной программе намеченных мероприятий. Кроме непосредственного юбилейного празднования мы хотели организовать международный обмен мнениями, в первую очередь, по таким темам, чтобы иметь возможность перенять опыт для дальнейшего развития исследований в соответствующих областях наук. Во всем мире мы первыми положили начало международным совещаниям представителей головных геологических институтов разных стран. Обязанности по организации этих мероприятий несли также Венгерская Академия наук, Центральное геологическое управление, Венгерский комитет при ЮНЕСКО и Венгерский трест алюминиевой промышленности.

3—8 сентября 1969 г. организованный Венгерским геологическим институтом состоялся

КОЛЛОКВИУМ ПО ЮРСКОЙ СИСТЕМЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

Программа коллоквиума включала следующие темы:

1. Изучение юрских толщ Средиземноморской зоогеографической провинции по опорным разрезам.

2. Представление посвященных фациям юры работ, в том числе карт.
3. Схема стратиграфического расчленения верхнеюрских отложений и вопрос о границе юры и мела в Средиземноморской зоогеографической провинции.

В коллоквиуме по юре приняло участие 118 человек из 19 стран мира. После вступительной речи *д-ра Барнабаша Геци*, профессора университета и секретаря оргкомитета, с вводным докладом по юрским отложениям Венгрии выступил председатель оргкомитета, директор института *д-р Йожеф Фюлёп*. С приветственными речами на открытии коллоквиума выступили академик *В. В. Меннер*, председатель Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук, *П. Л. Мобеж*, председатель Подкомиссии по юре Комиссии по стратиграфии МСГН, *Ж. Рикур*, и. о. председателя Комитета по средиземноморскому мезозою.

Видным участникам коллоквиума в качестве признания их выдающихся заслуг в области научных исследований директор института вручил памятные медали и юбилейные издания по истории института: *Д. В. Игеру* (Англия), *А. Л. Цагарели* (Советский Союз), *Дж. Х. Кэллomону* (Англия), *М. Коллиньону* (Франция), *Д. Т. Доновэну* (Англия), *А. Галламу* (Англия), *Г. Я. Крымгольцу* (Советский Союз), *П. Л. Мобежу* (Франция), *В. В. Меннеру* (Советский Союз), *Р. Мутерду* (Франция), *Дж. Роджерсу* (США), *Т. Теобалду* (Франция) и *Х. Тэнтанту* (Франция).

На коллоквиум было представлено 49 научных работ. В соответствии с темами докладов их прослушивание шло параллельно в четырех секциях. На заседаниях этих секций председательствовали всемирноизвестные крупные ученые: *Д. В. Игер* (Англия), *М. Коллиньон* (Франция), *Г. Я. Крымгольц* (Советский Союз), *П. Л. Мобеж* (Франция), *В. В. Меннер* (Советский Союз), *Д. Патрулиус* (Румыния) и *Ж. Рикур* (Франция). После докладов участники коллоквиума ознакомились с коллекциями образцов пород и ископаемых организмов юрских отложений, хранящихся в музее института.

После двух дней прослушивания докладов была проведена четырехдневная экскурсия, во время которой участники коллоквиума имели возможность обсудить спорные вопросы в полевых условиях. После заключительного заседания, состоявшегося после экскурсии, программа завершилась осмотром окрестностей Балатона.

Коллоквиум по юрской системе Средиземноморской области явился благоприятным случаем для широкого международного ознакомления с юрскими отложениями Венгрии. Иностранные специалисты оценили по достоинству методы наших исследований, работы по вскрытию обнажений и несравнимую красоту геологического заповедника в г. Тата. Во время экскурсии толщу отложений горы Темпломхедь Вилланьского горного массива, ранее считавшуюся батского возраста, участники коллоквиума отнесли к плинсбахскому ярусу (карикс), существенными новыми данными обогатились наши представления по юре Венгрии.

4 сентября 1969 г. в нашем институте состоялось заседание Подкомиссии по юре Комиссии по стратиграфии по случаю проведения Коллоквиума по юре.

4—8 сентября 1969 г. была проведена

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ БОКСИТОВ

организованная Венгерским геологическим институтом и Венгерским трестом алюминиевой промышленности.

Темой конференции явилось

обсуждение условий формирования и закономерностей размещения карстовых бокситов средиземноморского типа, их палеогеографического значения, стратиграфического положения и условий залегания.

В Конференции по геологии бокситов приняло участие 83 специалиста из 13 стран мира. Из 33 присланных научных работ было зачитано 28. Конференцию 4 сентября открыл *д-р Йожеф Фюлёп*, директор института, затем на пленарном заседании совместного характера было зачитано несколько докладов. Прослушивание остальных докладов состоялось 5 сентября в геолого-стратиграфической и минералого-геохимической секциях.

Во время открытия конференции *д-р Йожеф Фюлёп* вручил памятные медали нескольким выдающимся специалистам геологии бокситов: *Г. И. Бушинскому* (Советский Союз), *Г. д'Арджению* (Италия), *А. Ф. де Лапперену* (Франция), *А. Грубичу* (Югославия), *Ж. Николе* (Франция), *Б. Ч. Рою* и *М. К. Рою-Чаудри* (Индия), *Д. Г. Сапожникову* (Советский Союз). Памятные медали также получили *д-р Дьёрдь Добош*, генеральный директор, и *д-р Калман Барнабаш*, главный геолог Венгерского треста алюминиевой промышленности.

Успехом пользовалась выставка по геологии бокситов, организованная в здании института, на которой были представлены образцы карстовых бокситов средиземноморского региона, характерные разрезы месторождений и палеогеографические карты. Для участников конференции был выпущен *Путеводитель по выставке* на русском, французском и венгерском языках.

После заседаний, 6 и 7 сентября, была проведена двухдневная геологическая экскурсия в Задунайское среднегорье, где участники конференции смогли ознакомиться с важнейшими бокситовыми месторождениями и одновозрастными морскими отложениями мелового периода. 8 сентября в первой половине дня участники экскурсии осмотрели выставку, организованную по случаю конференции Предприятием по разработке бокситов в Балатональмади. В этот же день состоялось заключительное заседание конференции. Участники в рамках дискуссии дали оценку прослушанным докладам и проведенной геологической экскурсии. На дискуссии председательствовали *Ж. Никола* и *Дь. Бардоши*.

По случаю конференции были изданы полный список венгерской литературы по геологии бокситов и список фамилий венгерских специалистов, занимающихся бокситами, с указанием их адресов. Тем самым мы помогли развитию наших зарубежных связей.

Международная конференция по геологии бокситов явилась прекрасной возможностью для международного ознакомления и пропаганды венгерской геологии бокситов. Во время дискуссий наравне с чисто научными темами обсуждались и вопросы практического характера (проходка шахт, активные

мероприятия по борьбе с притоками подземных вод, организация поисково-разведочных работ).

4—8 сентября состоялся организованный Венгерским геологическим обществом

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО НЕОГЕНУ

Программа коллоквиума охватывала следующий круг тем:

1. Представление основных разрезов неогеновых толщ средиземноморского региона.
2. Фациальные стратотипы и стратиграфическое расчленение Паратетиса.
3. Показ и обсуждение литолого-палеогеографических карт неогена.

В Коллоквиуме по неогену приняло участие 155 специалистов из 22 стран мира. На заседаниях трех секций (миоцен, плиоцен и палеогеография) 4 и 5 сентября были заслушаны и обсуждены 35 научных работ, опубликованных заранее. На дискуссиях председательствовали *И. Чепреги-Мезнерич* (Венгрия), *Я. Сенеш* (Чехословакия), *О. С. Вялов* (Советский Союз), *П. Стеванович* (Югославия), *Л. Штраус*, *Л. Борш*, *А. Папп* (Австрия), *Э. Надь* (Венгрия). Заседания проходили в помещении Венгерского геологического общества.

Из участников коллоквиума *д-р Йожеф Фюлёп*, директор института, вручил памятные юбилейные медали следующим лицам: *Р. Яношеку* (Австрия), *О. С. Вялову* (Советский Союз), *Я. Сенешу* (Чехословакия), *Р. Шелли* (Италия), *П. Стевановичу* (Югославия).

6—8 сентября в связи с коллоквиумом состоялась трехдневная геологическая экскурсия по следующему маршруту: Шалготарьян, Эгер, Варпалота, Балатонфюред, Печ. На экскурсии были хорошо представлены геологические разрезы трех главных зон развития неогеновых отложений Венгрии. Во время экскурсии развернулась живая дискуссия, в центре которой оказались вопросы стратиграфического расчленения разрезов и отнесения их к тому или иному ярусу.

Наряду с Коллоквиумом по неогену состоялись также заседания

КОМИТЕТА ПО СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕНА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

и

РАБОЧЕЙ ГРУППЫ ПО ПАРАТЕТИСУ

Значение будапештского Международного коллоквиума по неогену усиливается тем, что здесь, на приуроченном к нему официальном заседании Рабочей группы по Паратетису Комитета по стратиграфии неогена Средиземноморской области, была впервые показана новая схема стратиграфии области Паратетиса.

Между 6 и 8 сентября нами был проведен

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО ЭОЦЕНУ

на котором обсуждались современные вопросы среднеэоценовых отложений эпиконтинентальной фации Средиземноморской области.

Программа Коллоквиума по эоцену включала следующие темы:

1. Изучение среднеэоценовых отложений средиземноморско-эпиконтинентальной фации по опорным разрезам.
2. Представление посвященных фациям среднего эоцена работ.
3. Стратиграфия и биостратиграфические условия среднего эоцена.

В коллоквиуме приняло участие 90 исследователей из 14 стран мира, в Оргкомитет поступило 27 научных работ.

Коллоквиум начался двухдневной экскурсией по маршруту: Отокод, Ньергешуйфалу, Лабатлан, Байот, Гант, Сёц—Балатонхедь—Дарвашто, затем, на третий день, на полуострове Тихань закончился дискуссией.

Среди участников коллоквиума бронзовую памятную юбилейнию медаль института получили: *А. А. Габриелян* (Советский Союз), *Л. Готтингер* (Швейцария), *А. Л. Яншин* (Советский Союз), *Г. Л. Немков* (Советский Союз), *К. Пожариска* (Польша), *С. Х. Померол* (Франция), *О. Самуэль* (Чехословакия), *Х. Шауб* (Швейцария), *Е. Фойгт* (ФРГ).

9 сентября 1969 г. в рамках

ЮБИЛЕЙНОГО ДНЯ

были проведены международные мероприятия по случаю 100-летнего юбилея института.

В 10 часов утра в помещении Дворца культуры работников строительной промышленности ЭДОС состоялось юбилейное торжественное заседание, в котором приняли участие многочисленные венгерские и зарубежные гости.

В президиуме торжественного заседания находились:

М. Батисс, К. Балог, В. Беше, М. Коллиньон, К. Ц. Данэм, Й. Фюлёп, Ф. Леварди, Л. Майзон, М. Мрозовски, Э. Нэмец, М. Овари, А. Руттнер, М. К. Рой, Э. Садецки-Кардошш, А. П. Виноградов.

Со стороны Венгерского геологического института:

Ш. Баллабаш, Г. Чаяги, М. Фёлдвари-Фогл, П. Дьармати, Г. Хамор, Ф. Хегедюш, Р. Хетеньи, А. Ямбор, И. Яраньи, И. Каплаи-Шеи, Й. Конда, М. Крецои, Й. Марциш, И. Надь, Э. Надь, Е. Носки, М. Орос-Хайош, Г. Ришак, А. Ронаи, Л. Себеньи, Е. Р. Шмидт, А. Ташнади-Кубачка, Дь. Варга, Э. Варга, Ш. Вег.

Торжественное заседание открыл представитель правительства, министр тяжелой промышленности *д-р Ференц Леварди*, затем *д-р Йожеф Фюлёп*, председатель Центрального геологического управления, директор института, сделал доклад, посвященный юбилейной дате института. С приветственными речами выступили:

д-р Э. Садецки-Кардошш, академик, профессор университета, секретарь Отделения наук о Земле и горного дела Академии наук Венгрии, директор Геохимического института ВАН;

д-р Эрнё Нэмец, профессор университета, председатель Венгерского геологического общества;

д-р Антон Руттнер, директор Венского геологического института;

д-р Кингслей Чарлз Данэм, профессор, председатель Международного союза геологических наук, директор Института геологических наук;

д-р Мишель Батисс, представитель генерального директора ЮНЕСКО, начальник Отдела по исследованию природных ресурсов ЮНЕСКО;

д-р Виноградов Александр Павлович, академик, директор Института геохимии и аналитической химии АН СССР;

д-р Морис Коллиньон, академик, генерал в отставке, представитель Французской Академии наук;

д-р Мечислав Мрозовски, председатель Центрального геологического управления ПНР;

д-р Бхабес Чандра Рой, вице-председатель Международного союза геологических наук, бывший директор Геологической службы Индии.

Теплое, приподнятое настроение сопутствовало юбилейному заседанию. После празднества директор института принял почетных гостей президиума заседания и вручил им памятные юбилейные медали института.

После обеда для интересующихся гостей в институте были открыты выставки по истории института и геолого-палеонтологическая. В этот день около тысячи гостей посетило наш 100-летний институт.

Юбилейный день завершился приемом в помещении Национальной Галереи, который в честь иностранных и венгерских гостей дал председатель Центрального геологического управления, директор института *д-р Йожеф Фюлёп*.

Готовясь к проведению юбилея института, мы призвали геологические институты мира к сотрудничеству в составлении такого сборника научных работ, который дал бы обзор тех задач, которые современная жизнь ставит перед головными геологическими институтами разных стран. Главным образом в области проблем:

— геологические карты, удовлетворяющие современным требованиям,
— комплексные геологические исследования,
— применение современных методов в области документации и научной информации.

На это приглашение приехал 21 ответственный работник институтов, которые 10 сентрября в рамках

ДНЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИНСТИТУТОВ

в помещении института провели заседание, где в двух секциях им было предложено для дискуссии 19 докладов.

На этом праздничном мероприятии из 38 стран присутствовало 293 специалиста. Среди других прислали своих официальных представителей Австрия, Великобритания, Германская Демократическая Республика, Голландия, Индия, Канада, Польша, Советский Союз, Соединенные Штаты Америки. Благодаря их сообщениям мы получили представление о проводящихся в настоящее время в этих странах геологических работах.

Хотя это мероприятие и не осветило дальнейшие цели, участники поддержали проявленную инициативу, и можно видеть по представленным материалам, что эти работы требуют своего продолжения. ЮНЕСКО оказало материальную поддержку для издания присланных научных работ.

По случаю Дня геологических институтов в качестве его продолжения мы организовали

МЕЖДУНАРОДНУЮ ВЫСТАВКУ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Богатый материал был размещен в коридорах института. Шестнадцать стендов были заполнены очень богатым и разнообразным материалом, представленным наравне с Венгрией следующими зарубежными странами: Албанией, Великобританией, Италией, Индией, Канадой, Марокко, Непалом, Новой Зеландией, Польшей, Румынией, Советским Союзом, Францией, Чехословакией, Швейцарией.

Участники юбилейных мероприятий института — используя свое пребывание в Будапеште — 10 сентября 1969 г. в Венгерской Академии наук провели заседание

МЕЖДУНАРОДНОЙ КОМИССИИ ПО СТРАТИГРАФИИ

и

МЕЖДУНАРОДНОЙ КОМИССИИ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ

Международная организация по вопросам просвещения, науки и культуры при ООН (ЮНЕСКО) совместно с Международным союзом геологических наук (МСГН) выработали предварительную *международную программу геологической корреляции*. По этой программе между 11 и 16 сентября 1969 г. в Будапеште была проведена дискуссия составом приглашенных экспертов из разных стран. ЮНЕСКО потому решило таким образом — созвать этих экспертов на заседание в Будапеште — так как на юбилейные празднества Венгерского геологического института должно было прибыть много известных геологических деятелей со всех частей света. Специалисты, приглашенные на это заседание ЮНЕСКО, прибыли в Будапешт уже к 9 сентября, часть из них приняла участие в важнейших мероприятиях института, а затем началась собственно работа по обсуждению программы корреляции.

Ответственность за организацию будапештского заседания экспертов ЮНЕСКО несли Венгерский национальный комитет при ЮНЕСКО и Центральное геологическое управление. Заседание проходило в Венгерском геологическом институте.

В заседании принял участие 91 ответственный эксперт из пяти континентов. Своих наблюдателей прислали Организация Объединенных Наций, Международная комиссия геологической карты мира, Международный палеонтологический союз, Международная ассоциация генезиса рудных месторождений, Международный союз геодезии и геофизики, Международный совет научных обществ, Международная ассоциация инженерной геологии.

11 сентября в Конференц-зале Венгерского геологического института состоялось официальное открытие заседания. При открытии от имени правительства страны, принимавшей гостей, президиум заседания и его участников приветствовал *д-р Йожеф Фюлёп*, председатель Центрального геологического управления и директор Венгерского геологического института. От имени Венгерского национального комитета при ЮНЕСКО приветственную речь произнес *Шандор Лендьел*, профессор университета. *Д-р М. Батисс*, начальник отдела по исследованию природных ресурсов ЮНЕСКО, от имени генерального директора парижского центра ЮНЕСКО, а также *д-р К. Ч. Данэм*, председатель Международного союза геологических наук, от имени этого союза также приветствовали собравшихся участников заседания.

Председателем будапештского заседания был избран представитель принимавшей страны, профессор *д-р Эрнё Немец*.

Д-р М. Батисс в своей вступительной речи подчеркнул двойную цель проходившего заседания: с одной стороны, — дальнейшее развитие Международной программы геологической корреляции, с другой, — установление необходимых соответствующих административных мероприятий для осуществления этой программы.

Программа всемирной корреляции обсуждалась в семи рабочих группах, каждая из которых состояла из 15—20 экспертов. Во всех рабочих группах присутствовали эксперты и наблюдатели Венгрии.

Темы заседаний рабочих групп:

1. Выяснение стратиграфических принципов, обсуждение приемов терминологии и методики.
2. Определение главнейших единиц стратиграфической шкалы, действующей по всему миру.
3. Применение и развитие методов корреляции во времени.
4. Количественные методы, связанные с геологической корреляцией, и усовершенствование способов обработки данных.
5. Изучение истории геологических событий в пространстве и во времени.
6. Изучение генетики разрабатываемых месторождений минерального сырья и взаимосвязь генезиса с происшедшими событиями геологической истории.
7. Организация, координирование и осуществление полной программы, также как и их методы.

Центральное геологическое управление для гостей, участвовавших в заседаниях ЮНЕСКО, организовало геологическую и культурно-просветительную экскурсии. Экскурсанты осмотрели территорию геологического заповедника у Кальвария-домб в г. Тата, татские источники Феньеш и стоянку первобытного человека в с. Вертешсёллёш, насчитывающую 500 000 лет.

Организованный Отделением наук о Земле и горного дела Венгерской Академии наук в тесной связи с празднованием юбилея Венгерского геологического института 11—19 сентября 1969 г. в Венгрии состоялся

IX КОНГРЕСС КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Научная работа конгресса была сгруппирована по следующим *главным темам:*

1. связь метаморфоза пород и тектоники на территории Карпато-Балкано-Динарской области (КБД),
2. проблемы постмагматического породо- и рудообразования на территории КБД области,
3. фациальные геологические карты и научные работы,
4. рассеяние редких элементов в осадочных отложениях,
5. миграция и генетика углеводородов на территории КБД области,
6. инженерная геология и гидрогеология низменностей на территории КБД области,
7. региональная геофизика территории КБД области.

В связи с конгрессом прошли заседания следующих *комиссий* КБГА:

1. минералого-геохимической комиссии и ее подкомиссии по определению абсолютного возраста пород,

2. комиссии по петрографии магматических и метаморфических пород,
3. комиссии осадочных фаций,
4. стратиграфической, палеогеографической и палеонтологической коммиссии,
5. тектонической комиссии,
6. комиссии по геологическому картированию,
7. геофизической комиссии,
8. гидрогеологической комиссии.

14—17 сентября в качестве продолжения работы конгресса были организованы пять экскурсий: в Задунайское среднегорье, в Северную Венгрию, в равнинные области, в нефтегазоносные районы и по геофизике.

В конгрессе из 16 стран приняло участие 386 специалистов. По двум главным темам было представлено 182 работы. Заключительное заседание конгресса состоялось в Конференц-зале Венгерского геологического института. Участники конгресса постановили, что впредь конгрессы КБА будут проводиться каждые четыре года (таким образом ближайший конгресс состоится в 1973 г.). Организацию X Конгресса КБА взяла на себя Чехословакия.

* * *

Мероприятия юбилейного года прошли успешно. Успеху способствовало и то, что присланные на коллоквиумы и конференции научные работы были нами переведены на большинство основных языков и размножены. Доклады, дискуссии и объяснения на экскурсиях переводились на четыре основных языка.

Награжденные с большой благодарностью приняли художественно оформленные бронзовые памятные медали института, которые были выполнены на Государственном монетном дворе по проекту скульптора *Вальтера Мадарашши*.

Также с благодарностью они приняли красиво оформленные памятные издания, посвященные истории института, отпечатанные на венгерском и английском языках в типографии Франклина.

Напомним, что генеральная дирекция Венгерской Почты выпустила памятную серию марок, состоящую из восьми цветных марок, заштемпелеванных по случаю юбилея института специальным штемпелем и изображающих образцы отечественных минералов и остатков ископаемых организмов, находящихся в собственности Венгерского геологического института.

Нам кажется, что юбилейными мероприятиями мы достойно отметили 100-летний путь венгерской геологии, так же как результаты этих мероприятий помогут нам в разрешении дальнейших задач, стоящих перед нами.

Мы очень благодарны за те теплые слова, которые услышали по случаю наших празднеств от общественных деятелей и отечественных и иностранных гостей. Эти добрые пожелания умножат наши силы и явятся стимулом для всех работников института, чтобы их знания и упорная работа и в следующем столетии также способствовали бы дальнейшему росту как международной известности исследований венгерских геологов, так и благополучия своего народа.

Д-р Йожеф Фюлёп
директор

Таблица 1

Количество участников юбилейных мероприятий Венгерского геологического института по странам

Страны	Общее количество участников	Юбилейный день	День геологических институтов	Коллоквиум по юре	Коллоквиум по эоцену	Конференция по бокситам	Коллоквиум по неогену	IX Конгресс КБА	Заседания ЮНЕСКО
Австралия	2	1	2	1	—	—	—	—	1
Австрия	23	12	10	6	3	1	6	4	3
Алжир	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Англия	19	12	10	9	1	1	—	1	8
Аргентина	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Бельгия	5	4	4	—	—	—	1	—	4
Бирма	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Болгария	50	3	1	1	1	2	3	45	—
Бразилия	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Венесуэла	3	—	—	—	—	2	1	—	—
Гана	1	—	1	—	—	—	—	—	1
ГДР	23	15	13	2	1	6	3	10	—
Голландия	3	2	2	—	—	—	2	—	2
Греция	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Дания	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Египет	2	1	1	—	—	—	1	—	1
Индия	3	2	2	—	—	3	—	—	2
Иран	1	—	—	—	—	—	—	1	—
Ирландия	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Испания	4	1	2	1	—	—	1	1	1
Италия	22	9	9	8	2	2	9	—	3
Канада	4	3	3	1	—	—	—	1	4
Кения	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Куба	1	1	1	—	—	—	—	—	—
Люксембург	1	1	—	1	—	—	—	—	—
Малазия	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Марокко	1	1	1	1	—	—	—	—	—
Мексика	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Нигерия	1	—	—	—	—	—	1	—	—
Новая Зеландия	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Норвегия	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Польша	35	13	10	2	3	1	8	17	—
Румыния	46	9	9	8	—	1	6	32	1

Продолжение таблицы 1.

Страны	Общее количество участников	Юбилейный день	День геологических институтов	Коллоквиум по юре	Коллоквиум по эоцену	Конференция по бокситам	Коллоквиум по неогену	IX Конгресс КБА	Заседания ЮНЕСКО
Советский Союз	105	102	102	17	14	11	12	53	6
США	10	8	8	1	1	—	1	—	8
Тунис	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Турция	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Финляндия	2	2	2	—	—	—	—	1	1
Франция	68	33	23	22	16	8	15	4	12
ФРГ	22	11	7	10	3	1	5	1	4
Цейлон	1	—	1	—	—	—	—	—	1
Чехословакия	72	38	15	7	7	—	15	39	4
Швейцария	8	3	2	5	3	—	2	—	1
Швеция	1	1	1	—	—	—	—	—	1
Шотландия	2	2	2	—	—	—	—	—	2
Югославия	69	6	4	7	2	3	4	51	—
Япония	2	—	2	—	—	—	—	—	2
Всего иностранных участников:	629	303	264	110	57	42	98	261	88
Венгрия	249	48	43	23	35	44	59	108	9
Всего участников:	878	351	307	133	92	86	157	369	97

A KÖZÉPHEGYSÉGI OSZTÁLY 1969. ÉVI TEVÉKENYSÉGE

Írta: JÁMBOR ÁRON

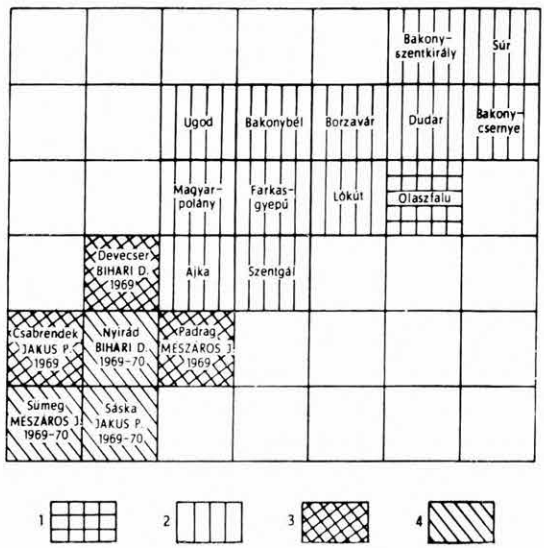
A tízéves bakonyi földtani újratérképezés első reprezentatív eredményeként 1969 augusztusában megjelent az olaszfalui 25 000-es térképlap észlelési és földtani változata, KNAUER J. és VÉGH S. szerkesztésében.

Az Osztály ebben az évben is folytatta a Bakony 25 000-es új rendszerű térképezését; megkezdte a bauxitipari szempontból lényeges Nyírád—Devecseri-medence felvételét. 1969-ben elkészült a devecseri, csabrendeki és a padragkúti lap, az eddigi irodalmi, fúrási és térképezési adatok értékelésével, a térképező fúrások lemélyítésével, a feltárások lehatárolásával és leírásával. A téli idényben ezeknek a lapoknak az észlelési és földtani magyarázóját is összeállítják a felvételezők (1. ábra).

A munka során a következő lényeges földtani eredmények születtek:

A devecseri térképlapon levő Somlyóhegy földtani felépítésének megismerésére BIHARI D. mélyfúrást — Dbt-3 — telepített. Ennek rétegsorából megállapítható volt, hogy a hegy „sapkájának" nagyobb része iparilag jó minőségű bazaltból áll. Ennek a jövő kőbányászata szempontjából van jelentősége.

Ugyancsak gazdasági szempontból lényeges, hogy az ÉK-en Kisbérnél kezdődő, felszínen levő alsópannóniai homogén agyagmárga összlet Bakonyszentlászlón, Adásztevelen és Tapolcafőn keresztül Devecserig, sőt Csabrendekig lehúzódik a Bakony ÉNy-i elő-



1. ábra. A Bakony földtani térképezésének helyzete

1. 1969-ben megjelent térképlap, *2.* 1969 előtt elkészült 25 000-es lapok, *3.* 1969-ben elkészült lapok, *4.* 1969-ben előkészített lapok

Abb. 1. Stand der geologischen Kartierung des Bakonygebirges

1. In 1969 herausgegebenes Kartenblatt, *2.* vor 1969 angefertigte Kartenblätter im Maßstab 1 : 25 000, *3.* in 1969 angefertigte Blätter, *4.* in 1969 vorbereitete Blätter

terében. Tégla—cserépiparunk jövőbeli legnagyobb nyersanyagbázisa lehet ez a képződmény.

A padragkúti Gyűrhegyen két térképező fúrásunk, a Pat-2 és Pat-4, amelyeket MÉSZÁROS J. telepített, az eocén és a szenon összlet között ipari minőségű bauxitot harántolt (0,5, ill. 1,0 m vastagságban).

Az At-10 sz. térképező fúrás rétegsora bizonyította, hogy az úrkúti júra szinklinális Ny felé egészen Csingervölgyig húzódik a kréta és eocén képződmények alatt. MÉSZÁROS J. szerint itt a liász mangánérces összlet 150—200 m, tehát viszonylag kis mélységben elérhető. A jövőben ez fúrásos kutatást vonzhat erre a területre.

Figyelemre méltó eredményt hozott a kőolajipar finanszírozásában lemélyített devecseri Dv-3 sz. fúrás, amely 1006,0—1035,8 m között hat darab 18,2 m összvastagságú szenon kőszéntelepet harántolt. Ez még a mai, kőszénkutatás szempontjából kimondottan kedvezőtlen időben is sürgeti a Szőrtetőpuszta—Ajka közötti terület kőszénkészletének és a kőszénkészlet helyzetének felderítését.

Hidrogeológiai szempontból lényeges, hogy a már említett alsópannóniai homogén agyagmárga képződmény alatt a pannon báziskavicsából vagy a felsőoligocén—alsóhelvéti kavicsösszletből Káptalanfa község mellett, a Kft-1 sz. fúrásban +7,65 m üzemi vízszinten 380 l/p vízhozamú jó minőségű, felszínre szökő vizet kaptunk. A csabrendeki Crt-1 sz. fúrás az eocén mészkőből szintén feltörő vizet adott. Ez +1 m üzemi vízszinten 120 liter volt. A vízigények ma észlelhető rohamos növekedése mellett ez jelentős mezőgazdasági, sőt esetleg ipartelepítési szempontból is.

A *Központi Földtani Hivatal* megbízásából ez évben a Vértes hegységben részletes terepbejárással és az eddigi földtani adatok értékelésével KNAUER J. munkatársunk kijelölte a bauxitkutatás szempontjából még számbavehető területeket. Elképzelésünk — amely FÜLÖP J.-től származik — abból indult ki, hogy a Vértesben számos olyan, közel sík terület van, amely alatt, a gánti példa nyomán jelentős bauxittelep tételezhető fel. A munka során sok apróbb körzet mellett 5 nagyobb területet jelöltünk ki. A jövőben ezeken geofizikai ellenőrzés után fúrásos kutatás indul.

A gazdaságföldtani kérdések mellett jelentős figyelmet fordítottunk a rétegtaniakra is. E téren a térképező munkának és a Középhegység területén lemélyülő ipari fúrások rétegsora feldolgozásának volt elsősorban jelentősége.

A devecseri Dv-3 sz. fúrás 1035,8—1367,0 m-ig, GÓCZÁN F. megállapítása szerint alsókréta tűzköves márga, agyagmárga, homokkő rétegsort harántolt, s ettől DNy-ra, tehát csapásirányban a Szentimrefalvától D-re kb. 2 km-re telepített térképező fúrás az 1200 m mélyen jelzett triász aljzat felett már 170,0 m-ben elérte a szenon inoceramuszos márgát. Ebből az adatból arra kell következtetnünk, hogy a sümeg—gyepükajáni mezozóos rög ÉNy-i előterében 300—400 m vastag, felsőkréta márgával kitöltött DNy—ÉK-i csapású süllyedék húzódik. A vastagsági adatok arra utalnak, hogy az alsókréta üledékképződés súlypontja a Bakonyban nem a Csehbányai-medencében, hanem ebben az árokban volt.

A padragkúti lap térképezése közben kitűnt, hogy az eddig Bakonybéltől Bakonyjákon át Kislődig megismert felsőeocén konglomerátum egy kicsiny,

pár m²-nyi, elszigetelt foltja Padragkúttól DK-re 1 km-re is megtalálható (MÉSZÁROS J.). Tehát a hegységnek Bakonybéltől Padragkútig terjedő része a felsőeocén elején kiemelkedett, a peremén abráziós konglomerátumok képződtek.

A Bocskorhegytől Padragkút D-i részéig húzódó, eddig felsőeocénbe sorolt konglomerátumok viszont, MÉSZÁROS J. vizsgálata szerint, felsőpannon korúak. Kavicsanyaguk és szemcséik alakja ezt egyértelműen bizonyítja.

A pleisztocénre vonatkozó vizsgálataink eredményeképpen két lényegesnek ítélhető megfigyelésről számolhatunk be. Padragkúttól K-re a Fenyérhegy és a csékúti szőlők közötti Ny-i fekvésű hegyoldalon, a Bakonyban eddig példátlan, 50 m-t is meghaladó vastagságú, háromosztatú pleisztocén összlet fekszik. Alsó része kőzettörmelékes vörös agyag, középső része löszös futóhomok, felső része pedig futóhomokos würmi lösz. A rétegsor részletes vizsgálatának a bakonyi pleisztocén fejlődéstörténet kiderítése szempontjából lesz jelentősége.

A tapolcafői és főleg a devecseri téglagyári fejtések szelvényében 4—5 m mélységig lehatoló krioturbációs gyűrődéseket észlelt BIHARI D. Ez egyrészt a talajfagyás pleisztocénbeli lehatolási mélységére, másrészt arra utal, hogy a pleisztocén óta egyik agyagfejtő területén sem volt jelentős lepusztulás. Levonhatjuk ebből azt az általános következtetést is, hogy ha a Bakonyban egy agyagfelszínen ma krioturbációs jelenségeket nem észlelünk, akkor ennek okát főleg az utólagos (lényegében holocén) lepusztulásban kell keresnünk.

Ugyancsak a rétegtani—ősföldrajzi kérdések kötelességszerű kézbentartása céljából figyelemmel kísértük a hegység területén lemélyített alábbi ipari fúrások rétegsorát: Gyepükaján 5, 6, 7, 8, Bakonyszentlászló 1, 2, 3, Dudar-28, Csákberény-93, Csákvár Csv-32, -33, -34, Ősi-65, Gyúró-1, Tököl-1, Tárnok-1, Dinnyés 2, 3, Balatonederics I, Nemesvita I, Monostorapáti 1, 2, 3, Tabajd-6, Székesfehérvár-2, Kabhegy-57, Bakonyszentiván-1, Velence-2, Papkeszi I, Budakeszi 2, 3, Ságvár-2, Szabadbattyán-10, Kápolnásnyék-1, Gárdony-1. Leglényegesebb eredményt ezek közül a Csv-32 sz. fúrás szolgáltatta, amely Tabajdtól ÉK-re 1,5 km-re felső- és középsőeocén tengeri rétegek alatt bauxittörmelékes tarka agyagot harántolt. Ezen a területen tehát bauxittelep jelenléte várható.

A budakeszi Bu-1—4. sz. fúrások a már sokak által vizsgált Budai-hegységben ismét inkább problémát, mint eredményt hoztak. A triász dolomit felett bauxitos agyag, majd báziskonglomerátum következett, amely felett eocén? andezittufa és tufit váltakozott sokszor mm vastagságú rétegekben sötétszürke agyagmárgával. Erre az összletre, szögdiszkordanciával, a hárshegyi homokkővel azonosítható képződmény települt. Biztos besorolás — a laboratóriumi vizsgálat előtt — egyelőre egyik összletre sem adható, s ez arra utal, hogy a Budai-hegység rétegtana még ugyancsak sok meglepetést tartogat számunkra.

A neogén képződmények korkérdéseinek megítélése szempontjából részletes kőzettani és őslénytani feldolgozásnak vetettük alá a távlati hitelkeret terhére a Hegymagos-78/18, a Balatonfőkajár-22, a Csór-8 és a Rákoskeresztúr-1. sz. fúrások anyagát. Ezt a feldolgozást BÁLDI T., BOHNÉ HAVAS M., KÓKAY J., KORECZNÉ LAKY I., KORPÁSNÉ HÓDI M. és SALLAY M.-val együtt végeztük el.

A hegymagosi fúrás, amelynek anyagát MAJOROS GY. bocsátotta rendelkezésünkre — a Tapolcai-medence neogén „alapszelvényének" tekinthető. A gazdag és egyértelműen alsó-, majd felsőtortónait jelző *Mollusca* és *Foraminifera* faunát bezáró összletekre szarmata, *Lymnea* sp. és *Brotia escheri* tartalmú márga települ. Ennek a szakasznak kora egyelőre bizonytalan, mert a szarmatából eddig *Lymnea* és *Brotia* nem került elő, gyér *Foraminiferái* viszont a szarmatára utalnak.

A Csór-8 sz. fúrás hegységperemi lagúnában keletkezett szarmata és alsópannon rétegsort harántolt. A felsőpannon kifejlődése már vízmélység-növekedést bizonyít. Az alsópannonban az ilyen kiszáradási szerkezeteket, szenesedett gyökérmaradványokat, mocsári közbetelepüléseket és elszíneződött, oxidálódott rétegeket tartalmazó rétegsor eddig ismeretlen volt. Adataink szerint ez a kifejlődés a Siófok—Velencei-hegység—Tabajd-i triász rögsor és a Dunántúli-középhegység közötti alsópannóniai lagúna sekélyebb részeire jellemző.

A Balatonfőkajár-22 sz. fúrás rétegsora már nyíltabb vízben való leülepedést bizonyít az alsópannon felső részében és a felsőpannonban, de a szarmata és az alsópannon alsó része kiszáradó lagúnás, tarkaagyag fáciesű.

A Rákoskeresztúr-1 sz. fúrás a budapesti neogén összlet egyes tagjainak egymásutánjára először szolgáltatott egyértelmű bizonyítékot. Vázlatos rétegsora a következő:

0,0— 1,0	m-ig	holocén talaj
1,0— 12,6	m-ig	pleisztocén löszös homok, futóhomok
12,6—140,8	m-ig	felsőpannóniai homok, agyagmárga, felső részében szenes agyag betelepülésekkel; dőlés 0°
140,8—148,5	m-ig	alsótortónai dácittufa, tufit; rétegdőlés 1—2°
148,5—164,5	m-ig	felsőhelvéti andezittufa, tufit
164,5—222,6	m-ig	felsőhelvéti slír; rétegdőlés 1—2°
222,6—382,5	m-ig	felsőhelvéti balanuszos homok, homokkő; rétegdőlés 1—2°
382,5—559,4	m-ig	alsóhelvéti chlamyszos, kavicsos homok, homokkő; dőlés 2—5°
559,4—650,6	m-ig	felsőoligocén slír és homok; dőlés 3°

A burdigalai összlet, amely a Tököl-1 sz. fúrásban jelentős vastagságú volt, itt hiányzik, s a helvéti közvetlenül a felsőoligocén rétegekre települ. A chlamyszos és bryozoás—balanuszos kavicsos homok, homokkő a cinkotai és a mogyoródi feltárásokból ismertekkel azonos kifejlődésű, de a felszíni feltárásokkal ellentétben fúrásunk szelvényében jól felismerhetően két szemcsenagyságnyi ciklusból áll az egykor helvétibe, ma az ottnangiba és kárpátiba sorolt összlet. A 2. ciklus felső részét a fúrásban — meglepetésre — slír alkotja. Budapest környékén legközelebb ez a képződmény a Galgavölgy D-i részén és Mogyoródon ismert, de az egyes idősebb helvéti összletekhez való viszonya jó feltárások hiányában mindkét helyen tisztázatlan. A nógrádi slír és a főváros környéki homokösszletek fácies kapcsolatát ez a fúrás egyértelműen bizonyítja.

A slír felett, miként Mogyoródon is, andezittörmelékes homok következik, amelyre a középső riolittufa rétegei települnek. Ez az andezittörmelék a Mátrából először SCHRÉTER Z. által térképezett, de rétegtanilag csak KUBOVICS

I. és VARGA GY. által felismert helvéti alsó andezitösszlethez tartozik, amely így az egyik legnagyobb területen ismert andezites rétegvulkáni képződményünk.

A Rákoskeresztúr-1 sz. fúrásban a középső riolittufára diszkordánsan a felsőpannon agyagmárga, majd homok—agyag rétegei következnek. A *Mollusca* fauna alapján ez az összlet a felsőpannon egészét magában foglalja, a felsőpliocén azonban hiányzik.

Az Osztály dolgozóinak 1969-ben is feladatát képezte a Középhegység környezetében mélyülő kőolajipari szerkezetkutató mélyfúrások műszaki ellenőri teendőinek ellátása. Ez évben az Alsószalmavár-1. sz. fúrás kivételével az összes többi, nevezetesen a devecseri Dv-3, a nagygyimóti Pápa-2, a lajoskomáromi Lk-1 és a Tököl-1 sz. fúrások lemélyítése befejeződött és az utóbbi három anyag feldolgozásának eredményéről az *Országos Földtani Kutató- és Fúró Vállalat Komlói Laboratóriumával* közösen készített jelentést is átadtuk az *Országos Kőolaj- és Gázipari Trösztnek.*

1969-ben is részt vettünk a *Központi Földtani Hivatal* által szervezett szakértői bizottság (OTTLIK P., SZANTNER F., MAJOROS GY., MAKRAI L., BÖCKER T., SZABADVÁRI L., JÁMBOR Á.) munkájában, amelynek célja a geofizikai és a különböző földtani vizsgálatok összehangolása a Középhegységben. Ezen kívül idén ez a bizottság elkészítette a Dunántúli-középhegység távlati kutatási tervét, amelyben javaslatot tett az alapkutatáson kívül a bauxit, kőszén, vegyesásványi és ércföldtani feladatok kidolgozására, illetve azok sorrendjére is.

Az év folyamán KOPEK G. tevékenysége eredményeként jelentősen előrehaladt az É-i Bakony eocén képződménye monográfiájának ügye. Befejeződött az adatgyűjtési szakasz, s a feldolgozás során elkészültek a Gánttól Devecserig terjedő terület kőzetfácies térképei. A monográfia szöveg kéziratát 1970-ben fejezi be KOPEK G.

A *Magyar Állami Földtani Intézet* Centenáriumának rendezvényein az Osztály minden geológusa részt vett. BIHARI D. az eocén kollokvium, KNAUER J. a bauxitföldtani konferencia rendezésében vett részt, KOPEK G. az eocén kollokvium egyik szervezője, vezetője és előadója volt, MÉSZÁROS J. a júra kollokviumon előadást tartott és a kiránduláson vezetőként működött közre, JÁMBOR Á. a neogén kollokviumon előadást tartott és három feltárást (Cinkota, Csór, Lajoskomárom-1. sz. fúrás) mutatott be. A centenáriumra a Bakonyban 10 éve megkezdődött új rendszerű földtani térképezés első reprezentatív eredményeként színes nyomtatásban megjelent KNAUER J. és VÉGH S. szerkesztésében az Olaszfalu-i 25 000-es térképlap.

ÜBER DIE TÄTIGKEIT DER ABTEILUNG MITTELGEBIRGE IM JAHRE 1969

von

Á. JÁMBOR

Wie in den vergangenen Jahren hat die Abteilung die mit neuen Methoden erfolgende Kartierung des Bakonyer Waldes in Maßstab 1:25 000 fortgesetzt und die Aufnahmen des für die Bauxitindustrie wichtigen Nyírád—Devecser-Beckens begonnen. Im Jahre 1969 wurden die Kartenblätter „Devecser", „Csabrendek" und „Padragkút" angefertigt (siehe Abb. 1). Im Laufe der Kartierungsarbeiten wurde der stratigraphische Bau des kartierten Gebietes ausführlich geklärt und die einzelnen Formationen wurden mit Sicherheit eingestuft. Die Ergebnisse dieser Arbeiten werden die Kartierer in den Erläuterungen zu ihren in der nächsten Zukunft herauszugebenden Kartenblättern veröffentlichen.

Im Jahre 1969 wurde auch die Bauxitprognosenkarte des Vértes-Gebirges angefertigt. J. KNAUER, Mitarbeiter der Abteilung, hat diejenigen Gebiete angezeichnet, in welchen die das Vértes-Gebirge aufbauenden Triasablagerungen nicht zu Tage treten, also wo mindestens die minimale Möglichkeit zum Vorkommen von Bauxit zwischen der Tagesoberfläche und dem triadischem Liegenden besteht.

In diesen Gebieten werden Sucharbeiten durch geophysikalische Flachmessungen und Schürfbohrungen in Angriff genommen werden.

Die Mitarbeiter der Abteilung hielten es für ihre Pflicht — zwecks Klärung stratigraphischer und paläogeographischer Fragen —, die Schichtensäulen folgender Schürfbohrungen zu prüfen: Gyepükaján-5, 6, 7, 8; Bakonyszentlászló-1, 2, 3; Dudar-28; Csákberény-93; Csákvár Csv-32, 33, 34; Ősi-65; Gyúró-1; Tököl-1; Tárnok-1; Dinnyés-2, 3; Balatonederics I; Nemesvita I; Monostorapáti-1, 2, 3; Tabajd-6; Székesfehérvár-2; Kabhegy-57; Bakonyszentiván-1; Velence-2; Papkeszi I; Budakeszi-2, 3; Ságvár-2; Szabadbattyán-10; Kápolnásnyék-1; Gárdony-1. Das wichtigste Ergebnis von diesen lieferte die Bohrung Csv-32, die unter den 1,5 km NO von Tabajd befindlichen ober- und mitteleozänen Meeresablagerungen bunte Tone mit Bauxittrümmern durchteufte. In diesem Gebiet ist also das Vorhandensein einer Bauxitlagerstätte zu erwarten.

Hinsichtlich der Beurteilung der Altersfragen neogener Ablagerungen wurden die Materialien der Bohrungen Hegymagos-78/18, Balatonfőkajár-22, Csór-8 und Rákoskeresztúr-1 auf Kosten des Kredits für perspektivische Forschungsarbeiten petrographisch und paläontologisch eingehend bearbeitet. Zu dieser Bearbeitung wurden folgende Spezialisten herangezogen: T. BÁLDI, M. BOHN-HAVAS, J. KÓKAY, I. KORECZ-LAKY, M. KORPÁS-HÓDI und M. SALLAY.

Die Bohrung von Hegymagos, deren Material uns GY. MAJOROS zur Verfügung stellte, ist als das neogene „Basisprofil" des Tapolcaer Beckens zu betrachten. Zwischen den Komplexen mit reicher, eindeutig unter- und oberpannonischer Mollusken- und Foraminiferenfauna und dem Sarmat

lagern Mergel mit *Lymnea* sp. und *Brotia escheri*. Das Alter dieses Abschnittes ist zur Zeit noch nicht klar, weil vom Sarmat bisher weder *Lymnea*, noch *Brotia* zum Vorschein gekommen sind, während die dort gefundenen spärlichen Foraminiferen auf ein sarmatisches Alter hinweisen.

Die Bohrung Rákoskeresztúr-1 war die erste, die einen eindeutigen Beweis für die Aufeinanderfolge der einzelnen Glieder des Neogen-Komplexes von Budapest lieferte. Ihre schematische Schichtenfolge sieht wie folgt aus:

0,0 bis 1,0 m	holozäner Boden.
1,0 bis 12,6 m	pleistozäner lössführender Sand, Flugsand.
12,6 bis 140,8 m	oberpannonischer Sand, Tonmergel, im Oberteil mit Einlagerungen von kohlenführendem Ton. Einfallen 0°.
140,8 bis 148,5 m	untertortonischer Dazittuff, Tuffit. Einfallen 1 bis° 2.
148,5 bis 164,5 m	oberhelvetischer Andesittuff, Tuffit.
164,5 bis 222,6 m	oberhelvetischer Schlier. Einfallen 1—2°.
222,6 bis 382,5 m	oberhelvetischer balanenführender Sand, Sandstein.
382,5 bis 559,4 m	unterhelvetischer chlamysführender, schottriger Sand, Sandstein. Einfallen 2—5°.
559,4 bis 650,6 m	oberoligozäner Schlier und Sand. Einfallen 3°.

Der Burdigal-Komplex, der in der Bohrung Tököl-1 eine erhebliche Mächtigkeit besaß, fehlt hier, und der Helvet überlagert unmittelbar die oberoligozänen Schichten. Die chlamys- und bryozoen-balanenführenden schottrigen Sande und Sandsteine sind den aus den Mogyoróder und Cinkotaer Aufschlüssen bekannten ähnlich ausgebildet, aber der Komplex, der früher zum Helvet, zur Zeit aber zum Ottnangien und Karpathien gerechnet wird, besteht, wie es in den Bohrprofilen — im Gegensatz zu den Ausbissen — deutlich erkennbar ist, aus zwei granulometrischen Zyklen. In der Bohrung ist der Oberteil des 2. Zyklus auf überraschende Weise durch Schlier vertreten. In der Umgebung von Budapest ist diese Formation nicht näher als im Südteil des Galga-Tales bekannt, doch ist ihre Beziehung zu den einzelnen älteren Helvet-Komplexen an den beiden Stellen — wegen Mangels an guten Aufschlüssen — ungeklärt. Die Faziesbeziehungen des Nógráder Schliers und der Sandkomplexe der Umgebung von Budapest werden durch diese Bohrung eindeutig bewiesen.

Über dem Schlier folgen — wie sie auch in Mogyoród beobachtet werden können — Sande mit Andesittrümmern, die durch die Schichten des mittleren Rhyolithtuffs überlagert sind. Diese Andesittrümmer gehören zum helvetischen unteren Andesitkomplex, der im Mátra-Gebirge zunächst von Z. Schréter kartiert, aber stratigraphisch erst von I. Kubovics und Gy. Varga erfaßt wurde, und der somit eine der am weitesten verbreiteten andesitischen Stratovulkanite von Ungarn darstellt.

In der Bohrung Rákoskeresztúr-1 wird der mittlere Rhyolithtuff diskordant durch die Tonmergel sowie (weiter nach oben) Sande und Tone des oberen Pannon überlagert. Auf Grund der Molluskenfauna umfaßt der Komplex das ganze obere Pannon, aber das obere Pliozän fehlt.

Auch 1969 beteiligte sich die Abteilung an der Arbeit des durch das Zentralamt für Geologie organisierten Sachverständigerausschusses (P. Ottlik,

F. SZANTNER, GY. MAJOROS, L. MAKRAI, T. BÖCKER, L. SZABADVÁRY, Á. JÁMBOR) für die Koordinierung der geophysikalischen und geologischen Untersuchungen im Transdanubischen Mittelgebirge. Außerdem hat dieser Ausschuß im selben Jahre den Perspektivplan für die Erforschung des Transdanubischen Mittelgebirges zusammengestellt. In diesem Plane hat er, über die Grundforschungen hinaus, Vorschläge zur Durchführung von Sucharbeiten auf Bauxit, Kohle, nichtmetallische Rohstoffe und Erze sowie zu deren Reihenfolge unterbreitet.

Im Laufe des Jahres, dank der Tätigkeit von G. KOPEK, ist die Sache der Monographie über das Eozän des nördlichen Bakony-Gebirges beträchtlich fortgeschritten. Die Datensammlungsphase wurde abgeschlossen und im Rahmen der Bearbeitung wurden die Lithofazies-Karten des zwischen Gánt und Devecser gelegenen Gebietes angefertigt. Das Manuskript der Monographie selbst wird G. KOPEK in 1970 beendigen.

AZ ÚJLAKI-HEGYI DOLOMIT KORA*

Írta: DETRE CSABA

A Dunántúli-középhegység triászidőszaki Brachiopodáinak feldolgozása során a VÍGH GY. által gyűjtött és a budapesti Újlaki-hegy dolomitjából származó ősmaradványok újravizsgálatára is sor került. Az ősmaradványokban nagyon szegény dolomitban VÍGH GY. egy kövületes szintet talált, amelyből két esztendő során tekintélyes ősmaradványanyagot gyűjtött.

VÍGH GY. (1933) néhány ősmaradvány alapján a dolomit korát a nóri emeletben jelölte meg. Az anyag megtartási állapota rossznak mondható és őslénytani szempontból csekély értékű.

A revízió során összeállított faunalistát az 1. sz. táblázat szemlélteti, a fajok kronológiai elterjedésének feltüntetésével. Csillaggal jelöltük meg azokat az alakokat, amelyeket VÍGH GY. a nóri korbesorolás bizonyítékainak vélt. Ezek a következők:

? *Monotis* sp. A VÍGH GY. által *Monotis salinaria* BRONN-nak meghatározott példányok kivétel nélkül rossz megtartásúak, a faj jellegzetességei nem észlelhetők rajtuk. Egyik példányon sem láthatók a vékony, másodlagos bordák. A *M. salinaria* fajnál már a búbon megjelenik a radiális díszítettség, míg ezeken a példányokon a búb sima, bár ez a példányok koptatottságából is eredhet. Szerintünk a példányok fajra nem határozhatók meg, sőt a *Monotis* nemzetséghez való tartozásuk is bizonytalan.

A két *Indopecten*-példány csak fenntartással azonosítható KRUMBECK fajával. Az *Indopecten* vertikális elterjedését DOUGLAS (1929) a nóri emeletre adja meg, de a kérdés még felülvizsgálatot igényel.

A VÍGH GY. által *Schafhäutlia* cf. *cingulata* (STOPPANI)-nak meghatározott, viszonylag jó megtartású kagylómaradvány véleményem szerint kétségkívül a *Schafhäutlia mellingi* (HAUER) fajjal azonosítható, amely karni „vezérkövületnek" tekinthető. (Érdekes, hogy VÍGH GY. ezt a példányt először szintén *Sch. mellingi*-nek határozta meg: a dobozban levő egyik cédulán a *Sch. mellingi* feliratot áthúzták, a másikon pedig a *Sch.* cf. *cingulata* megnevezés áll.)

A kagylók közt található még egy meghatározatlan példány, amelyet *Halobia* cf. *styriaca* (MOJSISOVICS)-nak határoztam meg.

A *Dicosmos declivis* (KITTL.) és a *Lepetopsis petricola* (KITTL.) azok közé a ritka triász Gastropoda fajok közé tartozik, amelyek legalább egy emeletre

* Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani és Rétegtani Szakosztályának 1969. XII. 1-i ülésén

1. táblázat

Az Újlaki-hegyi dolomit faunája
(VÍGH GY. anyagának revíziója alapján)

Ősmaradványok	werfeni	anizuszi	ladini	karni	nóri
Anthozoa inc. sed.					
* *Halorella amphitona* (BRONN)					
* *Halorelloidea rectifrons* (BITTN.)					
Austriellula sp.					
* *Cruratula stachei* (HOFM.)					
* ? *Monotis* sp.					
Mysidioptera mytiloides (VÍGH)					
* *Indopecten transdanubicus* (VÍGH)					
* *Indopecten subserraticosta* (KRUMB.)					?
Entolium hallense (WÖHRM.)					
Entolium discites ssp.					
Halobia cf. *styriaca* (MOJS.)					
Philipiella cassiana (BITTN.)					
* *Schafhäutlia mellingi* (HAU.)					
Worthenia sp. ind.					
Dicosmos declivis (KITTL)					
Lepetopsis petricola (KITTL)					
Cephalopoda inc. sed.					

jellemzőek. A D-i Alpok klasszikus ladini lelőhelyeiről (Marmolata, Esino, Latemar stb.) voltak csak ismeretesek.

A Brachiopodák közül a *Halorella amphitoma* (BRONN) és a *Halorelloidea rectifrons* (BITTNER) sok, kevés kivétellel rossz megtartású példánya található az anyagban. A *Halorellidae* család tagjai a régebbi ismeretekkel ellentétben nem kizárólag a nóri emeletből ismeretesek, hanem a karniból is. Nézsa környékén a *H. amphitoma* több felsőkarni vezérkövülettel együtt fordul elő, mint pl.: *Cornucardia hornigi, Schafhäutlia mellingi, Julithyris julica* (DETRE 1969, 1970).

A *Cruratula stachei* (HOFMANN) a Budai-hegységből karni, sőt ladini faunatársulásokból ismert.

A VÍGH GY.-féle gyűjtemény újravizsgálatának eredményeként az Újlaki-hegy dolomitját a karni emeletbe sorolhatjuk; mégpedig a budai karni dolomitsorozat legfelső részébe. Bár a bemutatott fauna alapján pontos szintbeli besorolás nem lehetséges, a nézsai felsőkarni faunával mutatkozó nagyfokú hasonlóság miatt felsőkarninak tekinthetjük. Ez újabb bizonyítéka lehet annak az elgondolásnak (DETRE 1970), hogy a budai karni dolomitok és a csővár—nézsai triász rög karni mészkövei heteropikus kifejlődések.

IRODALOM

AGER, D. V. 1965: The supposedly ubiquitous Tethyan Brachiopod Halorella and its relations. — Journ. Palaeontol. Soc. India. V—IX.

BALOGH K. 1961: A Buda-Pilisi hegység triász képződményeinek problematikája. — Kézirat, MÁFI Adattár.

DETRE CS. 1969: A Csővár-nézsai triászrög őslénytani vizsgálatának legújabb eredményei. — Őslénytani Viták, 11. f.

DETRE CS. 1970: Őslénytani és üledékföldtani vizsgálatok a Csővár, Nézsa és Keszeg környéki triászrögökön. — Földt. Közl. 100. pp. 173—184.

DOUGLAS, J. A. 1929: A marine Triassic Fauna from Eastern Persia. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 85.

SCHRÉTER Z.—SZŐTS E.—MAURITZ B. 1958: Budapest és környékének geológiája. — Budapest természeti képei. Akad. Kiadó. Bpest.

VÍGH GY. 1933: Adatok a Dunántúli-Középhegység felsőtriász-kori képződményeinek ismeretéhez. — Bány. és Koh. Lapok, 13—14.

DAS ALTER DES DOLOMITS DES ÚJLAKI-BERGES

von

CS. DETRE

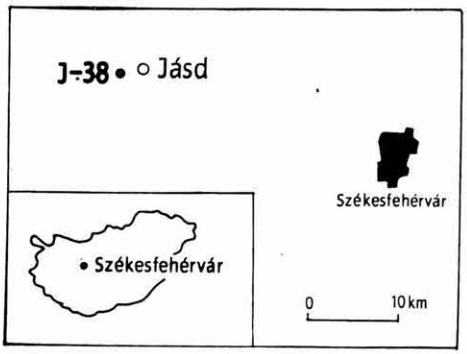
GY. VÍGH (1933) hielt — auf Grund der von ihm gesammelten Fauna — das Alter des Újlaki-Berges in Budapest für Nor. Anhand der Revision der Sammlung von GY. VÍGH (Tabelle 1) wird dieser Dolomit zur karnischen Stufe gerechnet und als Abschlußglied der karnischen Dolomitserie des Budaer Gebirges betrachtet.

A JÁSD J-38 JELŰ MÉLYFÚRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Írta: KNAUER JÓZSEF

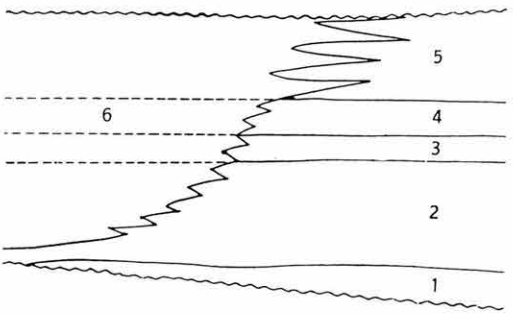
A fúrás 1968-ban mélyült a jásdi templomtól 1550 m-re, 251° irányban, a Tatárhegy földtani felépítésének felderítésére (1. ábra). A fúrás 8,3 m vastag lösz alatt feltárta az eocén foraminiferás márga összletet (2. ábra), s 32,6 m-ben abban is állt meg. E képződmény rétegtani és ősföldrajzi helyzetét — KOPEK G. és KECSKEMÉTI T. nyomán — a 2. ábrán szemléltetem. Itt jegyzem meg, hogy azt az őslénytani vizsgálati irányt, amelynek eredményeire a közlemény mondanivalója felépül, ugyancsak KOPEK G. kezdeményezte.

A rétegsorban 15,5 m-nél 1 cm vastag, kiékelődő lencsében fehéresszürke, környezeténél lazább kőzet volt megfigyelhető. A DTA vizsgálat szerint túlnyomórészt kalcit, kevés dolomit (együttesen 82,5%), továbbá illit és némi montmorillonit alkotja. 17,0—17,7 m között két, egyenként 10 cm vastag, sok glaukonitot tartalmazó márgaréteg volt. Feltételezvén, hogy a glaukonit a felsőlutéciai glaukonitos szintből bemosott, az áthalmozás idejének megállapítására a rétegsort őslénytani vizsgálatoknak vetettük alá.



1. ábra. A Jásd J-38 jelű mélyfúrás földrajzi helyzete

Fig. 1. Position géographique du sondage Jásd J-38



2. ábra. A foraminiferás márga összlet rétegtani és feltételezett ősföldrajzi helyzete

1. Kőszénösszlet, *2. Nummulites perforatus*-os szint, *3. N. millecaput*-os szint, *4.* glaukonitos szint (*1—4.* felsőlutéciai), *5.* priabónai csernyei homokkő és lithothamniumos mészkő, *6.* foraminiferás márga összlet

Fig. 2. Position stratigraphique et paléogéographique supposée des marnes à Foraminifères

1. Complexe lignitifère, *2.* horizon à *Nummulites perforatus*, *3.* horizon à *N. millecaput*, *4.* horizon glauconieux (*1* à *4:* Lutétien supérieur), *5.* grès de Csernye et calcaire à Lithothamniums (Priabonien), *6.* marnes à Foraminifères

A Foraminifera fauna kormegállapítás szempontjából fontos plankton fajait VITÁLISNÉ ZILAHI L. határozta meg. Ennek során kitűnt, hogy a 8,3—17,0 m közötti szakaszban vegyesen fordulnak elő a lutéciai emeletre és az alsópriabónai alemeletre (*Globigerapsis semiinvoluta* biozóna) jellemző plankton Foraminiferák, míg a 20,1—32,6 m közötti szakasz az átfutó alakokon kívül csak lutéciai fajokat tartalmaz. Ezzel igazolódott az áthalmozás ténye és elfogadható, hogy ennek eredménye a glaukonitszemcsék jelenléte is.

BÁLDINÉ BEKE M. a nannoplankton vizsgálatával a következő eredményre jutott. A 8,3—17,0 m közötti szakasz, összhangban a Foraminifera-szintezéssel, alsópriabónai korú. Ezt a *Corannulus germanicus, Discoaster saipanensis, D. binodosus, Discolithina macropora* és a *Cyclococcolithus neogammation* jelenléte támasztja alá. 20,1—32,6 m között a *Coccolithus placomorphus—Pemma rotundum* nannoplankton szint van jelen, amely közelítőleg a *Nummulites millecaput* szintnek felel meg. Az erre jellemző alakok a normál termetű és méretű *Zygolithus dubius*, a *Polycladolithus operosus*, továbbá a *Helicosphaerák, Discolithinák* és *Micrantholithuszok* nagyobb gyakorisága.

Ennek alapján a rétegsorból hiányzik a *Discoaster floreus* — robusztus *Zygolithus dubius* nannoplankton szint, amely közelítőleg a KOPEK-féle glaukonitos szintnek felel meg. E nannoplankton együttes legnagyobb termetű faja a *Coccolithus grandis*, amely még töredékeiből is biztosan határozható. Ilyen töredékek voltak felismerhetők a priabónai szakaszban, az áthalmozás újabb bizonyítékaként. Valószínű, hogy a lutéciai nannoplankton együttes más fajai is áthalmozva fordulnak elő a priabónai szakaszban. Erre utal a nagyon gyakori *Pemma rotundum, Discoaster deflandrei* és az elég sok *Discolithina*.

A fúrás rétegsorát és a vizsgálati adatokat az 1. sz. táblázat tartalmazza.

Miután kiédesedésnek, vagy a vízmélység változására utaló fáciesváltozásnak nincs nyoma, a réteghiány — BEKE M. szerint — tengeralatti elmosással magyarázható. Ezt támasztja alá a fácies medencebelseji jellege is. A magam részéről nem tartom kizártnak a szárazrakerülés lehetőségét sem. Szigetjellegű kiemelkedésnél ugyanis nem feltétlenül jön létre kiédesedés, s a partot felépítő márga-anyag törmeléket nem szolgáltat. A priabónai szakaszban észlelt áthalmozott anyag mindenesetre feltételezi, hogy a közeli szárazföldön a felsőlutéciai képződmények szárazföldi lepusztításnak voltak kitéve. Tengeralatti anyagösszekeveredésnek ugyanis a rétegsorban nincs nyoma.

Mindez összefüggésben áll a középhegységi eocén rétegsor oszcillációs jellegével, s a foraminiferás márga szelvények ilyen irányú vizsgálata nagymértékben előrevihetné annak részletesebb megismerését.

A rétegsor Mollusca faunáját KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. vizsgálta. A fentebb vázolt kérdésekhez ez az anyag nem nyújt támpontot. Érdekes azonban a két *Pteropoda* faj előfordulása. A bordás alak a *Praehyalocyclis chivensis* KOROBKOV fajhoz áll közel, amely az É-kaukázusi felsőeocén márgában, illetve a dorogi ún. operculinás márgában is ismeretes (III. tábla 5.). A sima faj a miocén *Vaginella lapugyensis* KITTL fajhoz hasonló (I. tábla 1, 2; II. tábla 1, 3, 4.).

A *Limopsis* sp. példány a *L. gysseyi* (RAINCOURT) fajhoz áll közel, de erősebb növekedési vonalaival, kevésbé eltolódott búbjával eltér attól (III. tábla 6.).

A J-38 jelű mélyfúrás szelvénye és vizsgálati adatai 1. sz. táblázat

Közelebbi meghatározás lehetősége nélkül is érdemesnek tartom ábrázolni a lutéciai szakaszból előkerült *Pisces*-csigolyát (III. tábla 1.) és az egyelőre problematikus, mészanyagú maradványt is (III. tábla 2—4.). KRETZOI M. szóbeli közlése szerint a csigolya pelágikus életmódú fajra utaló jellegű.

IRODALOM

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. 1966: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi jel. 1964-ről, pp. 249—264.

RÉSULTATS GÉOLOGIQUES DU SONDAGE DE J-38 À JÁSD

(Bakony du nord-est)

par

J. KNAUER

Le sondage (voir Fig. 1) traversa un complexe éocène de marnes à Foraminifères, situé au-dessous d'un paquet de loess de 8,3 m en puissance. Il fut arrêté dans la même formation à 32,6 m. La position paléogéographique et stratigraphique de cette formation est reproduite sur la Fig. 2 d'après G. KOPEK et T. KECSKEMÉTI.

Dans ce complexe, à 15,5 m il y a une couche mince (1 cm) de vase carbonaté, gris blanchâtre. Entre 17,0 et 17,7 m il y avait deux couches de marne, d'une épaisseur de 10 cm chacune, riches en glauconie. Supposant un éventuel remaniement de l'horizon glauconifère du Lutétien supérieur, la série fut soumise à une étude paléontologique approfondie afin de déterminer l'âge du remaniement.

Il ressort des recherches faites par MME L. VITÁLIS-ZILAHY que les Foraminifères planctoniques, caractéristiques du Lutétien apparaissent ensemble avec ceux du Priabonien inférieur, biozone de *Globigerapsis semiinvoluta*, entre 8,3 et 17,0 m. L'intervalle compris entre 20,1 et 32,6 m, à part des formes persistantes, ne renferme que les espèces lutétiennes. Donc, le remaniement est prouvé et peut être également responsable pour la présence des grains de glauconie.

Selon l'étude du Nannoplancton, faite par MME M. BÁLDI-BEKE, les couches entre 8,3 et 17,0 m appartiennent au Priabonien inférieur (à *Corannulus germanicus, Discoaster saipanensis, D. binodosus, Discolithina macropora* et *Cyclococcolithus neogammation*). Entre 20,1 et 32,6 m on identifia l'horizon à *Coccolithus placomorphus* et *Pemma rotundum*, correspondant à peu près à l'horizon à *Nummulites millecaput*. (Les *Zygolithus dubius, Polycladolithus operosus* de taille normale de même que des *Helicosphaera, Discolithina* et *Micrantholithus* y sont fréquemment rencontrés.)

Par conséquent, l'horizon du nannoplancton à *Discoaster floreus, Zygolithus dubius* robuste n'est pas représenté dans le complexe étudié. (Il correspondrait approximativement à l'horizon des marnes glauconieuses.) L'espèce

la plus grande de cet ensemble du Nannoplancton est *Coccolithus grandis*, qui est facile à déterminer avec certitude même en état fragmentaire. En effet, de tels fragments furent reconnus dans l'intervalle priabonien, ce qui est une preuve supplémentaire du remaniement indiqué plus haut. Il est probable que d'autres espèces remaniées au Nannoplancton lutétien soient également présentes dans le Priabonien, possibilité suggérée par l'abondance de *Pemma rotundum* et de *Discoaster deflandrei* ainsi que par les Discolithines assez nombreuses.

Aucun changement de faciès n'indique ni l'adoucissement, ni l'altération de la profondeur des eaux. En vertu de ce fait, Mme M. Báldi-Beke interprète la lacune stratigraphique comme un effet de l'érosion sous-marine ce qui est supporté également par le faciès indicatif de l'intérieur du bassin. Pour sa part, l'auteur n'exclut pas la possibilité d'une émersion; car d'une part l'émersion d'une île n'entraîne pas forcément un adoucissement, et d'autre part un rivage constitué par des marnes ne livre pas de détritus appréciable. En tenant compte des matériaux remaniés au Priabonien, on est amené à l'hypothèse que les dépôts lutétiens de la terre-ferme voisine étaient exposés à une érosion terrestre. En effet, la série ne présente aucun indice d'un mélange de matériaux ayant survenu dans un milieu marin.

Tout ce qui vient d'être dit est dû au caractère oscillatoire de l'Éocène de la Montagne Centrale de Transdanubie.

La faune de Mollusques fut étudiée par Mme A. Kecskeméti-Körmendy. Une espèce de Ptéropode côtelée semble être proche à *Praehyalocyclis chivensis* Korobkov, connue des marnes à Operculines du bassin de Dorog. L'autre espèce, lisse, ressemble à l'espèce miocène *Vaginella lapugyensis* Kittl.

Un specimen de *Limopsis* sp. se rapproche de l'espèce *L. gysseyi* (Raincourt), mais diffère d'elle par les lignes de croissance plus marquées et par un déplacement moins accentué du sommet.

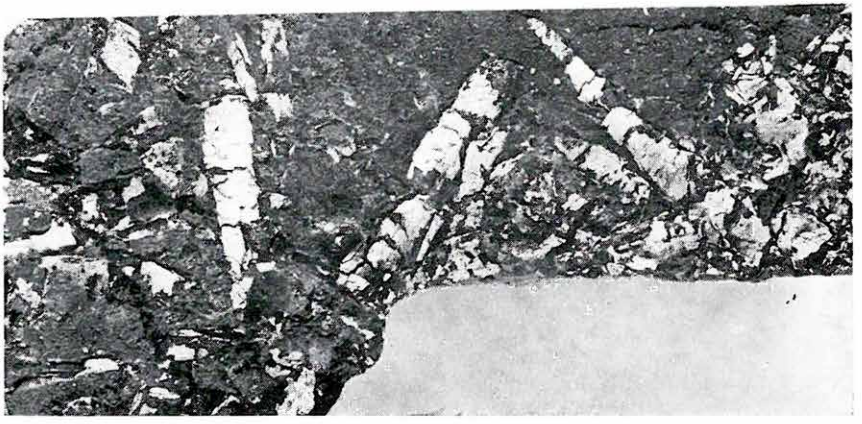
Sans avoir la possibilité de le déterminer, un vertèbre de poisson, découvert dans une couche lutétienne, de substance carbonatée, mérite d'être mentionné. D'après l'information verbale de M. Kretzoi ce Vertèbre problématique semble appartenir à une espèce pélagique.

I. Tábla — Planche I.

1. Pteropodás réteglap. 10×
   20,1—22,6 m
2. Pteropodás réteglap. 3×
   20,1—22,6 m

Foto: PELLÉRDYNÉ

1



2

II. Tábla — Planche II.

1. Pteropodás réteglap. 5×
   20,1—22,6 m
2. Réteglap a II. tábla 4. és III. tábla 5. képen ábrázolt példányokkal. 1×
   20,1—22,6 m
3. *Pteropoda:* a *Vaginella lapugyensis* KITTL fajhoz hasonló. 10×
   28,9—30,1 m
4. Ua. 20,1—22,6 m

Foto: PELLÉRDYNÉ

1

2

3

4

III. Tábla – Planche III.

1. *Pisces* csigolya. 2×
   20,1—22,6 m

2—4. Problematikum. 10×
   26,4—28,9 m

5. *?Praehyalocyclis chivensis* KOROBKOV 10×
   20,1—22,6 m

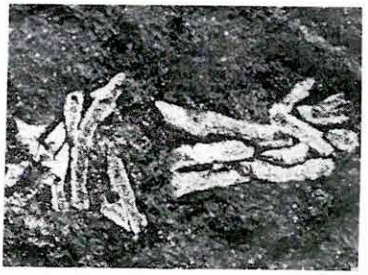
6. *Limopsis* aff. *gysseyi* (RAINCOURT) 10×
   28,9—30,1 m

Foto: PELLÉRDYNÉ

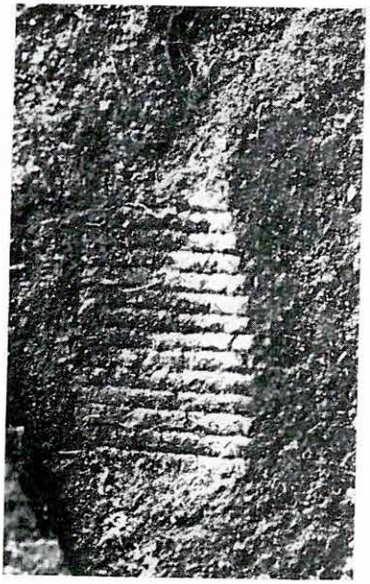
1

2

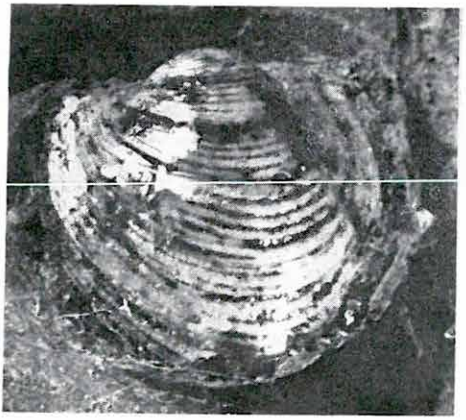
3



4



5



6

A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG KAVICSKÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANI HELYZETE

Írta: JÁMBOR Á.—KORPÁS L.

A Dunántúli-középhegység bővelkedik kavicsos képződményekben. Ezek szintben és területben is nagy kiterjedésűek. Közismert, hogy a kavicsvizsgálatokból nagyon sok olyan információt kaphatunk, melyet egyéb üledékekből nem, vagy csak többszörös energiaráfordítással nyerhetünk. Így elsősorban a lepusztulási terület kőzettani, morfológiai, földtani felépítését, a kavics szállításának módját és távolságát, továbbá az egykori éghajlati körülményeket tapogathatjuk ki segítségükkel. Megbízható értékelést azonban csak akkor végezhetünk, ha a kavicsos rétegek rétegtani helyzete kellőképpen ismert.

A Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetének sok mozaikdarabját fogják a kavicsvizsgálatok feltárni, mert a megismerésre törekvés száz éve alatt a lehetőségeknek csak kisebbik részét merítették ki. Hogy miért, erre egyszerű a válasz. A múlt században a megfelelő szemlélet és a mélyfúrások hiánya, ebben a században pedig a mélyfúrások hiánya akadályozta meg a munka javának elvégzését. Ebben a cikkünkben mi sem számolhatunk be erről. Csak az első, de véleményünk szerint elengedhetetlen lépést, a *kavicsok rétegtani helyzetének rögzítését* végezhetjük el, mint látni fogjuk, itt is sokszor még mindig meglehetős bizonytalanságokkal.

A sok új rétegtani adat összegyűjtését, a *Földtani Intézet* új részletes földtani felvételén túl, a *Bauxitkutató* és a *Mecseki Ércbányászati V.*-nak a hegység peremi medencéiben, valamint a szénbányászatnak Mány, illetve Balinka—Mór, továbbá Várpalota környékén a közelmúltban lemélyített kőszénkutató fúrások rétegsorának feldolgozása tette lehetővé. Az iparágak vezető geológusainak, SZANTNER F., BARABÁS A. és BAKK L.-nak, továbbá munkatársaiknak, BERNÁTH Z., ERDÉLYI T., FARKAS P., PÓPITY J. és HALÁSZ Á., SZABÓ I., SZILÁGYI Á. geológusoknak, munkánk támogatásáért ezúton is köszönetet mondunk.

Az adatok összegyűjtésében BIHARI D., FODOR T.-NÉ, HORVÁTH I., MÉSZÁROS J. és SALLAY M. geológusok voltak segítségünkre. Őket szintén köszönet illeti.

A középhegység kavicsos képződményeiről az első komoly adatokat BÖCKH J. (1875—78) és HOFMANN K. (1871) közölte, majd Bakony—Vértes-i vonatkozásban LÓCZY L. (1913) folytatta a munkálkodást. BÖCKH J. és LÓCZY L. munkája is monográfia jellegű, s ezért, annak ellenére, hogy a harmadidőszaki kavicsok rétegtani helyzete kérdését nem tudták megfelelően

megoldani, összefoglaló leírást adtak és ez a kötelességszerűen tiszteletttudó utódok tisztánlátását évtizedeken keresztül megakadályozta (annál is inkább, mert rendszerint nem volt annyi megfigyelési adatuk, mint LÓCZY L.-nak).

A középhegység dunántúli részének felső részén eközben SCHAFARZIK F.—VENDL A. (1929), FÖLDVÁRI A. (1929), FEKETE Z. (1935), JASKÓ S. (1945), BOKOR GY. (1939), VITÁLIS S. (1939), HAJÓS M. (1955), BÁLDI T. (1958, 1965, 1968), illetve VÍGH GY. (1925 és 1929), továbbá VENDL A. (1914) nyomán egyre több biztos megfigyelési adat gyűlt össze.

A Bakonyban és a Vértesben ez a 2. adatgyűjtő szakasz, eltekintve TELEGDI ROTH K. (1924) várpalotai és TAEGER H. (1936) vértesi megfigyeléseitől, csak az 50-es évek elején kezdődött meg. A sort KOVÁCS L. (1951, 1952) kezdte, majd DANK V. (1953), MEISEL J.-NÉ (1953), SZENTES F. (1953), VARRÓK K. (1953), SIDÓ M. (1954), SZŐTS E. (1955) folytatták a munkát, értékes megfigyeléseket rögzítve, de el-elvétve az általánosításokat. Később meggyorsult a fúrástevékenység a hegységben és OTTLIK P. (1958), ERDÉLYI M. (1959), HAJÓS M. (1954), SCHWÁB M. (1959, 1963), KÓKAY J. (1961, 1966) és DUDICH E.—HŐRISZT GY. (1964) egy-egy terület vagy fúrás alapos, megbízható kiértékelését adják. VÉGH S. (1962) pedig az É-Bakonyról kimondottan kavicsvizsgálatokra támaszkodó miocén szintézist készít. ORAVECZ J. (1965) a szilúr lidit kavicsok földtörténeti szerepét az egész középhegységben megvizsgálta.

A következőkben megkíséreljük összefoglalni az eddigi rétegtani adatokat (l. 1. táblázat), megadva a kavicsszintek helyzetét, genetikáját és alaki jellemzőit. Előtte felhívjuk a figyelmet arra az általános érvényű törvényre, hogy egy összletre a benne levő kavicsok anyagi összetétele és alaki tulajdonságai jellemzőek, s szinte minden esetben a szomszédos összletektől erősen különbözik e tekintetben. Sajnos ez a szabály a középhegységi vizsgálatoknál csak legújabban vált elismertté.

A paleozóos összletekkel csak érintőlegesen, a teljesség kedvéért foglalkozunk.

1. A fülei Kőhegyen felszínen, MAJOROS GY. (1968) szóbeli közlése szerint a Szárhegyig, sőt azon túl terjedő területen, több mélyfúrásból ismert az a vörös homokkő összlet, amelynek alsó részében sok kavics, illetve konglomerátum betelepülés van, s közvetlenül az ópaleozóos fillitre települ. BÖCKH J. (1875—78) és LÓCZY L. (1913) a kőzettani hasonlóság alapján permbe sorolták. SZABÓ I. vetette fel először idősebb voltának lehetőségét, s MAJOROS GY. (1968) ezt megerősítve a szabadbattyáni karbon palával foglalta logikus genetikai egységbe.

Kavicsanyaga a Balaton-felvidéki permtől való rétegtani különbözőségét bizonyítja. A szemcsék anyaga fülei típusú fillit és áttetsző, halványszürke kvarc. Előbbi mennyisége alulról felfelé rohamosan csökken, s a kvarcé növekszik. A permi összletben levő kvarckavicsok túlnyomó része tejfehér átlátszatlan, az itt gyakori áttetsző típus ott alig szerepel. Ez a lepusztulási terület különbözőségét bizonyítja. A karbon összlet kavicsai gyengén koptatottak, folyóvízi eredetűek.

2. A permi összlet alján durva kavics- és konglomerátumrétegek vannak, ezek vastagsága, szemcsenagysága és gyakorisága az összletben felfelé haladva rohamosan csökken, majd teljesen elmaradnak (MAJOROS GY. 1962). Anyaguk kimondottan polimikt. Anyag és kerekítettség szempontjából is két típust

különböztethetünk meg. Az egyik csak a permi összlet alján fordul elő. Alig kerekített fillit és kevés kvarc anyagú, 1—5 cm átmérőjű szemcsékből álló, 0,1—5 m vastag réteget vagy rétegeket alkot; patakhordalék eredetű.

A másik típus sokkal gyakoribb. Ennek szemcséi tejfehér, gyakran hematitos futtatású kvarc, barna kvarcporfirit, barna felzit, szürke kvarcporfirit, gránit gneisz, kvarcfillit, metamorf homokkő kvarcit, lidit, kristályos mészkő. A perm alsó részén a kvarc és az egyéb anyagúak egyensúlyban vannak, míg felfelé a kvarc uralkodóvá válik. A permi kavicsok közepesen koptatottak, 0,5—10 cm átmérőjűek, folyóvízi főfáciesbeliek. Vizsgálatukkal elsősorban Bubics I. et *al.* (1962) foglalkozott.

A permi összlet lepusztulási területének helyzete bizonytalan. A középhegység aljzatában nagyon valószínűen általános elterjedésűek ezek a képződmények a Tabajd-5. (Szabó I. 1964) és az Alsószalmavár-1. sz. fúrás rétegsora alapján.

3. A középhegységi triász és júra összletben jelentős mennyiségű kavicsos képződmény nincs. Genetikai szempontból felettébb bizonytalan helyzetűek az É-i bakonyi júrából leírt (Konda J. 1967), júra mészkő kötőanyagú, júra mészkő és tűzkő anyagú törmelékes kőzetek. Mészáros J. (1967 és 1968) megfigyelései szerint gyakoriak ezek Úrkút környékén is. Tengeri lerakódása ezeknek a kőzeteknek bizonyos, de a törmelék anyag létrejötte még sok vitát fog kiváltani.

4. A krétában már viszonylag egyszerűbb a helyzet. Az alsókrétában meginduló, majd a középső- és felsőkrétában kiteljesedő alpi orogenezissel ismét megjelennek a durva törmelékes kőzetek is. Ezek közül a legjelentősebb a gerecsei alsókréta homokkő-konglomerátum összlet, amelyet Fülöp J. (1959) ismertetett a legalaposabban. Kavicsos bázisrétegeket találunk még a berriázi alemeletben (Gerecse, D-i Bakony), az aptiban (Vértes Ny-i előtere) is. Mindezekre jellemző, hogy anyaguk szinte kizárólagosan helyi mezozóos kőzetekből származik, alakjuk az abráziós megdolgozottság ellenére is csak közepesen koptatottnak mondható.

5. A perm után az első jelentős lepusztulást bizonyító kavicsos képződményt a szenon alján találjuk. A hegység ÉNy-i szegélyén Sümegtől Borzavárig ismeretesek a szenon összlet eróziós maradványai, amelyek az idősebb mezozóos képződmények alkotta szinklinórium különböző tagozataira diszkordánsan települnek. Kezdő tagozata Csabrendeknél még abráziós-parti (aprószemű, 2—5 mm ∅) dolomitkonglomerátum, míg Bakonyjákónál a tengeri képződmények alsó részét helyettesítő tarka agyag—homok összlet alsó felében már vékony kavicsrétegek is megjelennek, s Nagygyimót, Csehbánya, Bakonybél felé egyre nagyobb lesz szerepük, s nagyságuk is. Az összlet tehát egyre „szárazföldibbé" válik. Ezt a képződményt először Ottlik P. (1958) ismerte fel Bakonybél környékén, figyelmeztetve arra egyúttal, hogy nem minden kavics mediterrán. A kavics anyagi és alaki tulajdonságai szerencsére könnyűvé teszik a megkülönböztetést. Nagyobbrészt cukorszövetű középső- és felsőtriász dolomit, kisebbrészt fehér kvarc alkotja. Jellemző, hogy a dolomitkavicsok világos barnásszürke, fényes felületűek, belsejük azonban rendszerint megőrizte eredeti piszkosfehér színét. A kvarc eredete bizonytalan. Feltehető, hogy a Bakony hegység ÉNy-i előterében a vékony pannon alatt települő permi összlet hiányzó részének pusztulásával, áthalmozás

útján került a szenon tarkaagyagba, de végül is eredeti metamorf összlet lepusztulásából is származhat.

A kavicsok 0,2—5 cm átmérőjűek, a dolomitanyagúak jól, vagy kitűnően kerekítettek, a kvarcanyagúak jól kerekítettek. A nagygyimóti Pápa-2. sz. fúrásban 10—25 cm ∅-jű dolomittömbök is megfigyelhetők voltak. Ennek a szenon kavicsnak folyóvízi főfáciesbeli eredetéhez nem sok kétség férhet.

Elterjedése, rétegtani helyzete egyértelműen bizonyítja, hogy DNy felé morfológiai mélyedés volt a szenonban is, melyet a tenger az új transzgresszió elején meghódított. Az ÉK-en levő (Pápavár—Tevelvár stb.) kiemelt helyzetű területet csak később borította el.

Figyelemre méltóak ennek a kavicsnak bauxitkeletkezési vonatkozásai. A szenon összlet új földtani ciklust jelent a megelőző képződményekhez viszonyítva, s ott, ahol bauxit van a szenon alatt, nem tartozik ehhez a ciklushoz, hanem idősebb annál. Az eocénben teljesen hasonló helyzetet találunk.

6. Az alsóeocén kavicsos képződmények eloszlásában a szenonéhoz hasonló kép áll előttünk. Sümeg, Gyepükaján és Kolontár környékén az alsóeocén abráziós-parti konglomerátummal kezdődik. Ennek összetétele a közvetlen környezet felépítésétől függ. DUDICH E.—HÖRISZT GY. (1964) Kolontár környékén nagyobbrészt dachsteini mészkőből, kisebbrészt triász dolomitból és tűzkőből álló összetételét figyelték meg, sőt 1% kvarckavicsot is említenek. Gyepükaján környékén kizárólag kívül sötétszürkére színezett aprókristályos triász dolomitból álltak a szemcsék, amelyek 0,2—4 cm átmérőjűek és kitűnő koptatottságúak voltak. Sümegen szenon mészkőből álló abráziós-parti monomikt változata figyelhető meg a nagy kőfejtőben. Városlőd környékén viszont, különösen a kisebb szemnagyságban (0,2—0,5 cm) a kvarc uralkodott, s a dolomit, valamint a tűzkő csak a nagyobb mérettartományokban jut jelentős szerephez. A dolomit itt kitűnő, a kvarc közepes koptatottságú. Hasonló kavicsokat találunk a Porvai-medencében és Magyarpolány környékén is. Ezek ugyan szintén az eocén bázis rétegei, de itt már csak a lutéciai tenger transzgredált éppen úgy, mint a hegység D-i előterében is, Várpalota, Balatonbozsok (SCHWÁB M. 1963) és Úrhida (LÓCZY L. 1913) környékén, ahol túlnyomórészt triász dolomit, kvarc és lidit anyagú kavicsrétegekkel kezdődik az eocén összlet.

7. Míg a Dunántúli-középhegység D-i részén tengerparti kavicsos képződmények vannak, addig a Dorogi-, Tatabányai-, Pilisszentiváni- és Nagykovácsi-medencében, továbbá Budakalász környékén nagy elterjedésben alsóeocén tarkaagyag kavicsösszlet ismeretes, amely a széntelepes összlet és a mezozóos fekü között települ. Anyaga mindig a környezetben levő kőzetekből származik, tehát dachsteini mészkő, dolomit, tűzkő, a Dorogi- és Tatabányai-medencében helyenként júra mészkő és főleg tűzkő. Jellemző, hogy a szemcsék gyengén vagy alig koptatottak, rövid patakok általi szállítást és a bakonybelinél nagyobb reliefenergiát igazolnak. A Dorogi-medencei lutéciai „tokodi homokkő" sorozatában helyenként több-kevesebb kavicsos alkotó is van. A kavicsok kvarc anyagúak, 0,2—2 cm átmérőjűek, jól koptatottak.

8. A Budai-hegység D-i részén csak a felsőeocén transzgredál; helyenként jelentős mennyiségű helyi anyagú abráziós konglomerátummal (Törökugrató, Budakeszi stb.). Ugyanez a konglomerátum a Nagykovácsi-medence rétegsorában közbetelepülésként is megjelenik. Összetételében a triász dolomit

és tűzkő, dachsteini mészkő, valamint eocén andezit szerepel. A szemcsék jól, vagy kitűnően koptatottak.

A Bakonyban ugyancsak van felsőeocén konglomerátum, amely Bakonyjákótól Bakonybélig felszínen, felszín alatt pedig jóformán az egész Csehbányai-medencében ismeretes. VARRÓK K. (1953) ilyen anyagú összetételű kavicsot Márkó környékéről említ. Ez is lehet felsőeocén, de elképzelhető, hogy tortónai abráziós-parti képződmény. Részletes térképi elkülönítését MÉSZÁROS J. 1967—68-ban végezte el. A középhegység egyik legjellegzetesebb képződménye. Anyagának 95%-a alsó- és középsőeocén mészkő, nagyon sok töredezett *Nummulitesszel*. Ezen kívül kevés tűzkő és kvarckavicsot is tartalmaz. MÉSZÁROS J. megfigyelése szerint Bakonybéltől D-re a millecaputos felsőlutéciai mészkő felett, egyéb helyeken a perforátuszos mészkő felett diszkordánsan települ. Kavicsanyaga 0,2—15 cm átmérőjű jól, vagy kitűnően kerekített szemcsékből áll. KOPEK G. véleménye szerint (szóbeli közlés) ez az összlet a felsőlutéciai alemeletbe tartozik. Települési módja azonban inkább a felsőeocén ciklus kezdő tagjaként való besorolásának helyességét bizonyítja. Tengerparti abráziós eredete kétségtelen. Az eocén kavicsos képződmények eloszlásából megállapítható, hogy a középhegység DNy-i része kicsiny, az É-i része nagy reliefenergiájú terület volt az eocén elején. A középsőeocénben végig folyamatosan süllyedt az egész terület, majd ekkor a Budai-hegység nagy részének tengeri elöntésével egyidejűleg a Bakony megemelkedett és középső legmagasabb részén e szigetek területe jelentősen megnövekedett. Számottevő mennyiségű exogén kavicsanyag csak a Dorogi-medence lutéciai tokodi homokkő összletébe került. Eredetének kérdése elsőrendű ősföldrajzi probléma, amely még megoldásra vár.

Az eddigi adatokból nagyon valószínű, hogy a középhegység ÉNy-i és DK-i oldalán is mélyebb tengerág húzódott, míg a szigeteket (KOPEK G. 1969) alkotó magasabb rögök között epikontinentális kifejlődésű sekélytenger volt.

9. Az oligocén rétegtani tagolódása, az egyes összletek egymásutánja már a múlt században kialakult, HOFMANN K. (1871), MAJZON L. (1943) és BÁLDI T. (1968) munkássága révén részletezésük és térbeli fáciesváltozásaik is letisztultnak látszottak. A kérdés részletezése nem illik ide, de ma már az is kétséges, hogy van-e a Dunántúlon *kavicsos* hárshegyi homokkő. Az viszont egyértelmű, hogy nem, illetve csak a Budai-hegység gerincétől É-ra kezdő tagja az oligocén ciklusnak. Az erősen kavicsos előfordulásainak (Hárshegy, Nagyszénás, Nagykopasztól D-re, Ezüsthegy, Hűvösvölgy) viszont nincs fedője, illetve a fedővel rendelkező előfordulásai (Nagykovácsi, Piliscsaba, Dorogi-medence) kavicsmentesek. A kőzettani hasonlóság ugyan *erőltethető* a kétféle előfordulás között, de bizonyítást még nem nyert. Igaz, hogy nem is egyszerű a kérdés. A durva anyagot tartalmazó feltárásokban a kavicsok 0,2—4 cm átmérőjűek, anyaguk kvarc, lidit, metamorf homokkő, egyéb metamorfitok stb. (FEKETE Z. 1935, KASZANITZKY F. 1956), a szemcsék jól vagy kitűnően koptatottak. A triász kibúvások közelében több—kevesebb, alig kerekített dolomit vagy dachsteini mészkőkavicsot tartalmaz. Kivétel e tekintetben a pilisvörösvári Kálvária É-i részében levő fejtő, ahol fúrt kagylós, abráziós-parti, kitűnően koptatott dolomitkaviccsal kezdődik az összlet. A kvarckavicsok az epigenetikus továbbnövekedés okozta „pátosan" becsillanó bevonat miatt pleisztocén áthalmozásban is jól felismerhetők.

A Duna-balparti területek kifejlődését is figyelembe véve megállapítható, hogy a hárshegyi homokkő anyagát egy északi irányból befutó folyó hordta be a peneplén felszínű területre a „budai márga" és a foraminiferás kiscelli agyag leülepedése közötti időben, vagy ez utóbbi lerakódása folyamán, ahol a folyó és a tengervíz mozgása következtében nagy területen (Vál, Csepel, Budai hegység, Dorogi-medence, Pilisi-medencék) szétteregetődött. Ezt a képet a Budai-hegység durva anyagú előfordulásai nem zavarják meg.

10. A bio- lito- és kronosztratigráfia hálójában vergődő felsőoligocén összletet, ciklusos kifejlődésén túl, tulajdonképpen a kavicsos cikluskezdő rétegeinek tulajdonságai fogják össze a Devecseri-medencétől egészen a Cserhátig.

A Bakonyban a Vértes és a Gerecse Ny-i előterében a Móri-árokban, a Mányi-medencében a mezozóos, vagy az eocén összlet különböző tagjaira diszkordánsan, míg ettől K-re (tehát a Dorogi-, a Piliscsabai-medencében, a Pilisben és feltehetően a Zsámbéki-medence közepén is Telkinél), a kiscelli agyag felett, konkordánsan települ (ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922, SIPOSS Z. 1964). A szápári területen közte és a középső-, felsőeocén agyagmárga összlet között van a kavicsmentes szápári szint. Vastagsága a Bakonyban 200—300 m, a Vértes és a Gerecse Ny-i előterében 200—600 m, a Mányi-, Zsámbéki-, a Dorogi-medencében és a Pilisben 200—600 m. Az összlet 40—100 m vastag ciklusokból van felépítve. A ciklusok kezdőtagja kavics, vagy kavicsos homok—homokkő, amely 1/5—1/10-ét foglalja el vastagságban. DNy-on a cikluskezdőtag nagyobb része kavics, s itt a durva szemcsenagyság (10—25 cm) szerepe a legnagyobb, ÉK-en és az összletben felfelé haladva a kavicsok átmérője fokozatosan csökken, miközben kimaradnak a kevésbé ellenálló (a karbonátos és földpátos) kőzetek. A kavicsok anyaga helyi és exotikus eredetű. A helyiek közül leggyakoribb az eocén összlet ellenálló részéből (miliolinás-, alveolinás-, tömör nummuliteszes mészkő) származó mészkőfajták, középső- és felsőtriász dolomit és mészkő, kampili mészkő, szeizi homokkő, permi homokkő, permi felzites kvarcporfirit, jáspis, hematit, júra és triász tűzkő, apti-, albai-, szenon mészkő, mészmárga. Az exotikusok közül legfeltűnőbb egy sötétszürke vagy fekete, esetenként mikrofaunás mészkőtípus, amelyet már VARRÓK K. (1953) is mint idegen paleozóos mészkövet említ. Jellegzetes kőzettípus — feltehetően — az eocén andezit (a felső-, középsőeocén határán jelentős andezitvulkanizmus kezdődött, amely a felsőeocénben teljesedett ki, főként a hegység DK-i előterének ÉK-i részén), amelynek zöld, szürke, vagy vöröses színű földpát, amfibol, illetve biotitporfiros változatai kerültek elő. Ismételten észlelhetők voltak különböző szulfidokkal (pirit, kalkopirit stb.) impregnált változatai is. Jelentős szerepe van a metamorfitoknak is, a metamorf homokkőkvarcit, kvarc, kvarcfillit, gneisz, turmalingneisz (nagy sörl fenokristályokkal), kétcsillámpala stb. Átlagosan a karbonátokra mintegy 75, az egyéb kőzetekre 25 db %-nyi rész jut. A helyi (bakonyi) kőzetanyag mintegy 70%, az exogén 30% részarányban szerepel. É felé természetesen az exogén mennyisége megnő, mert a kvarc, homokkőkvarcit, kvarcfillit és a felzites kvarcporfirit a legellenállóbb kőzet.

A puhább és nagyobb kavicsok koptatottsága jó vagy kiváló, az apróbb és ellenállóbbaké közepes.

A kavicsok anyagi és szemcsenagysági eloszlása alapján némi módosítással

Lóczy L. (1913) álláspontját kell elfogadnunk, amennyiben az anyag a Bakonytól DK-re levő hegységből ered. Véleményünk szerint ezt ma már D-i, DNy-i irányban lehet valószínűsíteni, mert a Zirci-medencében, a Móri-árokban vagy Budai-hegységben (Tétényi-fennsík) sem kapunk durvább kavicsanyagot, pedig ezek a hegység DK-i oldalán vannak.

Az ÉNy-i lepusztulási terület lehetőségét a Kőszegi-hegységitől idegen metamorfitkavicsok valószínűtlenné teszik (Varrók K. 1953), míg a sok sötétszürke paleozóos mészkő a D-i helyzetű hegységet bizonyítja (Vadász E. 1953). A nagyon feltűnő turmalingneisz ma az alpi lepusztulási területű Murában, Császár G. megfigyelése szerint, ugyancsak megtalálható. A Zalai-medence aljzatában pedig miocénnél idősebb andezitet szintén ismerünk. Ez a summásan felsőoligocénbe sorolható agyag—homok—kavics összlet a Devecseri-medencében, Noszlop, Kúp, Pápa, Homokbödöge, Fenyőfő között jórészt elfedve, összefüggő módon megtalálható. A Csehbányai-medencét Ajkarendek és Bakonybél között szinte teljesen ez a képződmény tölti ki. A 8-as főközlekedési út melletti legkeletibb kibúvását a herendi Szamárhegyen (Kókay J. 1966) ismerjük. Valószínű azonban, hogy a Gyulafirátóti-medence aljzatába és a Várpalotai-medence Ny-i csücskébe is átterjed. Ezeket a kibúvásokat azonban még nem állt módunkban megnézni, s a számos közlemény ellenére sem világos, hogy itt milyen kavicsos összlet, vagy összletek vannak. Fedőjében a Devecseri-medencében szárazföldi alsótorton vagy helvéti korú tarkaagyag kvarckavics összlet, vagy tengeri alsótorton kvarckavicsos homok települ. Fenyőfőig csak pleisztocén és alsópannon fedi. A Herendi-medencében szárazföldi helvéti, a Várpalotai-medence Ny-i szélén tengeri helvéti rétegek fedik. A Móri-árokban a Várpalotai-medence tengeri helvét összletével azonosítható szárazföldi tarkaagyag, vagy pannon rétegek borítják, ahol nemcsak pleisztocén takarója van. A Bakony É-i, illetve a Vértes—Gerecse Ny-i előterében Tata—Kisbér vonaláig csak pleisztocén fedője van, ettől ÉK-re, az alsópannon aleurit is megjelenik. A Porvai-medencében pleisztocén, a Dunántúl ÉK-i részében ugyancsak pleisztocén fedi. A Mányi és a Zsámbéki-medencében alsótorton, a Tétényi-fennsíkon tengeri burdigal (=eggenburgien) a fedője. Utóbbi kezdő rétegeinek kavicsanyaga azonban anyagi és alaki szempontból is *azonos* az összlet magyaralmási vagy suri kavicsaival. Az eddigi rétegtani és őslénytani adatok alapján bizonyos, hogy az összlet a helvét s. str.-nál idősebb. Az egész Dunántúli-középhegységre kiterjedő megfigyeléseink minden ellenkező értelmű adatot feltételezésnek nyilvánítanak, amelyek abból eredtek, hogy az anyagi egységet nem fordították le tektonikai—sztratigráfiai egységre. Kétségtelen, hogy nagyon zavaró volt az a körülmény, hogy az összlet elterjedési területein nagyon sok bizonytalan helyzetű, kvarckavicsból álló, ún. fatörzses kavics-„folt" van. Ezek azonban, eltekintve a Devecseri—Herendi—Várpalotai- és Tapolcai-medencei helvéti kavicsoktól, teljességükben pleisztocén maradvány-, illetve teraszkavicsoknak bizonyultak a térképező- és egyéb kutatófúrások rétegsorának tanúsága szerint. Így még a herendi szarmata kavics nagyobb része (vagy teljes egésze?) a pleisztocénba sorolandó, annál is inkább, mert bazaltkavicsokat is tartalmaz. Meg kell szüntetnünk azt a hiedelmet is, amely szerint a Bakony É-i előterében szarmata (Szentes F. 1968) és alsópannon (Sümeghy J. 1939) kavicsok lennének. Pleisztocénbe vagy felsőoligocénbe minden kibúvás besorolható itt. Tény azonban az, hogy ezek

a kvarckavicsok a felsőoligocénből a karbonát anyagúak kioldásával, vagy kikopásával keletkeztek.

Az összlet koráról még csak annyit, hogy a Tétényi-fennsíknál említett adat és azon megfigyelés (KORPÁS L. 1968) szerint, hogy ahol 500—600 m vastag ez az összlet, ott felső 100—200 m vastag része ásványtani összetétele (gránátos muszkovitos összlet) és kifejlődése alapján — hangsúlyozva azonban az egészhez való tartozását — elkülönül, feltételezhető, hogy ez a része a burdigalba tartozik. Kora lefelé sem határolható el egyértelműen. KRETZOI M. szerint rupéli gerinceseket, NAGYNÉ GELLAI Á. szóbeli közlése szerint pedig a piliscsabai Pcsb-2 és Pcsb-3 sz. fúrásokban a fekü felszín felett 200 m-rel „nem áthalmozott" rupéli *Foraminiferákat* tartalmaz, annak ellenére, hogy makrofaunája BÁLDI T. szerint katti korú. Az összlet egyébként DNy-on szárazföldi, bár utóbb a Csehbányai-medencében (Szg. 10. sz. fúrás) elegyesvízi *Melanopsis* faunát találtunk egy rétegében. A Vértes Ny-i előterében felfelé haladva előbb egy, majd mind több tengeri faunájú réteg jelenik meg, s Tatától K felé, BÁLDI T. vizsgálatai szerint fokozatosan a normál sótartalmú faunák jutnak uralomra a Dunáig terjedőleg, tehát összefogazódik a pectunculuszos és a bakony—vértesi szárazföldi (=csatkai) összlet. A kavicsos rétegek azonban még itt is javarészt faunamentesek.

11. Helvéti kavicsos képződményeket a Tapolcai-, a Devecseri-, a Herendi- és a Várpalotai-medencében, valamint a Tétényi-fennsíkon, DK felé Gyurón át Válig, Ny felé Etyekig (VITÁLIS S. 1939), s felszín alatt — Velencei-hegységi megszakítással — Várpalotáig terjedően ismerünk. A tétényivel azonos kifejlődésű kibúvás van a Pilis K-i oldalán, valamint Csobánkától ÉNy-ra, a helvéti (JÁMBOR Á. 1969) andezit és a felsőoligocén között.

A hegység Ny-i oldalán levő medencékben (Tapolca, Devecser, Herend) a helvét szárazföldi kifejlődésű. Korát a fekütől és a fedőtől való kőzettani elkülönülésen kívül más nem bizonyítja. A Herendi-medencében KÓKAY J. (1966) írta le, a Tapolcai- és a Devecseri-medencében múlt évi megfigyeléseink alapján különíthető el. Mindhárom medencében tarka agyagrétegek közötti vékony kavicsbetelepülések jelennek meg. A szemcsék 95%-a kvarc, e mellett lidit, homokkő kvarcit anyagúak is vannak. Nagyságuk 0,2—5 cm, koptatottságuk közepes. A három medencebeli kifejlődés hasonlósága alapján első közelítésben nagyon valószínűnek látszik, hogy nem első lepusztulásbeli, hanem a felsőoligocén összletből való áthalmozás és degradálás útján létrejött üledékanyagból keletkezett. A Várpalotai-medencei helvéti összlet kavicsanyaga inkább már a Budapest környékihez hasonló. Az alsóhelvéti ezen a területen (Dunabogdánytól Ösküig) mindenütt többé vagy kevésbé kavicsos homokból, vagy homokos kavicsból áll. A Dunántúl egyik legérettebb összetételű durva törmelékanyaga ez. Szinte kizárólag kvarcból áll. Ennek változatai közül is csak a metamorf homokkő kvarcit bír nagyobb jelentőséggel, e mellett lidit, felzit, tűzkő is előfordul. A szemcsék — a Tétényi-fennsík ÉNy-i szélétől eltekintve, ahol 10—15 cm ∅-jű tömbök is vannak — aprók, 0,2—3 cm átmérőjűek, közepesen vagy jól koptatottak. Szinte általánosan jellemzi őket — a belekerült riolittufaanyag diagenizálódása folytán —, hogy a kavicsok intenzív zöld bevonatúak, sőt ez a bevonat kisebb-nagyobb mértékben a szemcsék hasadékaiba is behatol. Az összlet korát Várpalotától—Dunabogdányig jellemző fauna bizonyítja.

VÍGH GY. (1925 és 1929) és JASKÓ S. (1939) a Gerecse K-i, illetve DK-i oldaláról ír le olyan kavicsot, amely anyagi összetételében és koptatottsági tulajdonságaiban is a helvétire emlékeztet. Fauna itt nem került elő belőlük, JASKÓ S. a levanteibe sorolja őket. Ezek a kavicsok — bár lehet, hogy részben a helvétiben kerültek a területre — legnagyobbrészt felsőoligocénből degradálódott maradványanyagok és jelenleg reziduumként és pleisztocén teraszkavics formájában jelennek meg.

12. Alsótorton kavicsok a helvétnél felsorolt területeken, a balatonföldvári mélyfúrásban (SCHRÉTER Z. in LÓCZY L. 1913) és a Bicskei-medence É-i részén (Mány—Zsámbék—Perbál) vannak, de a Pilisben csak Visegrád környékén találjuk őket. A Tapolcai-medencében az összlet alsó részében többnyire kavicsos homokokban jelenik meg. A Devecseri-medencében az összlet alsó részén gyakoribbak, de felső lajta fáciesű részében sem ritkák a kavicsok, illetve kavicsos homokrétegek. A Herendi-medencében az egész összlet kavicsos, s tisztán dolomitanyagú abráziós-parti kifejlődése is ismeretes (márkói Kálvária). A Várpalotai-medencében csak elvétve jelennek meg kavicsok ebben az összletben. Mindezek anyaga kvarc, a szemcseátmérő — a devecseriek kivételével, ahol a legnagyobb átmérő a tengeri összlet alján esetenként a 15 cm-t is eléri — kicsiny: 0,2—1,5 cm. A koptatottság közepes vagy jó. Az eredetre nézve az ódörögdi és a márkói abráziós-parti dolomitkavics előfordulástól eltekintve (KOVÁCS L. 1951) — ismét az oligo—miocén kavicsból való áthalmozás jelölhető meg, annál is inkább, mert a középhegység ÉK-i részének emelkedő mozgástendenciája rögzíthető éppen az ottani kavicsos képződmények anyagi összetételéből. Ugyanis a Gyurótól—Mányig, illetve Perbálig húzódó, jórészt fedett alsótortónai összletben (JÁMBOR Á. 1967) ismételten találunk vékony kavics, vagy kavicsos homok betelepüléseket.

Mielőtt ezeket ismertetnénk, szükségesnek látszik megemlíteni, hogy Sümeg és Csabrendek között az országút melletti kavicsfejtő-gödrökben levő kavics is alsótortónai, annak ellenére, hogy fauna hiányában LÓCZY L. (1913) pannonba sorolta, megemlítve, hogy szép abráziósan lemart mészkődarabokat tartalmaz. Megfigyelésünk szerint a kavics egyenetlen feküjében nagy *Lithodomus* furatok vannak, amelyek ehhez az összlethez tartoznak a jelek szerint, tehát pannon nem lehet, hanem torton. Bakonyjákó DK-i szélén már az országút D-i oldalán a felsőeocén kavics felett hasonlóan szép abráziósan lemart mészkőzárványokat találunk a tiszta kvarc anyagú kavicsban, amely ilyen alapon ugyancsak alsótortónai korú.

A középhegység É-dunántúli alsótortónai rétegeiben vértes—gerecsei dolomit és tűzkő anyag mellett a kvarcnak csak jelentéktelen szerep jut. A szemcsék 1—5 cm átmérőjűek, gyengén koptatottak, szemcsenagyságuk DK felé csökken. Eredetüket a mezozóos kibúvásokról lezúduló torrensek és a sekély tengervíz szétteregető hatásával értelmezhetjük.

Jelenleg még kérdéses, hogy Visegrádtól D-re az andezithez tapadó tortónai képződmények alsó, vagy felsőtortónaiba sorolhatók-e, most itt említjük meg őket, mert alsótorton korukat valószínűbbnek tartjuk. Az összlet itt néhány méter vastag, kizárólag helyi andezit anyagú, 5—20 cm átmérőjű, jól vagy kitűnően koptatott szemekből áll. Abráziós-parti eredete kétségtelen. Megjelenése az andezithegység viszonylag rövid idő alatti létrejöttét bizonyítja.

A Herendi-medencében KÓKAY J. (1966) gyér ostreás kvarckavicsot írt

le. Az ostreás kavics 1—4 cm átmérőjű, jól koptatott szemcsékből áll. Abráziós tevékenység termelte anyag, a kvarckavics a felsőoligocén kavicsokból degradálódott.

A felsőtortonban a Várpalotai-medencében, a széntelep fekü szárazföldi agyagjában ugyancsak KÓKAY J. (1967) dolomitkavics-betelepüléseket említ. Ezek azonban csak a medence egy részén vannak meg, mert D-i (Pét, Ősi) és É-i (Inota) oldalán is hiányoznak.

13. A szarmatában a bakonyi ún. „fatörzses" kavicsok pleisztocén voltának felismerése után csak a hegység DK-i oldalán van számottevő durva törmelékes anyag. Elvétve ugyan a Tapolcai-medencében Gyulakeszi mellett, a Devecseri-medencében Pusztamiskétől DNy-ra, a szarmata durvamészkő feküjében (fúrásban) néhány méter vastag fehér, aprószemű, kitűnően koptatott kvarckavics, Zánka és Akali között a vasúti bevágásban abráziós dolomitkavics (LÓCZY L. 1913) figyelhető meg.

Jelentős vastagságú és elterjedésű kavicsos összlet van viszont Balatonkenese—Polgárdi—Ősi—Várpalota—Csór—Iszkaszentgyörgy—Lovasberény——Vértesboglár által határolt területen, amely tarkaagyag, homok és kavicsrétegek váltakozásából áll, bár fáciesváltozékony volta miatt helyenként kimaradnak belőle a kavicsos betelepülések: pl. a nádasdladányi állomás alatt, Sárkeresztesnél és a Magyaralmástól Ny-ra levő fúrásokban. A kavics anyag Polgárdi és Balatonkenese környékén fillit és kvarc, a Várpalotai-medencében triász dolomit, kvarc és fillit, a Vértes DK-i előterében kvarc, fillit és gránit. A szemcsék 0,5—3 cm átmérőjűek, gyengén koptatottak, rövid zagyszállítás (patakok) által a tengerszegélyen vagy attól távolabb szétteregetett anyag. Tengeri közbetelepülések rendszertelenül és szeszélyes eloszlásban észlelhetők. Az összlet anyaga kis részben a Bakonyból, nagyobb részben a Balaton partjától Nadapig terjedő őshegységből került a jellegzetes hegységperemi medencébe.

A Mányi- és Zsámbéki-medence tengeri sorozatában ritkák a kavicsos homok-, vagy kavicsos mészkő-betelepülések. A szemcsék aprók (1—2 cm), anyaguk közepesen koptatott gerecsei dolomit és felsőoligocénből származó kvarc, metamorf homokkő. Nádorpusztától É-ra azonban több a kavicsanyag, mint D és K felé, s itt az összlet kifejlődése is „szárazföldibb".

A Bicskétől DK-re levő dolomitrögöt, amelyet teljesen csak a felsőszarmata tenger borított el, alsó- és felsőszarmata abráziós konglomerátum övezi. Ez 0,5—10 cm átmérőjű, jól koptatott dolomitszemcsékből áll. A Szentlászlóvíz völgyében a felsőszarmata kavicsnak jó feltárásai vannak, az alsószarmata kavicsot a rög ÉK-i oldalán a Richárd-puszta mellett mélyített Csv-20. sz. fúrás hozta felszínre.

A felsőszarmata oolitos mészkőben Alsóőrs pusztától K-re (Zsámbék mellett) és a Tétényi-fennsík Ny-i peremén jellegzetes sajátanyagú (intraformációnális) kavics-közbetelepülések figyelhetők meg.

14. Alsópannóniai kavicsokat jelentős mennyiségben csupán a középhegység DNy-i végén, a Tapolcai-medencében találunk. Itt a pannon bázisrétegei „gyöngykavics" fáciesűek, amennyiben fehér, vagy halványszürke mészmentes, homokos kavics, vagy kavicsos homokrétegekből állnak. Kavicsai aprók (0,2—2 cm átmérőjűek), kitűnően, vagy jól koptatottak, kvarc anyagúak. A kavicsok átmérője és szerepe az összletben felfelé haladva egyre kisebb

lesz, majd a homokrétegeket is sötétszürke aleurit váltja fel. A Tapolcai-medencében 2—15 m vastag kavicsos összlet volt a fúrási rétegsorokban megfigyelhető. Ez a kifejlődés faunamentes, fekvőjében a szarmata durvamészkő települ, fedőjében az aleurolit-összlet a *Congeria czjzeki*-s szintet képviseli.

Lóczy L. (1913) egy Zsidi-medencei faunisztikai lelet s a kőzettani azonosság alapján az egész Tapolcai-medencei, lesencevölgyi és Kállai-medencei gyöngykavicsot az alsópannonba sorolta. A múlt évi mélyfúrások egyértelműen bizonyítják, hogy itt két kavicsszint van. Az egyik az alsópannon alján, a másik pedig az *ungula caprae*-s szint alján. A Kállai-medencei és a Tapolcai-medencének a Szentgyörgy-hegy É-i szélétől D-re levő foltjai felsőpannóniaiak.

A hegység ÉNy-i szegélyén kevés adatunk van az alsópannon aljáról. A nagygyimóti Pápa-2. sz. fúrásban mintegy 8 m vastag, a fekvő felsőoligocén összletből áthalmozott báziskavics volt. A szemcsék 1—8 cm átmérőjű, jól koptatott, főleg mészkő és dolomit, alárendelten kvarc anyagúak.

Néhány fenyőfői bauxitkutató fúrásban, de elvétve felszínen is egy-két méter vastag, durva (1—40 cm) kavics betelepülés figyelhető meg a szürke aleurit és finomhomokból álló összlet alsó részében (de nem a bázisán). A kavicsszemek kvarc és mészkő anyagúak, jól koptatottak. Minden bizonnyal ezek is a felsőoligocén összletből halmozódtak át, de megjelenési módjuk egész szokatlan keletkezési körülményeket sejtet.

A hegység DK-i előterében a balatonkenesei, a polgárdi és a lovasberényi fúrásban voltak a szarmata kavicsösszlet felett hasonló kifejlődésű, de attól színben kissé elütő apró (0,5—2 cm), alig koptatott kvarckavics közbetelepülések a pannon eleji tarkaagyag összletben.

A Tétényi-fennsík D-i és Ny-i szegélyén D felé egész Gyuróig, É felé pedig Telkiig terjedően több-kevesebb durva alkotót tartalmazó gyöngykavics fáciesű homok, kavicsos homok „vonulat" van. A diósdi feltárásból előkerült gerinces és Mollusca leletek (Kretzoi M. 1961, Hajós M. 1955) alapján kora alsópannóniai. Hajós M. a homok feküjében alsópannon agyagot említ, a Gyuró-1. sz. fúrásban a szarmata felett közvetlenül települt. Telkitől K-re a Budai-hegység peremén levő feltárás kőzetének korát egyelőre csak földtani meggondolások valószínűsítik, de felsőpannon is lehet.

Sóskút környéki kibúvásait még legutóbb (Szentes F. 1968) is a pleisztocénbe sorolták, Schafarzik F.—Vendl A. (1929) nyomán, de a pusztazámori kavicsbányában *Melanopsis impressa* maradványok tömegét tartalmazza.

15. Felsőpannóniaiban az *Ungula caprae* szint alján találunk elterjedt, gyöngykavics fáciesű képződményeket. Ez a pannon (?) főciklusának bázisrétege. A Tapolcai-, a Devecseri-medencében, a Keszthelyi-hegység peremén szinte körös-körül, Ajkától K-re mélyfúrásban a Csingervölgy bejárata felett, a magyarpolányi Öreghegyen, Gannán, a Kékkuti-medencében, Balatonalmáditól Ny-ra az országút bevágásában, Inotától É-ra (Kókay J. 1956), Iszkaszentgyörgyön a Tatárhegyen (Telegdi Roth K. 1935), Vértesboglár környékén mélyfúrásokban, Felcsúton az öntödei homokbányában és a Budai-hegység D-i részén a szabadsághegyi édesvízi mészkő és agyag fekvőjében egyaránt nyomozható. Az inotai és a legutóbbi előfordulás — a Csórtól Ny-ra levő mélyfúrások némelyikében észlelttel együtt — a *Congeria balatonica*-s szint (=a pannon 3. ciklusa) kezdő tagja. Ajka és Magyarpolány környékén, a Kékkúti-medencében, valamint a Budai-hegységben transzgressziós jellegű,

amennyiben alsópannóniainál idősebb képződményeken települ. Anyaga fehér vagy halványszürke, 0,2—1,5 cm átmérőjű, jól és kitűnően koptatott kvarcszemcsékből áll. Ezek eredetét egyelőre legkézenfekvőbb az idősebb (felsőoligocén—torton) kavicsokból való áthalmozódás és hullámveréses feldolgozás rovására írni. Első lepusztulásbeli termék voltukat semmi okunk feltételezni.

A felsőpannon másik jellegzetes kavicsos képződménye durva helyi anyagú abráziós-parti konglomerátum formájában jelenik meg. Lényegesen korlátozottabb elterjedésű, bár LÓCZY L. (1913) számos Balaton északi parti előfordulását (Révfülöp, Arács, Vörösberény, Balatonfüred stb.) említi. Újabban Bakonykoppánytól D-re a Sombereken is sikerült kimutatni. Legszebb feltárása ma Vörösberény É-i szélén, a műút bevágásában látható. Itt a közvetlen környezet triász kőzeteinek közepesen koptatott, 5—25 cm átmérőjű darabjaiból képződött kavicsokból áll. Bakonykoppánynál dolomit, dachsteini és kréta mészkő anyagú kavicsai láthatók. Valószínű ugyan, hogy ez a kavics jórészt már a *Congeria balatonica*-s szint tavának meredek partjait jelzi, egyrészük az *Ungula caprae* szint alján levő gyöngykavics fácieseként keletkezhetett.

16. A pleisztocén kavicsok általános elterjedésűek az egész hegységben. Három főtípusuk különböztethető meg: *a)* maradvány, *b)* teraszkavicsok, *c)* törmelékkúpok. Az első típus a hegység belső medencéiben (Csehbányai-, Herendi-, Gyulafirátóti-medence), a teraszkavicsok minden nagyobb patak mentén egy-két szintben is nyomozhatók, esetenként messze a síksági területekre (LÓCZY L. 1913, FERENCZI I. 1924, SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938) is kiterjedve (Kisalföld, Marcali-medence, Sárrét, Móri-árok, Siófoktól D-re levő terület stb.). Törmelékkúpok a Vértes DK-i előterében, a Várpalotai-medencében, Aszófőnél, a Keszthelyi-hegység D-i és a Budai-hegység Ny-i előterében vannak.

A maradványkavicsok anyagilag és alakilag is anyakőzetükhöz igazodnak, amennyiben abból felfelé fokozatos anyagi átmenettel fejlődnek ki; felfelé egyre kevesebb lesz a mészkő és a földpáttartalmú kőzetek mennyisége. Gyakorlatilag tehát kvarcból állnak. A patakok által szállított, s a teraszokba lerakott anyag egy része ebből, más része azonban a hegység összes képződményének kőzettörmelékéből kerül ki. Ennek megfelelően szemcsenagyság, anyag és alak szempontjából is nagy inhomogenitásukkal tűnnek ki a teraszkavicsok.

A törmelékkúpok anyaga viszont homogén, mert 98%-ban középső- és felsőtriász dolomit alig koptatott szemcséiből áll. Ezek nagysága 1—20 cm között változhat. Keletkezésük a pleisztocén éghajlata miatti fokozott aprózódással és az időnként — elsősorban a glaciálisok és interglaciálisok átmenetében fellépő — hatalmas esőzésekkel értelmezhető.

Meg kell emlékeznünk a pleisztocén éleskavicsokról is. A hegység ÉNy-i előterében a maradványkavicsok és a teraszkavicsok felszínén a glaciálisokban átzúduló homokviharok a kavicsok legnagyobb részét kifényezte, s sok helyen (Tapolcai-, Devecseri-medence, Ganna, Tapolcafő, Ugod, Fenyőfő, Móri-árok, Tata, Csákvár, Dunaalmás stb.) éleskavicsokat is kialakított. Az eolikus hatásnak kitett kvarckavicsok külseje sárgásbarna limonitos átitatódást kapott.

Nincs kizárva, hogy eolikus tevékenység már a pannon végén is volt, hiszen a szárazföldi homokterületek akkor már gyakoriak lehettek, de olyan fellépése, amely eolikus képződményeket hagyott hátra, csak a pleisztocénben

1. táblázat

Kor	Anyag, jellemző kőzettípusok	Átmérő, cm	Koptatottság	Kifejlődés	Előfordulás
Karbon	fillit, szürke kvarc		gyenge	folyóvízi	Füle, Kőhegy, Szárhegy
Perm	tejfehér kvarc, barna kvarcporfirit, barna felzit, szürke kvarcporfirit, gránit, gneisz, kvarcfillit, lidit, kristályos mészkő	0,5—10,0	közepes	folyóvízi	Balaton-felvidék, Középhegység aljzata
Júra	júra mészkő, tűzkő	genetika bizonytalan			Északi-Bakony
Alsó-kréta	kvarchomokkő, konglomerátum		közepes	tengeri, abráziós	Gerecse
Középső-kréta	helyi mezozóos kőzettípusok		közepes	tengeri, abráziós	Bakony, Vértes
Felső-kréta	fehér kvarc, egyéb metamorfitok, középső-felsőtriász dolomit	0,2—25,0	jó, kiváló	folyóvízi (Csabrendeknél abráziós)	Középhegység ÉNy-i pereme (Sümeg, Borzavár)
Alsó-eocén	közvetlen környezet függvénye (dachsteini mészkő, dolomit, tűzkő, kvarc)	0,2—4,0	közepes, kiváló	tengeri, abráziós	(Sümeg, Gyepükaján, Kolontár, Városlőd, Porva, Magyarpolány)
	dachsteini mészkő, dolomit, tűzkő, júra mészkő		gyenge	folyóvízi	Dorogi-, Tatabányai-, Pilisszentiváni-, Nagykovácsi-medence
Felső-eocén	triász dolomit, tűzkő, dachsteini mészkő, eocén andezit		jó, kiváló	tengeri, abráziós	Budai-hegység D-i része, Nagykovácsi-medence
	alsó- és középsőeocén mészkő, tűzkő, kvarc	0,2—15,0	jó, kiváló	tengeri, abráziós	Csehbányai-medence
? Alsó-oligocén	hárshegyi homokkő, kvarc, lidit, egyéb metamorfitok	0,2—4,0	jó, kiváló	tengeri, abráziós	Budai-hegység, Dorogi-medence, Pilisi-medencék, Vál, Csepel
Felső-oligocén (alsó-miocén?)	eocén mészkő, triász dolomit, mészkő, permi homokkő, kvarcporfir, jáspis, júra—triász tűzkő, apti—albai—szenon mészkő, paleozóos (?) fekete mészkő, eocén andezit, kvarcit, kvarc, lidit, gneisz, gránit, kvarcfillit	max 25,0	közepes, kiváló	folyóvízi	Dunántúli-középhegység

1. táblázat folytatása

Kor	Anyag, jellemző kőzettípusok	Átmérő, cm	Koptatottság	Kifejlődés	Előfordulás
Helvét	kvarc, lidit, kvarcit, tűzkő	0,2—15,0	közepes, jó	folyóvízi, tengeri, abráziós	Tapolcai-, Devecseri-, Herendi-, Várpalotai-medence, Tétényi-fennsík, Gyúró, Vál, Etyek
Alsó-torton	kvarc	0,2—15,0	közepes, jó	tengeri, abráziós	Tapolcai-, Devecseri-, Herendi-, Várpalotai-medence
	dolomit, tűzkő, kvarc	1,0—5,0	gyenge	folyóvízi, tengeri	Vértes, Gerecse DK-i előtere
	andezit	5,0—20,0	jó, kiváló	tengeri, abráziós	Visegrád
Felső-torton	kvarc, dolomit	1,0—4,0	jó	tengeri, abráziós	Herendi-, Várpalotai-medence
Szarmata	kvarc, dolomit	apró-szemű	kiváló	tengeri, abráziós	Tapolcai-, Devecseri-medence
	kvarc, fillit, dolomit, gránit	0,5—3,0	gyenge	folyóvízi, tengeri	Balatonkenese—Polgárdi—Ősi—Várpalota—Csór—Iszkaszentgyörgy—Lovasberény—Vértesboglár
	kvarc, dolomit	0,5—10,0	jó	tengeri, abráziós	Bicske—Mány—Zsámbék
Alsó-pannon	„gyöngykavics", kvarc	0,2—2,0	jó, kiváló	abráziós	Tapolcai-medence, Középhegység DK-i előtere, Tétényi-fennsík, Sóskút
				bázis-kavics—oligocén áthalmozás	Középhegység ÉNy-i pereme
Felső-pannon	„gyöngykavics", kvarc	0,2—1,5	jó, kiváló	abráziós	Tapolcai-, Devecseri-medence, Keszthelyi-hegység pereme, Ajka, Magyarpolány, Ganna, Iszkaszentgyörgy, Vértesboglár, Felcsút, Csór, Budai-hegység

1. táblázat folytatása

Kor	Anyag, jellemző kőzettípusok	Átmérő, cm	Koptatottság	Kifejlődés	Előfordulás
Felső-pannon	helyi anyagú konglomerátum	5,0—25,0	közepes, jó	abráziós	Balaton-part, Bakonykoppány
Pleisztocén	kvarc	idősebb, kavicsos üledékek áthalmozása révén		maradvány	Dunántúli-középhegység
	idősebb kavicsok anyaga, lejtőtörmelék, helyi anyag, összetétel inhomogén			terasz	Dunántúli-középhegység
	homogén anyag, helyi kőzetekből (dolomit)	1,0—20,0	gyenge	törmelékkúp	Dunántúli-középhegység
	kvarc			szélfújta éles kavicsok	Dunántúli-középhegység

és kisebbrészt a holocénben volt (Buczkó E. 1967). Lóczy L. (1913) azon elképzelése, hogy a bazaltok azért vannak különböző tengerszint feletti magasságokban, mert a szél kifújta alóla a laza pannont, teljesen téves. A dús pannon növényzet ilyet nem tett lehetővé. A dunántúli bazaltok pleisztocén korát pedig semmi sem bizonyítja.

Befejezve a rétegtani felsorolást, fel kell hívnunk a figyelmet arra, hogy a tulajdonképpeni üledékföldtani munkának ezzel csak alapjait akartuk megteremteni, a vizsgálatokat ezután kell elvégezni.

IRODALOM

Báldi T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — Földt. Közl. 88. pp. 428—436.

Báldi T. 1965: A felsőoligocén pektunkuluszos és cyrénás rétegek települési és ősföldrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben. — Földt. Közl. 95. pp. 423—436.

Báldi T. 1968: Magyarország felsőoligocén Mollusca faunája. — Kand. disszertáció.

Bokor Gy. 1939: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai. — Földt. Közl. 69. pp. 219—268.

Böckh J. 1875—1878: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II. rész. — Földt. Int. Évk. 3. (1) pp. 1—109.

Bubics I.—Géresi Gy.—Majoros Gy.—Ság L. 1962: Összefoglaló jelentés a Balatonfelvidék permi és perm előtti képződményeinek 1956—63-ig végzett földtani kutatásáról. — MÉV-Adattár (Kézirat).

Buczkó E. 1967: Geomorfológiai kutatás és térképezés Balatonfüred környékén. — A Bakony term. tud. kutatásának eredményei. 5.

Dank V. 1953: A herend-szentgáli barnakőszénmedence. — Földt. Közl. 83. pp. 13—20.

DUDICH E. IFJ.—HŐRISZT GY. 1964: Devecser környéki és Kisalföld-peremi földtani vizsgálatok. — Földt. Közl. 94. pp. 10—24.

ERDÉLYI M. 1959a: A Bakony ÉNy-i peremén telepített fúrások. — Évi Jel. 1955—56-ról pp. 458—464.

ERDÉLYI M. 1959b: A herendi barnakőszénterület távlati fúrásai. — Évi Jel. 1955—56-ról pp. 469—470.

FEKETE Z. 1935: Adatok a hárshegyi homokkő geológiájához. — Földt. Közl. 65. pp. 126—150.

FERENCZI I. 1924: Geomorfológiai tanulmányok a Kis-Magyar-Alföld D-i öblében. — Földt. Közl. 54. pp. 17—37.

FÖLDVÁRI A. 1929: Adatok a bia-tétényi plató oligocén—miocén rétegeinek stratigráfiájához. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 26. pp. 35—59.

FÜLÖP J. 1959: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. 11. pp. 1—121.

HAJÓS M. 1954: A kővágóörsi Alsókőhát és Nyárvölgy kvarchomokkő, üveg és öntődei homok előfordulásai. — Földt. Közl. 84.

HAJÓS M. 1955: Öntödei homokkutatás Diósd környékén. — Évi Jel. 1953-ról. pp. 429—448.

HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. pp. 199—273.

JASKÓ S. 1939: Adatok az alcsút-etyelei dombvidék földtani ismeretéhez. — Földt. Közl. 69.

JASKÓ S. 1945: A bicskei öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. — Rel. Ann Inst. Geol. Publ. Hung. B. Disp. 1943. pp. 254—302.

JÁMBOR Á. 1967: Adatok a Zsámbéki- és a Mányi-medence neogénjének ismeretéhez. — MÁFI Adattár (Kézirat.)

JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről.

JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1968: A Bakony felső-oligocén—neogén tarkaagyag képződményeinek rétegtani vizsgálata. — MÁFI-Adattár. (Kézirat.)

KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásványkőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 86. pp. 244—256.

KÓKAY J. 1961: Távlati mélykutatás Várpalotán. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról. pp. 231—240.

KÓKAY J. 1966: A herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. — Geol. Hung. ser. Pal. 36. pp. 1—149.

KÓKAY J. 1967: A Bakony-hegység felsőtortónai képződményei. — Földt. Közl. 97. pp. 74—87.

KONDA J. 1967: A Bakony hegység jura időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Kand. disszertáció.

KOPEK G. 1969: Összefüggések a távlati kőszénkutatás és a Dunántúli-középhegység eocénjének faciológiai és fejlődéstörténeti kérdései között. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről.

KORPÁS L. 1968: A suri 25 000-es térképlap földtani magyarázója. — MÁFI-Adattár. (Kézirat.)

KOVÁCS L. 1951: Nyirád környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről. pp. 221—240.

KOVÁCS L. 1952: A Devecser és Nyirád közti harmadkori terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. pp. 79—83.

KRETZOI M. 1961: A diósdi gerinces-fauna és a miocén—pleisztocén határ kérdése. — Földt. Közl. 91. pp. 208—214.

LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — Balaton monográfia I. 1. l. pp. 173—581.

MAJOROS GY. 1962: Fáciesvizsgálatok a Balaton-felvidéki permben. — Kézirat.

MAJOROS GY. 1968: Balaton környéki karbonátképződmények. — Előadás az MFT okt. 24-i veszprémi ülésén. (Kézirat.)

MAJZON L. 1943: Oligocén és miocén Foraminifera-faunák kiértékelése. — Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. B. Disp. 1939. pp. 24—43.

MEISEL J.-NÉ 1953: Az ajkai vízkutató fúrás földtani eredményei. — Földt. Közl. 83. pp. 62—66.

MÉSZÁROS J. 1967: A szentgáli 25 000-es térképlap földtani magyarázója. — MÁFI-Adattár. (Kézirat.)

MÉSZÁROS J. 1968: Városlőd—Herend—Szentgál—Úrkút környékének földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról.

ORAVETZ J. 1965: Szilúr kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — Földt. Közl. 95. pp. 401—411.

OTTLIK P. 1958: Adatok az Északi-Bakony földtanához. — Földt. Közl. 88. pp. 215—220.

ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922: Az esztergom-vidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. — MÁFI Gyak. kiadv. pp. 1—128.

SCHAFARZIK F.—VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — p. 341.

SCHWÁB M. 1959: A Bakony északi peremén mélyített fúrások. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. pp. 465—468.

SCHWÁB M. 1963: Balatonbozsok (Alsótekeres-puszta) 1. sz. távlati kutatófúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 309—323.

SIDÓ M. 1954: A Bakony ÉK-i és DK-i részének kaviceslősfordulásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről. pp. 143—147.

SIPOSS Z. 1964: A Buda-Esztergom vidéki oligocén üledékösszlet fácieselemző vizsgálatának módszertani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. pp. 121—130.

SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32.

SZABÓ I. 1964: Lagúnás-tengeri felsőperm a Bicskei-medencében. — Előadás a M. F. T. 1964. ápr. 8-i ülésén. (Kézirat.)

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938: Geologie der rumpfungarischen Kleinen Tiefebene. — József Nádor Műsz. Egyet. Közl. 10 (2. k.) Sopron. (Kézirat.)

SZENTES F. 1953: A Herend és Eplény közötti terület földtani áttekintése. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.

SZENTES F. 1968: Tatabánya. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.

SZŐTS E. 1955: Az Északi-Bakony Magyarpolány—Németbánya közti peremének eocén képződményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. pp. 417—424.

TAEGER H. 1936: A Bakony regionális geológiája. I. — Geol. Hung. ser. Geol. 6. pp. 1—128.

TELEGDI ROTH K. 1924: A várpalotai lignitterület. — Földt. Közl. 54. pp. 38—45.

TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok a Déli-Vértes és az Északi-Bakony földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról.

VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.

VARRÓK K. 1953: A nyugatbakonyi mediterrán kavicstakaró anyaga, eredete és kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről. pp. 189—194.

VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — Földt. Int. Évk. 22 (1) pp. 1—170.

VÉGH S. 1962: Az Északi-Bakony miocén képződményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről. pp. 21—33.

VÍGH GY. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról. pp. 60—68.

VÍGH GY. 1929: Adatok a Gerecse hegység Ny-i részének földtani ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról. pp. 87—100.

VITÁLIS S. 1939: Alsó triász a Bicskei-medencében. — Földt. Közl. 69. pp. 101—108.

STRATIGRAPHISCHE LAGE DER SCHOTTERBILDUNGEN IM TRANSDANUBISCHEN MITTELGEBIRGE

von

Á. JÁMBOR—L. KORPÁS

Die vorliegende Arbeit gibt die kurze, zusammenfassende geologische Beschreibung der schottrigen Sedimente verschiedenen Alters, die im Raum des Transdanubischen Mittelgebirges allgemein verbreitet sind. Im Rahmen der Besprechung der einzelnen Schotterbildungen werden ihre Verteilung, Zusammensetzung, Morphometrie, Ausbildung und Genese behandelt. Unter Berücksichtigung von wesentlich mehreren, aus Tagesausbissen und Tiefbohrungen stammenden Angaben als früher bewerten die Verfasser das Alter und die stratigraphische Lage der viel bestrittenen Schotterkomplexe des Mittelgebirges.

Die einzelnen „Schotterhorizonte" sind in der beigelegten Tabelle dargestellt.

A MÁNYI, A SZOMOR—ZSÁMBÉKI ÉS A BAJNAI EOCÉN KIFEJLŐDÉSI TERÜLETEK FÖLDTANI VISZONYAI

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

1964—67 között, a címben jelzett területen, intenzív felderítő barnakőszénkutatás folyt („mányi kutatás"). E sorok írója 1966. I. 1-től műszaki ellenőrként vett részt a munkában, s elvégezte az eocént harántolt fúrások (Tp. 47, 54, 56, 61) terepi feldolgozását, s azok anyagvizsgálatának megszervezését. Jelen összeállításban felhasználtam a korábbi években mélyült, KOPEK G. irányításával feldolgozott fúrások eredményeit is. A terepmunkában segítséget nyújtott MODROVICH GYÖRGYNÉ és MODROVICH GYÖRGY. Az anyagvizsgálati munkában résztvettek: IHAROSNÉ LACZÓ I. és K. BODROGI I. (szénkőzettan), RÁKOSI L. és CH. KHOGLER I. (palynológia), K. TÜSKE M. (nannoplankton), VITÁLISNÉ ZILAHY L., K. SÜMEGI K. és TÍMÁR I.-NÉ (Foraminifera), JÁMBORNÉ KNESS M. és KECSKEMÉTI T. (nagy-Foraminifera), KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. és MONOSTORI M. (Mollusca).

A felderítő kutatás eredményei alapján három eocén kifejlődési területet lehetett elkülöníteni. Ezekről az alábbiakban adunk áttekintést.

I. Mány—nándorpuszta—esztermajori kifejlődés

Csordakút—Nagyegyháza—Mesterberekpuszta környékéről eocén képződmények régóta ismeretesek, melyeknek földtani—rétegtani viszonyaival számos irodalmi közlemény és összefoglalás foglalkozik (LIFFA A. 1905; VITÁLIS I. 1939, 1948; VADÁSZ E. 1942; SÓLYOM F. 1950; SZŐTS E. 1956; MIKE K. 1961; KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. 1966).

A Mány—Szomor—Zsámbék—Bajna környéki terület eocén képződményeire TELEGDI ROTH K. (1925), JASKÓ S. (1943) és SZŐTS E. (1956) munkáiban találtunk adatokat. A területen a MÁK két fúrást mélyített. Az Esztermajor D-i szélére eső 327/a sz. fúrás (JASKÓ S. 1943, p. 293) 298,5 m-ben oligocénben leállt. A fúrást a produktív Má-18 (Tp. 47) és Má-13 (Tp. 8) sz. fúrások között mélyítették le. A Budapestvidéki Kőszénbánya Rt. fúrása (Má-14=Tp. 9), ugyancsak produktív területen, oligocénben megállt. Oligocén alatt közvetlenül a triászba jutott a 334. sz. fúrás Mány és Nándorpuszta között, körülbelül fele távolságban. A felderítő kutatás lehetőségeivel foglalkozott GIDAI L. (1969).

Az eocén képződmények áttekintése

A terület eocén képződményeit az 1964—67 között mélyített Má-9 (Csa-7), Má-10 (Csa-8), Má-11 (Csa-9), Má-13 (Tp. 8), Má-14 (Tp. 9), Má-18 (Tp. 47), Csa-12 (Tp. 54) és a Má-23 (Tp. 61) sz. fúrások tárták fel.

A Má-14 (Tp. 9), Csa-12 (Tp. 54), Má-18 (Tp. 47) sz. fúrások szelvényében az eocén képződmények vastagsága 45,0—120,0 m-ek között mutatkozott. A többi fúrás 84,00—120,00 m közötti vastagságban harántolt eocén képződményeket. Az eocén e nagymérvű vastagsági ingadozásának oka elsősorban a barnakőszénösszlet vastagsági viszonyainak változásában, másodsorban az eocén fedőképződmények utólagos letaroltságában keresendő.

A mányi területegységről összesen nyolc, kőzettanilag és biosztratigráfiailag részletesen feldolgozott szelvény áll rendelkezésünkre. *Ezek közül alapszelvényként alkalmaztuk a Csabdi 12* (Tp. 54) *és a Mány 23 sz.* (Tp. 61., 1. ábra) *fúrást.* Az üledékkőzettani és biosztratigráfiai adatok összevetése alapján az eocén képződményeket hat képződménycsoportra tagoltuk. Összehasonlítás és párhuzamosítás céljából felhasználtuk a szomszédos csordakúti fúrások eredményeit is.

1. *Az eocén barnakőszénösszlet fekvőrétegei* kőzettani felépítésük szerint változatosak. Általános elterjedésű képződmény a homokos agyag, agyag, agyagmárga, márga, míg a szürkésfehér színű, likacsos szerkezetű édesvízi mészkő csak a Mány 10 (Tp. 9) és a Csa-10 (Csa-6) sz. fúrásokban mutatkozott. A Mány 14 (Tp. 9) sz. fúrásban 553,3—555,8 m-ek között harántolt fekvőösszletből az alábbi sporomorphák kerültek elő.

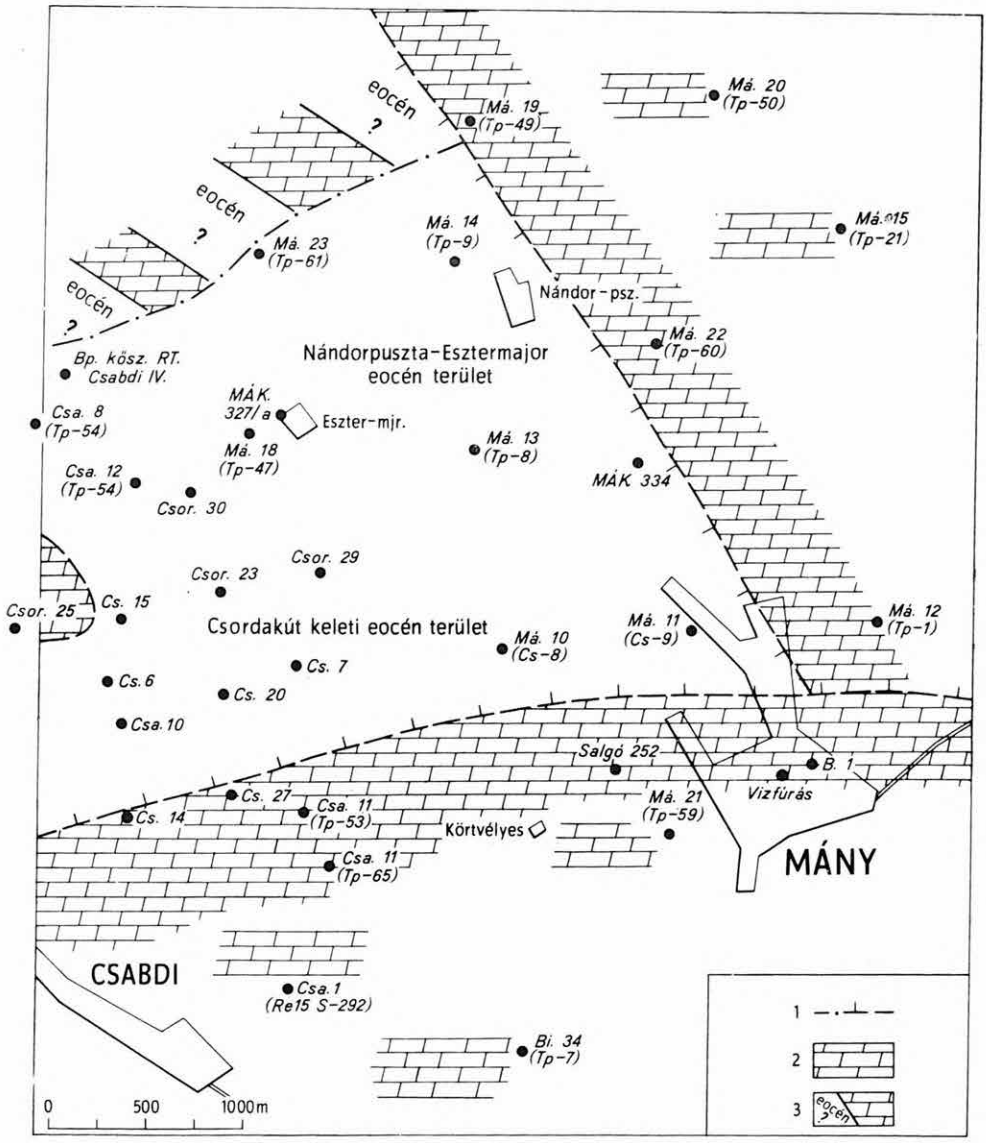
Monocolpopollenites sp. (Palmae)
Polypodiaceoisporites sp.
Leiotriletes sp.
Pityosporites sp.
Triatriopollenites sp.
Inaperturopollenites sp.
Inaperturopollenites polyformosus THIERGART 1937 *(Sequoia* v. *Cryptomeria)*
Tricolpopollenites sp.
Tricolporopollenites sp.
Pentapollenites sp.
Ovoidites sp.

A barnakőszénösszlet spóraképéhez kapcsolódó sporomorphákból egy-egy példány került elő.

Meghatározható Foraminiferákat és Molluscákat a fekvőösszlet nem tartalmaz. A kőzetben és az iszapolási maradékban helyenként molluszkahéj töredékek láthatók gyéren.

Nem soroljuk az eocénbe, de megemlítjük, hogy a Csabdi 12 (Tp. 54) sz. fúrás, felsőtriász cukorszövetű dolomitra települten, 2,7 m vastag ipari minőségű bauxittelepet mutatott ki.

2. *Az eocén barnakőszénösszletet,* csökkentsósvízi közbetelepülésekkel a mányi területegységen 7 fúrás harántolta. Véleményünk szerint a Má-9 (Csa-7) sz. fúrásban megfúrt, homokközbetelepüléseket tartalmazó, viszonylag vékony (0,05—1,15 m közötti) barnakőszéntelepek oligocén korúak, a fúrás eocén szénösszlet szempontjából meddőnek tekinthető.



1. ábra. A mány—nándorpuszta—esztermajori eocén terület

1. Az eocén elterjedési határa, *2.* középsőtriász dolomit eocénnél fiatalabb képződménnyel fedve, *3.* oligocén alatt várható képződmény, alternatíve

Fig. 1. La région éocène de Mány—Nándorpuszta—Esztermajor

1. Limite de l'Éocène, *2.* dolomie du Trias moyen couvert de formations post-Éocènes, *3.* formations prévisiblement sous-jacentes à l'Oligocène

A középsőeocén barnakőszénösszletnek két nagyobb kifejlődési területe különíthető el:

a) Vékony (1,60—19,0 m) barnakőszénösszlet, viszonylag vékony (0,9—2,7 m) barnakőszéntelepekkel a terület nyugati felén.

b) Vastag (20,0—70,0 m) barnakőszénösszlet, vastag (4,0—10,0—16,0 m) barnakőszéntelepekkel a terület keleti felén.

Megjegyezzük, hogy utóbbi terület DK-i részén az összlet vékonytelepes kifejlődésű, a Mány 11 (Csa-9) sz. fúrás 0,9 m barnakőszén és 0,8 m agyagos barnakőszéntelepet mutatott ki.

A vékonytelepes kifejlődésű területen a Csa-12 (Tp. 54) sz. egy 0,9 m-es, a Má-18 (Tp. 47) sz. egy 1,6 m-es, a Csa-10 (Csa-6) sz. fúrás három: 2,7 m, 2,0 m és 2,5 m vastag telepet mutatott ki. A Csa-12 (Tp. 54) sz. fúrásban harántolt telep fűtőértéke 4990 cal/kg, hamutartalma 12,4%, a Má-18 (Tp. 47) sz. fúrásé 4660 cal/kg, ill. 17,2%. A Csa-10 (Csa-6) sz. fúrásban kimutatott felső telep fűtőértéke meglehetősen alacsony, 2735—3672 cal/kg között, hamutartalma 28,74—39,91% között váltakozik. Az alsó két telep átlagos fűtőértéke 5000 cal/kg körüli, hamutartalma általában 5—12% között ingadozik. Csupán egy elemzés mutatott ennél magasabb értéket.

A szénkőzettani vizsgálatok a barnakőszéntelepek változatos keletkezési körülményeire utalnak: a Csa-12 (Tp. 54) sz. fúrásban harántolt alsó 0,1 m-es telep időnként kiszáradó lápban keletkezett, a felső 0,9 m-es telep láperdei—sekélylápi keletkezési jelleget mutat. A Má-18 (Tp. 47) sz. fúrásban kimutatott 1,6 m-es telep láperdő felé tendáló síklápi képződmény. A Csa-10 (Csa-6) sz. fúrásban átfúrt telepek anyaga a sekélyláp belső övében keletkezett.

A vastagtelepes kifejlődésű területen a Má-23 (Tp. 61) sz. fúrás egy 16,4 m-es egybefüggő, beágyazásmentes és egy 3,9 m vastag jó minőségű fényes barnakőszéntelepet tárt fel. 14,4 és 1,2 m vastag telepeket mutatott ki a Má-14 (Tp. 9) sz. fúrás. Agyag és édesvízi mészkő beágyazásokkal tagolt barnakőszénösszletet fúrt a Má-13 (Tp. 8) sz. és a Má-10 (Csa-8) sz. fúrás. Előbbi 11 db 0,8—4,6 m-es, utóbbi 5 db 1,0—5,0 m vastag barnakőszéntelepet mutatott ki.

A Má-14 (Tp. 9) sz. fúrás 532,2—533,4 m mélységközében megfúrt 1,2 m vastag barnakőszéntelep fűtőértéke 4905—5046 cal/kg közötti, a hamutartalom alacsony, 4—6% között váltakozik. A 14,4 m vastag telep fűtőértéke általában 4200—5000 cal/kg közötti, a 0,30 m-enként végzett elemzések szerint két gyengébb minőségű, 3000—4000 cal/kg közötti, 0,3 és 1,6 m vastag padot tartalmaz.

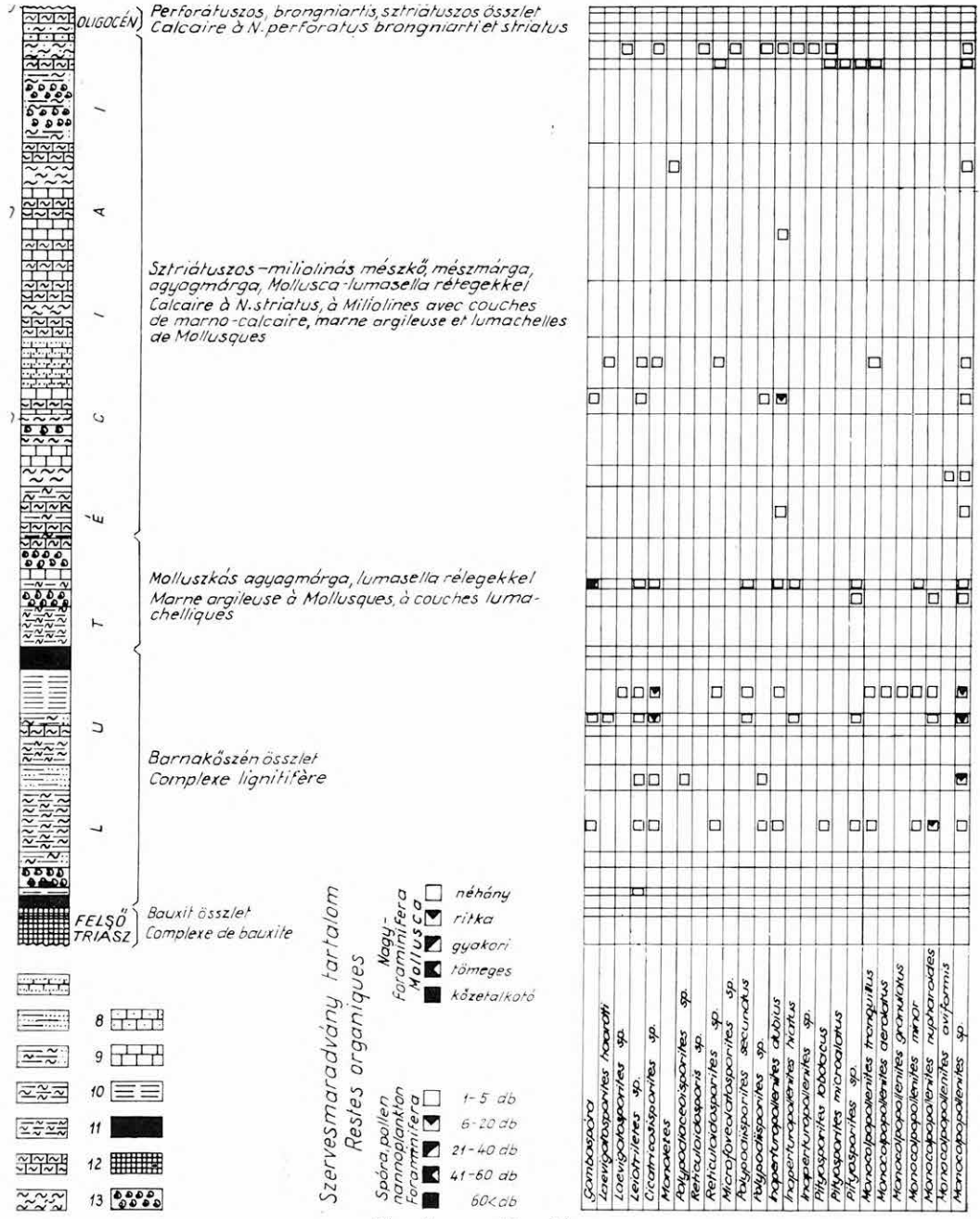
A Má-13 (Tp. 8) sz. fúrásban harántolt beágyazással elválasztott 4,6 és 4,0 m-es telepek felső része jobb minőségű, 4500—5500 cal/kg fűtőértékű,

2/a—d. ábra. A Csabdi 12. (Tp. 54) sz. fúrás eocén rétegsorának kőzettani felépítése és szervesmaradvány tartalma

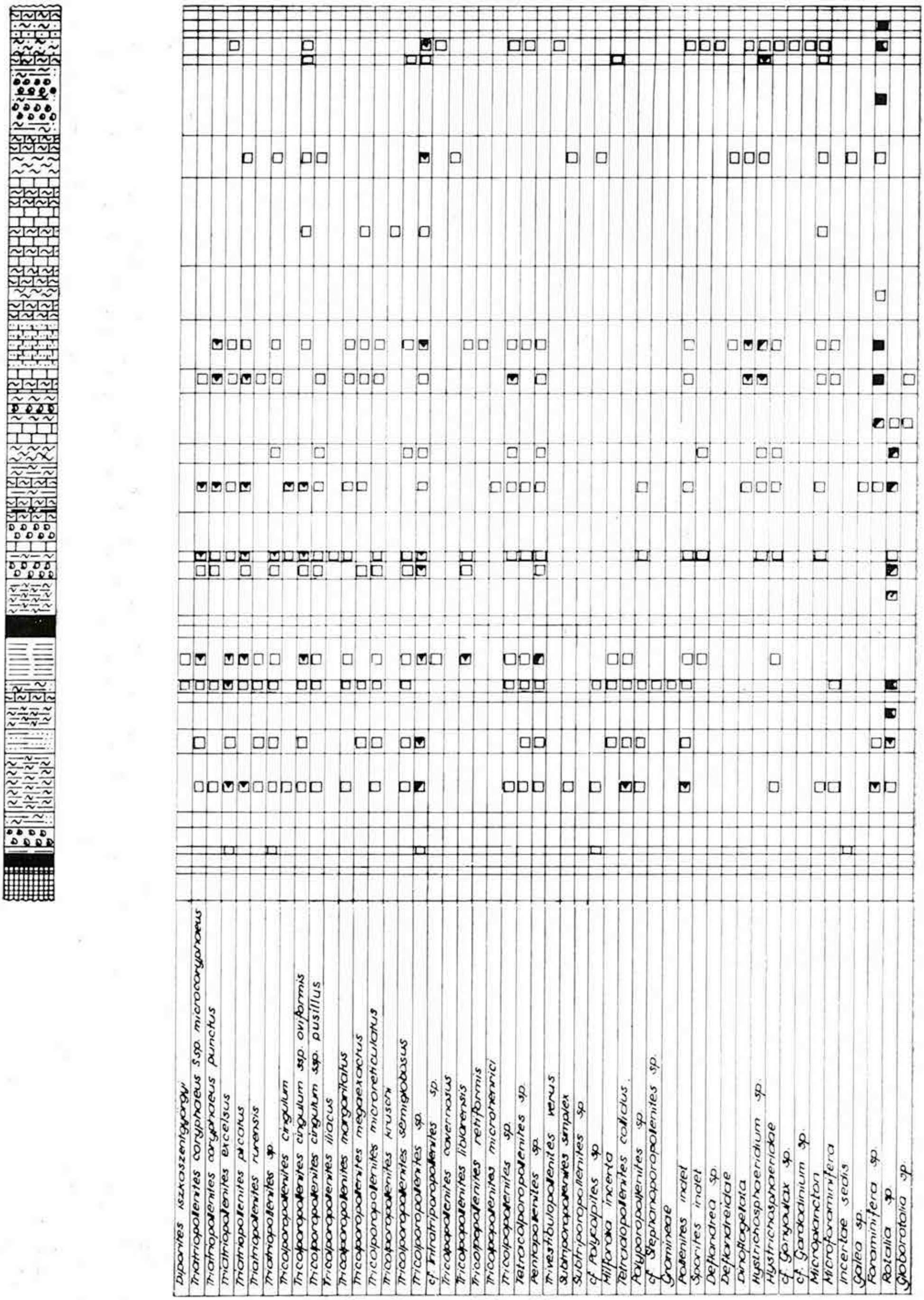
Földtani szelvény jelmagyarázata: 1. Meszes homokkő, 2. agyagos aleurit, 3. homokos agyagmárga, 4. agyagmárga, 5. kőzetlisztes márga, 6. mészmárga, 7. márga, 8. kőzetlisztes mészkő, 9. mészkő, 10. bitumenes agyag, 11. barnakőszén, 12. bauxit, 13. ősmaradványtörmelékből álló kőzetpad

Fig. 2/a—d. Composition lithologique et fossiles de la série éocène dans le sondage de Csabdi 12 (Tp. 54)

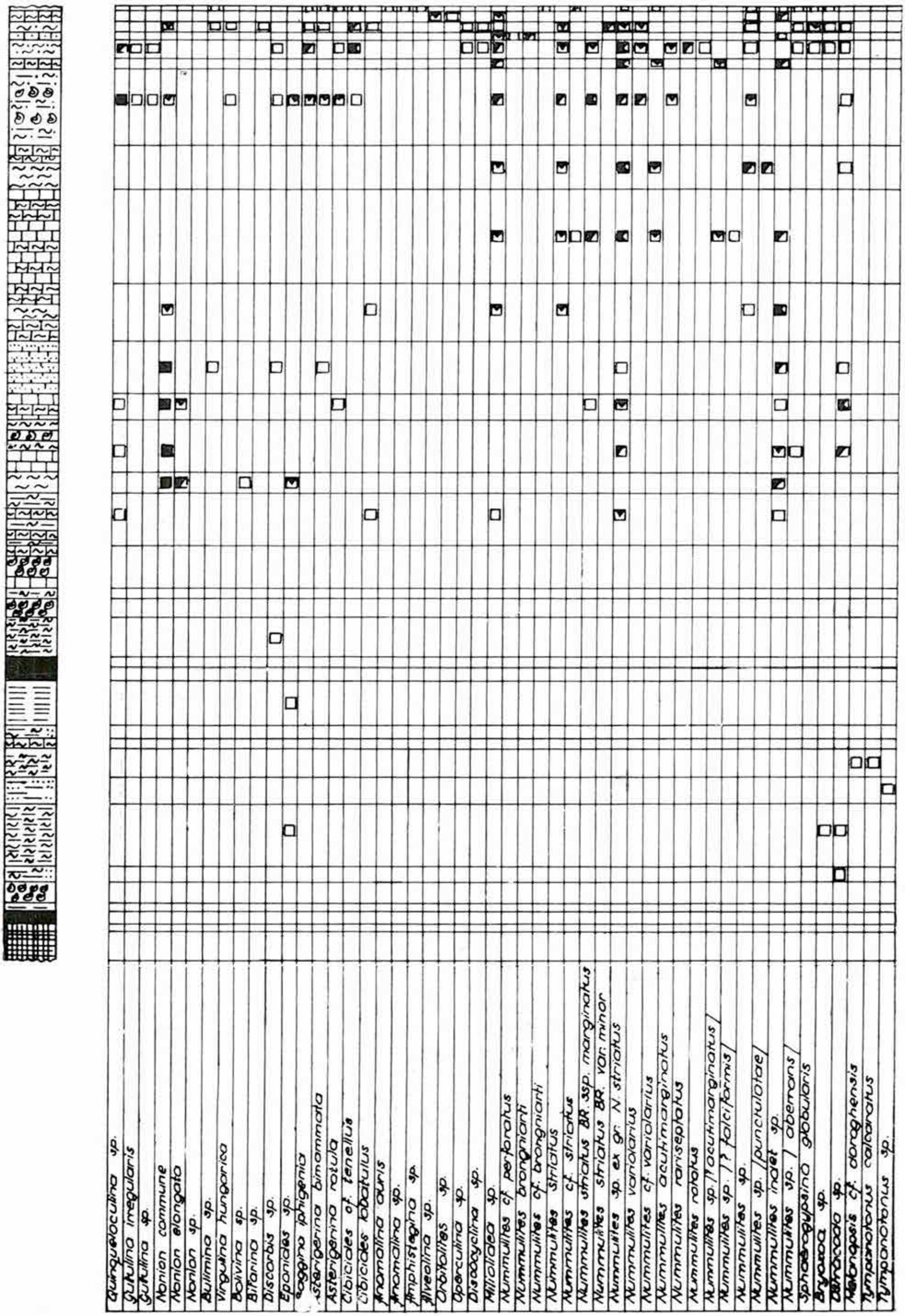
Légende de la coupe géologique: 1. Grès calcaire, 2. aleurite argileuse, 3. argilo-marnes, sableuses, 4. argilo-marnes, 5. marnes silteuses, 6. marne calcaire, 7. marne, 8. calcaire silteux, 9. calcaire, 10. argile bitumineuse, 11. lignite, 12. bauxite, 13. banc à débris de fossiles



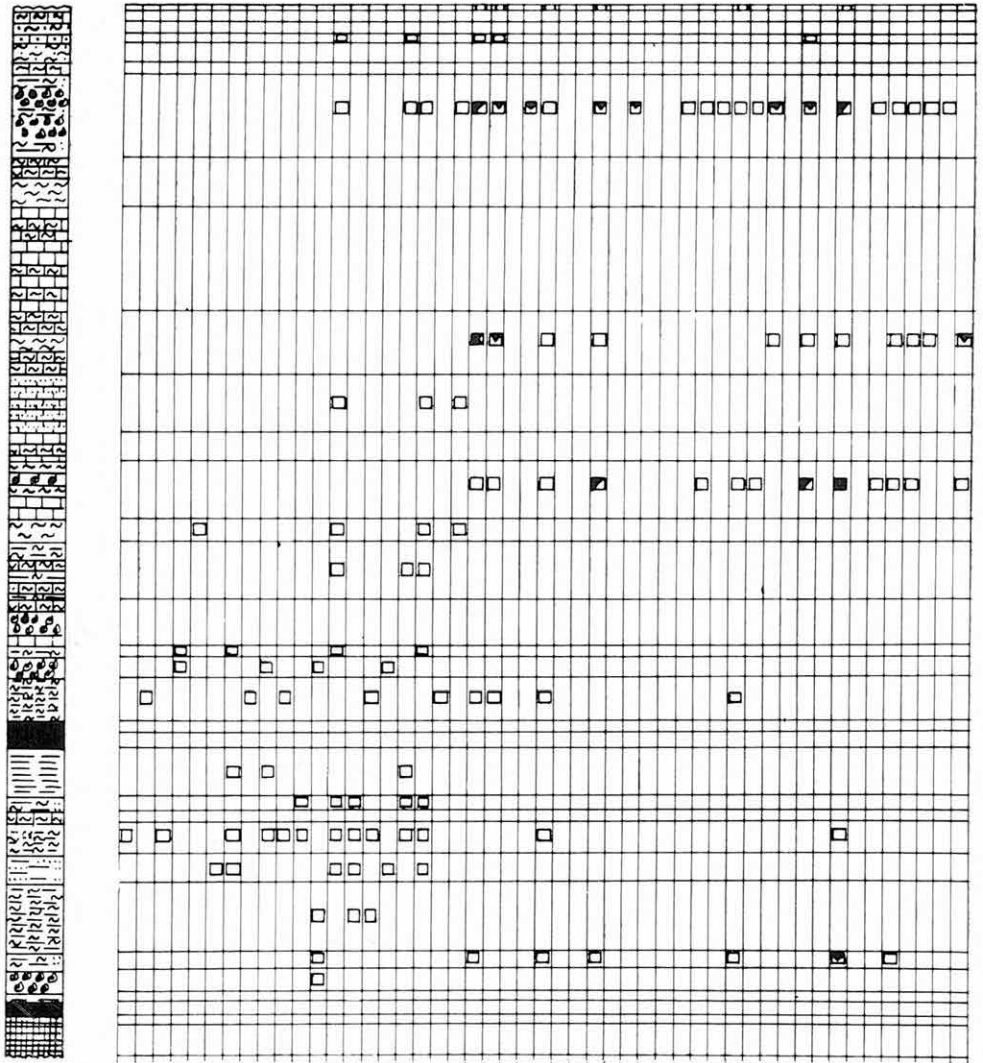
2/a. ábra — Fig. 2/a



2/b. ábra — Fig. 2/b



2/c. ábra — Fig. 2/c



2/d. ábra — Fig. 2/d

4,14% hamutartalmú; az alsó teleprész gyengébb, 3500—4500 cal/kg fűtőértékű és 15—30% hamutartalmú.

A Má-10 (Csa-8) sz. fúrásban kimutatott telep felső 4,2 m-e 4600—5200 cal/kg közötti fűtőértékű, a hamutartalom pedig 7—14% között változik. Az alatta települő 4,0 m-es szakaszban a fűtőérték 3100—3600 cal/kg közötti, az ez alatt települő szénpadok egészen gyenge minőségűek, 2000 cal/kg körüli fűtőértékűek és 40—50% hamutartalmúak.

A szénkőzettani vizsgálatok szerint a Má-14 (Tp. 9) sz. fúrásban kimutatott barnakőszén síklápi képződmény. A Má-10 (Csa-8) sz. fúrás szénösszletében sekélylápban, sekélyláp belső övében, sekélylápnál mélyebb lápban és mélyebb lápban keletkezett szénpadok váltakoznak.

A barnakőszénösszlet gazdag sporomorpha anyagot tartalmaz, a leggyakoribb és legjellemzőbb formák:

Polypodiisporites secundus (R. Pot.) Krutzsch
Monocolpopollenites tranquillus (R. Pot.) Th. et. Pf. (Palmae)
Monocolpopollenites granulatus Kedves (Palmae)
Diporites iszkaszentgyörgyi Kedves
Plicatopollis plicatus (R. Pot.) Th. et Pf. (Myricaceae)
Tricolporopollenites semiglobosus Kedves (Sterculiceae)
Tricolpopollenites cavernosus Hutter
Pentapollenites sp.
cf. *Polycolpites* sp.
Milfordia incerta (Th. et Pot.) Krutzsch

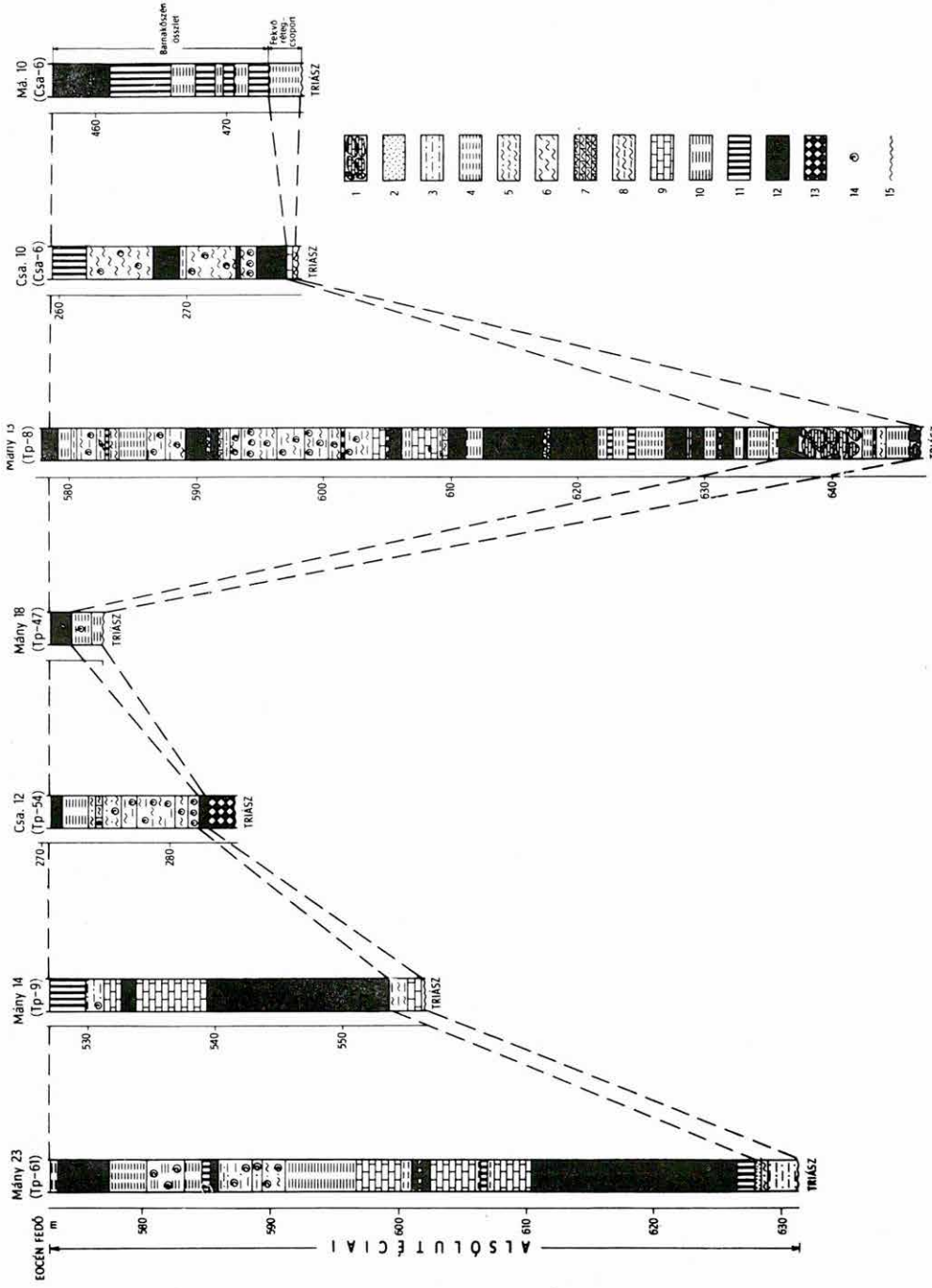
A barnakőszénösszlet 2,00—30,00 m közötti összvastagságban tartalmaz édesvízi és csökkentsósvízi kifejlődésű közbetelepüléseket. A csökkentsósvízi agyag-, agyagmárga- és márgarétegek gyér Foraminifera és gazdag Mollusca faunát tartalmaznak. A Csa-12 (Má-54) sz. fúrás barnakőszénösszletének közbetelepülései nannoplanktont, néhány jellegtelen *Foraminiferát*, ezenkívül *Bryozoa*- és *Ostracoda*-féléket, valamint csökkentsósvízi kifejlődésre utaló gazdag *Mollusca* faunát tartalmaznak.

3. *A barnakőszénösszlet fedőjét* nummuliteszes, molluszkahéjakból álló lumasellapadokat tartalmazó, apró-molluszkás agyag, agyagmárga, márga alkotja. A Má-23 (Tp. 61) és a Csa-12 (Tp. 54) sz. fúrás 30,0 m körüli vastagságban tárta fel. A fúrások az egész területen kimutatták e képződményt.

Sporomorpha képe a barnakőszénösszletéhez hasonló. A rétegcsoportnak különösen a felső felére jellemző (Csa-12, Tp. 54 sz. fúrás) a tengeri mikroplankton jelenléte.

A csökkentsósvízi rétegcsoportokból Foraminiferák is előkerültek. Kecskeméti T. szerint *Nummulites striatus* (Bruguière) ssp. *marginatus* Kecskeméti, *N.* sp. ex gr. *N. striatus* (Bruguière), egyéb *Nummulites* sp. és *Miliolidea* sp.-ek alkotják a nagy-Foraminifera képet. A csordakúti területen ugyanebben a rétegösszletben (2. és 3. ábra) Jámborné Kness M. meghatározása szerint a *Nummulites striatus* Bruguière és a *N. atacicus* (Leymerie) formák dominálnak. Számos *Mollusca* fajt is tartalmaz.

4. *A nummuliteszes, apró-molluszkás agyagmárga összlet* zöldesszürke színű, apró-molluszkás agyag-, agyagmárga- és márgarétegekből áll. Az alatta települő összlettől a lumasellarétegek gyér előfordulása, majd teljes kimaradása


Barnakőszén összlet
Fekvő réteg csoport
Má. 10 (Csa–6)
Csa. 10 (Csa–6)
Mány 13 (Tp–8)
Mány 18 (Tp–47)
Csa. 12 (Tp–54)
Mány 14 (Tp–9)
Mány 23 (Tp–61)
TRIÁSZ
460
470
260
270
580
590
600
610
620
630
640
270
280
530
540
550
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
EOCÉN FEDŐ
m
ALSÓLUTÉCIAI

révén különül el. Fedőjétől éles biosztratigráfiai (*Nummulites perforatus, N. brongniarti, N. striatus* gyakori—tömeges megjelenése) és kőzettani (mészmárga-, mészkőkifejlődés) határral különül el. Legnagyobb vastagsága 15 m körüli, átlagos vastagsága 8—10 m. A mányi területen általános elterjedésű képződmény. A rétegcsoportra sok sporomorpha kis egyedszámú előfordulása jellemző. Az összletre jellemző még az alsóeocén barnakőszénösszlet domináns formáinak, a *Monocolpopollenites tranquillus* (R. Pot.) Th. et Pf. (Palmae) és a *M. granulatus* Kedves (Palmae) stb. hiánya. A csökkentsósvízi fedőösszlet mikroplanktonja ebből az összletből is meghatározható. Nannoplanktonja nagy fajszámú, s különösen az összlet felső részén a fajok gyakori előfordulásúak.

A rétegcsoport jellemző kis-Foraminiferákat nem tartalmaz, jellemző ősmaradványai a Nummuliteszek: *Nummulites* cf. *striatus* Bruguière, *N. variolarius* (Lamarck) formák és különböző variánsaik. A kis termetű, vékony héjú *Molluscák* gyakori, helyenként tömeges előfordulása jellemző.

5. Az agyag—agyagmárga—mészmárga rétegekből álló *perforátuszos—brongniartis—striátuszos összletet* legnagyobb vastagságban (6,6 m) a Má-23 (Tp. 61) sz. fúrás tárta fel. A Csa-12 (Tp. 54) sz. 1,4 m, a Má-18 (Tp. 47) sz. 2,1 m vastagságban mutatta ki. Az eddigi palynológiai vizsgálatok és értékelések szerint sporomorphákat nem tartalmaz. Nannoplanktonja [Csa-12 (Tp. 54) sz. fúrás] szegényes, kevés faj kis számban fordul elő. Kis-Foraminiferái nem korjelzőek.

A rétegcsoport lutéciai korát a következő Nummuliteszek biztosan jelzik: *Nummulites* cf. *perforatus* (Montf.), *N. brongniarti* d'Arch. et H., *N. striatus* Brug., *N. variolarius* (Lamarck). A Má-23 (Tp. 61) sz. fúrás szelvényének perforátuszos összletéből Jámborné Kness M. a fenti nagy-Foraminiferákon kívül a következő, a lepusztult alsóeocén rétegekből áthalmozott alakokat mutatta ki: *Nummulites subplanulatus* Hantk. et Mad., *N.* aff. *praelucasi* Douv., *N.* aff. *pustulosus* Douv.

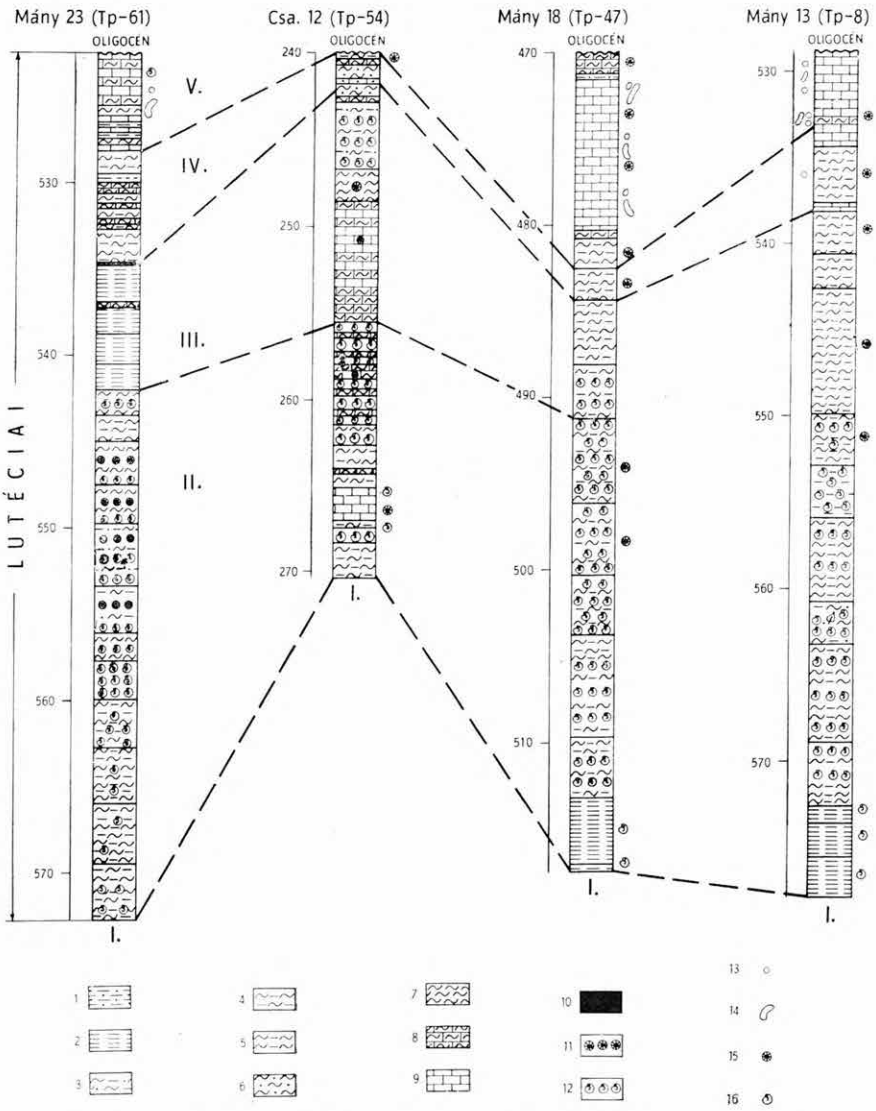
6. *A sztriátuszos—miliolinás—alveolinás mészkő, mészmárga, márga, agyagmárga összlet* túlnyomórészt mészkőből, alárendelten mészmárgából, márgából, homokos márgából és agyagmárgából áll. Tömeges és kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz *Miliolinákat* és *Alveolina*-féléket. A *Nummulites*-félék helyenként, különösen az agyag- és agyagmárga rétegekben, szintén tömeges és kőzetalkotó mennyiségben jelennek meg. A részletesen feldolgozott és értékelt rétegsorú fúrásokban legvastagabbnak mutatkozott a Má-18 (Tp. 47) sz. fúrásban (12,4 m), a Má-23 (Tp. 61) sz. fúrásban mindössze 5,4 m-es vastagságúnak bizonyult. A Csa-12 (Tp. 54) sz. fúrás szelvényéből pedig teljesen hiányzik az eocén e kifejlődési területen legfiatalabb rétegcsoportja. Gazdag

3. ábra. A mány—nándorpuszta—esztermajori területen átfúrt barnaköszéntelepek és fekvőrétegeik

1. Dolomit-görgetegek, *2.* homok, *3.* homokos agyag, *4.* agyag, *5.* homokos agyagmárga, *6.* márga, *7.* mészmárga, *8.* agyagmárga, *9.* édesvízi mészkő, *10.* kőszenes agyag, *11.* agyagos barnakőszén, *12.* barnakőszén, *13.* bauxit, *14.* Mollusca, *15.* diszkordancia

Fig. 3. Laies de lignite et terrains du mur creusés dans la région de Mány—Nándorpuszta—Esztermajor

1. Éboulis de dolomie, *2.* sable, *3.* argile sableuse, *4.* argile, *5.* argilo-marne sableuse, *6.* marne, *7.* marno-calcaire, *8.* argilo-marne, *9.* calcaire lacustre, *10.* argile lignitifère, *11.* lignite argileux, *12.* lignite, *13.* bauxite, *14.* Mollusques, *15.* discordance



4. ábra. A mány—nándorpuszta—esztermajori eocén korrelációja

I. Eocén barnakőszén összlet, II. molluszkás, nummuliteszes agyagmárga, lumasella-rétegekkel, III. nummuliteszes, apró molluszkás agyagmárga, IV. perforátuszos rétegesoport, V. sztriátuszos, miliolinás, alveolinás mészkő és mészmárga; *1.* homokos agyag, *2.* agyag, *3.* homokos agyagmárga, *4.* agyagmárga, *5.* agyagos márga, *6.* homokos márga, *7.* márga, *8.* mészmárga, *9.* mészkő, *10.* barnakőszén, *11.* Nummulites lumasella, *12.* Mollusca lumasella, *13.* Miliolina, *14.* Alveolina, *15.* Nummulites, *16.* Mollusca

Fig. 4. Corrélation de l'Éocène de Mány—Nándorpuszta—Esztermajor

I. Complexe lignitifère éocène, II. argilo-marnes à Mollusques et à Nummulites à couches de lumachelle, III. argilo-marnes à Nummulites et à Mollusques menus, IV. série à *N. perforatus*, V. calcaire et marno-calcaire à Alvéolines, à *N. striatus*, à Miliolines; *1.* argile sableuse, *2.* argile, *3.* argilo-marne sableuse, *4.* argilo-marne, *5.* marne argileuse, *6.* marne sableuse, *7.* marne, *8.* marne calcaire, *9.* calcaire, *10.* lignite, *11.* lumachelle nummulitique, *12.* lumachelle à Mollusques, *13.* Miliolines, *14.* Alvéolines, *15.* Nummulites, *16.* Mollusques

sporomorpha anyagot és Foraminifera faunát tartalmaz. A Má-18 (Tp. 47) sz. fúrásban harántolt miliolinás—alveolinás összletből KECSKEMÉTI T. a következő nagy-Foraminiferákat határozta meg: *Nummulites* cf. *striatus* BRUG., *N.* sp. ex gr. *Nummulites striatus* (BRUG.), *N. falciformis* KECSKEMÉTI, *N.* cf. *variolarius* (LAM.). Mollusca-faunája nagyon gyér, *Anomia* sp. és *Ostrea* sp. található ritkán.

A csordakúti területen kimutatott felső perforátuszos—sztriátuszos—molluszkás és a felső sztriátuszos—molluszkás rétegcsoportokat csak a terület déli részén mélyített Csa-6 és Csa-8 jelű fúrások harántolták. E rétegcsoportok rétegtani viszonyainak tárgyalására a csordakúti eocén ismertetésénél térünk vissza.

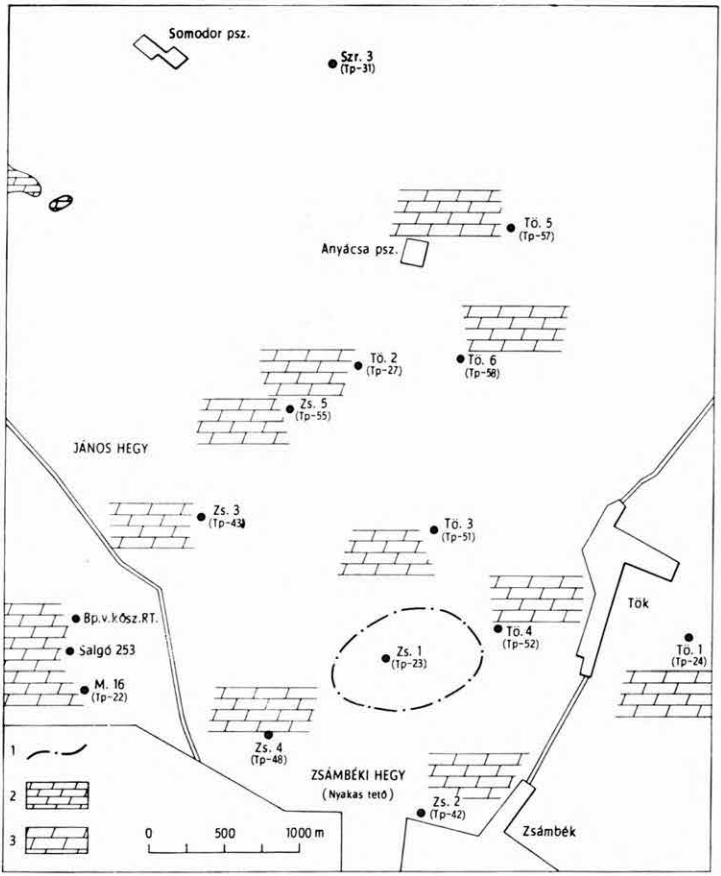
Rétegtani helyzet

A mány—nándorpuszta—esztermajori terület eocén képződményeinek rétegtani helyzetére vonatkozólag már korábban utaltunk (GIDAI L. 1969, 1970). Részletes vizsgálataink alapján is az a véleményünk alakult ki, hogy a Mány környéki barnakőszénösszletet fiatalabbnak kell tartanunk, mint a dorogi alsóeocén barnakőszéntelepet. A barnakőszénösszlet feletti molluszkás agyagmárga jellemző szervesmaradványai a következő Nummuliteszek: *Nummulites striatus* BRUGUIÈRE, *N. atacicus* (LEYMERIE), *N. variolarius* (LAMARCK), melyek a rétegek középsőeocén korára utalnak. A részletes palynológiai vizsgálatok szerint hiányoznak a dorogi alsó pálmás pollenszintek. Hiányzik továbbá a dorogi területről részleteiben ismert ún. alsóeocén fauna (lásd GIDAI L. 1969), a plankton és nagy-Foraminiferák. A barnakőszénösszlet közvetlen molluszkás, lumasellás fedőjéből hiányzik a *Tympanotonus hantkeni* (MUNIER—CHALMAS), a dorogi csökkentsósvízi fedő jellegzetes Mollusca faja. A teljesebb dorogi és a hiányosabb mányi eocén rétegsor korrelációjával, a cuisi—lutéciai határon végbement ősföldrajzi változásokkal már korábban foglalkoztunk (GIDAI L. 1970). A dorogi terület Ny-i részének a cuisi—lutéciai határon történt kiemelkedésével egyidőben az üledékképződési tér déli irányba tevődött át. A barnakőszénösszletet települési helyzete alapján helyezzük a lutéciai emeletbe. Tengeri fedőjének lutéciai korát a nagy-Foraminiferák igazolják.

II. Szomor—zsámbéki kifejlődés

A terület eocén képződményeire csak TELEGDI ROTH K. (1925) és SZŐTS E. (1956) munkáiban találunk irodalmi adatokat. TELEGDI ROTH K. rögzítette, hogy a gyermelyi Vöröshegynél a régi kutatások széntelepet és csökkentsósvízi fedőt tártak fel. Beszámolt még arról is, hogy Szomornál a nummuliteszes mészkő közvetlenül a triászra települ. Egyéb irodalmi adatot a szomor—zsámbéki eocénre vonatkozólag nem ismerünk.

Az 1920-as években a MÁK és a „Salgó" is próbálkozott — eredménytelenül — szénkutatással. Nagy-Kablászpuszta és Máriahalom között mélyítették le a Salgó 290. sz. fúrását, amely oligocén képződmények alatt, 290,4 m-ben alaphegységbe jutott. Somodorpusztától ÉK-re fúrták le a MÁK 17. és 18. sz. fúrásokat. Előbbi 241,25 m-ben, valószínűleg oligocénben leállt, utóbbi 290,4 m-ben oligocén alatt triász alaphegységbe jutott.



5. ábra. A szomor—zsámbéki kifejlődési területen mélyített fúrások helyszínrajza

1. Az eocén elterjedési határa, *2.* középsőtriász dolomit a felszínen, *3.* középsőtriász dolomit eocénnél fiatalabb képződménnyel fedve

Fig. 5. Plan géographique des sondages dans la région de Szomor—Zsámbék

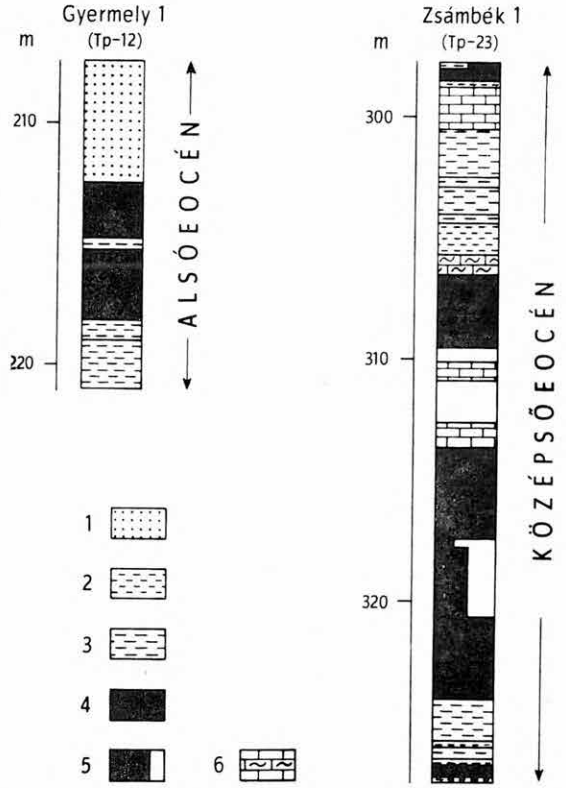
1. Limite de l'Éocène, *2.* dolomie du Trias moyen à la surface, *3.* dolomie du Trias moyen couverte de depôtes post-éocènes

Alsóeocén barnakőszénösszlet, fekvő- és fedőösszlet

A Szomor—Zsámbék közötti területen lemélyített fúrások többsége oligocén alatt triászba jutott. A fúrási rétegsorok dokumentációi négy fúrásban (Gyermely 1.=Tp. 12, Gyermely 2.=Tp. 25, Szomor 3.=Tp. 31, Zsámbék 1.=Tp. 23) jeleztek eocén képződményeket. Az alábbiakban fúrásonként értékeljük azokat a bizonyítékokat, amelyek az egymástól elkülönült előfordulások eocén korát bizonyítják, vagy kizárják.

Gyermely 1 (Tp. 12) sz. fúrás. A VARGA M. által összeállított rétegleírás a 204,0—223,1 m-ek közötti barnakőszénösszletet sorolja be az eocénbe, valószínűsítve, hogy az vető mentén érintkezik a felette települő oligocénnel. A barnakőszénösszleten belül két — 2,4 és 2,9 m vastag — agyagos-palás barnakőszéntelep különül el. Fauna az összletből nem került elő. RÁKOSI L. értékelése szerint a meghatározott sporomorphák bizonyítják az eocén jelenlétét. Véleményünk szerint is eocén telepeket fúrtak meg, a Dorogi-medence nyugati részén megismert kifejlődésben.

Gyermely 2 (Tp. 25) sz. fúrás. MODROVICH GY.-NÉ leírása szerint 418,4—427,4 m-ek között eocén képződményeket harántolt a fúrás, 425,0—426,0 m-ek között barnakőszénből, agyagos barnakőszénből és kőszenes agyagpadokból álló telepet és ezenkívül több kőszenes agyagréteget harántolt. RÁKOSI L. szerint a palynológiai vizsgálatokkal eocén kor nem igazolható. A kőszénösszletben igen sok a légzsákos fenyőpollen (*Pityosporites* sp.), dominanciájuk az oligocénre esik. Eocén jelenlétére utaló fauna szintén nem került elő. Véleményünk szerint az eocénnek vélt, produktív széntelepeket nem tartalmazó barnakőszénösszletet indokoltabb az oligocénbe sorolni.



6. ábra. A szomor—zsámbéki kifejlődési területen feltárt barnakőszén rétegcsoportok

1. Homok, *2.* aleurit, *3.* agyag, *4.* barnakőszén, *5.* oldalfalmaglövéssel kimutatott barnakőszén, *6.* mészkő, mészmárga

Fig. 6. Séries de lignite dans la région de Szomor—Zsámbék

1. Sable, *2.* aleurite, *3.* argile, *4.* lignite, *5.* lignite découvert par carrotage à la grenaille, *6.* calcaire, marno-calcaire

Szomor 3 (Tp. 31) sz. fúrás. KOPEK G. és JUHÁSZ I. rétegleírásukban a 425,6—436,6 m-ek közötti szakaszt eocénnek minősítették. Az elkülönített szakaszon belül produktív rétegek nincsenek, csak egy 0,3 m vastag agyagos barnakőszénréteg, amelynek a fűtőértéke valamivel magasabb volt 3000 cal/kg-nál.

A következő, 426,00—430,70 m-ek közötti rétegek eocénnek minősülő Mollusca-faunát tartalmaznak:

Brachyodontes corrugatus (BRONG.)
Corbicula cfr. *triangularis* (SZŐTS)

Globularia incompleta ZITTEL
Tympanotonus diaboli (BRONG.)
Tympanotonus sp.
Tivellina sp.
Cardium sp.
Arcopagia mayeri SZŐTS
Cantharus brongniarti D'ORB.
Calyptraea aperta SOL.
Ampullina sp.
Meretrix cf. *tokodensis* (OPPENH.)
Pyrazus focillatus DE GREG.
Theodoxus passayanus (DESH.)

CH. KHOGLER I. vizsgálata és RÁKOSI L. értékelése szerint a rétegekben a *Tricolporopollenites cingulum* típusú pollenforma dominál, amely a szemiterresztrikus láperdő maradványegyüttesének domináns alakja. A Dorogi-medence sekélyebb tengeri kifejlődésű rétegeiben jellemző. Barnakőszéntelepek ezekből a maradványegyüttesekkel jelzett rétegekből nem ismeretesek.

A rétegek eocén korát a sporomorphák is bizonyítják, s RÁKOSI L. értékelése szerint a csordakúti barnakőszéntelepek szintjének felel meg.

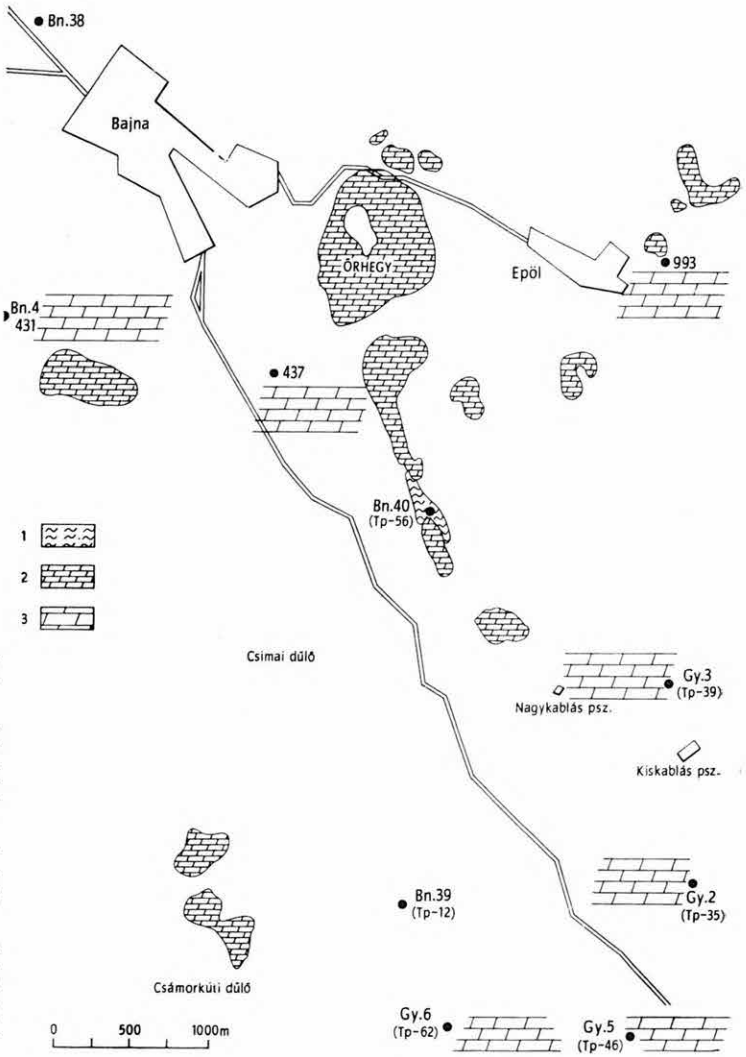
Zsámbék 1 (Tp. 23) sz. fúrás. A fúrás 294,0—331,3 m-ek közötti szakaszát MODROVICH GY.-NÉ rétegleírásában megkérdőjelezve az eocénbe sorolta. RÁKOSI L. újravizsgálata szerint a sporomorphák 304,5 m-es mélységig biztosan jelzik a rétegek oligocén korát. 304,5—306,6 m között anyagvizsgálat nem volt. 306,6—309,6 m között *Ovoidites ligneolus* (R. POT.) mellett tömeges gombaspórát talált. 325,7—327,2 m között sok a *Polypodiaceoisporites macrospeciosus* (R. POT.) W. KR. spóra. A dorogi barnakőszén-medence alsóeocén kőszéntelepeinek alján a jellemző maradványegyüttesben ugyanazt a spórát találta meg, s szerinte a Zsámbék 1. sz. fúrásban harántolt barnakőszéntelepek a dorogi-medencei alsóeocén telepeknek felelnek meg. 304,2—305,8 m közötti rétegekből KERNERNÉ SÜMEGI K. szegényes, nem korjelző faunát határozott meg: *Rotalia beccarii* LINNÉ, *R.* sp., *Foraminifera* sp. indet., *Nummulites* sp. töredék, *Mollusca* töredék. A 303,00—304,20 és 305,80—306,60 m között leírt miliolinás—alveolinás mészkőrétegek is jelzik a fedőképződmények eocén korát. A fúrás 315,3—321,1 m között (részint magfúrással, részint oldalfalmaglövéssel) több vékonyabb agyagos barnakőszén-, palás barnakőszén- és barnakőszéntelepet mutatott ki. A telepek fűtőértéke 3000—4500 cal/kg között váltakozik.

Összefoglalva a rétegtani viszonyokra vonatkozó adatokat, megállapíthatjuk, hogy a kifejlődési terület eocén képződményeire az erőteljes és többszöri letaroltság és az egymástól elkülönült kis kiterjedésű előfordulás jellemző. A TELEGDI ROTH K. (1925) által jelzett ún. „régi-kutatás" kőszene és csökkentsósvízi fedője a megadott fauna alapján véleményünk szerint a dorogi területi alsóeocénnel korrelálható. A Gyermely 1. sz. fúrás — figyelembe véve a telepek vastagságát és kifejlődését — alsóeocént, az alsóeocén barnakőszénösszletet harántolta. A Szomor 3. sz. fúrásban harántolt eocén — feltehetően — szintén alsóeocén. A Zsámbék 23. sz. fúrásban harántolt eocén viszont — tekintetbe véve a barnakőszénösszlet fedőjében levő miliolinás—alveolinás képződményeket — a pollenvizsgálat és értékelés ellenére, véleményem szerint a mányi kifejlődési területtel korrelálható.

III. Bajnai kifejlődés

Telegdi Roth K. (1925) tett említést a *Nummulites perforatus*-os márga bajna—őrhegyi előfordulásáról. Ugyancsak ő ismertette a felsőeocén nummuliteszes—diszkociklinás mészkő kibúvását a bajnai Őrhegytől D-re. A Bajna környéki területen — a felderítő kutatás megindulása előtt — egy mélyfúrás („Salgó" 993 sz.) mélyült, Nagy-Kablászpusztától ÉK-re, amely 64,8 m-ben oligocén alatt triászba jutott.

A „mányi kutatás" keretében Kopek G. javaslatára került lemélyítésre a Bajna 40 (Tp. 56) sz. fúrás, amely az alsóeocén fekvő tarkaagyag-összletet

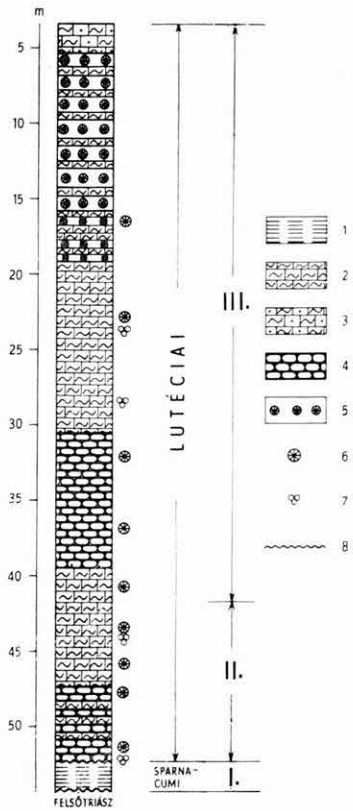


7. ábra. A Bajna 39. és 40. sz. fúrás helyszínrajza

1. Lutéciai perforátuszos márga, *2.* felsőtriász mészkő a felszínen, *3.* felsőtriász mészkő eocénnél fiatalabb képződménnyel fedve

Fig. 7. Plan géographique du sondage de Bajna 39 et 40

1. Marnes lutétiennes à *N. perforatus*, *2.* calcaire du Trias supérieur à la surface, *3.* calcaire du Trias supérieur couvert de formations post-éocènes



8. ábra. A Bajna 40. (Tp. 56) sz. fúrásban feltárt eocén rétegsor

I. Tarka agyag, II. sztriátuszos mészmárga, mészkő, III. perforátuszos mészmárga, durva mészkő; *1.* agyag, *2.* márga, *3.* mészmárga, *4.* mészkő, *5.* Nummulites lumasella, *6.* Nummulites, *7.* Miliolina, *8.* diszkordancia

Fig. 8. Séries éocènes découvertes par le sondage de Bajna 40 (Tp 56)

I. Argile bariolée, II. marno-calcaire à *N. striatus*, calcaire, III. marno-calcaire à *N. perforatus*, calcaire grossier; *1.* argile, *2.* marne, *3.* marno-calcaire, *4.* calcaire, *5.* lumachelle à Nummulites, *6.* Nummulites, *7.* Miliolines, *8.* discordance

és a középsőeocén perforátuszos képződménycsoportot tárta fel. A fúrás terepi feldolgozását KOPEK G. és GIDAI L. együtt végezte el.

1. *Az alsóeocén barnakőszénösszlet fekvőösszlete.* A fúrás 52,2—55,0 m között 2,8 m vastagságban okkersárga, helyenként fehérfoltos tarkaagyagot harántolt. Szerves maradvány az összletből nem került elő. Véleményünk szerint a Dorogi-medence Ny-i részén az alsóeocén barnakőszénösszlet fekvőjében általános elterjedésű tarkaagyag-rétegekkel párhuzamosítható. Az alsóeocén barnakőszénösszlet, csökkentsósvízi molluszkás fedője és a nummuliteszes—operkulinás agyagmárgaösszlet a fúrás szelvényéből hiányzott.

2. *Perforátuszos—brongniartis—sztriátuszos összlet.* A homokos mészmárga, mészmárga és mészkőrögös durvamészkő rétegekből felépített perforátuszos—brongniartis összlet felszíni feltárásban ismert, a bajnai Őrhegytől D-re. Erre a feltárásra települ a Bajna 40 (Tp. 56) sz. fúrás. A fúrás rétegsora szerint a perforátuszos—brongniartis összlet az alsóeocén barnakőszén és a nummuliteszes—operkulinás összletek kimaradásával települ az alsóeocén fekvő tarkaagyagra.

Az összlet nagy-Foraminiferáit KECSKEMÉTI T. dolgozta fel. A részletesen feldolgozott faunából a következő fajokat emeljük ki, melyek egyértelműen jelzik az összlet lutéciai korát:

Nummulites perforatus MONTFORT
Nummulites brogniarti D'ARCH. et HAIME
Nummulites striatus BRUGUIÈRE
Nummulites variolarius (LAMARCK)
Nummulites cf. *discorbinus* SCHLOTH.
Nummulites millecaput (BOUB.)
Discocyclina pratti (MICHELIN)
Discocyclina papyracaea (BOUB.)
Discocyclina varians (KAUFM.)
Discocyclina nummulitica GÜMB.
Discocyclina aspera GÜMB.

IRODALOM

GIDAI L. 1968: A felderítő barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Dunántúli középhegység ÉK-i részén. — Évi Jel. 1966-ról, pp. 125—134.

GIDAI, L. 1969: Les rayons faciaux de l'Éocène de la région NE de Transdanubie. — Colloque sur la stratigraphie de l'Éocène, Budapest, 6—8 sept. 1969. pp. 27—48.

Gidai L. 1970: A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének földtani vizsgálata 1967-ben. — Évi Jel. 1967-ről.

Jaskó S. 1943: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. — Besz. a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól. V. évf. 5. f. pp. 254—302.

Kopek G.—Kecskeméti T.—Dudich E. 1966: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Évi Jel. 1964-ről, pp. 249—264.

Liffa A. 1905: Jegyzetek Mány és Felsőgalla vidékének agrogeológiai viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1905-ről. pp. 189—200.

Mike K. 1961: Összefüggés a Nagyegyházi-medence szerkezeti és morfológiai viszonyai között. — Földrajzi Ért. X. évf. 4. f. pp. 433—454.

Sólyom F. 1950: Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1950. pp. 221—231.

Szőts E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. tom 9. pp. 1—318.

Telegdi Roth K. 1925: A tokod—dorogi és a tatabányai barnaszénmedencék között elterülő vidék és a móri árok környéke. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—23. pp. 69—81.

Vadász E. 1942: Eocén kérdések. — Földt. Közl. 72. pp. 152—170.

Vitális I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron, pp. 1—407.

Vitális I. 1948: A Németegyháza—Mesterberek—Csordakútpuszta területe alatt felkutatott paleogén fényes barnaszén. — Bány. és Koh. Lapok III. (LXXXI) pp. 33—39, 66—75, 97—108.

LES FACIÈS DE L'ÉOCÈNE DANS LA RÉGION DE MÁNY, DE SZOMOR—ZSÁMBÉK ET DE BAJNA

par

L. Gidai

Les travaux de la prospection de lignite, poursuivis avec intensité dans la région traitée à partir de 1964 jusqu'à 1967, permettent d'y distinguer trois régions de faciès de l'Éocène comme suit.

Les environs de Mány—Nándorpuszta—Esztermajor

Terme du mur du complexe lignitifère. La composition lithologique est très variée. Des argiles sableuses, des argiles, des marnes argileuses, des marnes, des calcaires blancs grisâtres, et des travertins poreux y sont généralement répandus.

Complexe lignitifère à des intercalations saumâtres. Dans cette unité, le complexe lignitifère est creusé par sept forages. Deux secteurs à développement différent y peuvent être distingués, en ce qui concerne le complexe lignitifère de l'Éocène moyen.

1. Secteur ouest: complexe lignitifère mince (de 1,60 à 19,0 m), à laies de lignite relativement minces (de 0,9 à 2,7 m)

2. Secteur est: complexe lignitifère d'une puissance de 20 à 70,0 m, avec des laies plus épaisses (4—10—16 m).

Les intercalations lacustres et saumâtres ont une puissance accumulée

de 2,00 à 30,00 m. Elles renferment du Nannoplancton, quelques Foraminifères peu caractéristiques, des Bryozoaires, des Ostracodes, et des Mollusques saumâtres.

Marne argileuse à Mollusques, à Nummulites, à couches de lumachelles. C'est le toit du complexe lignitifère, constitué par des lumachelles alternant avec des argiles à fragments de Mollusques, des marnes argileuses et des marnes. L'ensemble de Sporomorphes ressemble à celui du complexe lignitifère. La partie supérieure du terme renferme du microplancton marin, et des spécimens de *Nummulites striatus* BRUGUIÈRE et *N. atacicus* (LEYMERIE).

Marnes argileuses à Nummulites et à fragments de petits Mollusques. Argiles gris-verdâtres à fragments de petits Mollusques, marnes argileuses et marnes. La puissance est de 15 m au maximum (en moyenne de 8 à 10 m). Ce terme est généralement répandu aux environs de Mány. Les fossiles caractéristiques y sont *Nummulites* cf. *striatus* BRUGUIÈRE, *N. variolarius* (LAMARCK), et leurs variétés différentes.

Terme à Nummulites perforatus, N. striatus et N. brongniarti. Argiles, marnes argileuses, marno-calcaires, dont l'épaisseur varie de 1,4 à 6 m. Les grands Foraminifères indiquant l'âge lutétien et un certain remaniement de l'Éocène inférieur sont énumérés dans le texte hongrois.

Calcaires, marnes calcaires, marnes et marnes argileuses à Nummulites striatus, à Miliolines et à Alvéolines. Les calcaires à Miliolines et Alvéolines en quantité formant la roche y sont des représentants prédominants. Les Nummulites sont par endroits présentes en masse, surtout dans les argiles et dans les marnes argileuses. La puissance du terme varie entre 5,4 et 12,4 m. Ces couches sont riches en Sporomorphes et en Foraminifères. Les Mollusques y sont rares: on rencontre très sporadiquement quelques Huîtres et des Anomies. (Pour l'énumération des Nummulites caractéristiques, voir le texte hongrois.)

Corrélation stratigraphique

La faune du toit du complexe lignitifère indique l'âge Éocène moyen *(Nummulites striatus, N. atacicus, N. variolarius)*. Les niveaux inférieurs palynologiques établis dans le bassin de Dorog sont absents dans la région en question. La microfaune de l'Éocène inférieur, connue du bassin de Dorog, est également absente (voir L. GIDAI 1969). *Tympanotonus hantkeni* (MUNIER-CHALMAS), une espèce gastéropode caractéristique du toit saumâtre à Dorog, n'y est point rencontrée. Simultanément à l'émersion du secteur ouest de la région de Dorog (à la limite entre le Cuisien et le Lutétien), la sédimentation s'est déplacée vers le Sud. Le complexe lignitifère est daté comme lutétien sur la base de sa position occupée dans la coupe. L'âge lutétien du toit marin est prouvé par les grands Foraminifères.

Les environs de Szomor et de Zsámbék

Sur la base d'une reconnaissance antérieure, des laies de lignite et des couches saumâtres y sont connues. A Szomor, les calcaires à Nummulites de l'Éocène supérieur reposent directement sur le Trias. Le complexe lignitifère

de l'Éocène inférieur a été creusé par le sondage de Gyermely-1 (Tp. 12) et par le sondage de Szomor-3 (Tp. 31). Celui-ci a également révélé la présence du toit saumâtre. Par contre, le sondage Zsámbék-1 (Tp. 23) a mis en évidence le complexe lignitifère correspondant à celui de Mány au toit à Miliolines et à Alvéolines.

En résumant, on peut constater que l'Éocène de cette région est caractérisé par des érosions intensives et répétées, résultant dans la répartition restreinte des dépôts éocènes, isolés les uns des autres.

Les alentours de Bajna

Les marnes à *Nummulites perforatus* sont connues à mont Őrhegy près de Bajna, et les calcaires à Nummulites et à Discocyclines sont rencontrés un peu plus loin vers le Sud. Le sondage de Bajna-39 (Tp. 56) a mis à découvert les argiles bariolées constituant le mur du complexe lignitifère de l'Éocène inférieur, et les marnes calcaires à *Nummulites perforatus* qui les surmontent directement. (Pour les grands Foraminifères voir le texte hongrois.)

Les traits caractéristiques de la région entière sont: *1.* L'absence de l'Éocène inférieur (terme terrestre du mur, complexe lignitifère, toit saumâtre, marnes à Operculines). *2.* Les marnes calcaires à *Nummulites perforatus* du Lutétien et les calcaires à Nummulites et à Discocyclines du Priabonien ne sont conservés que sous forme de taches isolées, d' une étendue restreinte.

A VÉRTES—GERECSE ÉS A BUDA—PILIS HEGYSÉGEK KÖZÖTTI INFRAOLIGOCÉN (TELEGDI ROTH) KÜSZÖB

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

A magyar eocén rétegtan nagy pionírja, HANTKEN M. is gondolt arra (1871. pp. 59—60), hogy az eocén képződmények utólagos letarolódást szenvedhettek. Klasszikus monográfiájában utal arra, hogy az eocén rétegcsoportjai nincsenek mindenütt meg. Hol az egyik, hol a másik, vagy több rétegcsoport hiányzik. HANTKEN szerint nehéz eldönteni, hogy ezek eredetileg sem voltak-e meg, vagy utólag pusztultak le.

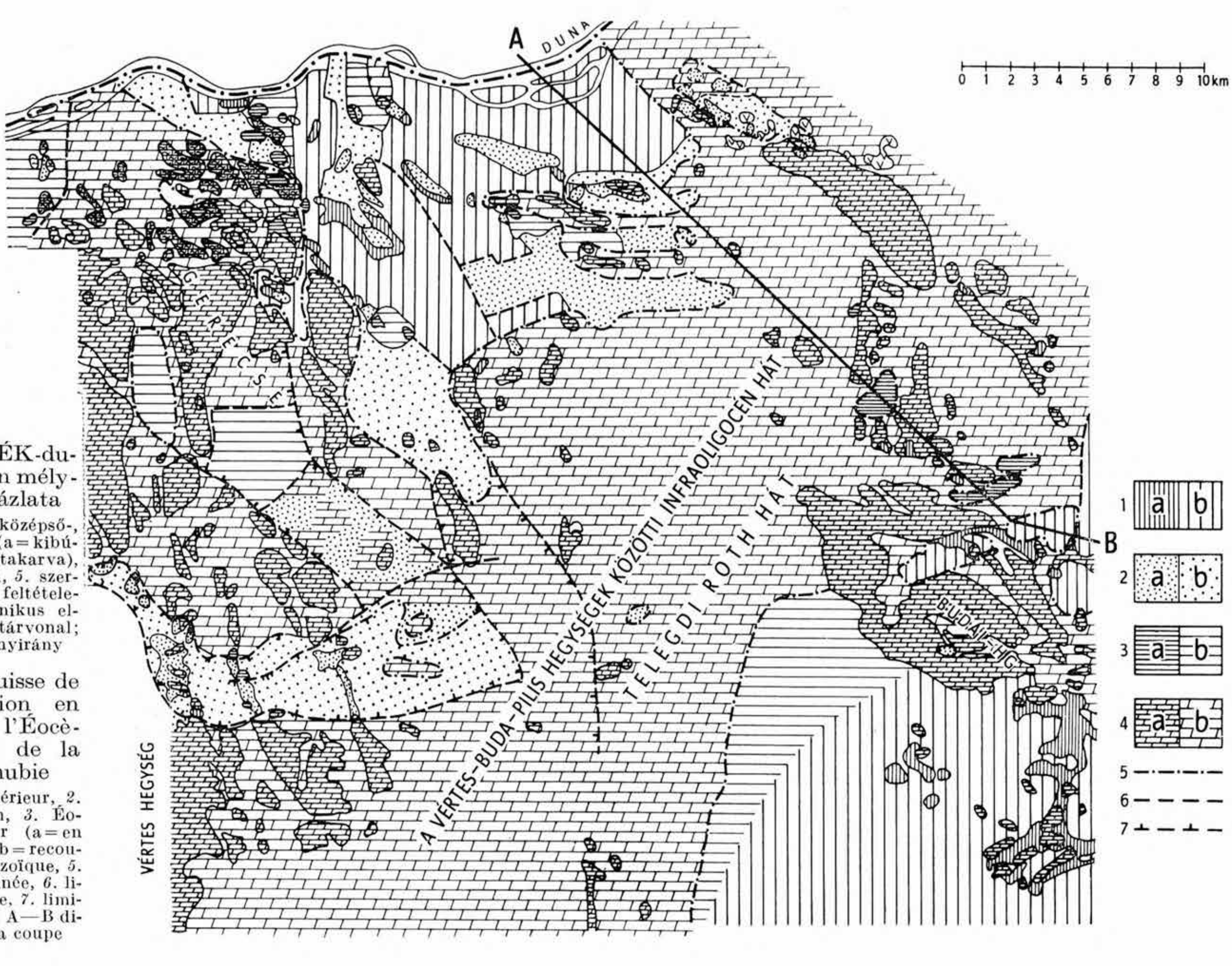
ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. (1922. p. 37) a dorogi területen állapították meg először az infraoligocén denudáció tényét. Számos olyan helyről tesznek említést, ahol az infraoligocén denudáció hatása megfigyelhető. Az itteni tapasztalatokból kiindulva mutatta ki TELEGDI ROTH K. ezt a jelenséget a környei, móri, a kisgyóni (1928) és a pilisszentiváni területekről (1924).

E kérdés továbbfejlesztése terén végzett munkánk három szakaszra bontható:

a) A dorogi terület eocén rétegcsoportjainak kifejlődési vázlatait összeállítva (GIDAI L. 1966) már körvonalaztuk azokat a rögcsoportokat, ahol a mezozóikumot eocénnél fiatalabb képződmények fedik. (Jelkulcs: „mezozóikum negyedidőszaki és oligocén képződményekkel fedve").
Ezekből a vázlatokból kitűnt, hogy a Kiskő—Hegyeskő—Nagy-Gete és a Magoshegy—Pollus-hegy felszínen levő, ill. oligocénnel fedett Ny—K-i irányú rögcsoportjai három részre tagolják a Dorogi-medence bányákkal feltárt részét.

b) A dorogi terület oligocén és negyedidőszaki képződmények nélküli (fedetlen) térképe alapján (GIDAI L.—SIPOSS Z. 1966) megállapítható volt, hogy az infraoligocén denudáció által különböző mértékben letarolt övek nagyjából ÉK—DNy-i irányban alakultak ki. E térkép alapján vált ismeretessé az is, hogy a dorogi eocén területet K-en és D-en oligocénnel elfedett triász rétegcsoportok határolják. A „mányi kutatás" adatait is figyelembe véve mutattuk ki, hogy a dorogi területet D-en lehatároló triász-hátság Dág—Bajna—Szomor felé nagy területen nyomozható.

c) 1964-től dorogi területi vizsgálatainkat kiterjesztettük a gerecsei, a Gerecsétől DK-re levő, a Buda—Pilisi-, valamint a Budai-hegységi és az ún. Budapest-Déli eocén területekre. Véleményünk szerint az



1. ábra. Az ÉK-dunántúli eocén mélyföldtani vázlata

1. Felső-, *2.* középső-, *3.* alsóeocén (a = kibúvásban, b = eltakarva), *4.* mezozóikum, *5.* szerkesztett-, *6.* feltételezett-, *7.* tektonikus elterjedési határvonal; A—B szelvényirány

Fig. 1. Esquisse de la répartition en sous-sol de l'Éocène au NE de la Transdanubie

1. Éocène supérieur, *2.* Éocène moyen, *3.* Éocène inférieur (a = en affleurement, b = recouvert), *4.* Mésozoïque, *5.* limite déterminée, *6.* limite présumée, *7.* limite tectonique; A—B direction de la coupe

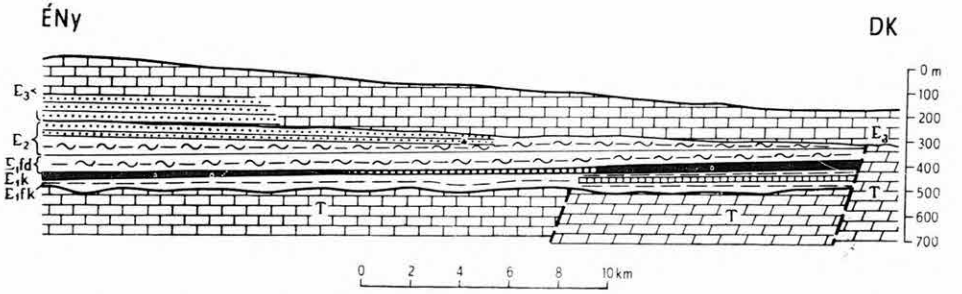
ÉK-Dunántúlon az eocén üledékképződés tere jóval nagyobb kiterjedésű volt a jelenleg körvonalazható elterjedésnél. Középhegységi méretű lehetett. Erre utal a parti kifejlődések hiánya a felszíni és oligocénnel fedett rögcsoportok közelében és az a körülmény, hogy az egymástól elkülönült eocén előfordulási területek rétegsorai egymással korrelálhatók.

A terület eocénje elterjedési viszonyainak és ősföldrajzi kapcsolatainak felvázolása céljából elkészítettük az ÉK-dunántúli terület eocénnél fiatalabb képződményektől mentes ún. „Eocén térkép"-ét 1:100 000-es méretarányban. A sűrűn megkutatott területeken (Dorog, Héreg-Tarján, Nagyegyháza—Csordakút—Mány, Solymár—Pilisvörösvár—Pilisszentiván) ezeket a térképeket 1:10 000 és 1:25 000-es méretarányban dolgoztuk ki, több ezer fúrás adatának értékelése és felhasználása alapján. A hivatkozott 1:10 000-es és 1:25 000-es méretarányú térképek a Magyar Állami Földtani Intézet rajztárában nyertek elhelyezést.

E térképek adatait 1:100 000-es méretarányú, eocénnél fiatalabb képződményektől mentes térképen vontuk össze. Ebből a térképből adódott az a megismerés, hogy a Vértes—Gerecse hegység—dorogi területi és buda—pilisi eocén területek között több száz km² nagyságú olyan terület van, ahol az eocén képződményeknek csupán kisebb-nagyobb — egymástól elkülönült — denudációs reliktumai ismertek (Zsámbék, Szomor, Bajna, Piliscsév, piliscsabai előfordulások, Pilisvörösvár, Pilisszentiván, Solymár, nagykovácsi szénterületek) s a triász alaphegységet többnyire oligocén képződmények fedik. A szóban forgó ősföldrajzi alakzat nagyjából ÉK—DNy-i irányú és két nagy eocén előfordulási területet különít el: a gerecse—dorogit és buda—pilis—budapestdélit.

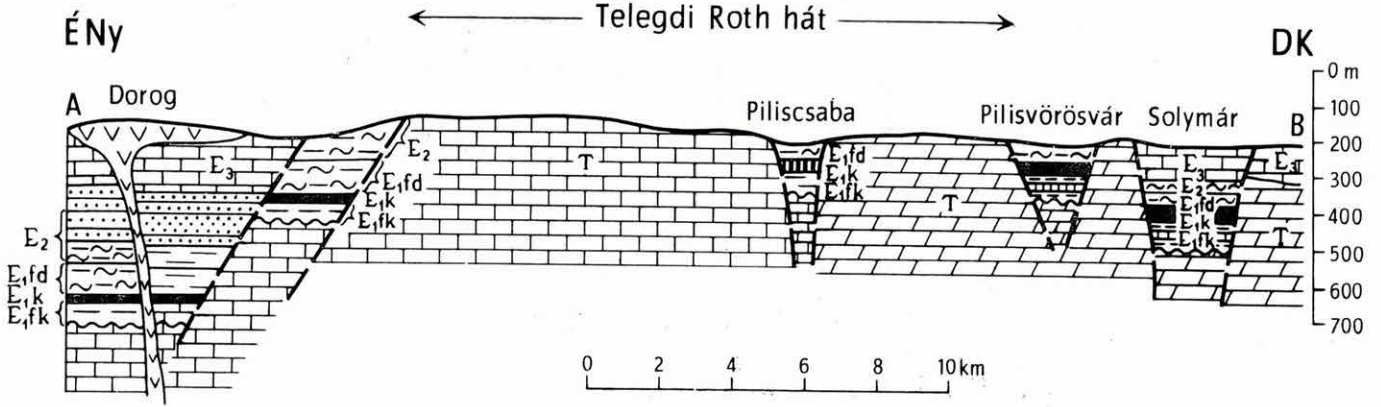
Ezt az ősföldrajzi formációt az infraoligocén denudáció felismerője tiszteletére Telegdi Roth *infraoligocén küszöbnek javaslom elnevezni.* A Telegdi Roth küszöb kialakulását és fejlődését a mellékelt szelvényvázlatokon értelmezzük. A fejlődés fontosabb szakaszai:

a) Az ÉK-dunántúli terület nagy részére kiterjedő eocén üledékképződés



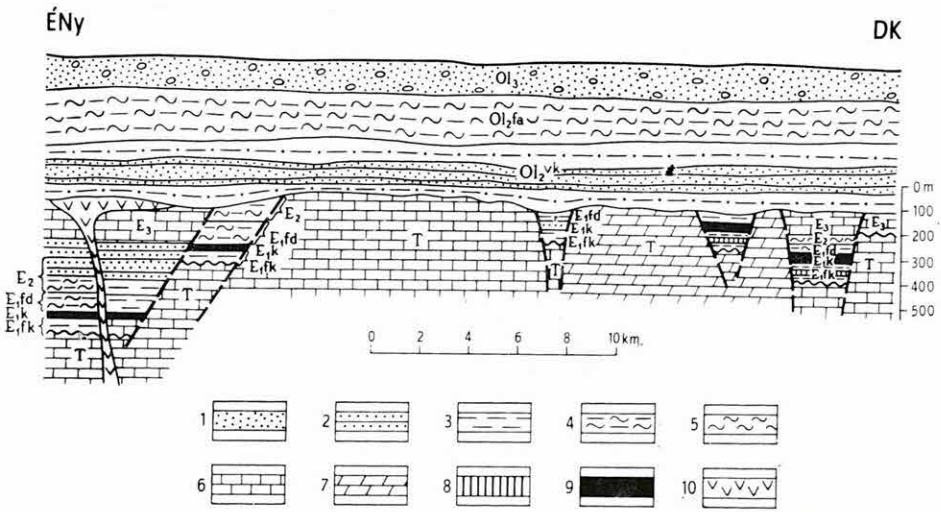
2. ábra. A priabónai emelet végén kialakult helyzet az infraoligocén letarolás előtt (túlmagasítva; jelmagyarázat a 4. ábrán)

Fig. 2. Situation existant à la fin du Priabonien, avant la «dénudation infraoligocène». (Échelle verticale exagérée; pour légende voir Fig. 4.)



3. ábra. A lattorfi emelet végén kialakult ősföldrajzi helyzet (túlmagasítva; jelmagyarázat a 4. ábrán)

Fig. 3. Paléogéographie à la fin du Lattorfien. (Échelle verticale exagérée; pour légende voir Fig. 4)



4. ábra. Az oligocén üledékképződés végi ősföldrajzi helyzet (túlmagasítva)

Ol_3 felsőoligocén; Ol_2^{fa} középsőoligocén foraminiferás agyagmárga, Ol_2^{vk} középsőoligocén vegyes kifejlődésű összlet; E_3 felsőeocén; E_2 középsőeocén; alsóeocén: E_1^{fd} operculinás rétegcsoport, E_1^{k} barnakőszén összlet, E_1^{fk} fekvő rétegcsoport; T triász. — *1.* Homok, *2.* homokkő, *3.* agyag, *4.* agyagmárga, *5.* márga, *6.* mészkő, *7.* dolomit, *8.* agyagos barnakőszén, kőszenes agyag, *9.* barnakőszén, *10.* andezit

Fig. 4. Paléogéographie à la fin de la sédimentation oligocène (échelle verticale exagérée)

Ol_3 Oligocène supérieur; Ol_2^{fa} marne argileuse à Foraminifères de l'Oligocène moyen; Ol_2^{vk} complexe à évolution mixte de l'Oligocène moyen; E_3 Éocène supérieur; E_2 Éocène moyen; Éocène inférieur: E_1^{fd} couches à Operculines, E_1^{k} complexe lignitifère, E_1^{fk} complexe du mur; T Trias. — *1.* Sable, *2.* grès, *3.* argile, *4.* marno-argile, *5.* marne, 6. calcaire, *7.* dolomie, *8.* lignite argileux, argile ligniteuse, *9.* lignite, *10.* andésite.

után kiemelkedés, árkokra, sasbércekre való tagolódás az eocén—oligocén határon.

b) Lepusztítás az alsóoligocén folyamán. Az alsóoligocén végén kialakult ősföldrajzi helyzetet mellékelt térképvázlatunk és 3. ábránk tükrözi.

c) Egységes, az egész ÉK-dunántúli területre kiterjedő, a rupéli emelet elején kezdődő üledékképződés és tengerelborítás. Az oligocén egységesen befedi a letarolt és a letarolástól mentes területeket, mintegy konzerválva az üledékképződés megindulása előtti ősföldrajzi állapotot.

d) A Telegdi Roth küszöb területén a mezozóikum felszínének mai helyzete változó. Pl. a Telki—Perbál környékén 600—1000 m vastagságú oligocén és neogén összlet fedi, a Buda – Pilisi hegység területén viszont a nagyobb összefüggő területeken meredek falú sasbércekként láthatók a felszínen.

IRODALOM

Hantken M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. k. pp. 1—140.

Hantken, M. 1872: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes. — Jb. Ung. geol. Anst. I. Bd, 1. Hf. pp. 1—147.

GIDAI L. 1966: A paleocén és eocén képződmények vastagsági és kifejlődési viszonyai a Dorogi-medence északi és középső részén. — Évi Jel. 1964-ről pp. 315—320.

GIDAI L.—SIPOSS Z. 1966: Adatok az „infraoligocén" denudáció hatásának ismeretéhez a dorogi területen. — Földt. Közl. 96. k. pp. 317—319.

ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922: Az esztergomvidéki szénterület bánya-földtani viszonyai. — Bpest, pp. 1—128.

TELEGDI ROTH K. 1924: Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli-középhegység északi részén. — Földt. Közl. 53. k. pp. 5—14.

TELEGDI ROTH K. 1928: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. — Földt. Közl. 57. 9. pp. 32—41.

LE SEUIL INFRAOLIGOCÈNE SURNOMMÉ DE TELEGDI ROTH, SITUÉ ENTRE LES MONTAGNES DE VÉRTES—GERECSE ET DE BUDA—PILIS

par

L. GIDAI

Déjà M. HANTKEN fut amené à admettre (1872. pp. 62–63) que les formations éocènes ont pu subir une érosion partielle.

La «dénudation infraoligocène» fut observée pour la première fois dans la région de Dorog par P. ROZLOZSNIK, Z. SCHRÉTER et K. TELEGDI ROTH (1922. p. 37). Sur cette base, ce dernier détecta le même phénomène aux environs de Környe, Mór, Kisgyón (1927) et de Pilisszentiván (1924).

L'auteur développait ces idées en trois phases.

a) En établissant le schéma des faciès éocenès du bassin de Dorog (1966), il indiqua les blocs mésozoïques recouverts directement par des terrains post-éocènes.

b) A Dorog, les zones plus ou moins affectées par la dénudation infraoligocène sont orientées vers le NE-SO (L. GIDAI–Z. SIPOSS 1966). La région éocène de Dorog est limitée à l'Est et au Sud par des saillies du Trias surmontées par des séries oligocènes. Le seuil triasique peut être tracé sur une distance considérable vers les villages de Dág, de Bajna et de Szomor.

c) A partir de 1964, l'auteur procédait à étudier aussi les terrains éocènes se trouvant dans la montagne de Gerecse, dans les monts de Buda–Pilis, dans les monts de Buda mêmes, et dans la région appelée Budapest-Sud. A son avis, l'aire de la sédimentation éocène dans le NE de la Transdanubie dépassa les contours actuels des dépôts éocènes, ayant été développé à l'échelle de toute la montagne centrale. Ceci est supporté par l'absence des faciès littoraux dans la proximité des affleurements du Trias et des blocs mésozoïques couverts par l'Oligocène, et par la possibilité d'une corrélation établie entre les séries éocènes, isolées les unes des autres.

La carte 1/100 000ème, représentant les formations plus anciennes de l'Oligocène, illustre très bien l'existence d'un territoire de plusieurs centaines de km², situé entre les montagnes de Vértes–Gerecse et les monts de Buda–Pilis, où il n'y a que des lambeaux isolés, de dimensions différentes, de l'Éocène, p. ex. à Zsámbék, à Szomor, à Bajna, à Piliscsév, à Piliscsaba; aux districts

lignitifères de Pilisvörösvár, de Pilisszentiván, de Solymár, de Nagykovácsi, où le soubassement triasique est couvert presqu'exclusivement par des terrains oligocènes. Cette élévation paléogéographique est prolongée dans la direction du NE-SO, en séparant les régions éocènes de Gerecse et Dorog d'un côté et de Buda–Pilis de l'autre.

L'auteur propose de la surnommer «seuil infraoligocène de Telegdi-Roth», en l'honneur du savant qui était le premier à reconnaître la dénudation infraoligocène. (Voir la formation et l'évolution du seuil sur les esquisses ci-jointes.)

Les phases plus importantes de l'évolution sont comme suit.

a) Après une sédimentation éocène, déroulant sur la plus grande partie de NE de la Transdanubie, la limite Éocène/Oligocène se caractérise par une émersion et par la formation des fossés et horsts.

b) Érosion («dénudation») pendant l'Oligocène inférieur. La situation paléogéographique à la fin de l'Oligocène inférieur est mise en évidence par les Figs. 3 et 4.

c) La sédimentation et la transgression, débutant au Rupélien, s'étendait uniformément sur tout le NE de la Transdanubie. Les terrains oligocènes recouvrent toute la surface, en conservant le relief sculpté avant le début de la sédimentation.

d) La position actuelle de la surface du Mésozoïque varie sur le seuil de Telegdi Roth. P. ex., aux alentours de Telki et de Perbál, il se trouve enseveli sous une série de 600 à 1000 m des formations oligocènes et neogènes, tandis que dans les monts de Buda il y a des horsts majeurs triasiques qui montent jusqu'à la surface.

A DUNÁNTÚLI EOCÉN KŐSZENEK BE-TARTALMÁRÓL

Írta: Ódor László

A ritkafémkutatási program során 1966-tól kezdődően részletesen vizsgáltuk a dunántúli eocén kőszenek nyomelem-összetételét. Felhasználtuk a BKI és a MÉV színképelemzéseit, az egyes kőszénmedencékre a M. Áll. Földtani Intézetben, illetve a mecseki Ércbánya Vállalatnál készített földtani és fáciesvizsgálatok eredményeit. Ahol a mintavétel sűrűsége lehetővé tette, hogy kísérletet tegyünk a nyomelemek feldúsulásának és a kőszénképződés folyamatainak genetikai összekapcsolására, ott részletes fácies- és ősföldrajzi térképek készítésével próbáltuk elősegíteni az egységes geokémiai kép kialakítását.

A kőszénhamuban történő jelentős dúsulása s az ősföldrajzi kép kialakításához való felhasználhatósága miatt kiemeltük a Be-ot. Indokolt ez azért is, mert hasonlóan egyéb fémekhez (Ge, Ga, V, Cu), több helyütt foglalkoznak a Be kőszénből való gazdaságos kinyerésének gondolatával. Az alábbiakban bemutatjuk a Be egyes részterületekre vonatkozó átlagait, eloszlási jellegzetességeit, a hamutartalomhoz való viszonyát s vázoljuk, mely területeken és milyen nagyságrendű koncentrációi várhatók az eocén kőszenekben.

Az egyes kőszénterületek vizsgálatakor arra törekedtünk, hogy megismerjük a Be-tartalom horizontális változását. Ezért mind az aknaterületek, mind a mélyfúrások átlagait térképen ábrázoltuk. Az aknaterületekről, illetve a mélyfúrásokból gyűjtött mintaanyag elégséges mintavételi sűrűséget biztosított ahhoz, hogy felismerjük az anomális Be-tartalmú telepeket, illetve területegységeket (bár előfordult az az eset is, hogy a mintázást az anyag hozzáférhetősége szabta meg s nem a fáciestérképekre alapozott mintavételi terv). A Be-anomáliák mérete (területe) és alakja ezért nem mindig adható meg, csupán megjelenési helye és értéke tisztázható. A Be-átlagok változása az alábbi jellegzetességeket mutatta.

A Be területi átlagai

A *dorogi területen* 33, bányászattal, illetve mélyfúrásokkal feltárt részegységben határoztuk meg a kőszén átlagos Be-tartalmát. A Be legnagyobb koncentrációit a csolnoki és mogyorósi mélyfúrások anyagában észleltük (Cs-692, Cs-707, M-83, M-89). A Be-tartalom itt eléri a 250, illetve 160—200 ppm értékeket (kőszénhamura számítva), míg a terület átlaga 22 ppm (1. táblázat).

1. táblázat

A dunántúli eocén kőszenek kőszénhamura vonatkozó Be-átlagai (g/t) és dúsulási tényezői

Területrész	A	B	C	D	E	F	G	H	I
	Dorog	Mány	Tatabánya	Oroszlány	Pusztavám	Móri fúrások	Balinka	Dudar	A SZU kőszeneinek átlaga
Be-átlag	22	52	84	30	46	42	47	5	37
Mintaszám	206	123	320	629	110	125	182	61	—
Dúsulási tényező A/I, B/I stb.	0,6	1,4	2,3	0,8	1,2	1,1	1,2	0,1	—
A valószínű anomalikus telepátlag* (g/t)	200	—	400	—	250	—	250	—	—

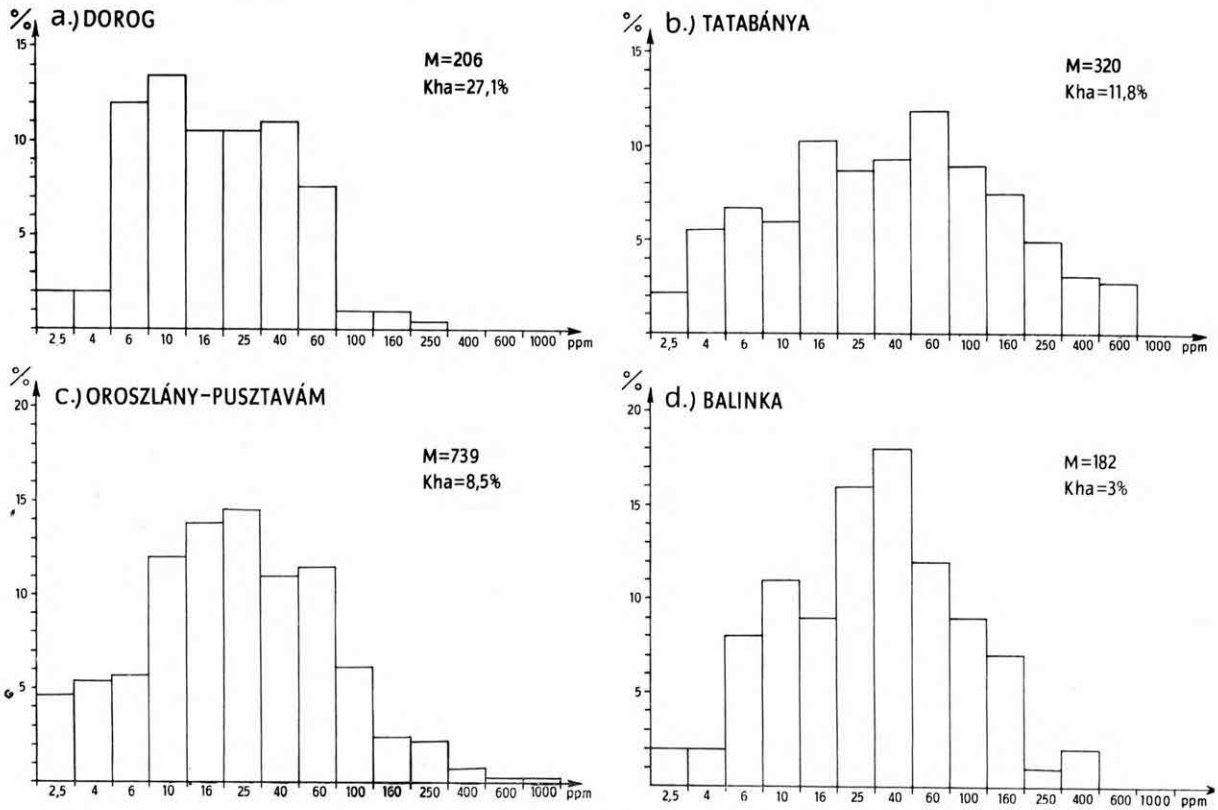
* A LANGFORD, F. F. módszerével számolt minimális anomáliaátlag.

LANGFORD, F. F. módszerével megpróbáltuk kiszámítani a Be egyes területekre vonatkozó minimális anomáliaátlagait. A módszer feltételezi, hogy a mintázás kiterjed a képződmény különböző területi és fáciesegységeire. Nagyszámú mintából a területi populáció átlaga és a koncentrációk átlaghoz viszonyított szórása kiszámítható. Anomáliának tekinthetjük azokat a mintákat, amelyek a területi átlag plusz a szórás háromszoros értéke fölötti koncentrációval jelentkeznek. Ha az anomális populáció szórását azonosnak vesszük a területi populáció szórásával s az anomális értékből indulunk ki, meghatározhatjuk a minimális anomáliaátlagot. A módszert — a koncentrációk gyakorisági eloszlását szem előtt tartva — alkalmaztuk a vizsgált barnakőszénterületek várható Be-koncentrációinak előrejelzésére.

A Be-koncentrációk gyakorisági eloszlása alapján (1. ábra) a dorogi területen az anomálisan nagy Be-tartalmú telepekben sem várhatók 800—1000 ppm-nél nagyobb egyedi értékek.

A *Mány környéki kutatás* során az eocén kőszenet csupán néhány mélyfúrás tárta fel, így a Be-tartalom horizontális változásáról nincsenek adataink (mindössze 6 mélyfúrás anyagát vizsgáltuk). A jelentősebb Be-koncentrációt a Mánytól ÉNy-ra eső fúrásokban (Má-13, Má-19) észleltük, az átlagos Be-tartalom 52 ppm (1. táblázat), a maximális Be-koncentráció egy mintában sem haladta meg a 250 ppm értéket.

A *Tatabányai-medence* területén 25 részegységben vizsgáltuk a kőszén Be-tartalmát. A bányában több szelvény mentén történt a minták összegyűjtése, ily módon azok jól reprezentálják az egész területet. Elemzéseket végeztünk olyan régi fúrások anyagából is, amelyek egy-egy aknaüzem területére esnek. Ezek Be-átlagai jó egyezést mutatnak a bányabeli mintaanyag átlagával. A tatabányai terület Be-átlaga 84 ppm (1. táblázat). Nagy átlagértékeket kaptunk a K-i részre eső VI. és VII. aknák területén (190, illetve



1. ábra. A Be-koncentrációk gyakorisági %-os eloszlása a dunántúli eocén kőszénterületeken (kőszénhamu)
M = mintaszám, Kha = kimutatási határ alatt

Fig. 1. Frequency percentage distribution of Be concentrations in the Transdanubian Eocene coal regions (coal ash)
M = number of samples, Kha = below detection limit

168 ppm értékeket), valamint a Ny-i szegélyen a XV/c akna területén (138 ppm). A középső rész, illetve a peremi területek megmintázott anyagát kis Be-koncentráció jellemzi. A koncentrációk gyakorisági eloszlását (1. ábra), s a szórást figyelembe véve a Tatabányai-medencében, a VI. és VII. aknák területén várhatók kb. 400 ppm átlagértékű telepek is.

Az *oroszlány—pusztavámi kőszénterületekről* rendelkezésünkre álltak a kőszénösszlet fáciestérképei (KÓSA L. munkája). A kőszenes összleten belül a homokos frakció gyakorisága alapján DNy—ÉK-i anyagszállítási irány állapítható meg. Kijelölhetők az időszakos szigetek és a láp partvonala is. A homokos képződményeket az oroszlányi III. akna területén is megtaláljuk, ugyancsak ÉK—DNy-i csapásiránnyal. Ez az irány lehetett e területen is az anyagszállítás fő iránya. A kőszenes összlet összvastagsági térképe alapján is csupán bizonytalan összefüggések adódnak. Az ÉK-i részen, Oroszlány vidékén, az összlet néhol 7 m vastagságú, míg D-en, Pusztavám környékén több helyütt eléri a 9 m-es vastagságot. A fáciestérképek alapján megrajzolható paleomorfológia eléggé változatos. A bányabeli minták, illetve a fúrási anyag vizsgálatával az oroszlány—pusztavámi területen a változatos paleomorfológiai viszonyok miatt a kis távolságokon belül jelentkező elemkoncentráció-különbségek nem adhatók meg. Ehhez a mintavételi sűrűség sem elegendő. Kijelölhetők viszont a regionális tendenciák. A fáciestérképek Pusztavámtól D-re és K-re (kb. 2, ill. 4 km-re) jeleztek homokos képződményeket a kőszenes összleten belül — a törmelékanyag tehát D-ről, DNy-ról jutott a lápba. Az aknák, illetve fúrások Be-átlagai ezen a D-i, DNy-i területrészen, s főleg az alsó telepekben, jelentősen meghaladják a pusztavámi (46 ppm), illetve oroszlányi (30 ppm) átlagokat (1. táblázat), s elérik a 100, 150 és 240 ppm értékeket is. A pusztavámi 46 ppm és az oroszlányi 30 ppm átlagértékek jól mutatják a regionális tendenciát, amely tehát jelzi, hogy a lápba jutott anyag Be-tartalma ÉK felé csökken. A koncentrációk gyakorisági eloszlása (1. ábra) és a szórás alapján becsült anomáliaátlag kb. 250 ppm, s az ilyen Be-átlagú telepek főleg a pusztavámi aknák területén várhatók.

A *Pusztavámtól DNy-ra*, Mór környékén mélyített fúrások kőszénanyagának Be-átlaga 42 ppm (1. táblázat), jól egyezik a pusztavámi terület átlagával s a lápba szállított anyag azonos származására utalhat.

A *Balinka II. terület* vizsgálatával lehetőség nyílott a kőszén nyomelemtartalmának és az ősföldrajzi, képződési viszonyoknak részletes elemzésére. A viszonylag kis területre eső nagyszámú fúrás biztosította az elemkoncentrációk lokális változásainak nyomonkövetését. A kőszenes összletre több térképváltozatot készítettünk. A nyomelemátlagokkal való egybevetéskor figyelembe vettük a hamutartalom, a kőszénvastagság, az agyag/homok hányados, az összletvastagság változásait mutató térképeket. Ezek alapján meghatározható volt a partszegély helyzete, s a tőzeglápba jutó vizek áramlási iránya. A Be főképpen a peremi kifejlődésekben dúsul, s a Ny-i szegélyen, a Ba-177. fúrás környékén mutat maximális telepátlagértéket (110 ppm).

A balinkai terület eocén kőszenének Be-átlaga 47 ppm (1. táblázat). A Be-koncentrációk gyakorisági eloszlása (1. ábra *d*), a szórás és a részletes mintavétel figyelembe vételével, kb. 250 ppm értéknél nagyobb átlagos Be-koncentrációjú telepek nem várhatók.

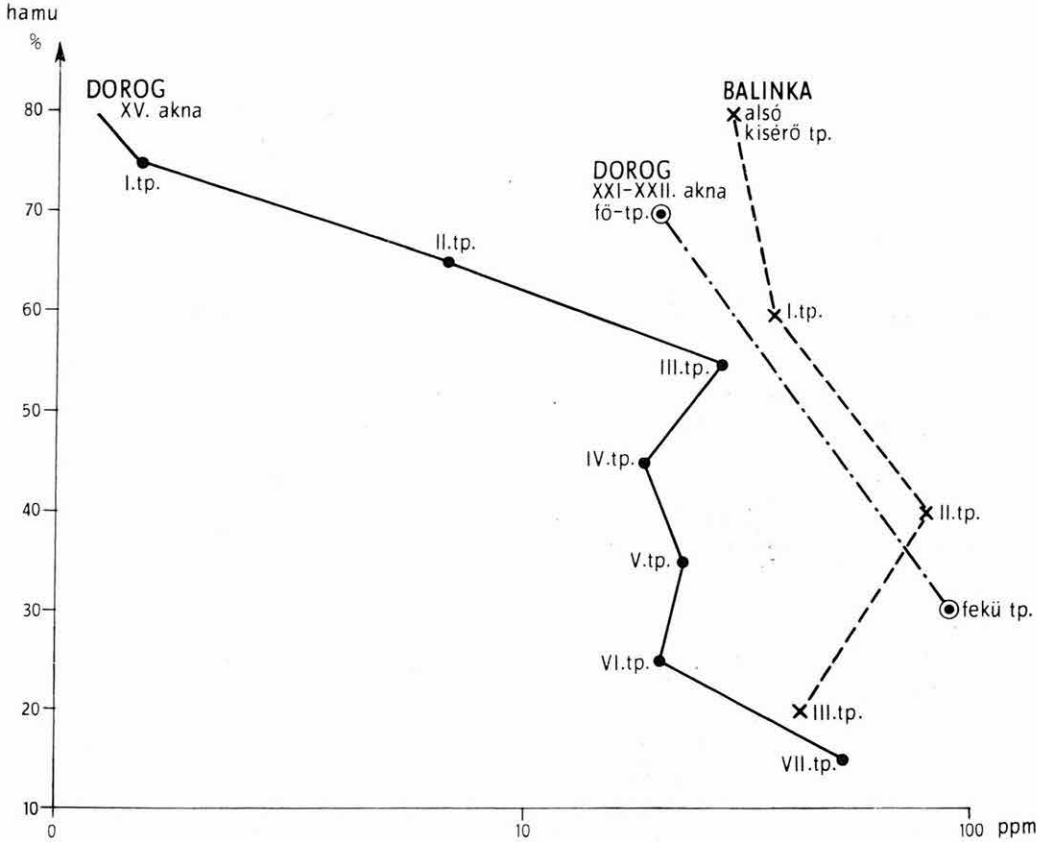
A *dudari terület* eocén kőszenére a MÉV elemzési eredményei állnak ren-

delkezésünkre. A Be-átlagérték 5 ppm (1. táblázat), 20—30 ppm maximális értékeket találunk. A területen belüli változást, a kevés minta miatt, nem tudtuk értékelni.

A Be-eloszlás sajátosságai

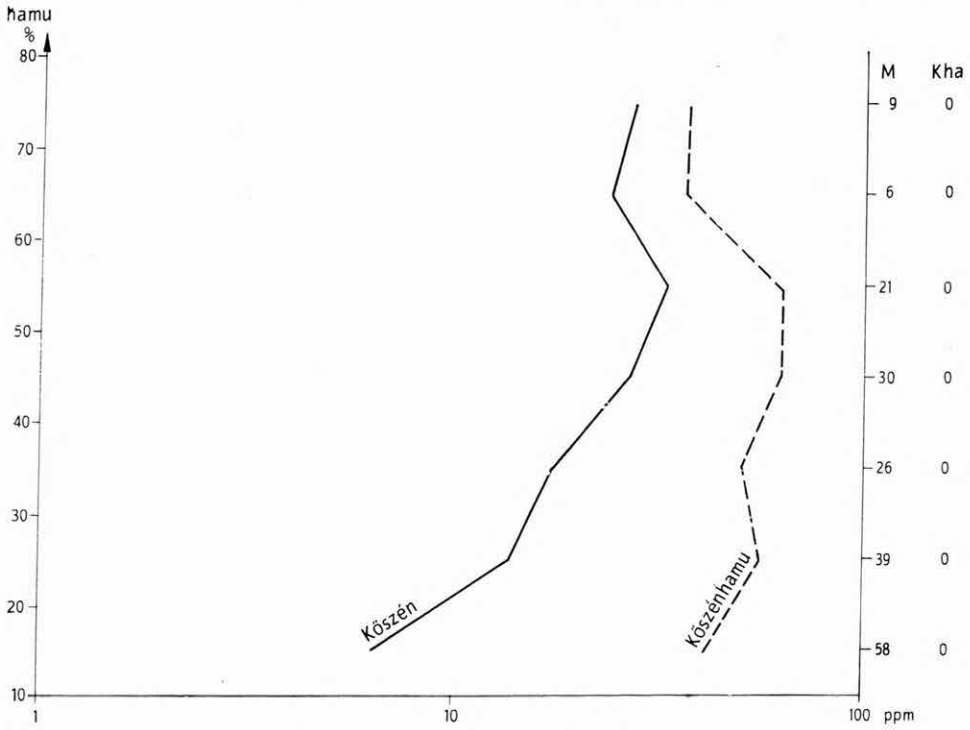
A továbbiakban rátérünk a Be-eloszlás kőszenes összletre kimutatott egyéb jellegzetességeinek rövid ismertetésére. Megvizsgáltuk a koncentrációk függőleges változását, mind a többtelepes, mind a 2—3 telepes összletekben. Az alsó telepeket a kőszénhamura vonatkozóan mindenütt gazdagabbnak találtuk Be-ban. Példaként bemutatjuk a Dorogi-medence és a balinkai terület vonatkozó adatait (2. ábra), jelezve, hogy ugyanezt a tendenciát észleltük a tatabányai és az oroszlány—pusztavámi területeken is.

Nemcsak a különböző hamutartalmú kőszenek és szenes agyagok Be-tartalmát vizsgáltuk, hanem a szenes összleten belüli agyagok, agyagmárgák



2. ábra. A Be-átlagok változása a telepösszleten belül (kőszénhamura vonatkozó g/t)

Fig. 2. Variation of Be averages within the seam sequence (ppm for coal ash)



3. ábra. A kőszén és a kőszénhamu Be-tartalmának változása a hamutartalom függvényében (Balinka)

M = az összes minták száma az adott tartományban, Kha = a kimutatási határ alatti minták száma

Fig. 3. Be content in coal and coal ash versus ash content (Balinka)

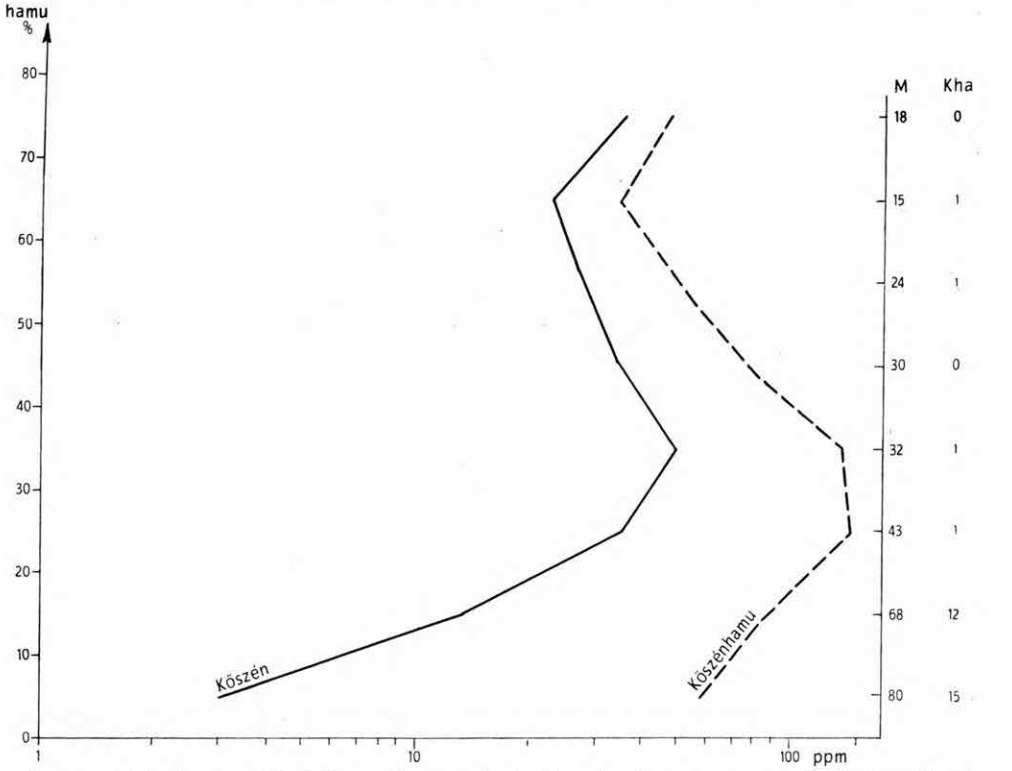
M = total number of samples in the field in question, Kha = number of samples below detection limit

nyomelemösszetételét is. A több száz minta vizsgálata azt mutatta, hogy e meddő képződmények Be-átlaga 10—47 ppm között mozog, tehát a kőszénhamu Be-átlagával azonos nagyságrendű. Az oroszlány—pusztavámi területen 10 ppm-es értékeket kaptunk, míg Balinkán 24—44 ppm-et, s a márgák átlaga a részletesen vizsgált (100 minta) tatabányai területen elérte a 47 ppm-et. Mindez arra utal, hogy a kőszénhamu Be-koncentrációjához jelentősen hozzájárult a képződés idején a lápba jutó szervetlen, törmelékes anyag. A szerves anyag dúsító hatásának tisztázására megvizsgáltuk a Be-tartalom változását a hamutartalom függvényében. Az eredményeket a balinkai és tatabányai minták vizsgálata alapján adjuk meg (3. és 4. ábra). A mintákat hamutartalom-intervallumokba (10%-os) soroltuk, s kiszámítottuk átlagait.*

* *Megjegyzés:* A minták hamvasztása a MÁFI-ban történt 3—5 g anyagmennyiségből, 600—650 C°-on, 2 óra hosszat, nem számítva a felfűtési időt. Az ipari laboratóriumok a MNOSZ 7 00—55 sz. szabvány szerint határozzák meg a hamutartalmat, amely 1 g-ban adja megy a minta súlyát, az izzítás 850±25 C°-on, legalább két óra hosszat történik. A két módszer eltérése miatt adataink a MEO vizsgálatokénál nagyobb hamutartalomszázalékot képviselnek.

Az ábrákról a következő összefüggések olvashatók le. A 10%-nál kisebb, illetve a 10—20% hamutartalmú szenek Be-tartalma mind a kőszénre, mind a kőszénhamura jelentősen kisebb a 20—40, illetve 40—50% hamutartalom-intervallumba eső minták átlagánál, s gyakorlatilag megegyezik a 60—70% hamutartalmú szenes agyagok átlagával (40—50 ppm), mely utóbbi a kőszenes összleten belül vizsgált agyagok, márgák átlagával azonos. A szerves anyag dúsító hatása a Be esetében tehát nem egyértelmű, hiszen a legkisebb hamutartalmú szenek Be-átlaga csökken. Ez az összefüggés a nagyszámú vizsgálati minta alapján általánosnak tekinthető.

A 20—40% hamutartalmú kőszenek Be-átlaga főleg a tatabányai minták esetében szembetűnő s különbözik jelentősen a kisebb, illetve nagyobb hamutartalmú szenekénél. Erre az érdekes sajátságra, dúsulási mechanizmusra — részletesebb vizsgálatok hiányában — nem tudunk pontos magyarázatot adni. A képződési körülményekből, a partoktól való távolságtól, a lápban elfoglalt helyzettől stb. mind-mind függ a szenek hamutartalma s ily módon a Be-koncentráció is. Az egyes telepek „átlagos" hamutartalma is változhat tehát



4. ábra. A kőszén és a kőszénhamu Be-tartalmának változása a hamutartalom függvényében (Tatabánya)

M = az összes minták száma az adott tartományban, Kha = a kimutatási határ alatti minták száma

Fig. 4. Be content in coal and coal ash versus ash content (Tatabánya)

M = total number of samples in the field in question, Kha = number of samples below detection limit

ily módon. A telepek Be-tartalmának változása (felfelé történő csökkenése; 2. ábra) kapcsolatban állhat a hamutartalom változásával, csökkenésével, azaz a tőzeglápban a vízáramlásoktól távolabbi, nyugodt képződési körülmények uralkodóvá válásával.

A Be — hamura vonatkozó — átlagait kőszénre is átszámoltuk. A 3. és 4. ábrán a hamutartalom függvényében ezeket az értékeket is láthatjuk. A kis hamutartalmú kőszenek Be-tartalma a kőszénanyagra vonatkoztatva rendkívül kicsi, nem haladja meg a 3—6 ppm értéket, s gyakorlatilag megegyezik a *Vinogradov*-féle üledékes kőzetátlaggal (3 ppm).

A vizsgált dunántúli területek kőszénre vonatkozó Be-átlaga 10 ppm, a tatabányai területen kaptuk a maximumot: 22 ppm-t.

Összefoglalva: Vizsgálataink alapján a dunántúli eocén barnakőszenek Be-tartalma átlagos. A pontosabb megítélés céljából az átlagokat a Szovjetunió különböző korú és minőségű kőszeneinek több ezer elemzésből számított átlagával hasonlítottuk össze. Ez az érték kőszénhamura 37 ppm. Az 1756 dunántúli minta alapján kőszénhamura számolt átlagérték 43 ppm, ez megegyezik a Szovjetunió fent említett kőszénátlagával. Jelentősebb Be-koncentrációt csupán a tatabányai területen észleltünk. A Be a kőszenes összleten belül az alsó fekü telepekben ér el viszonylag nagy koncentrációt, s a tőzegláp szegélyén képződött közepes hamutartalmú kőszenekben dúsul; a peremektől távolodva értéke csökken. A kőszénre vonatkozó Be-átlag (3—6 ppm) megegyezik pl. az USA különböző területeiről származó szenek átlagos Be-tartalmával is, amely 1,5—3 ppm között mozog. A Be-dúsulás mechanizmusa nem világos, irodalmi adatok szerint ui. néha a legkisebb (3,5%) hamutartalmú szenekben éri el nagy koncentrációit. A különböző területeken s különböző földtani korokban képződött szenek eltérő sajátságokat mutatnak, vizsgálataink a Be érdekes geokémiai viselkedéséhez szolgáltatnak újabb adatokat.

IRODALOM

BEUS, A. A. 1966: Geochemistry of Beryllium. — San Francisco—London.

FALINI, F. 1965: On the formation of coal deposits of lacustrine origin. — Geol. Soc. of Am. Bull. vol. 76. No 12.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964a: Az eocén kőszénkutatás várható eredményei a Bakony hg. területén. — Bányászati Lapok 12. sz. p. 828.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964b: A bakonyi eocén kőszéntelepek keletkezési körülményeiről. — Földt. Közl. 94. 3.

KÓSA L. 1962a: Jelentés a Pusztavám—Balinka—Kisgyón-i alsóeocén korú barnakőszén-medencékben végzett hasadóanyag kutatásról. — Kézirat, MÉV Adattár.

KÓSA L. 1962b: Jelentés az oroszlányi és dudari alsóeocén korú barnakőszén-medencékben végzett radiológiai kutatásról. — Kézirat, MÉV Adattár.

LANGFORD, F. F. 1965: A method to evaluate the probability of success of a geochemical survey. — Econ. Geol. Urbana. vol. 60. No 2. pp. 360—372.

ZUBOVIC, P.—STADNICHENKO, T.—SHEFFEY, N. B. 1960a: Relation of the minor element content of coal to possible source rocks. — Geol. Surv. Prof. Paper 400-B. 82—84.

ZUBOVIC, P.—STADNICHENKO, T.—SHEFFEY, N. B. 1960b: Comparative abundance of the minor elements in coals from different part of the U. S. — Geol. Surv. Prof. Paper. 400-B. pp. 87—88.

ON THE Be CONTENT OF THE TRANSDANUBIAN EOCENE COALS

by

L. Ódor

Over 170 samples were tested for Be in the Transdanubian Eocene coals and the barren rocks (clay-marl) within a coal-bearing sequence. In each area average Be content of the coal was determined in several unit portions developed by mining or drilling and the lateral distribution pattern of the elements showed the occurrences of anomalies. The frequency distribution of Be served as a basis for calculating the approximate value of the anomaly-averages to be expected. According to the author's data, the Be averages of coal were, as found in coal ash, always the highest in the bottom seams and decreased in the seams upwards. The average in barren rocks within a coal formation is of the same order as the Be average of coal ash. An analysis of the relation between the ash content and the concentration of elements showed that the Be content of coals with an ash content under 20% was significantly below that of samples having an ash content of 20 to 50%. This holds good in case of coal as well as coal ash. According to great many analyses, the Transdanubian coals showed a Be average equalling 43 ppm for coal ash.

AZ É-I BAKONY EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK MIKROMINERALÓGIAI VIZSGÁLATA

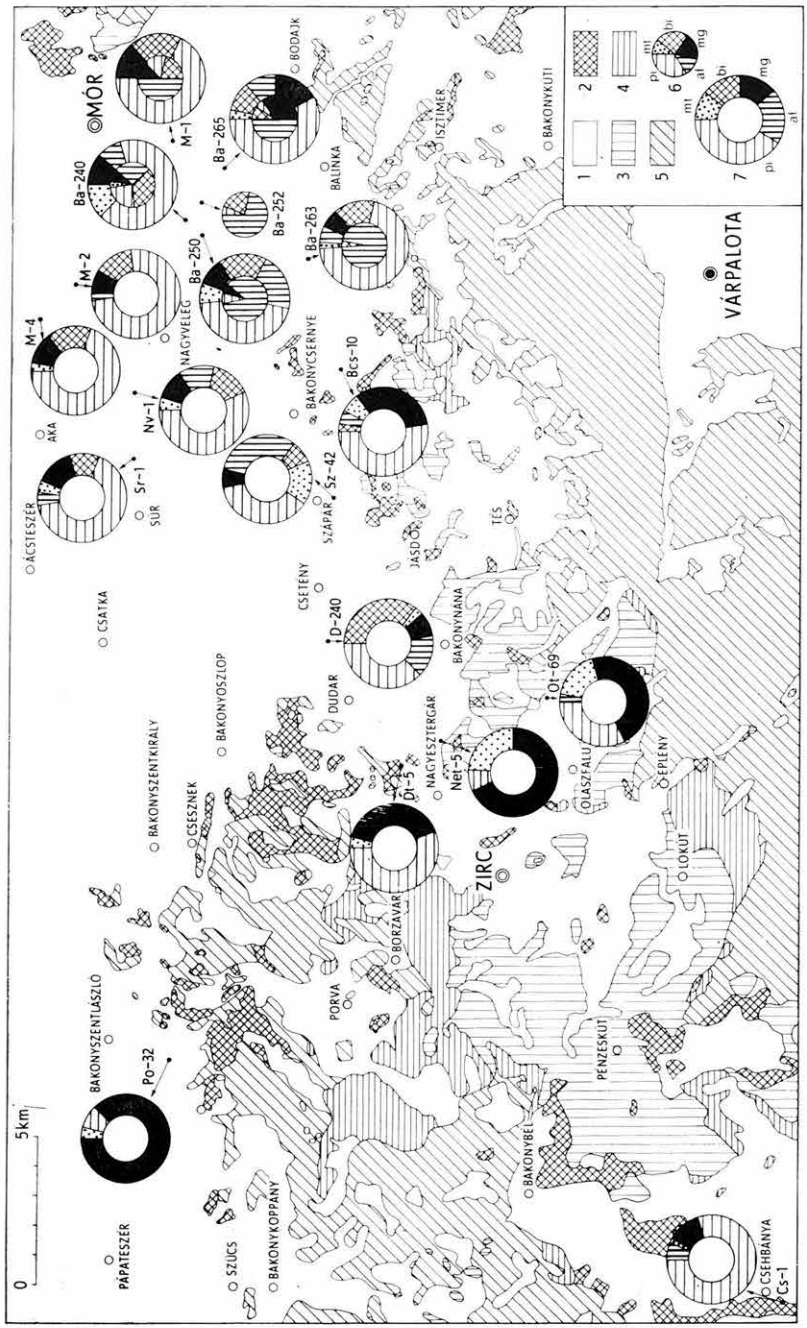
Írta: RADÓCZNÉ KOMÁROMY E.

A terület eocén képződményeinek monografikus jellegű feldolgozásához kapcsolódva, KOPEK G. gyűjtése és kijelölése alapján az 1. táblázaton bemutatott fúrásokból végeztem mikromineralógiai vizsgálatokat.

A vizsgálat részletessége az egyes fúrásokban nem volt azonos, de a terület teljes eocén rétegsorára kiterjedt. Rétegváltozásonként csak a Mór-4, Bakonycsernye-10, Olaszfalu-69, Szápár-42 és a Dudar-240 sz. fúrás anyagát vizsgáltam (1, 2. ábra). A többi fúrás eocén anyaga hézagosabban került ásványtani vizsgálatra, azonban ezek között vastagabb összletek is szerepeltek. Célunk — miután az eocén képződmények mikromineralógiai vizsgálatáról ez ideig önálló összefoglalás nem jelent meg — az ásványtani összetétel meghatározásán túlmenően annak eldöntése volt, hogy a rétegsor ásványos összetétele milyen irányban jelez olyan változásokat, amelyek a lerakódási viszonyok to-

1. táblázat

Fúrás jele, száma	A vizsgált mélységköz összevonva m	A vizsgált minták kora és száma	
		E_2 (db)	E_3 (db)
Balinka (Ba) 240	360,0—496,6	15	18
Balinka 250	280,0—283,3	36	6
Balinka 252	356,6—536,6	1	9
Balinka 263	141,6—291,6	24	15
Balinka 265	358,7—506,1	26	24
Mór (M) 1	701,4—861,6	37	22
Mór 2	378,0—509,2	70	—
Mór 4	299,6—427,4	37	—
Nagyveleg (Nv) 1	336,7—487,5	60	—
Sur (Sr) 1	197,5—297,8	39	—
Szápár (Sz) 42	8,0— 91,7	43	—
Bakonycsernye (Bcs) 10	32,0— 98,6	42	—
Dudar (D) 240	116,0—289,0	65	—
Dudar (Dt) 5	41,4— 73,3	11	—
Nagyesztergár térképező (Net) 5	7,1— 25,9	13	—
Olaszfalu térképező (Ot) 69	10,6—100,3	45	—
Porva (P) 32	0,5— 42,5	6	—
Porva 33	1,8— 50,1	1	—
Csehbánya (Cs) 1	137,0—202,5	26	—
Összesen 19 db		596	94

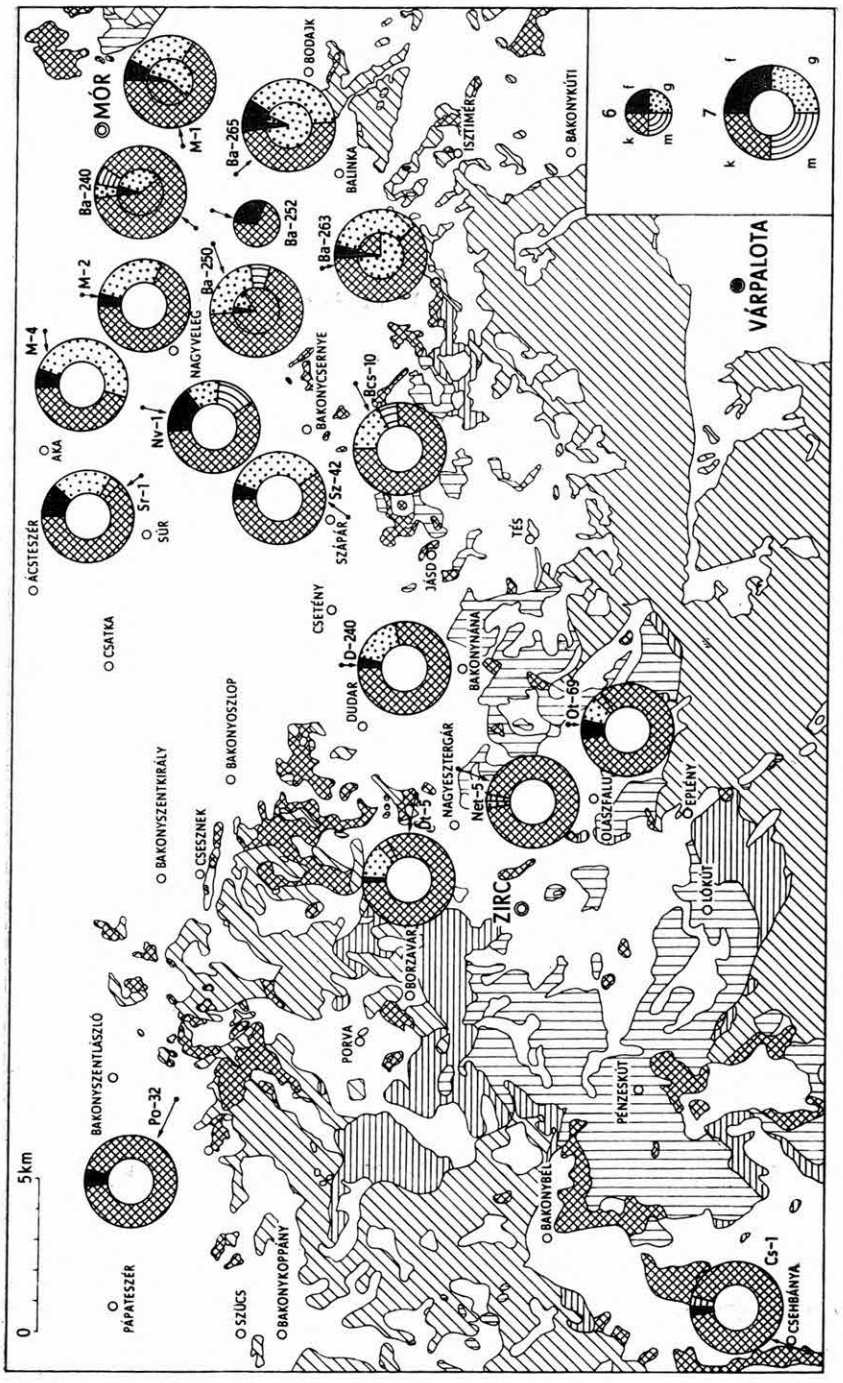


1. ábra. Az É-i Bakony és a Vértes DNy-i előterének térképvázlata, a vizsgált eocén fúrások mikromineralógiai adataival. (A M. Áll. Földt. Int. 100 000-es térképe nyomán szerkesztette RADÓCZNÉ KOMÁROMY E. 1969)

1. Eocénnél fiatalabb képződmények, *2.* eocén, *3.* kréta, *4.* jura, *5.* triász képződmények a felszínen. — Nehézásványok %-os megoszlása a szelvényben (összevonva): *6.* felsőeocén, *7.* középsőeocén összlet; mt = metamorf ásványok, bi = biotit, mg = magnetit, af = zöld amfibol, pi = pirit

Fig. 1. Sketch map of the foreland of the Northern Bakony and the SW Vértes Mts showing the micromineralogical data of the investigated Eocene boreholes. (Plotted by E. RADÓCZ-KOMÁROMY on the basis of the Hungarian Geological Institute's 1:100 000 scale map 1969)

1. Post-Eocene formations, *2.* Eocene, *3.* Cretaceous, *4.* Jurassic, *5.* Triassic formations on the surface. — Heavy mineral distribution in the profile (generalized, in %): *6.* Upper Eocene, *7.* Middle Eocene; mt = metamorphic minerals, bi = biotite, mg = magnetite, af = green amphibole, pi = pyrite



2. ábra. A Mór 1. és 2. sz. mélyfúrás középső- és felsőeocén szakaszának szelvénye és mikromineralógiai összetétele (szemcse %-ban)

A földtani képződmények jelmagyarázatát *(1—5.)* lásd az 1. ábrán. A könnyűásványok %-os megoszlása a szelvényben (összevonva): *6.* felsőeocén, *7.* középső-eocén összlet; f = földpát, g = glaukonit, m = muszkovit, k = kvarc

Fig. 2. Middle and Upper Eocene profile and its micromineralogical composition (grain percentage) in boreholes Mór 1 and 2.

See legend for the geological formations *(1—5)* on Figure 1. Light mineral distribution in the profile (generalized, in %): *6.* Upper Eocene, *7.* Middle Eocene; f = feldspar, g = glauconite, m = muscovite, k = quartz

vábbi elemzését elősegíthetik. A terület eocén képződményeire vonatkozó korábbi és újabb megállapítások értékelését és szintézisbe foglalását KOPEK G. végzi.

Az utóbbi évek vizsgálatai alapján a területrész eocén képződményeinek üledékföldtani és ősföldrajzi viszonyait KOPEK G. (1964, 1968), KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. (1964a, b), KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. JUN. (1966) és MÉSZÁROS M.—KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. (1967) tanulmányai ismertetik. Ezek szerint a paleogén transzgresszió első hulláma nem általános jelleggel, az alsóeocén yprèsi emeletében érte el a Bakony mezozóos, uralkodóan dolomitos, mészköves és márgás képződményekből álló területét. (Az eocén bázisrétegeit nem vizsgáltuk, bár Iszkaszentgyörgy környékén a kiválasztott területen is megtalálhatók.) Az alsóeocénre diszkordánsan települő, általunk legbehatóbban vizsgált középsőeocén képződmények a hegység területén két szakaszban jelennek meg. Az alsó- és felsőlutéciai alemelet közötti kiemelkedés után a transzgresszió újabb területekre terjedt ki. Az általánossá váló tengerelöntést még a középső- és felsőeocén között is csak kismértékű visszahúzódás követte: csak a parti régiókban tapasztalhatunk szárazulattá válást. A medence belsejében a középső- és felsőeocén határát kavicsos, homokos közbetelepülések jelzik. Az egykor általános elterjedésű felsőeocén rétegek sok helyen teljesen, másutt különböző mértékben lepusztultak.

Ásványtani vonatkozásban már makroszkóposan is feltűnő, hogy a felsőlutéciai alemeletben meginduló és a felsőeocénben jobban kiteljesedő andezitvulkanizmus anyaga gyakran ismétlődő tufás és tufitrétegek formájában nagymértékben keveredett a tengeri üledékekkel. Ugyancsak jellemző a felsőlutéciai rétegekben jelentős mennyiségben észlelhető glaukonit.

A jelenleg kialakított kép további finomítását a nagyszámú kutatófúrás elősegíti; e helyen a fúrási mintákon végzett ásványtani vizsgálatokról számolunk be. (A teljes anyagvizsgálati dokumentáció az itt nem közölt táblázatokkal és diagramokkal a M. Áll. Földtani Intézet Adattárában található.) Az egyes fúrások elhelyezkedését az 1, ill. 2. ábrán mutatjuk be, az I. mellékleten jellemző fúrásszelvények oszlopdiagramját közöljük.

Az ásványokat a kőzetek sósavas feltárása után a 0,1—0,2 mm közötti szemcsefrakcióból bromoformos szétválasztás után határoztuk meg 100 szemcséből. Az ásványos összetétel változását függőleges és vízszintes irányban követtük és értékeltük.

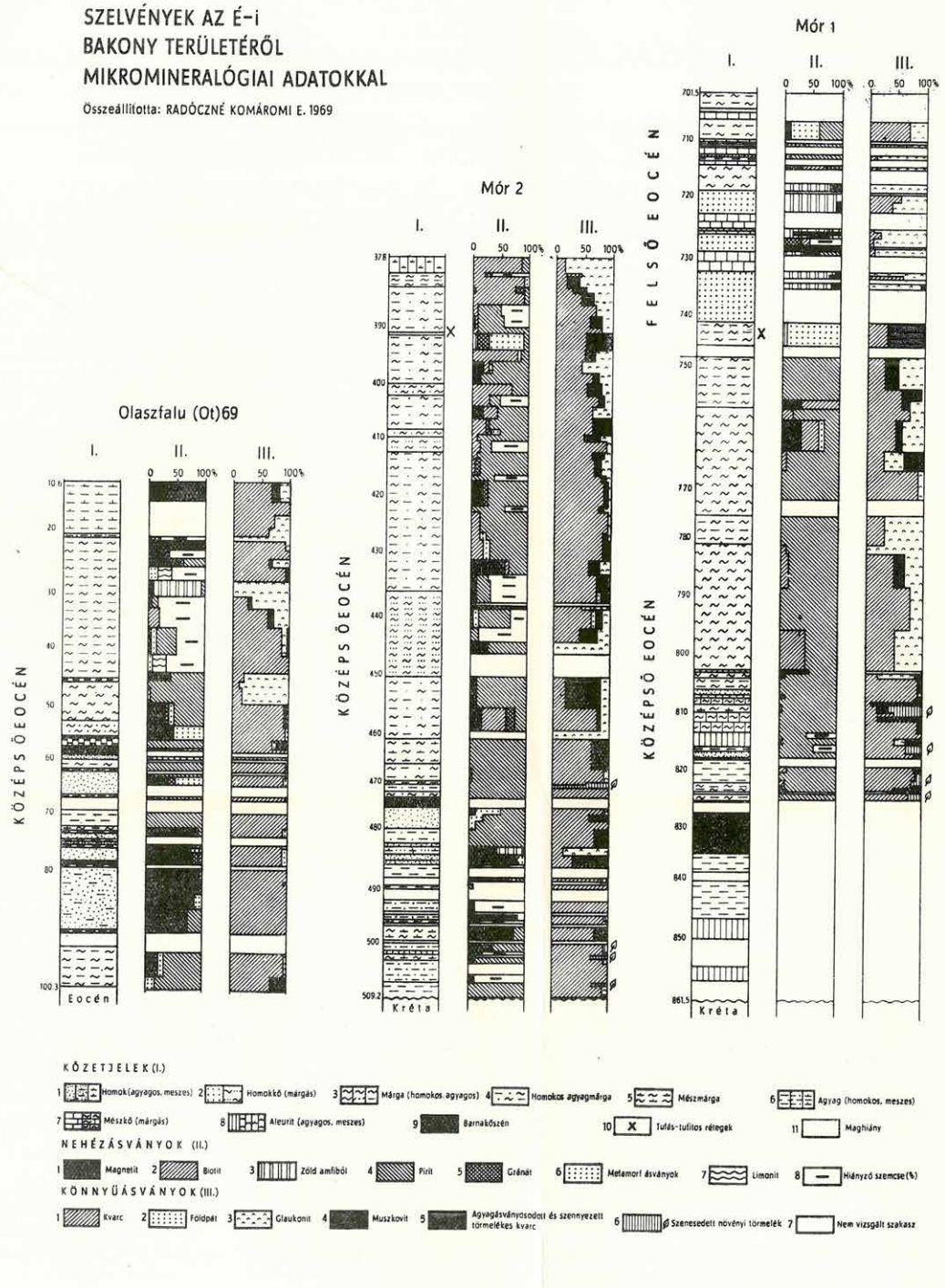
1. Függőleges változások az eocén összletben

Középsőeocén

Az 50—150 m vastagságú agyag, homokos agyag, barnakőszén, homokos márga, mészkő, glaukonitos agyagmárga-rétegekből álló középsőeocén rétegcsoport, helyenként (főleg a felső részében) tufás és tufitos közbetelepüléseket tartalmaz. Uralkodó nehézásványa az epigén pirit, amely különösen a barnakőszéntelepek környezetében dúsul. A magmás eredetű zöld amfibol, biotit és magnetit többnyire szintén tömeges, ugyanakkor az összlet kezdeti szakaszán a metamorf ásványok gyakorisága tűnik szembe. A könnyűásványok között az

SZELVÉNYEK AZ É-i BAKONY TERÜLETÉRŐL MIKROMINERALÓGIAI ADATOKKAL

Összeállította: RADÓCZNÉ KOMÁROMI E. 1969



KŐZETJELEK (I.)

1 Homok (agyagos, meszes) 2 Homokkő (márgás) 3 Márga (homokos, agyagos) 4 Homokos agyagmárga 5 Mészmárga 6 Agyag (homokos, meszes)
7 Mészkő (márgás) 8 Aleurit (agyagos, meszes) 9 Barnakőszén 10 X Tufás-tufitos rétegek 11 Maghiány

NEHÉZÁSVÁNYOK (II.)

1 Magnetit 2 Biotit 3 Zöld amfiból 4 Pirit 5 Gránát 6 Metamorf ásványok 7 Limonit 8 Hiányzó szemcse (%)

KÖNNYŰÁSVÁNYOK (III.)

1 Kvarc 2 Földpát 3 Glaukonit 4 Muszkovit 5 Agyagásványosodott és szennyezett törmelékes kvarc 6 Szenesedett növényi törmelék 7 Nem vizsgált szakasz

uralkodó magmás kvarc mellett jelentős a glaukonit, jóval kevesebb a földpát. Alulról felfelé haladva, a glaukonit mennyisége fokozatosan nő és a középső-eocén felső szintjét jelző ún. „glaukonitos márgá"-ban már szabad szemmel is jól látható. A földpát a felsőbb szintekben szintén gyakoribb.

Felsőeocén

Uralkodóan márga-, mészkő- és homokkőrétegekből áll. Legfeljebb 40—80 m vastagságú, több szakaszon tartalmaz tufás és tufitos közbetelepüléseket. Nehézásványai főleg zöld amfibol, biotit és pirit, kisebb mennyiségben magnetit. Mindezek a szelvényben mennyiség és gyakorisági sorrend szerint is váltakoznak (lásd I. melléklet szelvény diagramjait). Könnyűásványa az uralkodó magmás kvarc mellett itt is főleg glaukonit és földpát. A glaukonit a legtöbb fúrásban erősen váltakozó mennyiségű. Földpátok főleg a tufás kőzetmintákban vannak.

* * *

A fentiek alapján megállapítható, hogy az elvégzett áttekintő jellegű mikromineralógiai vizsgálatok nem elégségesek az eocén finomabb tagolására, csupán az összlet általános üledékföldtani jellemzésére alkalmasak. A középső- és felsőeocén között jellegzetes, az egész területen érvényesülő ásványtani határ nincs, ugyanígy nem követi ásványtani változás az eocén egyéb, a biogén elemekre alapozott rétegtani szintváltozásait sem. Az ásványos összetétel a középső—felsőeocén során azonos típusú vegyes felépítésű lehordási területre utal.

2. Az eocén összlet horizontális jellemzése

A *balinkai*, a *móri*, *nagyvelegi*, *suri*, *szápári* és *bakonycsernyei* fúrások összesített ásványos összetétele hasonló, a mennyiségi eltérések szintén kicsinyek (1, 2. ábra). A középsőeocénben uralkodó ásvány a pirit, míg a magnetit és a biotit kb. egyforma mennyiségben található. A magnetit csupán a Mór-2 és Bakonycsernye-10 sz. fúrásban dúsult fel. A zöld amfibol már változóbb mennyiségű: a Mór-1 sz. és a Mór-4 sz. fúrás középsőeocén rétegei pl. nagyon kevés amfibolt tartalmaznak. A felsőeocén mintákban az addig uralkodó pirit mennyisége erősen csökken, s a zöld amfibol dúsul fel helyette. A magnetit és a biotit (kis eltérésekkel) itt is kb. egyenlő arányban mutatkozik.

A könnyűásványok között a glaukonit mennyisége 0—60% között változik. A földpátok szinte minden fúrásban jelen vannak, de mennyiségük kicsi, csupán a Nv-1 és Sr-1 sz. fúrás által feltárt rétegekben dúsulnak. A glaukonit mennyisége a földpáténál erősebben változik.

A balinkai—móri területtől Ny-ra és DNy-ra eső fúrások [a *Dudar* (D)-240, Dudar térképező (Dt)-5, *Nagyesztergár* (Net)-5, *Olaszfalu* (Ot)-69, *Porva* (P)-32 és *Csehbánya*-1] ásványtanilag annyiban térnek el az előzőektől, hogy a nehézásványok közül a magnetit a legtöbb helyen jóval nagyobb százalékban mutatkozik, a metamorf ásványok mennyisége pedig, különösen az epidoté, két fúrásban (Net-5 és Ot-69) szintén nagyobb. Ugyanakkor a biotit és a zöld amfibol, a könnyűásványok közül a glaukonit általában kis százalék-

ban található. A földpátok mennyisége szintén kevesebb, mint a balinka—móri területen, bár egyes fúrásokban ott sem mutatkozott.

A két területrész ásványos összetételében a fentiek főleg mennyiségi változásokat jeleznek.

A balinkai, móri, nagyvelegi, suri és szápári terület kőzetanyagának nagyobb biotit és zöld amfibol tartalma, valamint közvetve a jelentős glaukonittartalom is, vulkáni tufaszórásra utalhat. Néhány mintánál a vizsgált 0,1—0,2 mm frakcióban nem mutatkozott biotit, holott a kőzetanyagban szabad szemmel látható volt. Néha egyéb ásványszemcséknél is jelentős eltérés mutatkozott a 0,1—0,2 mm-es frakció átlagértékei és a kőzetanyagban levő ásványszemcsék tényleges átlagértékei, illetve viszonyszámai között; ezt az ásványra optimális szemcsetartománynak a vizsgálatra egységesen felhasznált frakciótól való eltérése okozza. A tufás rétegekben a biotit mellett található magnetit üreges és alaktalan megjelenésű. Ezek a magnetitek is a tufaszóráshoz kapcsolódhatnak, mert a gyors kihűlés bélyegeit viselik magukon.

A tufás kőzetminták könnyű frakciójában a zónás plagioklász, a savanyú oligoklász és az andezin uralkodik. A szögletes és gyengén koptatott magmás kvarcszemcsék között egy-egy víztiszta, idiomorf kvarckristály is előkerült. Gyakoribbak azonban a kevésbé tufás kőzetminták, ezek könnyű frakciójában már jóval kevesebb a földpát. Az oligoklász és andezin itt általában ikerlemezes.

A felsőeocén andezit-vulkanizmust (SZÉKYNÉ FUX V.—BARABÁS A. 1953) megelőző tufaszórás nyomait e terület középsőeocénjének felső részében több fúrásban, a makroszkóposan is látható betelepülések mellett több szintben jelzik a mikromineralógiai vizsgálatok is.

A Dudar-240, Nagyesztergár-5, Olaszfalu-69, Porva-32 és Csehbánya-1 fúrásokból vizsgált kőzetmintákban a tufás szakaszok alárendeltek, ennek következtében a biotit, az amfibol és a földpát csökkent mennyiségű (2. ábra), ugyanakkor a magnetit és a metamorf ásványok, főleg az epidot, feldúsulnak (1. ábra). A metamorf ásványok minden bizonnyal a kréta időszaki összletből származnak (másodlagos áthalmozódás).

A lehordási területek pontosabb körvonalazásához még kiegészítő vizsgálatok szükségesek.

IRODALOM

KOPEK G. 1964: Kifejlődési különbségek okai a DNy-i és ÉK-i Bakony eocén képződményeiben. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I. p. 295.

KOPEK G. 1968: A Bakony—Vértes vidéki kőszénkutatás irányelvei és legújabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról. p. 105.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1960: A bakonyi eocén szintezése Nagyforaminiferák alapján. — Földt. Közl. 90. 4. p. 422.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964a: A bakonyi eocén kőszéntelepek keletkezési körülményeiről. — Földt. Közl. 94. 3. p. 340.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964b: Az eocén kőszénkutatás várható eredményei a Bakony hegység területén. — Bány. Lapok 97. p. 828.

KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. JUN. 1966: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, p. 249.

MÉSZÁROS M.—KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1967: Az erdélyi és a bakonyi eocén összehasonlítása. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, p. 219.

Székyné Fux V. — Barabás A. 1953: A dunántuli felső-eocén vulkánosság — Földt. Közl. 83. p. 217.

Szőts E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. 9.

MICROMINERALOGICAL INVESTIGATIONS OF EOCENE ROCKS IN THE NORTHERN BAKONY MOUNTAIN

by

E. Radócz-Komáromy

Joining in the work for the monographic treatment of the Eocene in this area, the author attempted at a micromineralogical division of the Eocene sequence by using the lithologic logs of boreholes selected and sampled by G. Kopek. Figure 1. shows a summary of the result. Although the data obtained so far exhibit changes both vertically and laterally, no far-reaching conclusions can be drawn therefrom. In Suppl. I. two characteristic logs are shown.

Supplement I. Column profiles and mineralogical data from the Northern Bakony area. — Drafted by E. Radócz-Komáromy 1969.

Legend. Rocks (I): 1. Sand (argillaceous, carbonatic), 2. sandstone (marly), 3. marl (sandy, argillaceous), 4. sandy clay marl, 5. limy marl, 6. clay (sandy, carbonatic), 7. limestone (marly), 8. aleurite (argillaceous, carbonatic), 9. brown coal, 10. interstratified tuffites and tuffs, 11. lack of cores. — *Heavy minerals (II):* 1. magnetite, 2. biotite, 3. green amphibole, 4. pyrite, 5. garnet, 6. metamorphic minerals, 7. limonite, 8. grains missing (in%) — *Light minerals (III):* 1. quartz, 2. feldspar, 3. glauconite, 4. muscovite, 5. mineralized clay, impure quartz fragments, 6. carbonized plant detritus, 7. section left uninvestigated.

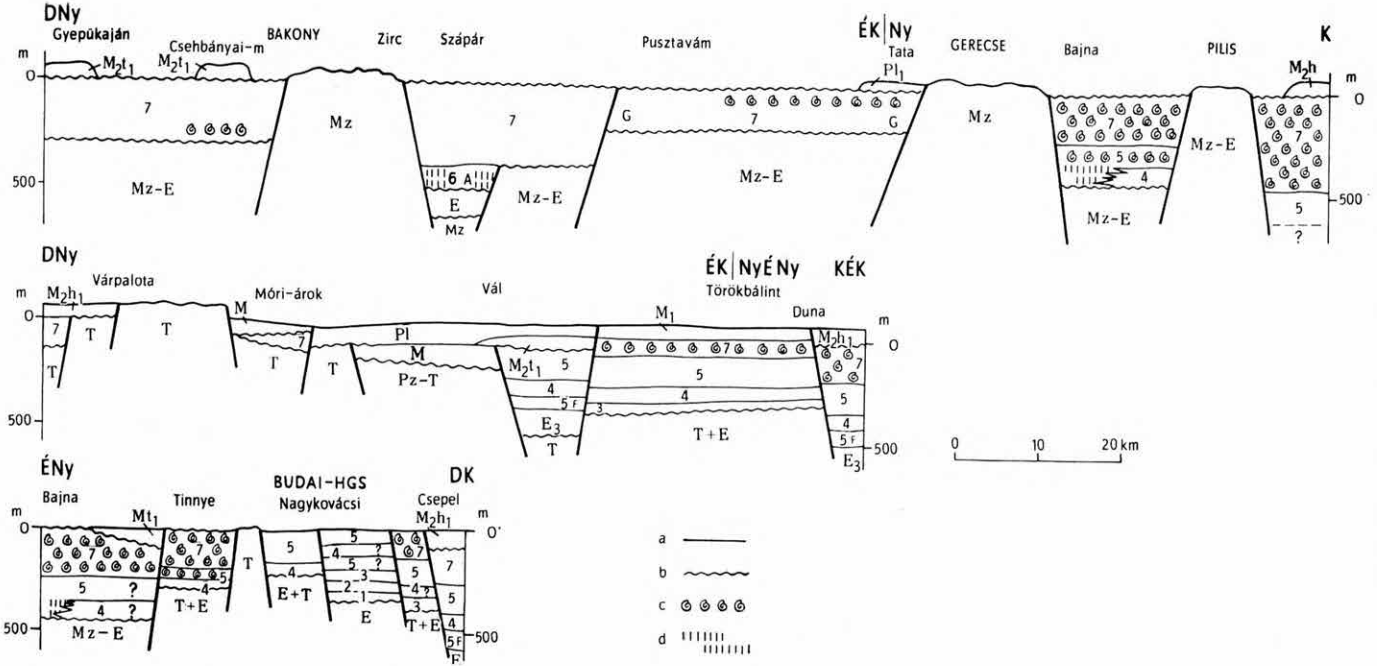
A DUNÁNTÚLI OLIGOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK RÉTEGTANI PROBLÉMÁI

Írta: JÁMBOR Á.—KORPÁS L.—KRETZOI M.—PÁLFALVY I.—RÁKOSI L.

Földtani megfigyelések

Közel egy évszázad telt el a dunántúli oligocén budai-hegységi felismerése és hármas tagolásának észak-dunántúli kidolgozása óta (HANTKEN M. 1866; HOFMANN K. 1871; HANTKEN M. 1880; Böckh H. 1899). Ezalatt megszületett a kiscelli agyag Foraminifera faunák alapján való tagolása (MAJZON L. 1939, 1940, 1943) és budai-hegységi viszonylatban a felső lehatárolás problémája is megoldást nyert (BÁLDI T. 1958; CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1962). A Dorogi-medence oligocén rétegeinek helyzetét ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. (1922) munkája tisztázta. Ezt az újabb, lényegesen részletesebb és nagyobb területre kiterjedő vizsgálatok is megerősítették (NAGYNÉ GELLAI Á. 1964; SIPOSS Z. 1964). A Bakony és Vértes oligocénjének az É-dunántúlihoz való viszonya tekintetében BÁLDI T. (1968) faunisztikai munkássága nyomán világossá vált, hogy a közép-dunántúli többnyire burdigálba, helvétbe, vagy szarmatába sorolt kavicsösszlet Zirctől a Pilisig genetikai egységet alkot, s a Mollusca-fauna tanúsága szerint a felsőoligocénbe sorolandó. Az összlet fekvőjének elválasztását MAJZON L. (1943) Foraminifera vizsgálatai alapján végezte el, s ehhez BÁLDINÉ BEKE M. (1968) a Nannoplankton alapján is hozzájárult. A kiscelli agyag és a fedő kavics—homok—agyag összlet (amelyet a felsőoligocénbe sorolnak) viszonyát tekintve csak a szápári szint (KORPÁS L. 1968) helyzetének megítélése bizonytalan. A kapcsolat a fedő „felsőoligocén" összlet felé köznapi értelemben véve konkordáns.

A lattorfi és a rupéli összletekre, illetve az eocén és az oligocén kapcsolatára vonatkozó eddigi elgondolások a Budai-hegységben és környékén revízióra szorulnak. Ugyancsak kérdéses, hogy az alább ismertetendő összletek közül az oligocénen belül melyiket hová soroljuk. Hangsúlyoznunk kell, hogy egymásutánjuk bizonyos, de a fauna (Foraminifera, Mollusca, Vertebrata), a flóra és mikroflóra a hármas beosztást — feltárás, jellemző ősmaradvány hiányában, vagy a maradványok keveredése (lásd 1. ábra) miatt — egyértelműen nem tudja adni, illetve az egyes maradványcsoportok közötti szintezésben ellentmondások vannak. A jelenleg egyetlen megbízható litosztratigráfiai módszer — a kőzettani vezetőszintek rétegről rétegre, feltárásról feltárásra való követésének — alkalmazásához pedig még nem elegendő az eddigi adatmennyiség. Az elmondottakból következik, hogy valamely oligocén feltárás korának pontosabb meghatározása (alsó, középső vagy felső) számos



1. ábra. A dunántúli oligocén összlet rétegtani egységeinek elterjedési és települési vázlata

1. Budai- és bryozoás márga, *2.* andezittufás-lemezes agyagmárga, *3.* tardi agyag, *4.* hárshegyi homokkő, *5.* foraminiferás kiscelli agyagmárga, *6.* szápári szint, *7.* dunántúli ciklusos törmelékes összlet. — Pz = paleozóikum, Mz = mezozóos-, T = triász-, E = eocén-, E_3 = felsőeocén-, M_1 = burdigál vagy eggenburgi tengeri-, M_2h_1 = alsóhelvéti tengeri-, M_2t_1 = alsótorton tengeri-, M = miocén-, Pl = pliocén képződmények. — A = Anthracotherium lelet, F = rupéli Foraminifera fauna az átlagostól eltérő rétegtani helyzetben, G = rupéli gerinces fauna a 7. összletben. — a = konkordáns-, b = diszkordáns település, c = tengeri katti Mollusca fauna, d = széntelepek

Abb. 1. Skizze der Verbreitungs- und Lagerungsverhältnisse der stratigraphischen Einheiten des Oligozän in Transdanubien

1. Budaer und Bryozoen-Mergel, *2.* andesittuffführender-plattiger Tonmergel, *3.* Ton von Tard, *4.* Sandstein von Hárshegy, *5.* foraminiferenführender Kisceller Tonmergel, *6.* Horizont von Szápár, *7.* zyklischer klastischer Komplex von Transdanubien. — Pz = Paläozoikum, Mz = Mesozoikum, T = Trias, E = Eozän, E_3 = oberes Eozän, M_1 = Meeresablagerungen des Burdigal oder Eggenburgien, M_2h_1 = Meeresablagerungen des unteren Helvet, M_2t_1 = Meeresablagerungen des unteren Torton, M = Miozän, Pl = Pliozän. — A = Anthracotherium-Fund, F = rupelische Foraminiferen-Fauna in einer vom Durchschnitt abweichenden stratigraphischen Lage, G = rupelische Wirbeltier-Fauna im Komplex *7.* — a = konkordante, b = diskordante Lagerung, c = marine Molluskenfauna des Chatt, d = Lignitflöze

esetben keresztülvihetetlen. A rövidebb fajöltőjük és kisebb fácieskorlátozottságuk miatt előnyösebbnek tűnő szárazföldi (geringes, ősnövény) őslénytani adatokra való áttérést a leletek kis száma, illetve a palynológiai szintezés kidolgozatlansága pedig egyelőre nem teszi lehetővé.

Ezért a térképező geológus számára nem marad más a jelenlegi körülmények között, mint lemondani az oligocén alsó—középső—felső részekre való kronosztratigráfiai tagolásáról, s helyette ismét meg kell elégednie a litosztratigráfiai egységek meghatározásával, s közben — ha mód nyílik rá — tömeges, az eddigieknél sokkalta rendszeresebb őslénytani vizsgálatok segítségével, újból és újból meg kell kísérelni az egyes kifejlődési területek és szintek időbeli párhuzamosítását.

Az oligocén összlet litosztratigráfiai egységei

1. A budai- és bryozoás márga kizárólag a Budai-hegységben előforduló márga-, mészmárga- és mészkőréteg váltakozásából, illetve szerves váztörmelékből és pelitből álló összlet, amely a felsőeocén nummuliteszes mészkőből vagy rétegváltakozásos átmenettel (Szépvölgy mátyáshegyi oldala) fejlődik ki, vagy báziskonglomerátum-rétegekkel települ a nummuliteszes mészkőre [Martinovics-hegy (Kis-Svábhegy)], vagy a triászra (Szabadsághegy). A „budai" és a „bryozoás" márga kettéválasztása a szoros összefonódás miatt szükségtelennek és kivihetetlennek látszik. Az eocén mészkő és a budai márga között településbeli szögeltérés nincs. A képződménynek az eocéntől való elkülönítését a Budai-hegység egészének süllyedése és ezen belül egyes rögök önálló mozgása okozta. Szőts E. (1968. p. 280) a mátyáshegyi „bryozoás márgát" a plankton mikrofauna alapján felsőeocénbe, a Budai-hegység más részein előforduló „budai márgát" viszont oligocénbe sorolta.

2. A budai és bryozoás márga felett folyamatos átmenettel, szögeltérés nélkül az andezittufás, lemezes agyagmárga összlet települ. Elterjedése az eddigi adatok szerint ugyancsak a Budai-hegységre korlátozódik. A Déli pályaudvartól DNy-ra, a Rózsadombon (Lőrenthey I. 1911), a csillaghegyi és az újlaki téglagyárak fejtőjében (Jámbor Á. 1966) vannak (vagy voltak) feltárásai. Önálló jellegét kőzettani kifejlődésén túl (csak agyagmárga-rétegekből áll, sok andezittufa-betelepülést tartalmaz) felső határán lejátszódott rögmozgások bizonyítják. Az újlaki téglagyár fejtőjének D-i oldalán a tardi agyag az andezittufás összletre, az É-i oldalán pedig a nummuliteszes mészkőre települ. A tévesen budai márgából és a kiscelli agyag alsó részéből (tardi szint) leírt gazdag makroflóraegyüttes nagyobb része is ebből az összletből származik.

3. A tardi agyag (Majzon L. 1943) a Budai-hegységben (Buda-Újlakon, az Alkotás-utcában stb.), ettől K-re (Őrszentmiklós, Városliget) és D-re (Albertfalva) nagy elterjedésű, de a Nagykovácsi-, a Dorogi-, a Pilisvörösvári-medencében, továbbá Válon (Csv-18) már nincs meg, annak ellenére, hogy itt is átfúrták a foraminiferás agyagmárga összletet. A tardi agyag lemezes-leveles mészmentes agyag és aleurit, Foraminiferákat alig tartalmaz, sok bakteriopirit és gyér makroflóra jellemzi. Andezittufa közbetelepüléseket még tartalmaz. Települése a triász (Majzon L. 1943), az eocén nummuliteszes mészkő és az andezittufás agyagmárga feletti lehet. A triásztól eltekint-

ve, mindig konkordáns feküjével. Fedője, ahol van, a foraminiferás kiscelli agyag.

4. A hárshegyi homokkő a triászra, vagy a felsőeocénre települ, a Csepel II. sz. fúrásban és a váli Csv-18. sz. fúrásban kiscelli foraminiferás agyagmárga összletben közbetelepülésként mutatkozott. A Budai-hegység általánosan ismert előfordulásainak (Hárshegy, Nagyszénás, Ezüsthegy, a Nagy-Kopasztól D-re, Hűvösvölgy, Hármashatárhegy É-i vége) oligocén kora, fedő hiányában, kétségbe vonható. SCHRÉTER Z. (1909) Ürömről közöl ugyan egy fúrást, amelyben a kiscelli agyag alatt hárshegyi homokkő települt a triászra, de a kőzettani kifejlődés a környezetétől (Ezüsthegy) eltérő is lehetett, mint ahogyan a biztos foraminiferás agyagmárga fedőjű hárshegyi homokkő (Nagykovácsi-medence, Dorogi-medence) kifejlődése a Hárshegy, vagy Nagyszénás tetején levőtől erősen elüt, mert míg a nagykovácsi például tengeri faunát *(Pholadomia* sp.) tartalmaz és aprószemű, addig a két hegyen levő faunamentes, uralkodóan durvaszemű, de gyakorta tartalmaz kavicsos betelepüléseket is. Fáciesösszefüggések alapján nagyon valószínű, hogy a hárshegyi homokkő a tardi agyag heteropikus fáciese, amint azt MAJZON L. már 1943-ban megállapította a Foraminifera fauna csökevényesedése, illetve hiánya alapján. A szemcsenagyságí viszonyok is ezt jelzik, s logikus, hogy az erős folyóvízi beáramlással egyidőben keletkezzen parti homokkő és csökkentsósvízi lagúnás üledéksor.

5. A foraminiferás kiscelli agyag a váli (Csv-18) és a Csepel II. sz. fúrásban közvetlenül a felsőeocén nummuliteszes mészkőre, a piliscsabai Pcsb-2. sz.-ban a triászra, a Pcsb-3. sz.-ban a középsőeocénre, a Dorogi-medencében a hárshegyi homokkő és a kőszéntelepes összlet komplexusra, egyebütt a tardi agyagra települ. Legidősebb fedője, ahol van, mindenütt a ciklusos felépítésű közép-dunántúli kavics, homok, agyagmárga összlet (=csatkai összlet), amelybe azonban a piliscsabai feltárások tapasztalatai (NAGYNÉ GELLAI Á. meghatározásai) szerint a clavulinás Foraminifera fauna átterjed. A foraminiferás kiscelli agyag kronosztratigráfiai értéke tehát korlátozott, kifejlődése néhány vékony homokkő-betelepüléstől eltekintve, homogén: agyagmárga, aleuritos agyagmárga.

Jelenléte a Középhegység DK-i előterében csak Válig bizonyított, ettől DNy-ra csak az újabban kétségbevont buzsáki előfordulása (VADÁSZ E. 1960) ismert. A Móri-árokban és a Bakony ÉNy-i előterében eddig sehol sem találták meg, még a mélyfúrásokban sem.

6. A szápári-szint elkülönül a csatkai összlettől, mivel az nem ciklusos felépítésű, kavicsbetelepülést nem tartalmaz és gyantadús széntelepei is elkülönítik mind az eocén fekü, mind a fedő „felsőoligocén" összlettől.

7. A „csatkai" ciklusos felépítésű kavics—homok—agyag összlet a Pilistől a Devecseri-medencéig elterjedő képződmény (JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1968), amely a mezozóos és az eocén összlet különböző tagjaira diszkordánsan, a szápári szintre és a kiscelli agyagra (Dorogi-medence, Piliscsaba, Szentendre 2. sz. fúrás, Duna-jobbpart, Csepel II. sz. fúrás stb.) konkordánsan, de cikluskezdettel települ. Felső része kőzettani alapon elkülöníthető, de még jól láthatóan ebbe a nagyobb egységbe tartozik. Legidősebb, faunával igazolt fedője a Bakonyban (Várpalota) az alsóhelvéti (KÓKAY J. 1961), a Budai-hegység D-i szélén a burdigálai (BÁLDI T. 1958). A budai-hegységi

burdigálai azonban azonos lehet az elkülöníthető suri (szárazföldi) összlettel (KORPÁS L. 1968).

Az alábbiakban megkíséreljük ezt a 7 összletet párhuzamosítani, illetve elterjedésüket és települési viszonyaikat szelvényszerűen ábrázolni (1. ábra).

Őslénytani megfigyelések

A Dunántúli-középhegység mezozóos—eocén letarolt felszínét széles sávban Zirctől a Budai-hegységig, sőt részben ebbe is behatolva, oligocén képződmények fedik. A szóban forgó üledékösszletek korviszonyaira vonatkozó általános igényű megállapítás nélkül, alábbiakban foglaljuk össze az eddig ismert ősnövénytani és gerinces—őslénytani adatainkat, kiegészítve a legújabb mélyfúrási leletek adataival.

A dunántúli oligocén üledékekből az 1860-as évek végétől ismerünk biztosan növénymaradványokat. Ezek általában szórványos leletek, legtöbb a Budai-hegység területéről, főleg HOFMANN K. és SCHAFARZIK F. gyűjteséiből származik. Meghatározásuk elsősorban STAUB M. és STUR D. nevéhez fűződik. Nagyobb flóraanyagot az 1940-es évek óta ANDREÁNSZKY G., PÁLFALVY I. és M. RÁSKY K. gyűjtött, a leletek egy részét fel is dolgozták. A gyűjtések nagyobb része a pontosabb rétegtani helyzet rögzítése nélkül történt.

Az elmúlt esztendők nagyarányú térképezési munkálatai és felderítő kutatása során ezen a területen is számos mélyfúrással harántolták az oligocén képződményeket. A minták őslénytani vizsgálatokra alkalmas, gazdag anyagot tartalmaznak. Növénytani szempontból elsősorban a sporomorphák és a levéllenyomatok említhetők. A spóra—pollenformákat RÁKOSI L., a levéllenyomatokat pedig PÁLFALVY I. határozta meg.

A könnyebb áttekintés végett, az előző részben felsorolt litosztratigráfiai egységekhez kapcsolva tárgyaljuk az ismert és a legújabb adatok kritikai értékelése alapján a dunántúli oligocén vegetáció történeti egymásutánját, társulási és éghajlati körülményeit, a flóra rétegtani helyzetét.

1. A b u d a i- é s b r y o z o á s márga kisebb-nagyobb mennyiségű növénymaradványt tartalmaz. A bryozoás márgából főleg a Gellérthegy déli oldaláról és a Mátyáshegy oldalából vannak leleteink. Az egyes mintákban tömegesen előforduló növényi plankton szervezetek és a vörös algák az üledékek tengeri eredetét igazolják. Ezek közül a *Retisphaera* sp. a képződmények eocén korára utal. A *Deflandrea phosphoritica phosphoritica* pedig felsőeocén—oligocén képződményekben domináló plankton forma. A növénymaradványok zöme örökzöld fák és cserjék pollenje. Gyérebb előfordulású a levél- és termés-maradvány. A környező szárazulat növényzetét a *Laurophyllum, Quercus, Castanopsis* fajok jellemzik. Ezek mellett a *Nipa* és *Porana* maradványok is említésre méltók. A pollenformák között a *Castanea—Castanopsis* típus a leggyakoribb. Ezekhez számos eocénre jellemző forma járul. A spórák uralma sok fajból álló, páfrányokban gazdag gyepszintre utal. Itt említjük meg, hogy a *Castanopsis* típusú pollenek tömeges előfordulása az eocénre jellemző, viszont a *Verrucatosporites alienus alienus* nagy száma eddigi ismereteink szerint inkább az oligocénre utal.

A budai márga növényanyaga a Gellérthegy DNy-i oldalának és a Mátyás-

hegynek egykori feltárásaiból származik. Összetételében a bryozoás márgáéhoz hasonló. Palynológiai vizsgálatok szerint az egyes mintákban kimutatható légzsákos *Pinus* pollenek gyakorisága az előzőnél fiatalabb korjellegre utalnak. A *Castanea—Castanopsis* típusú pollenformák azonban továbbra is uralkodnak. A levéllenyomatok között is a *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WLD. faj a jellemző. Gyakori még a különböző *Lauraceae* levél, a *Daphnogene (Cinnamomum)* és a *Quercus* nemzetség egyes képviselője is. Ezek mellett az *Araucarites taxiformis* (STBG.) KNOBL., a *Sequoia cuttsiae* HEER, a *S. abietina* (BROGN.) KNOBL., a *Myrsine*, az *Engelhardtia* és a szórványos pálma leleteket említjük.

A budai- és a bryozoás márga az eddigi ősnövénytani vizsgálatok alapján tehát inkább a felsőeocénbe, mint az alsóoligocénbe sorolható. Ezt a megállapítást olyan növényi plankton formák jelenléte is alátámasztja, amelyek eddig csak a dorogi és a bakonyi felsőeocénből voltak ismeretesek. Véleményünk szerint a gyakori ún. „Castanea" típusú pollenek *(Tricolporopollenites cingulum* tip.) inkább Castanopsisok. Ezt a feltevést arra alapozzuk, hogy minden olyan mintában, illetve képződményben, amelyben a *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WLD. faj levelei gyakoriak, ott az említett „Castanea" típusú pollenek uralkodók.

2. Az andezittufás, lemezes agyagmárga összlet Csillaghegyen, Óbudán a volt „Bohn-féle" és a „Nagybátony-Újlaki" téglagyárak területén gazdag makroflóra anyagot tartalmaz. A maradványegyüttesre a *Lauraceae—Fagaceae* családok képviselőinek uralma jellemző. Leggyakoribb a *Daphnogene* nemzetség, a *Zizyphus zizyphoides* (UNG.) WLD., a *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WLD. és a *Dryophyllum* levele. Ezek mellett a *Cercis, Cassia, Cunonia, Callistomophyllum, Abelia quadrialata* REID et CHANDLER, továbbá az *Ilex, Eleodendron* és *Engelhardtia* maradványok az említésre méltók. A fenyőfélék között a *Sequoia* fajok és a *Pinus* nemzetség képviselői a leggyakoribbak. Nedvesebb, mocsári környezetre, mangrove vegetációra utal az *Osmunda* és a *Myrica*, illetve az *Acrostichum*. A Városmajor 1. sz. fúrás andezittufás összletének elszegényedő mikroflóraanyaga azonban a budai márgáéhoz hasonló.

3. A tardi szinttel azonosított korú agyag- és aleurit rétegekből a csillaghegyi, buda-újlaki téglagyárak, továbbá a Batthyányi téri, Kapás utcai FAV építkezés feltárásaiból gyűjtöttek levéllenyomatokat. Sporomorphákat pedig a FAV 2, 6. pontokról vizsgáltunk. A külszíni feltárások anyagában gyakoriak a *Daphnogene* nemzetség, továbbá a *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WLD. faj levelei. Jelentősek még a *Sequoia, Persea*, a *Cercis* és más *Leguminosae* alakok, továbbá a *Sapotaceae*, az *Eleodendron* és a *Myrica* maradványok is. Szórványos előfordulású az *Ailanthus* és a *Zizyphus*. A sporomorphák közt az eocén formák mellett már nagy számban találjuk az oligocénre jellemző maradványokat. Ezek közül az *Osmunda, Lygodium, Engelhardtia, Carya* és *Alnus* a jelentősebb. Fáciesjelzők a *Taxodiaceae* és a *Myricaceae* pollenek. Csökken a *Polypodiaceae* spórák és a *Castanea—Castanopsis* típusú pollenek aránya.

4. A hárshegyi homokkőösszlet főleg Solymár környékén és a Dorogi-medencében mélyített fúrásokban tartalmaz növénymaradványokat. Maradványegyüttese a tardi agyagéhoz hasonló, növényi mikroplankton

anyaga azonban annál gazdagabb. Jellemzője az oligocént jelző *Crassosphaera concinna* faj. A makroflóra anyagában a *Daphnogene* nemzetség képviselői és más *Lauraceae* fajok, továbbá a *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld. gyakori. Ez az utóbbi faj ebben az összletben fordul elő utoljára nagyobb mennyiségben. Az említett maradványok mellett a *Magnoliaceae, Sapotaceae* családok képviselői, továbbá a *Ficus, Quercus, Engelhardtia* és a *Myrica* említhető. Az *Ulmus, Carpinus* és *Alnus* is több példánnyal jelentkezik. Itt említjük meg a *Pinus, Picea* típusú pollenek uralmát és az alsóoligocénre jellemző *Boelensipollis hohli*-t, e kétszikűekhez sorolt pollent is. Az előző üledékösszletekhez képest itt már jóval kisebb a *Castanopsis* típusú pollenek, levélmaradványok aránya.

5. A kiscelli agyagrétegekből Óbuda, Csillaghegy külszíni feltárásaiból, Szentendre, Solymár, Piliscsaba és a Dorogi-medence területén pedig a mélyfúrásokból vizsgáltunk növénymaradványokat.

A Dorogi-medencében a „kiscelli agyag" és a szárazföldi üledékösszlet között kifejlődött barnakőszéntelepes csoport gazdag flóraanyagot tartalmaz. Ez a maradványegyüttes a kis számú eocén forma mellett jellegzetes oligocén sporomorphákat tartalmaz. A *Pinus, Picea, Quercus, Engelhardtia, Carya, Alnus* fajok, továbbá a *Lygodium* spórák formagazdagsága említésre méltó. Ezekben a rétegekben már számos olyan forma is előfordul, amely eddig csak az oligocénből ismeretes. Az említett nemzetségek által jelzett maradványegyüttes az agyagösszlet alsó részére jellemző. A felsőbb, általában homokosabb részein a vegetáció elszegényedik, gyakoriak a szenesedett uszadékfák és ágdarabok. Ez a tenger fokozott térhódítására, parteltolódására utal. Ebben az üledékszakaszban a Szentendre, Solymár, Piliscsaba és Dorogi-medence területén mélyített fúrásokban a mezozóikumból áthalmozott spórák és pollenek tömege a jellemző. Az elszegényedett maradványegyüttes tagjaiként említhetjük a *Pinus, Picea, Tsuga, Taxodiaceae-Cupressaceae* és *Quercus* fajokat.

A Budai-hegység területén a külszíni feltárásokból és az említett mélyfúrások makroflóra anyagaiból a *Ceratopterides, Adiantites* páfrányokat, a *Pinus, Taxodium dubium* (Stgb.) Heer, *Araucarites taxiformis* (Stgb.) Knobl. fajokat, a kétszikűek közül pedig a *Laurophyllum, Daphnogene, Cercis, Dalbergia, Acacia, Cassia, Ficus* nemzetség képviselőit, továbbá a gyér előfordulású *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld. fajt és a *Zelkova, Pterocarya, Myrica* maradványokat említjük. Az említett levéllenyomatok főleg a foraminiferás agyagösszlet alsó részéből kerültek elő.

6. A szápári szintből növénylenyomatok csak igen szórványosan ismeretesek. Leggyakoribb a *Chara* oogonium és említésre méltó a *Laurus princeps* levele. A palynológiai vizsgálatok egy *Taxodiaceae—Cupressaceae* mocsárerdő kialakulását jelzik. Feltehető, hogy a Mány—Csordakút—Oroszlány—Pusztavám—Mór—Olaszfalu vonalban az egyes *Taxodiaceae* család képviselőinek uralmával jellemezhető mocsárerdei fáciesek is ezzel a szinttel azonosíthatók.

7. A „csatkai" összletből, Kesztölc, Nagysáp, Esztergom környékén külszíni feltárásokból, Szentendre, Solymár, Piliscsaba, Piliscsév, Pusztavám, Mány területén pedig mélyfúrásokból vizsgáltunk növénymaradványokat. Az üledékösszlet alján jelentkező mocsárerdei fácies szinttartónak

látszik, amennyiben Szentendrétől a Dorogi-medencén keresztül a Mány—Csordakúti-medencéig mindenhol kialakult, sőt a Mányi-medencében két szintben is (Csabdi 14, Mány 14, Zsámbék 4. sz. fúrás) fellelhető.

A kőszénösszlet feletti képződményeket kevert lomberdők maradványegyüttese jellemzi. Szentendre, Piliscsaba, Kesztölc, a Dorogi-medence keleti részén *Quercus, Engelhardtia, Carya, Alnus* pollenek uralkodnak. A medence Ny-i részére és a mányi területre viszont a *Polypodiaceae* és a *Lygodium* spórák dominanciája jellemző. Valószínű, hogy ezek öblök, partközeli üledékgyűjtők dús páfrány-vegetációjára utalnak.

Erre a vegyes fáciesű homokos, agyagos összletre általában az jellemző, hogy a foraminiferás agyagrétegekénél lényegesen gazdagabb flóra-anyagot tartalmaz. Az egyes fajok dominancia-változása mellett sok új, eddig nem szereplő alak is fellép.

Páfrányok közül a *Gleichenia, Osmunda, Lygodium, Stenochlaena, Azolla* maradványok ismeretesek. A fenyők közül a *Podocarpus, Dacrydium* pollenek, a *Pinus, Picea, Abies, Tsuga, Sequoia abietina* (BRONGN.) KNOBL., *Taxodium dubium* (STBG.) HEER az említésre méltó.

A kétszikűek közül a *Magnolia, Laurophyllum, Daphnogene,* a *Papilionaceae,* illetve az *Ulmaceae, Betulaceae* családok képviselői jelentősek. Különösen megnövekedett az *Ulmus, Zelkova, Carpinus, Betula* maradványok száma; a *Fagaceae* család képviselői pedig más fajokkal lépnek fel. Határozottan kialakult vízparti társulások, ártéri ligeterdők elemei jelentkeznek. Az üledékösszletben jelentős számmal találhatók a *Calamus* és *Sabal* típusú pollenek.

A maradványok legnagyobb része mezei vagy dombos táj növénye. A mérsékeltövi színezetű ligeterdők képviselői a *Liquidambar, Pterocarya, Carya, Alnus, Salix* és egyes *Ulmus* fajok. Melegebb, napfénynek kitett lejtők növényei a *Papilionaceae, Sapotaceae* család egyes képviselői, továbbá az *Ilex* és *Rhamnus.* A magaslatokat főleg mezophil erdők fedték, a *Lauraceae* család képviselőivel, továbbá örökzöld *Castanopsis, Quercus* és más nemzetségek fajaival. A lapályos helyeken kisebb-nagyobb mocsárerdők, myricás-füzes cserjések voltak.

A Pusztavám 980. sz. fúrás 109,6—112,0 m közökből előkerült és a későbbiekben ismertetett *Heterocricetodon*-lelettel együtt szubtrópusi éghajlat alatt élő és partközeli nedves termőhelyeket igénylő flóra került elő. Ezek közül mocsári, ill. vízparti társulásokat jeleznek a *Lygodium, Woodwardites, Sequoia abietina* (BRONGN.) KNOBL. és más *Taxodiaceae,* továbbá *Betula, Alnus kefersteinii, Carya, Myrica, Sparganiaceae* maradványok. A parttól távolabbi nedves talajú erdőben növekedett a *Daphnogene, Magnolia, Platanus, Symplocaceae, Acer, Carpinus, Castanea—Castanopsis* és a *Calamus.* Szárazabb talajú dombvidékek ill. hegyoldalak flóráját képviseli a *Pinus, Picea, Leguminosae, Quercus.*

A tárgyalt képződmények *flóravizsgálati eredményeit* a vegetáció-változások tükrében *összefoglalva,* megállapíthatjuk, hogy az egyes részmedencék flóra-anyaga elégséges a rétegtani és fáciesvizsgálatok elsődleges értékeléséhez.

Megállapítható, hogy a maradványegyüttesek alapján a vegetáció területi elterjedése, fáciesváltozatai sokszor jelentősen eltérnek. A teljes üledékösszlet értékelésénél azonban a flórafejlődés határozottan nyomon követhető.

Az eddigi flóravizsgálatok alapján a katti és az annál mélyebb rétegtani helyzetű, oligocén üledékek növénymaradvány-anyaga lényegesen különbözik.

Az alsó- és középsőoligocénre a *Lauraceae—Castanopsis* örökzöld erdők uralma a jellemző, nagyszámú eocén rokonsággal. Ez a vegetációegyüttes — a helyi fáciesektől eltekintve — szárazabb, szubtrópusi—trópusi rokonságú flórát mutat. Természetesen ezen belül szárazabb, nedvesebb ciklusok is kimutathatók.

A foraminiferás agyagösszlet általában flóraszegény. Középső és felső részén a mezozóos és eocén sporomorphák tömeges áthalmozása a jellemző. Ez az utóbbi a környező terület képződményeinek erős lepusztulására utal.

A csatkai összlet flóraegyütteseiben az előzőekkel szemben kiugró százalékkal jelentkeznek a turgaji elemek. Ezek közül az *Ulmus, Zelkova, Fagus, Carpinus, Betula* fajokat említjük. A *Lauraceae* család képviselői, továbbá a trópusi—szubtrópusi rokonságú *Magnoliaceae, Leguminosae, Bombacaceae, Sapindaceae, Palmae* és más családok képviselői nedvesebb éghajlatra utalnak. Ezt a megállapítást a levelek nagyobb mérete is alátámasztja.

A mikro- és makroflóra vizsgálatok eddigi eredményei alapján megfontolásra érdemesnek tartjuk azt, hogy a fenti üledékösszletet a hármas tagolás helyett két részre osszuk.

A dunántúli oligocén vegetáció képének, éghajlati körülményeinek és — végeredményben — rétegtani kérdéseinek eldöntéséhez a teljes üledékösszlet komplex újravizsgálata, a feltárások és az egyes kifejlődési típusok elkülönítése szükséges.

* * *

Az egész összlet legfontosabb *gerincesfauna*-anyaga a *bodajk—kajmáti kőfejtő* közel vertikális, mélykarsztos üregeinek agyagkitöltéséből származik (Kretzoi, in: Vadász 1960. pp. 231—232; Földváriné—Kretzoi, 1961. pp. 17—19. stb.). Innen a csekélyszámú nagyemlős csont- és fogleletek mellett a kisemlősök, hüllők és kétéltűek maradványainak tízezrei kerültek felszínre. Ez a maradványegyüttes a Ny-európai alsó-középsőoligocén szárazerdei-füvespusztai élővilággal szemben határozottan nedveserdei—humid fáciest jelez. Ezt igazolja a szalamandrák, lábatlan gyíkok és az erdei kisemlősök: mókusok, pelék stb. uralkodó volta is.

A nagy leletanyag és a fajgazdagság a fácies eltérése ellenére is megnyugtatóan biztosítja a nyugati faunákkal — és ezeken keresztül a klasszikus rétegtani-kronológiai rendszerrel való párhuzamosítást. Az alsóoligocén-lattorfi jellemző faunaelemek csak néhány reliktum-alakra szorítkoznak. Ilyen pl. a középsőoligocénben igen megritkuló, a felsőoligocénből pedig már teljesen hiányzó *Diplobune* és a *Sciuroides* alakkörbeli primitív rágcsáló. Ezek tehát a középsőoligocénnél fiatalabb korba sorolást kizárják. A *Lagomorphák* teljes hiánya viszont egymagában is a faunaegyüttes kattinál idősebb korát bizonyítja, amit e mellett a típusos alsóoligocén hypselodont rágcsálófauna és a felsőoligocén bevándorlók teljes hiánya még alátámaszt. Ilyen körülmények közt a fauna és egyben a bezáró terresztrikus üledékösszlet kora is úgyszólván teljes biztonsággal a középsőoligocénre rögzíthető. Nem a képződmény korát, csak annak többszörösen áthalmozott voltát és részben az áthalmozás állomásait jelzik a kiszapolt *Munieria, Orbitolina* példányok és az eocén puhatestűek: *Tivelina pseudopetersi* (Taeger), *Tivelina elegans* (Lamarck), *Anisus* sp. (limonitos), *Trochus* sp. (limonitos), *Zebrina* sp., *Lucina zogli* Szőts, *Arca*

vértesensis SZŐTS, *Bayania* sp. (limonitos), *Conus* sp., *Brachyodontes* sp., *Adeorbis* sp., *Mathilda* sp., *Natica* sp. (Ezek határozását KECSKEMÉTI T. végezte.) Előbbiek valószínűleg az apti képződmények, utóbbiak a szomszédos felsőlutéciai foraminiferás-molluszkás összletek áthalmozásából kerültek a lelőhelyre.

A bodajki faunával nagymértékben egyező földtani helyzetű egyes lelet a csákberényi karsztha sadék kitöltéséből előkerült Rinocerotida maradvány is. KRETZOI M. (1940) ezt *Protaceratherium albigense* (ROMAN) fajnak határozta és a lelet alsóstampi, azaz rupéli korát is rögzítette.

Kisebb rétegtani értékű a gannai fúrásból származó izolált *Eomyida*-fog; KRETZOI M. (1951) ezt *Meteomys noszkyi* néven írta le. A lelet morfológiai és filogenetikus viszonyaiból csak arra lehet következtetni, hogy az egy régi típusú *Eomyida* maradványa, közelebbi kormeghatározásra nem alkalmas.

A már régebbről ismert leletek sorában ki kell térnünk még a szápári *Anthracotherium* leletre, melyet ÉHIK GY. (1927), téves morfológiai megfigyelések alapján, *Anthracotherium valdense szápárense* néven írt le és — feltételezett magasabb törzsfejlődési foka alapján — aquitáni korúnak vélt. E lelet újravizsgálata, valamint a környező lelőhelyekről (Vértessomlyó stb.) előkerült további *Anthracotherium magnum valdense* maradványok azonban kétségtelenül mutatják, hogy szó sincsen itt fiatalabb földtani korra utaló magasabb fejlettségi fokról; a leletanyag egyöntetűen az *Anthracotherium magnum* CUVIER fajt képviseli, mely stampi korú, tehát a katti mellett a rupéli emeletre is jellemző. Azáltal, hogy a felsőoligocén alatt éppúgy érthetjük a katti emeletet, mint a nyugati nomenklatúra stampikumát, nálunk az a tévhit alakult ki, hogy a „felsőoligocén" *Anthracotheriumok* egyben katti kort is jelentenek és a rupélit már kizárják. Ilyen körülmények közt azonban annak sincsen akadálya, hogy a Vértes hegységi Kőhányáspuszta és mélyen a Bakonyban fekvő Olaszfalu közt elterülő kisebb-nagyobb oligocén szenes édesvízi képződményeket — mint a középhegységi terresztrikus oligocén mocsaras depressziós sávját — szintén rupéli korúnak minősítsük. E feltevésünket messzemenően megerősíti az a tény, hogy a bodajki nedveserdei karsztfelszín élővilága úgyszólván azonos a közeli (fás, barnaszéntelepeket létrehozó) mocsárfáciesben az *Antracotherium* kíséretében kétségtelenül élt állategyüttessel. MAJZON L. (1966) megállapításai is támogatják a lignittelepek azonosítását a bodajki faunás szinttel. Ő ugyanis kétségbe vonta az összlet felsőoligocén korát és azt mikrofaunisztikai bizonyítékai alapján sokkal mélyebbre, a lattorfiba helyezte. Amennyiben nem a lattorfi emelet mélyebb részét érti ez alatt, úgy gyakorlatilag felfogásunkat nagymértékben alátámasztja, a szlovéniai analógiákat tekintve is.

Az irodalomból ismert adatok után áttérve a néhány új adatra, a KORPÁS L. által gyűjtött, izolált *Eomyida* fogat említjük elsőként. A lelet adatai a következők:

Pseudotheridomys (Anomegodus KRETZOI n. sg.) **baconicus** KRETZOI n. sp.

Holotypus: M^3 dext. Leltári szám: 10.300. MÁFI Múzeum
Típuslelőhely: Súr 4. sz. térképező fúrás, 55,5—59,0 m
Földtani kora: középsőoligocén (?)

Diagnózis: kisméretű, kezdetleges szabású brachybunodont *Eomyida*, az M^3-on a protoconus vaskos, erősen hátrahajló, a protostylus — különösen linguálisan — erős kerek ívben kanyarodik az elülső peremre, miáltal közte és a paraconus protoconus felé futó léce közt széles, a protoconusig hatoló árok alakult ki. A mesoloph léc a buccalis peremig nyúlik. A hypoconustól a protoconus tövéhez futó középgát még nem egyenes, hanem erősen behajlik a metaconkar lingualis eredethelye felé. Mindezekből határozottan látszik, hogy a súri fog a *Pseudopteridomys* nemzetség körébe tartozik, de annak az ismert oligocén lophodont alakokkal szemben még erősen bunodont alakját képviseli, melyet a szerző éppen ezért alnemzetségi szinten is elválaszt a felsőoligocén—miocén alakoktól.

A lelet kora, annak primitív volta alapján — annak ellenére, hogy az *Eomyida*-fejlődés több párhuzamos vonalát ismerjük, melyek a fejlődés igen eltérő fokán haladnak egymás mellett — feltétlenül idősebb kell hogy legyen, mint a felsőoligocén, vagy az éppen ennél is fiatalabb, tömeges előfordulásban jól ismert alakok bármelyike. Egyetlen, a határozottabb állásfoglalást akadályozó tény a pusztavámi leletnek a bodajki *Eomyida*-val szemben határozottan primitívebb jellege, ami ebben az esetben mélyebb szintet sem zár ki.

Végül a legújabb idevágó leletre térve át, egy *Cricetida* összepréselt állapotban, majdnem teljes fogazattal a Pusztavám 980 sz. fúrás egyik fúrómagjában megmaradt koponyájáról kell megemlékeznünk. A lelet fontosságát jelentősen emeli, hogy a fúrómag növénymaradványokat is tartalmaz. Ezek az élettérre vonatkozóan is — mint a botanikai részből is látható — értékes adatokat és a fácies-megállapításokon keresztül közvetve fontos támogatást nyújtanak a korbeli párhuzamosításhoz.

A lelet maga egy kis *Cricetodontina* oldalsó fekvésben összepréselve fennmaradt, szinte teljes koponyája, a metszőfogakkal és az alsó és felső két-két elülső zápfoggal (a hátsók mindkét állkapocsban hiányzanak). A lelet leírása a következő:

Heterocricetodon (Alsocricetodon Kretzoi n. sg.) **telonii** Kretzoi n. sp.

Holotypus: oldalról teljesen összepréselt koponya és állkapocspár (fúrómag szétvált hasadási felületén, kettős lenyomatban, a metszőfogakkal és az M^1-M^2, illetve az M_1-M_2 zápfogakkal). Leltári szám: 10.301. MÁFI Múzeum
Tipuslelőhely: Pusztavám, Pv-980 sz. fúrás, 109,60—112,00 m
Földtani kora: középsőoligocén (?)

Diagnózis: A tágabban felfogott *Heterocricetodon* nemzetségbe sorolandó, de annak erősen lophodon fajaival *(stehlini-helbingi)* szemben bunodontabb, kevésbé átlós redőkbe rendezett kúpfelépítésű faj, mely a *H. schlosseri* Schaub fajhoz áll a legközelebb, de ettől is általában kezdetlegesebb felépítése (bunodontabb kúpok, alig jelzett haránt-mellékredői: mesoloph-mesolophid és protocon, illetve protoconid-hátsókar) révén némileg eltér. Mindkét alakot helyesebb ezért és még inkább a *Heterocricetodon*-fejlődéstől már eleve eltérő specializációja miatt attól legalább szubgenerikusan elválasztani.

A pusztavámi 980. sz. mélyfúrás *Cricetodontiná*-ja mint egyes lelet elvben nem sokat bizonyít: az a tény azonban, hogy egy zárt fejlődési sor tagjaként fejlődéstörténeti helye rögzíthető, mégpedig ismert korú fejlődéstörténeti sor keretében, kronológiai súlyt ad a leletnek. Ezt a kísérő flóra világos fácies-utalásával csak aláhúzza és a többi lelettel együtt a terresztrikus—édesvízi sorozat középsőoligocén korbesorolását még jobban megerősíti.

Mindent egybevetve, a bodajki faunához csatlakozó, ennek középsőoligocén korával jól egyeztethető súri—pusztavámi leletek, kiegészítve a flóra — a bodajkiéval jól egyező — fácies-indikációjával, egységesen amellett szólnak, hogy *a Bakony ÉNy-i és a Vértes nagy részét is borító terresztrikus—limnikus képződmények egységesen a* — terresztrikus (gerinces—paleontológiai) sztratigráfia használata szerinti — *középsőoligocénbe sorolandók.*

A terület térképezését végző geológusokétól némileg eltérő korhatározás kétségtelenül mutatja, hogy a különböző alapokból kiinduló korrelációk — amennyiben azok sztratigráfiai standardjai térben és vizsgálati anyagban különbözők — még sok területen kívánnak korrelációs módosításokat. Ahhoz azonban, hogy ezek a problémák felszínre jöhessenek, alapvetően szükséges az ellentmondó következtetések szembeállítása — azok eleve kompromisszumos egyeztetése helyett.

IRODALOM

ANDREÁNSZKY G. 1949: Néhány páfrány a Kárpát-medence harmadkorából. — Index Horti Bot. Univ. Budapestiensis 7. pp. 1—6.

ANDREÁNSZKY G. 1951: Mangrovepáfrány a hazai oligocénből. — Bot. Közl. 44. 1—2. pp. 135—139.

ANDREÁNSZKY G. 1952: Újabb harmadidőszaki páfrányok. — Földt. Közl. 82. pp. 397—402.

ANDREÁNSZKY, G. 1959: Contribution à la connaissance de la flore de l'Oligocène inférieur de la Hongrie et un essai sur la reconstruction de la flore contemporaine. — Acta Bot. 1—2. pp. 1—37.

ANDREÁNSZKY, G. 1960: Beiträge zur Kenntnis der unteroligozenen Flora der Umgebung von Budapest. — Acta Bot. 9. pp. 227—257.

BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — Földt. Közl. 88. pp. 428—436.

BÁLDI T. 1966: A magyarországi felsőoligocén molluszkafauna. — Kandid. disszertáció.

BÁLDINÉ BEKE M. 1968: A bakonyi eocén Nannoplankton faunája. — Előadás az MFT 1968. nov. ülésén.

BÉLTEKY L.—GELLAI Á.—LÁNG G. 1962: A csepeli II. sz. melegvizes kút. — Hidr. Közl. 42. pp. 246—254.

BÖCKH H. 1899: Nagy-Maros környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évkönyve, 13. pp. 1—58.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1962: A katti-aquitáni kérdés tudománytörténeti megvilágításban. — Földt. Közl. 92. pp. 185—195.

ÉHIK GY. 1927: A szápári Anthracotherium. The Anthracotherium valdense szápárense n. subsp. — Állattani Közl. 24. pp. 77—81 (magy.) 1. ábra, pp. 116—120. (Eng.) Budapest.

FÖLDVÁRINÉ-VOGL, M.—KRETZOI, M. 1961: Kritische Untersuchungen über die Anwendbarkeit des Fluorverfahrens. — Acta Geol. 7. pp. 13—28. Budapest.

HANTKEN M. 1866: A kiscelli tályag kora. — MOT. VM. 9. pp. 234—237.

HANTKEN M. 1880: A Buda-vidéki óharmadkori képződmények. — Földt. Közl. 10. pp. 41—52.

HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. pp. 199—273.

KRIVÁNNÉ HUTTER. E. 1964a: Arcella Ehrenberg nemzetség előfordulása a magyarországi oligocén rétegekben. — Földt. Közl. 94. 1. pp. 145—147.

KRIVÁNNÉ HUTTER E. 1964b: A Borókási-medence oligocén barnakőszénösszletének rétegtani helye, palynológiai vizsgálatok alapján. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 201—225.

JÁMBOR Á. *et al.* 1966: Budapest. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.

JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1968: A Bakony felsőoligocén—neogén tarkaanyag képződményeinek rétegtani vizsgálata. — MÁFI Adattár.

KORPÁS L. 1968: A súri 25 000-es térképlap földtani magyarázója. — MÁFI Adattár.

KORPÁS L.—KNAUER J. 1968: A bakonycsernyei 25 000-es térképlap földtani magyarázója. — MÁFI Adattár.

KÓKAI J. 1961: Távlati mélykutatás Várpalotán. — Évi Jel. 1961-ről, pp. 231—241.

KRETZOI, M. 1940: Alttertiäre Perissodactylen aus Ungarn. — Ann. Musei Nat. Hungarici, Pars Min. Geol. et Palaeont. 33. pp. 87—98, 1. Taf. Budapest.

KRETZOI, M. 1951: Új Eomyida a Bakonyból. New Eomyid from the Bakony Mountains. — Földt. Közl. 81. pp. 88—89, Budapest.

LŐRENTHEY I. 1911: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. — Magy. Term. Tud. Ért. 29. pp. 118—139, 515—535 és 30. pp. 223—233.

MAJZON L. 1939: Furólaboratóriumi Foraminifera-vizsgálatok. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II.

MAJZON L. 1940: A bükkszéki mélyfúrások. — Földt. Int. Évk. 34.

MAJZON L. 1943: Oligocén és miocén Foraminifera faunák kiértékelése. — RAIG-D. 1939. pp. 24—43.

MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológia rétegtana. — Akad. dokt. disszertáció.

MAJZON L. 1966: Foraminifera vizsgálatok. — Akadémiai Kiadó, Bpest.

NAGYNÉ GELLAI Á. 1964: A dél-dorogi terület oligocén Foraminiferái. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 227—236.

PÁLFALVY I. 1967: Oligocén növénymaradványok Kesztölc környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 281—287.

RÁKOSI L. 1964: A Szentendre 2. sz. fúrás palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

RÁSKY K. 1943: A Budapest környéki kiscelli agyag oligocén flórája. — Földt. Közl. 73. pp. 299—300.

RÁSKY K. 1956: Fosszilis növények a Budapest környéki budai márga összletből. — Földt. Közl. 86. pp. 167—179.

ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. — MÁFI Gyak. kiadv. pp. 1—128.

SCHRÉTER Z. 1909: A pilisborosjenői mélyfúrás geológiai eredményei. — Földt. Közl. 29. pp. 8—11.

SIPOSS Z. 1964: A Buda-Esztergom vidéki oligocén üledéksszlet fácieselemző vizsgálatának módszertani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 121—130.

STAUB M. 1886: Az Intézet phitopaleontológiai gyűjteményének állapota az 1885. év végén. — Földt. Int. Évi Jel. 1885-ről. pp. 179—208.

SZŐTS E. 1968: A budai „briozoumos-ortofragminás márga" és a tulajdonképpeni budai márga plankton foraminiferáiról és rétegtani helyzetükről. — Földt. Közl. 98.

VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — 2. kiadás pp. 646, Budapest.

VARGA I. 1956: A budaújlaki alsóoligocén flóra páfrányai és fenyőféléi. — Bot. Közl. 46. pp. 291—299.

STRATIGRAPHISCHE PROBLEME DES TRANSDANUBISCHEN OLIGOZÄNS

von

Á. JÁMBOR—L. KORPÁS—M. KRETZOI—I. PÁLFALVY—L. RÁKOSI

Die Verfasser weisen auf die ungelösten Fragen der oligozänen Stratigraphie hin. Im ersten Teil des Aufsatzes stellen sie fest, daß das Verhältnis der bisher abgetrennten sieben lithologisch-biostratigraphischen Horizonte (*1.* Budaer- und Bryozoenmergel, *2.* andesittuff-führender plattiger Tonmergel, *3.* Tarder Ton, *4.* Hársberger Sandstein, *5.* Kisceller Tegel, *6.* Szápárer Horizont, *7.* „Csatkaer Komplex") zueinander noch gar nicht eindeutig geklärt ist. Ihr chronostratigraphischer Wert beschränkt sich lediglich auf je ein Gebiet, auf je eine Ausbildungseinheit. Auf dem beigelegten geologischen Übersichtsprofil (Fig. 1.) versuchen sie die einzelnen Komplexe (Horizonte) miteinander zu parallelisieren.

Im zweiten Teil werden die einzelnen Komplexe auf Grund der Flora und der Wirbeltierreste — zwei neuen *Pseudotheridomys* (*Anomegodus* n. sg. KRETZOI) *baconicus* n. sp. KRETZOI und *Heterocricetodon* (*Alsocricetodon* n. sg. KRETZOI) *telonii* n. sp. KRETZOI — besprochen. Anhand der floristischen Untersuchungen kann im Nordosten des Transdanubischen Mittelgebirges — im Gegensatz zu der bisher allgemein gebrauchten Dreiteilung — eher die zweiteilige Gliederung bevorzugt werden. Das Alter der tieferen Teile des „Csatkaer Komplexes" und das des Szápárer Horizontes kann — mittels der Wirbeltier-Reste — aller Wahrscheinlichkeit nach als Mitteloligozän gedeutet werden.

A PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEK SZINTEZÉSI LEHETŐSÉGEI A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG DK-I ELŐTERÉBEN

Írta: JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M.

A pannóniai képződmények szintezése hazánkban eleinte kizárólag a *Mollusca* fauna nagyvonalú változásai alapján történt (HALAVÁTS GY. 1910, 1911; LŐRENTHEY I. 1902, 1906, 1911; STRAUSZ L. 1941, 1942a, 1942b, 1947, 1969; SÜMEGHY J. 1939, 1941, 1953; VENDEL M. 1930; VITÁLIS I. 1937, 1951). A továbbiakban BARTHA F. (1954, 1959a, 1959b, 1969) részletes őslénytani vizsgálatai jelentettek előrelépést, s ugyancsak ő volt az, aki a hegységperemi területek üledékeinek jellegváltozásait a *Mollusca* fauna változásaival egységbe ötvözve adott bio- és litosztratigráfiai viszonyító alapot.

A nevezéktani viták, a pannon emeleten belüli szintezési problémák mellett igen korán felmerült a pannon emelet helyének (pliocén v. miocén-e?), a pannon—szarmata viszonyának (folyamatos volt-e az üledékképződés, vagy a kettő között letarolási időszak volt-e) a külföldi, elsősorban az oroszországi, romániai és jugoszláv szarmata ill. meotiszi, pontusi stb. rétegekkel való párhuzamosításának kérdése (GAÁL 1912, 1938; SCHRÉTER 1912). Egymástól távollevő különböző kifejlődésű területek párhuzamosítását már nem lehetett csak *Mollusca* fauna alapján megoldani, így döntő adatként felhasználták a gerinces-paleontológia vizsgálati eredményeit is. Közel 5 évtizede bontakozik ki egy szárazföldi pannon taglalás gerinces-paleontológiai alapon (GAÁL I. 1953; KRETZOI M. 1951, 1961, 1969; MOTTL M. 1941).

Az *Ostracodák* rétegtani szerepének az *Ostracodák* és a kőzet fizikai tulajdonsága közötti kapcsolatok megismerésében, a pannon és szarmata közötti folyamatos üledékképződés igazolásában elévülhetetlen érdemeket szerzett ZALÁNYI B. (1940, 1944, 1955).

Az újabb eredmények azt mutatják, hogy a palynológiai eszközök is sikeresen használhatók a párhuzamosítás és taglalás kérdésének megoldásánál (HUTTER E. 1969). BARTHA F. munkálkodásával közel egyidőben a kőolaj- és vízkutató fúrások természetes potenciál és ellenállás szelvényeinek összehasonlításával alakult ki a pliocén medencék területén olyan sztratigráfiai módszer, amely lényegében véve a pannóniai összletek kőzettani kifejlődésén alapul (URBANCSEK J. 1963; KŐRÖSSY L. 1965, 1968; DANK V. 1963, 1965) anélkül azonban, hogy a teljes szelvényű fúrási mód az összletek részletes kőzettani vizsgálatát lehetővé tenné. A rétegvizek konyhasó tartalmának mérésével végzett KORIM K. (1955) rétegazonosításokat.

Legújabban SZÉLES M. (1966, 1968, 1969b) az alföldi és a dunántúli pliocén medence kőolajkutató fúrásaiból kikerült *Mollusca* fauna és a karottázson alapuló sztratigráfia egyeztetését kísérelte meg (1. táblázat).

Munkánk 1966-ban kezdődött a Zsámbéki-medencében folyó felderítő kőszénkutató fúrások pliocén rétegsorainak feldolgozásával, majd a következő négy évben vizsgálataink a Vértes előterében mélyített bauxitkutató-, a Velencei-hegység környékén, továbbá a Balatonfői- és a Tapolcai-öbölben telepített érckutató, néhány Várpalotai-medencei kőszénkutató, a Balaton É-i partjának mélyebb talajmechanikai és az Alföld—dél-dunántúli pliocén medence ÉNy-i szárnyán telepített szerkezetkutató fúrásainak feldolgozásával mintegy 3500 km^2-es területet fogtak át. Az említett, összesen 123 db fúrást (2. táblázat) végig folyamatos magvétellel mélyítették. A fúrások kőzettani feldolgozását JÁMBOR Á., a fauna vizsgálatát KORPÁSNÉ HÓDI M. végezte. Munkánkat kezdetben csak az a cél vezette, hogy az öt különböző cég megrendelésére kivitelezett fúrások rétegsorát uniformizáljuk, s egy jövőbeli részletes földtani térképezés és szerkezeti elemzés számára a szóban forgó területet előkészítsük. A későbbiekben azonban kiderült, hogy a pannóniai képződmények szintezésében olyan újdonságok is adódnak, amelyeket távolabbi pannóniai összletek tagolásánál is jól fel lehet majd használni. Adatainkat abban a reményben közöljük, hogy azoknak az ipari kutatás is hasznát veszi.

Köszönetet mondunk BARABÁS A., BAKK L., DANK V., SZANTNER F. főgeológusoknak, akik munkánkat lehetővé tették, továbbá FODOR T.-NÉ, HALÁSZ Á., JUHÁSZ B., KÁROLY GY., PÓPITY J. és SZABÓ I. kollegáknak együttműködési készségükért és segítségükért, amelyet a rétegsorok feldolgozásánál nyújtottak.

I. Szintezés a Mollusca faunával

Vizsgálatainkat a szokásos módszerrel végeztük. Egy-egy alapfúrás rétegsorából kikerült faunás szakaszok begyűjtése, iszapolása, illetve preparálása után a fajokat félkvantitatív módon meghatároztuk, s így rétegtanilag jól értékelhető, faunaszintekké összeálló adathalmazt kaptunk. Az alapfúrásokon kívüli szelvényeket az előbbiek adataira támaszkodva értékeltük.

Alsópannóniai alemelet

A *Mollusca* fauna vizsgálata *két*, egymástól *eltérő típusú* fauna-szelvényt állapított meg. Az egyik típus Zsámbék, Csákvár, Lovasberény, Csór, Papkeszi és Polgárdi környékén terjedt el, a másik a Velencei-hegység—Balaton vonaltól D-re található, a Lajoskomárom 1. és a Tököl-1. sz. fúrásból ismerjük.

A két típust a Lajoskomárom 1. sz. és a Mány-64. sz. fúrás szelvényével mutatjuk be (1, 2. ábra).

A lajoskomáromi fúrás szelvényében alulról felfelé haladva a következő három, egymástól élesen elkülönülő fauna állapítható meg:

1. A *Limnocardium praeponticum*-os fauna, amelyet apró, igen változékony *Limnocardiumok:* a *L. praeponticum*, a *L. cekusi*, *L. plicataeformis*, illetve az előbb említett fajok alakkörébe tartozó, fajra nem határozható *Limnocardium* sp. alkotnak. Az uralkodó mennyiségű *Limnocardiumok* mellett *Congeria*, *Pisidium*, *Planorbis*, *Micromelania* és *Limnaea* fajok találhatók.

2. A *Congeria banatica*-s fauna, amelyben a névadó faj domináns volta mellett gyakori és jellemző alakok a *Limnocardium lenzi*, *L. abichi*, *L. spinosum*

		Lörenthey I.		Halaváts Gy.		Sümeghy J.		Strausz L.					Bartha F.						Széles M.	
		1902	1905	1910	1911	1939		1941	1942/a		1969		1959/a		1959/b	1969			1968	1969/a
						partközel	medence	Közép-Dunántúl	partközel	medence	partközel	medence				partközel		medence		
Felsőpannóniai	Felső	Congeria rhomboidea	Unio wetzleri	Unio wetzleri		Congeria balatonica	Limnocardium	Congeria balatonica	Congeria balatonica	Limnocardium vutskitsi	Unio wetzleri	Limnocardium vutskitsi	Kiemelkedés	édesvízi szárazföldi szakasz	Kiemelkedés	folyami tavi szárazföldi fácies	Kiemelkedés	Tachaeocampylaea doderleini Unio wetzleri		Unio wetzleri Limnocardium vutskitsi	
		Congeria triangularis Congeria balatonica	Limnocardium vutskitsi Congeria rhomboidea	Limnocardium cristagalli Congeria rhomboidea	Limnocardium vutskitsi			Congeria rhomboidea Limnocardium vutskitsi			vutskitsi		Oszcilláció	váltakozó fáciesű szakasz L. vutskitsi elt. C. rhomboidea elterj.	Oszcilláció	Congeria balatonica Limnocardium vutskitsi Congeria rhomboidea fauna oszcilláció nélkül	Oszcilláció	Viviparus Theodoxus Melanopsis fuchsi		Limnocardium vutskitsi Congeria rhomboidea Congeria balatonica	Congeria balatonica Limnocardium vutskitsi Congeria rhomboidea
		Congeria ungula-caprae Congeria partschi	Congeria balatonica Congeria triangularis	Congeria rhomboidea	Congeria rhomboidea	Congeria ungula-caprae Congeria rhomboidea	Limnocardium vutskitsi				Congeria balatonica	Congeria rhomboidea		C. rhomboidea elterj. Congeria balatonica elterjedése C. ungula-caprae Unio wetzleri elterjedése					Limnocardium secans Limnocardium vutskitsi Congeria balatonica			
	Középső	Lyrcaea	Congeria ungula-caprae Congeria partschi	Congeria balatonica Congeria triangularis	Congeria balatonica Viviparus Congeria ungula-caprae	radmanesti fauna		Congeria ungula-caprae Dreissena auricularis	Congeria ungula-caprae	Limnocardium abichiformis			Süllyedés	csökkent sósvízi szakasz	Süllyedés	Congeria ungula-caprae Limnocardium vutskitsi alsó szint? Felső „abichiformis"	Süllyedés	Congeria ungula-caprae Congeria rhomboidea Dreissena auricularis	Limnocardium majeri Limnocardium okrugici	Átmeneti Limnocardium abichi var.	Congeria ornithopsis Lyrcaea Limnocardium abichi var.
Alsópannóniai	Alsó	Congeria banatica Orygoceras Pisidium costatum	Lyrcaea Congeria mártonfii Congeria scrobiculata Orygoceras Papyrotheca	Congeria zsigmondyi Lyrcaea Congeria partschi, Congeria hörnesi, Congeria subglobosa Congeria banatica Limnocardium lenzi	Congeria hörnesi Lyrcaea Congeria partschi Congeria banatica Congeria zsigmondyi	összemosott fauna Lyrcaea Congeria banatica apró Limnocardium, Planorbis, Hydrobia	Congeria banatica Limnocardium sp. Congeria, Planorbis, Melanopsis, Pyrgula, Pisidium, Hydrobia sp. Konglomeratum Congeria sp. C. cajeti, Planorbis sp.	Congeria partschi Congeria banatica	Congeria ornithopsis	Congeria banatica	Congeria ungula-caprae Congeria subglobosa Congeria partschi	Limnocardium abichi Congeria banatica Limnocardium lenzi Limnocardium abichi	Congeria zsigmondyi Congeria ornithopsis Congeria partschi Orygoceras		Congeria zsigmondyi Congeria partschi Congeria ornithopsis Orygoceras		Melanopsis fossilis Limnocardium sopronensis Congeria hörnesi		Congeria banatica Limnocardium lenzi Limnocardium abichi	Congeria banatica Limnocardium lenzi Limnocardium abichi	Congeria banatica Orygoceras

és a *Parvidacna laevicostata* is. Ebben a szelvényben a *Limnocardiumok* ugyan önálló szintet látszanak alkotni, a többi szelvényben azonban együtt fordulnak elő.

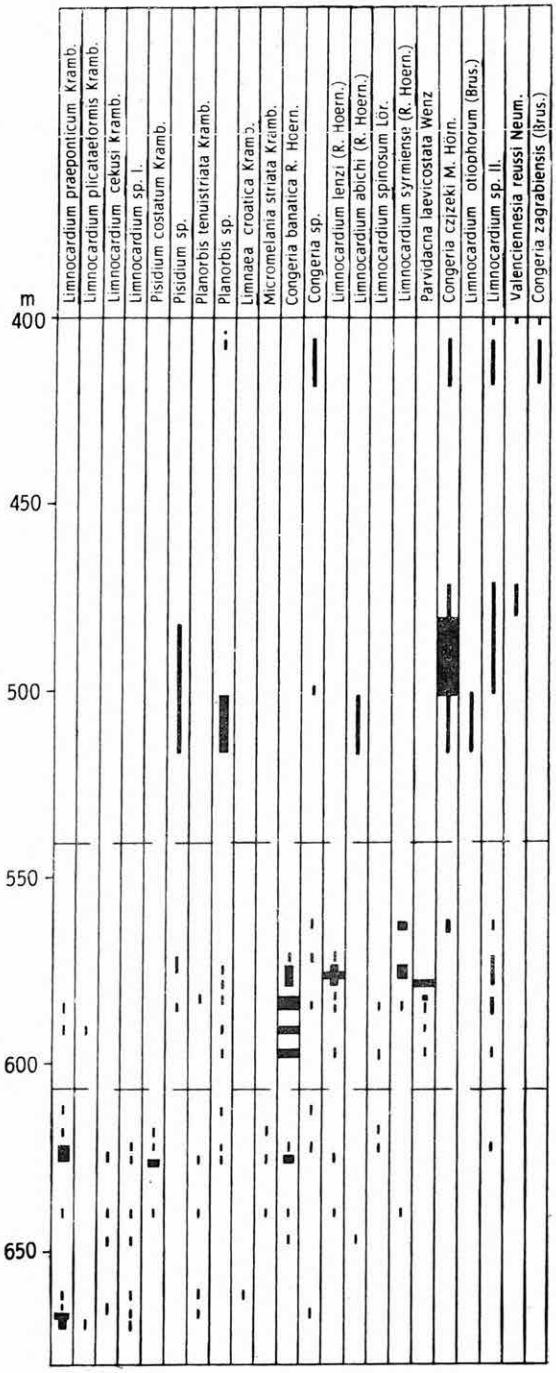
3. A *Congeria czjzeki*-s fauna, amelyben a névadó tömeges mennyiségű, gyakran egyedüli faj. Egyéb alakjai a *Limnocardium othiophorum, L. riegeli, Congeria zagrabiensis, Valenciennesia reussi.*

A Mány-64. sz. fúrás szelvényében a *Mollusca* fauna alapján ugyancsak három egységet állapíthattunk meg:

1. A *Limnocardium praeponticum*-os faunát a rétegsor alján igen vékony rétegben találtuk, s itt egy tömegesen előforduló, pontosan meg nem határozható, de ebbe az alakkörbe tartozó *Limnocardium* faj képviselte.

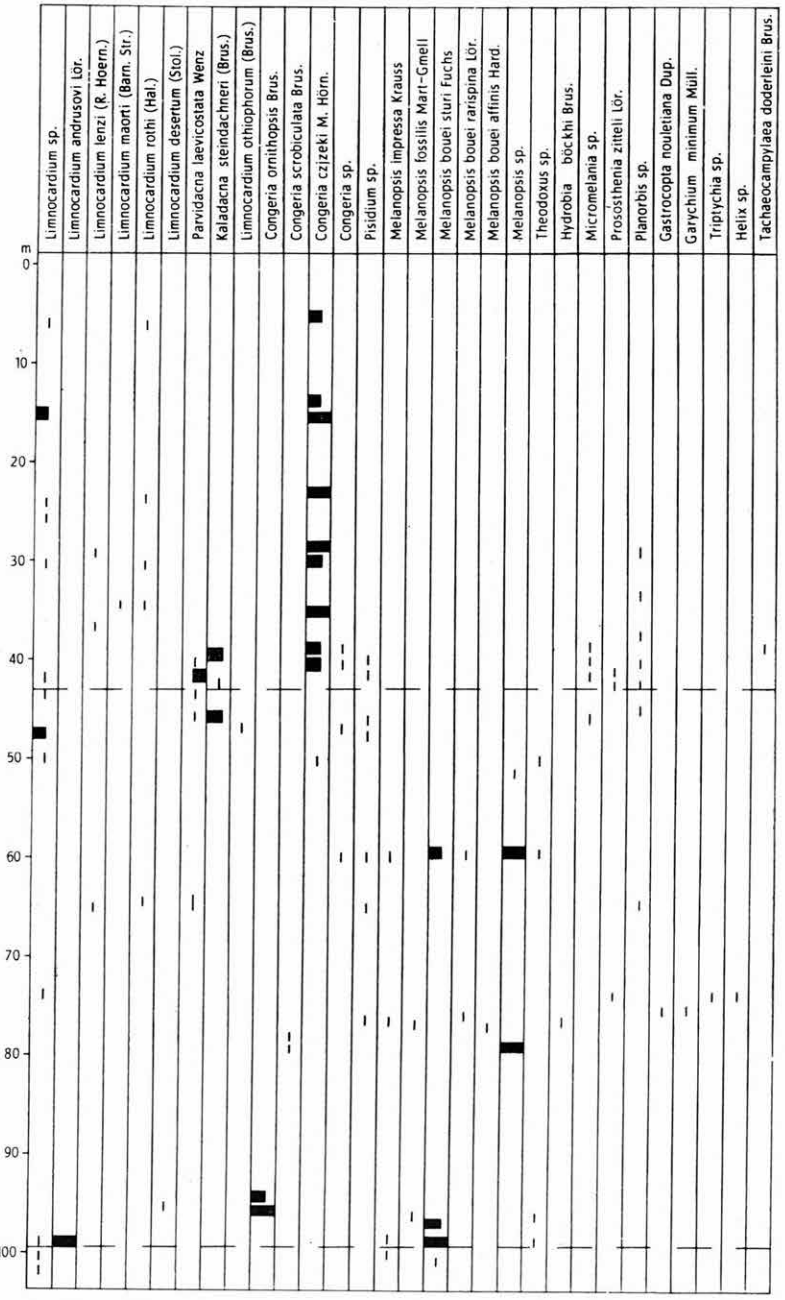
2. A második egységben a *Parvidacna laevicostata, Limnocardium abichi, L. lenzi, Congeria* sp. mellett jellemző a *Melanopsiszok* gyakori, de rétegenként elkülönülő megjelenése, s emellett előfordulnak édesvízi, sőt bemosott szárazföldi fajok is, mint például a *Gastrocopta nouletiana, Carychium minimum.*

3. A *Congeria czjzeki*-s szint, amelyben a *Congeria czjzeki* mellett *Congeria* sp.,



1. ábra. Lajoskomárom 1. sz. fúrás jellemző alsópannon Mollusca faunája

Abb. 1. Charakteristische unterpannonische Molluskenfauna der Bohrung Lajoskomárom 1



2. ábra. Mány 64. sz. fúrás jellemző alsópannon Mollusca faunája

Abb. 2. Charakteristische unterpannonische Molluskenfauna der Bohrung Mány-64

Limnocardium lenzi, L. maorti, L. rothi, Parvidacna laevicostata, Kaladacna steindachneri, Pisidium sp., *Micromelania* sp., *Prososthenia zitteli, Planorbis* sp. található.

A Dunántúli-középhegység DK-i előterében, ott, ahol a szarmata és pannóniai rétegek között bizonyosan folyamatos volt az üledékképződés, a *Mollusca* fauna alapján a következő *három biosztratigráfiai szint* különíthető el:

1. *Limnocardium praeponticum*-os szint;
2. *Congeria banatica*-s szint, amelyet partközeli kifejlődésben *Parvidacna laevicostata*-s fauna, s ezt részben vagy egészben *Melanopsis*-os fauna helyettesít;
3. *Congeria czjzeki*-s szint.

Az alsópannóniai biosztratigráfiai szintek jellemzése

1. A *Limnocardium praeponticum*-os szint medencebelseji és partközeli kifejlődésben is megtalálható. A fauna megegyezik Gorjanovic–Kramberger (1890) Zágrábból „praepontusinak" leírt faunájával. Tehát *Limnocardium, Congeria, Pisidum, Orygoceras, Planorbis, Micromelania, Hydrobia, Limnaea* fajok találhatók együtt. [Irodalmi adatok alapján feltételesen azonosítjuk ezen rétegeinket Lőrenthey alsó szintjével, ill. rétegével (1893, 1902), Vitális „átmeneti", ill. meotiai (1937), Sümeghy alsópannon alsó szintjével (1939), Zalányi „átmeneti faunával" jelzett alsópannon (1955) rétegével.] Dominánsak az igen változékony, vékonyhéjú, felnőtt példányainál is csak maximálisan 8 mm-t elérő, apró *Limnocardium* fajok. Változékonyságuk, továbbá rossz megtartásuk miatt többnyire csak alakkörileg határozhatók meg. Partközelben a fauna elszegényedik: *Limnocardium, Planorbis, Micromelania* és *Hydrobia* fajok néhány példánya található csupán benne.

2. A *Congeria banatica*-s szintben a medencebelseji és partközeli fauna élesen elkülönül. A medencében a *Congeria banatica*-s fauna található, mellette gyakori fajok a *Limnocardium abichi, L. lenzi, L. andrusovi, Parvidacna laevicostata.* E kifejlődés alsó szakaszán még előfordulnak az alsó szint jellemző *Molluscái.* Az *Orygoceras* mindkét szintben gyakori, a két szint határán éri el abudanciáját. Partközeli kifejlődésére a *Parvidacna laevicostata* és a *Melanopsis* fajok a jellemzők. Mellettük *Theodoxuszok, Planorbiszok, Congeriák, Limnocardiumok* figyelhetők meg. A *Congeria banatica*-s fauna jellemző *Limnocardiumai Melanopsiszok* társaságában is megtalálhatók. A *Melanopsiszokkal* jelzett kifejlődés csökkentsósvízi, de közvetlen kapcsolatban lehet édesvízzel is. Ilyenkor a csökkentsósvízi fajok elszegényednek és néhány édesvízi, szárazföldi faj jelenik meg. Ebben a kifejlődésben gyakori a fáciesváltozás, csökkentsósvízi, édesvízi és szárazföldi faunák váltják egymást.

3. A *Congeria czjzeki*-s szintben a *Congeria czjzeki* faj a domináns. Tömegesen, gyakran lumasellát alkotóan jelenik meg. Kis egyedszámban az előző szint jellemző *Limnocardiumai* is megtalálhatók, de felső részében fellépnek a felsőpannon jellemző *Limnocardiumai* is, a *L. rothi, L. rogenhoferi, L. riegeli, L. majeri, L. apertum* és a *Congeria zagrabiensis* is. E területen a *Limnocardium winkleri, L. triangulatocostatum, Monodacna simplex* mindig a *Congeri czjzeki* társaságában található. A *Congeria czjzeki*-s fauna általános elterjedésű. A medencebelseji *Congeria banatica*-s faunaegyüttes felett éppúgy megtalálható, mint a partközeli parvidacnás és melanopsziszos kifejlődés felett.

2. táblázat

Az 1966—69-ben feldolgozott és értékelt mélyfúrások vázlatos rétegsora

A fúrás száma	A rétegsor korbeosztása									Alsó-pannon		Fekvő	A fúrás tulajdonosa
	H		Q	A felsőpannóniai ciklusok 4.	3.	2.	1.		Faunisztikai határ, Pl_1/Pl_2				
Balatonakarattya–I.			–2,0	< —	—	—	< –87,0		—		–141,5	—	MÁFI
Balatonederics–I.	–1,0		–2,0	< —	—	—	< –98,6		kb. 50,0		–146,5	< Ms	MÁFI+
Balatonfőkajár–19.	?		?	—	—	–20,0			—		—	—	MÉV
Balatonfőkajár–20.	–1,2		–2,5	< —	—	< –59,4			—		—	—	MÉV
Balatonfőkajár–21.	?		?	—	—	–69,0			—		—	—	MÉV
Balatonfőkajár–22.	?		?	—	—	–74,2		<	—		—	< Pz ψ	MÉV
Balatonfőkajár–23.	?		?	—	—	–33,0	–63,3		—		—	—	MÉV
Balatonfőkajár–24.	–1,0	<	—	—	—	< –77	–134,0		*		–194,8	> —	MÉV
Balatonkenese–I.	–1,0	<	—	—	—	—	—	<	–53,3		–135,0	> Ms	MÁFI+
Badacsonytomaj–77/51.	?		?	—	—	—	–62,9		—		—	> Ms	MÉV
Berhida–3.	–0,8		–1,5	—	—	< –80,5			—		—	—	MÉV
Berhida–3/a.	?		?	—	—	–43,0			—		—	—	MÉV
Berhida–4.	?		?	—	—	–55,0			—		—	—	MÉV
Berhida–5.	?		?	—	—	–46,0			—		—	—	MÉV
Bicske–18.	–0,7		–12,0	< —	—	—			—	<	–99,1	Ms	MÁFI
Csákvár–1.	–1,0		–5,2	< —	—	< –108,0		<	—		—	< Td	MÁFI

Csákvár–2.	–1,0	–8,5	<	—	—	<	–100,8	<	*	<	–119,8	<	Td	MÁFI
Csákvár–3.	–0,7	–20,4	<	—	—	<	–88,0	<	*	<	–148,9	<	B	MÁFI
Csákvár–4.	–2,0	–4,2	<	—	—	<		–162,0				>	Ms	MÁFI
Csákvár–5.	–1,0	–22,0	<	—	—	<	–11,5		*		–172,6	>	Ms	MÁFI
Csákvár–6.	–1,0	–21,0	<	—	—	<		–171,6				>	Ms	MÁFI
Csákvár–7.	–4,0	–11,0	<	—	—		< –35,5		*		–99,0		Ms	MÁFI
Csákvár–8.	–1,0	–11,5	<	—	—	<	–122,9		–122,9		–141,5	>	Ms	MÁFI
Csákvár–9.	–1,0	–5,0	<	—	—	<	–118,0		–118,0		–171,1		Ms	MÁFI
Csákvár–10.	–1,0	–16,0	<	—	—		< –69,0		*		–136,0		Ms	MÁFI
Csákvár–11.	–1,5	–3,0	<	—	—	<	–14,4	–63,1	*		–142,5	>	Ms	MÁFI
Csákvár–12.	–0,8	–6,5	<	—	—	—	<	–56,0	–56,0		–130,7	>	Ms	MÁFI
Csákvár–13.	–3,0	–23,0	<	—	—	—	<	–30,8	–30,8		–106,5		Ms	MÁFI
Csákvár–14.	–1,0	< —		—	—	—	<	–18,0	–18,0		–79,6	>	Ms	MÁFI
Csákvár–15.	–1,0	–11,0	<	—	—	—	<	–26,0	–26,0		–88,0	>	Ms	MÁFI
Csákvár–16.	?	?		—	—			–120,5				>	Ms	MÁFI
Csákvár–17.	–0,5	–7,0	<	—	—	<	–112,5		*		–247,5		Ms	MÁFI
Csákvár–18.	–1,6	–19,5	<	—	—	<	–44,0		–44,0		–98,0	∨	Mt	MÁFI
Csákvár–19.	–0,5	–4,0	<	—	—	—	<	–18,0	–18,0		–72,2	>	Ms	MÁFI
Csákvár–20.	–0,6	–8,6	<	—	—	—	—		—	<	–70,9		Ms	MÁFI
Csákvár–21.	–0,3	4,0	<	—	—	<	–37,5	–40,5	<	—	—	<	Td	BKV
Csákvár–22.	–1,0	–15,2	<	—	—	<	–72,0	–141,6	–141,6		–196,5		Td	BKV

2. táblázat folytatása

A fúrás száma	A rétegsor korbeosztása								Alsó-pannon	Fekvő	A fúrás tulajdonosa
	H	Q	A felsőpannóniai ciklusok				Faunisztikai határ, Pl_1/Pl_2				
			4.	3.	2.	1.					
Csákvár–23.	–0,6	–10,5	< —	— <	–135,6		–135,6		–275,0 <	Ms	BKV
Csákvár–24.	–3,0 <	—	—	—	–22,0	–91,4 <	—		— <	Td	BKV
Csákvár–25.	–0,5	–9,0	< —	— <	–148,0		–148,0		–269,0 <	Td	BKV
Csákvár–26.	–1,0	–21,3	< —	— <	–114,5	–181,5	–181,5		–256,9	Ms	BKV
Csákvár–27.	–1,0	–5,0	< —	— <	–116,5		*		–150 <	Td	BKV
Csákvár–28.	–0,5	–9,0	< —	— <	–185,6		*		–228,5 <	T_1	MÁFI
Csákvár–29.	–0,8	–10,4	< —	— <	–124,5	–190,0	–190,0		–318,8	Ms	BKV
Csákvár–30.	–2,0	–6,0	< —	— <	–30,6	–135,2	–135,2		–175,6 <	Td	BKV
Csákvár–31.	–1,7 <	—	< –26,6	–83,9	–133,0 <	–218,6	–218,6		–276,0 >	Ms	MÁFI
Csákvár–32.	–0,4	–21,7	< —	—	— <	–74,2	–70,4		–105,3 >	Ms	KFH+
Csákvár–34.	–2,0	–3,0	< —	—	— <	–3,3	–3,3		–65,0	Ms	KFH
Csobánc–77/6.	—	–9,0	< —	—	— <	–59,5 <	—		— >	Ms	MÉV
Csór–1.	?	–3,0	<	<	–27		–27		–40 <	Td	BKV
Csór–2.	?	?	—	—	–75		–75		–90 <	Td	BKV
Csór–3.	–2,0	–7,2	< —	— <	–47,0	— <	–47,0 <		–59,0 <	Td	BKV
Csór–4.	–0,8	–7,2	< —	— <	–19,2		–35,5		–44,0 <	Td	BKV+
Csór–5.	–0,5	–15,5	< —	—	—	—	— <		–96,0 <	Mt?	BKV

Csór-6.	-1,0	|	-3,0	<		<	-43,0					|	-43	|	-154,1	<	Td	BKV
Csór-7.	-0,6	|	-8,0	<	—		—		—		—	<	-24,0	<	-30,0	<	Td	BKV+
Csór-8.	-0,5	<	—		—		—		—	<	-17,6	|	-24,3	|	-128,8	|	Ms	BKV+
Csór-13.	—		-19,0	<	—		—		—	<	-55,0	|	-46,0	|	-129,0	|	Ms	BKV+
Csór-14.	-0,5	|	-5,8	<	—		—		—	<	-13,0	|	*	|	-59,0	<	$E_3 \alpha$	BKV
Csór-17.	-0,5	|	-11,0	<	—		—		—		—	|	-11,0	|	-49,0	>	Ms	BKV+
Csór-18.	-2,0	<	—		—		—		—	<	-9,0	|	-33,0	|	-50,0	<	T_1c	BKV+
Dinnyés-1.	-1,1	<	—		—	<	-38,1		-155,0	<	—		—		—	<	T_1	MÉV
Dinnyés-2	-0,3	|	-0,9	<		<	-190,5			|	—		—		—	<	$E_3 \alpha$	MÉV
Dinnyés-3.	?	|	?	<	—	<	-214,7			<	—		—		—	<	Pe_3	MÉV
Erdőkertes-1.	-1,4	|	-3,2	<	—	<	-80,0			|	—		—		—	|	—	MÁFI
Erdőkertes-2.	-1,4	|	-2,0	<	—	<	-11,8	|	-100,0	|	—		—		—	|	—	MÁFI
Erdőkertes-3.	-4,0	|	-6,8	<	—	<	-20,0	|	-120,0	|	—		—		—	|	—	MÁFI
Fehérvárcsurgó-133.	-1,0	|	-9,0	<	—		—	<			-35,5	|	-35,5	|	-65,1	<	Ol_3	BKV
Fehérvárcsurgó-134.	-1,0	|	-3,5	<	—		—	<			-70,1	<	—		—	<	Ms	BKV
Fehérvárcsurgó-144.	-2,5	<	—		—		—	<			-68,0	>	-68,0	|	-142,5	>	Ms	BKV
Fehérvárcsurgó-160.	-0,4	|	-4,0	<	—		—	<			-81,9	|	*	|	-96,0	>	Ms	BKV
Fehérvárcsurgó-161.	-1,0	|	-2,0	<	—		—				—		—	<	-20,3	>	Ms	BKV
Fornapuszta-1.	-5,1			<	—		—	<			-54,1	|	*	|	-59,1	<	Td	BKV
Fornapuszta-2.	-20,7			<	—		—	<			-63,3	|	*	|	-123,4	<	Td	BKV
Fornapuszta-3.	-15,2			<	—		—	<			-79,6	|	*	|	-251,0	<	Td	BKV

2. táblázat folytatása

A fúrás száma	A rétegsor korbeosztása							Alsó-pannon	Fekvő	A fúrás tulajdonosa
	H	Q	A felsőpannóniai ciklusok				Faunisztikai határ, Pl_1/Pl_2			
			4.	3.	2.	1.				
Gárdony–1.	–2,0	–13,0	< —	< –63,0	–249,0	–290,0	—	—	—	MÉV
Guttamás–22.	–0,4	–3,4	< —	< –105,0		< —	—	—	< Td	BKV
Guttamás–23.	–3,0	–9,0	< —	< –114,6		< —	—	—	< B	BKV
Gyulakeszi–4.	–1,0	< —	—	—	—	—	—	< –3,6	> Ms	MÉV
Gyúró–1.	–1,0	–3,5	< —	—	—	< –37,0	< –3,5	< —	< Ms	MÉV
Hegymagos–78/18.	–1,8	< —	—	—	< –23,4	–72,5	–72,5	–102,0	> Ms	MÉV
Hegymagos–79/20.	–8,0	–12,5	< —	—	—	< 66,8	*	–81,3	> Ms	MÉV
Herceghalom–1.	–0,3	–2,8	< —	—	—	—	—	< –30,0	—	MÁFI
Herceghalom–2.	–1,0	–8,5	< —	—	—	—	—	< –50,0	—	MÁFI
Herceghalom–3.	–0,3	–10,3	< —	—	—	—	—	< –50,8	—	MÁFI
Herceghalom–4.	–1,2	< —	—	—	—	—	—	< –32,5	Ms	MÁFI
Herceghalom–5.	–0,5	–8,0	< —	—	—	—	—	< –50,6	—	MÁFI
Herceghalom–6.	–1,2	–10,2	< —	—	—	—	—	< –30,0	—	MÁFI
Herceghalom–7.	–0,3	–1,7	< —	—	—	—	—	< –30,0	—	MÁFI
Herceghalom–8.	–0,2	–8,7	< —	—	—	—	—	< –50,0	—	MÁFI
Herceghalom–9.	–1,0	–2,0	< —	—	—	—	—	< –60,0	—	MÁFI
Inota–135.	–0,5	–5,4	< —	—	—	—	< –25,0	–70,0	Ms	VSZ

Jenő-2.	-1,0	-7,0 <	—	— <	-107,0 <	—	—	— <	Pz φ	MÉV
Kápolnásnyék-1.	-2,0	-18,5 <	— <	-37,0	-260,0	-355	*	-437,0 <	E_3 α	MÉV
Lajoskomárom-1.	-1,0	-13,0 <	— <	-174,7	-319,4	-559,4	-393,1	-671,0	Ms	OKGT
Magyaralmás-56.	-0,6 <	—	—	— <	-134,0		-134,0	-181,1 <	Td	BKV
Magyaralmás-57.	-1,0	-15,6 <	— <	-33,1	-90,0	-174,0	*	-277,7 >	Ms	BKV
Mány-59.	-1,0	-2,0 <	—	—	— <	-37,6	-37,6	88,0 ∨	Ms	FKFV
Mány-63.	-1,0	-6,0 <	—	—	— <	-30,5	-29,8	-58,2 <	Ms	FKFV
Mány-64.	-0,7 <	—	—	—	—	—	— <	-108,7 ∨	Ms	FKFV
Monostorapáti-2.	-1,5	-19,0 <	—	—	— <	-57,6	*	-68,7	—	MÉV
Monostorapáti-3	-2,0	-4,0 <	— <	-27,0		—	—	—	—	MÉV
Nemesvita-I.	-3,0	-6,0 <	—	—	— <	-38,8	*	-86,0 >	Ms	MÁFI
Ősi-65.	-0,6	-4,0 <	—	—	—	—	— <	-52,7 >	Ms	VSZ
Ősi-66.	-3,0	-27,1 <	—	—	—	—	— <	-69,6 >	Ms	VSZ
Papkeszi-I.	-1,6 <	—	—	—	— <	-52,0	-65,0	-122,5	Ms	MÁFI
Pákozd-1.	-0,2	-8,9 <	— <	-101,8 <		—	—	— <	T_1	MÉV
Pákozd-2.	-0,5	-2,5 <	— <	-134,5 <		—	—	— <	C γ	MÉV
Pákozd-3.	-1,4 <	—	—	—	-74,2 <	—	—	— <	C γ	MÉV
Polgárdi-3.	-0,4	-1,2 <	—	—	-39,0	-130,0	-130,0	-166,4 >	Ms	MÉV
Rákoskeresztúr-1.	-1,0	-12,6 <	—	— <	-29,5	-104,0	-140,8 <	— <	Mt	MÁFI
Ságvár-2.	-0,5	-18,0 <	—	— <	-74,0	-139,0 <	—	— <	E_3 α	MÁFI
Siófok-2.	-1,2	-4,0 <	—	— <	-40,2	-168,0 <	— <	— <	Pz φ	MÉV

A fúrás száma	A rétegsor korbeosztása							Alsó-pannon	Fekvő	A fúrás tulajdonosa
	H	Q	A felsőpannóniai ciklusok 4.	3.	2.	1.	Faunisztikai határ, Pl_1/Pl_2			
Söréd–10.	–0,5	–2,5 <	—	—	— <	— 16,8	16,8 felett	105,0 <	Ms	BKV+
Szabadbattyán–10.	–0,5	–4,2 <	— <	–35,4	–65,8	—	—	—	—	MÁFI
Székesfehérvár–1.	–3,8	–7,8 <	<	–42,0	–131,6 <	—	—	— <	$C\gamma$	MÉV
Székesfehérvár–2.	–0,5	–18,0 <	— <	–51,0	–158,0 <	—	—	— <	$C\gamma$	MÉV
Szigliget–I.	–14,6 <				<	74,9	–48,1	–112,8 >	Ms	MÁFI+
Tabajd–6.	–0,5	–4,0 <	—	—	— <	–15,0 <	–15,0 <	— <	$E_3\alpha$	MÉV+
Tárnok–1.	–1,0	–15,6 <	—	—	— <	–133,0	–15,6	–159,1	Ms	MÉV+
Tököl–1.	—	–36,0 <	–144,0	–279,0	–496,6	–622,0	*	–747,2 ⋁	Ms	OKGT
Úrhida–2.	–0,8	–27,9 <			–87,9 <	—	—	— <	Pe_3	MÉV
Velence–2.	–3,0 <			<	–22,0 –125,0 <	—	—	— <	$E_3\alpha$	MÉV

Jelmagyarázat:

|	Konkordáns település	$E_3\alpha$	Felsőeocén andezit
<	Diszkordáns település	E_3	Felsőeocén üledék
>	Konkordáns vagy diszkordáns település	B	Bauxit
⋁	Vetős érintkezés	Td	Triász dolomit
?	A képződmény jelenléte bizonytalan	T_1	Alsótriász üledék
—	A képződmény hiányzik	Pe_3	Felsőpermi üledék
–1,2	A képződmény talpmélysége m-ben	$C\gamma$	Felsőkarbon gránit
H	Holocén	Pz φ	Ópaleozóos fillit
Q	Pleisztocén	BKV	Bauxitkutató Vállalat
Pl_2	Felsőpannóniai	KFH	Központi Földtani Hivatal
Pl_1	Alsópannóniai	MÁFI	Magyar Állami Földtani Intézet
Ms	Szarmata üledék	MÉV	Mecseki Ércbányászati Vállalat
Mt	Tortonai üledék	FKFV	Országos Földtani Kutató- és Fúró Vállalat
Ol_3	Felsőoligocén üledék	VSZ	Várpalotai Szénbányák

+-el azokat a fúrásokat jelöltük, ahol a kőzettani és faunisztikai alsó—felsőpannon határ eltér.
* a Pl_2/Pl_1 határ faunaszegénység miatt biosztratigráfiailag nem ellenőrizhető.

Az alsópannóniai szintek elválasztásának lehetőségei

Medencebelseji kifejlődésben — vizsgálati területünk DK-i részén — a három biosztratigráfiai szint könnyen szétválasztható. Partszegélyi kifejlődésben a szinthatárok a fáciesek gyakori ingadozása miatt nem élesek, ezért sokszor problematikusak.

A szarmata—pannon határ, folyamatos üledékképződés esetén, a szarmata faunaelemek — mint a *Cardium vindobonense, C. plicatum, Irus graegarius* — éles határmenti elmaradásával, továbbá újtípusú, fajszegény *Limnocardium* fauna megjelenésével biztosan rögzíthető. A praeponticumos és a melanopsziszos rétegeket általában *Limnocardium, Congeria, Planorbis, Melanopsis* és *Theodoxus* fajok alkotta szegényes fauna kapcsolja össze. Ebben a faunában a *Limnocardiumok* meghatározása, azok gyakorisága a többi fajokhoz képest döntő. Ha már többségben vannak a középső szintre jellemző *Limnocardiumok*, akkor rétegünk a középső biosztratigráfiai szinthez tartozik. A két szint *Limnocardium* fajai között fejlődési kapcsolat valószínűsíthető. A *Limnocardiumok* jelentősége a határ-megvonásnál ebből adódik. *Planorbis, Melanopsis, Theodoxus* fajokból álló fauna önmagában még nem dönti el a biosztratigráfiai helyzetet, a két szint határánál csak fáciest jelez. Hangsúlyozzuk, az alsó és középső szint jellemző *Limnocardiumai* fejlődési kapcsolatban állnak, tehát a szint meghatározásánál ezek döntő fontosságúak.

A középső és felső szint határánál jelentkező fáciesingadozások határmegvonásnál problémát okozhatnak. Előfordul, hogy *Congeria czjzeki* és melanopsziszos fauna váltja egymást. A határmegvonás a *Congeria czjzeki* többségbe kerülésénél történik.

A *Congeria czjzeki*-s szint felső határa adja az alsó és felsőpannóniai alemelet faunisztikai határát. A *Congeria czjzeki* kimaradása és a felsőpannon jellemző ősmaradványainak gyakorivá válása határozza meg a rétegnek a felsőpannóniai alemelethez való tartozását. Ez a határ az esetek többségében egybeesik az első felsőpannóniai ciklus kezdetével. Több esetben azonban az e feletti vagy az ez alatti rétegekben húzódott (2. táblázat). Hangsúlyozzuk, hogy itt nem faunakeveredést észleltünk, hanem általában azt, hogy a *Congeria czjzeki* tömeges előfordulása egy réteg mentén megszűnt, s azt a *Dreissena auricularis* tömeges megjelenése váltotta fel.

Fejlődési kapcsolatok

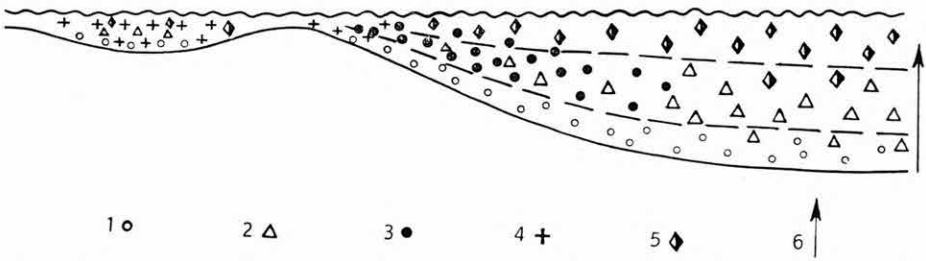
A pannon—szarmata határ megvonásánál döntő jelentőségük van a *Limnocardium praeponticum, L. plicataeformis* alakköröknek. E fajok nagy változékonysága, a szarmata *Cardium* fajokkal való nagy morfológiai hasonlósága valószínűsíti azt a feltevést, hogy itt a pannon legalján az új körülményekhez alkalmazkodni bíró új *Limnocardium* fajok kialakulási folyamatának egyik stádiumát rögzíthetjük. Már Gorjanovič-Kramberger, e fajok leírója, eredeti munkájában e fajokat a szarmata *Cardium (C. obsoletum, C. plicatum)* fajokból kialakult új fajnak tekintette. Lőrenthey 1893-ban hasonló véleményének adott kifejezést.

Az említett fajok sokkal változékonyabbak, mint ahogy azt Gorjanovič-Kramberger leírta. E fajok előfordulása az alsó biosztratigráfiai szintre

szorítkozik. Legfeljebb egy-két egyed található a középső szint legalján. Megfigyeléseink szerint a középső szintre jellemző *Limnocardium* faj, a *L. abichi* a *L. plicataeformis*-ból, míg a *L. andrusovi* és a *L. spinosum* a *L. praeponticum* alakkörből kialakult új faj.

Fáciesértékelés

Az egyes fajok, illetve faunák elterjedését — vízmélység és parttávolságtól függően — egyrészt viszonylagos helyzetük (3. ábra), másrészt földrajzi elterjedésük alapján (4. ábra) adjuk meg. Az apró *Limnocardium*-os fauna



3. ábra. Faunatársaságok és egyes fajok viszonylagos helyzete a vízmélység és parttávolság függvényében

1. *Limnocardium praeponticum, Hydrobia* sp., *Planorbis* sp., 2. *Congeria banatica, Limnocardium lenzi, L. abichi*, 3. *Parvidacna laevicostata*, 4. *Melanopsis* sp., 5. *Congeria czjzeki*, 6. a feltöltődés iránya

Abb. 3. Relative Positionen von Faunengesellschaften und einzelnen Arten in Abhängigkeit von der Wassertiefe und Küstenentfernung

1. Limnocardium praeponticum, Hydrobia sp., *Planorbis* sp., 2. *Congeria banatica, Limnocardium lenzi, L. abichi*, 3. *Parvidacna laevicostata*, 4. *Melanopsis* sp., 5. *Congeria czjzeki*, 6. Aufschüttungsrichtung

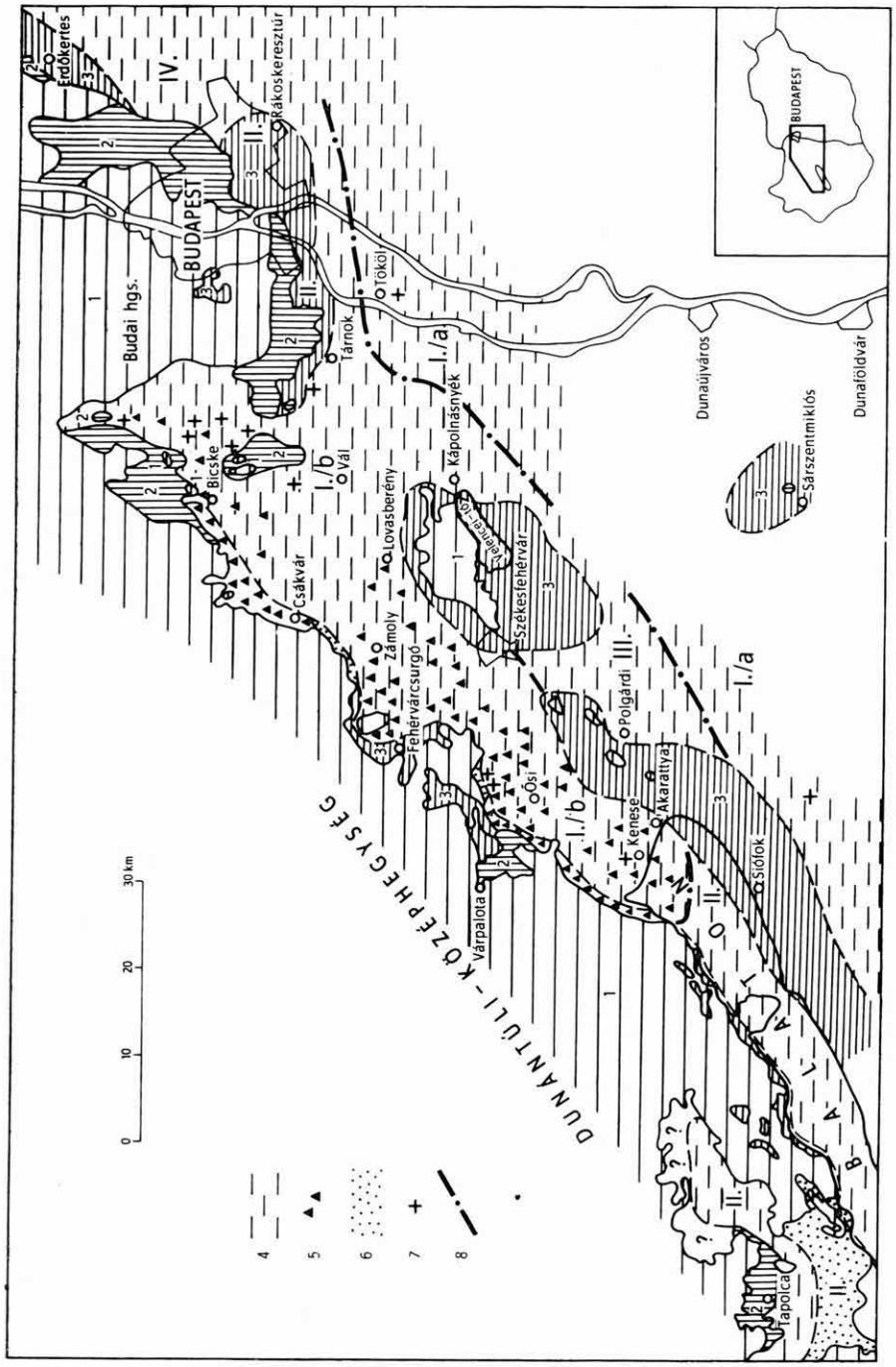
REMANE (1934) szerint pliohalin (1,6%) sótartalmat jelez. A *Congeria banatica*, a *Limnocardium lenzi, L. abichi* és a *Parvidacna laevicostata* a medence belsejében együtt fordultak elő, pliohalin sótartalmú közegben. E fajok közül az *abichi* és a *lenzi* optimális életfeltétele megközelíti a *Congeria banatica*-ét, de tűrési képességük amazénál nagyobb. Az előzők közül legjobban a *Parvidacna laevicostata* viseli el a környezeti tényezők és így a sótartalom megváltozását is. Optimális életfeltétele a partközelben van. A *Melanopsiszok* kis vízmély-

4. ábra. A Dunántúli-középhegység DK-i előtere alsópannon képződményeinek elterjedési és kifejlődési vázlata

1. Miocénnél idősebb, *2.* miocén képződmények területe, *3.* alsópannon képződmények nélküli pliocén területek, *4.* nyíltvízi agyagmárga, *5.* kiszáradó lagúnás üledékek, *6.* abráziós parti üledékek, *7.* dácittufa betelepülések, *8.* faunisztikai határok. — I. Mind a három biosztratigráfiai szint megtalálható (I/a=a 2. szintet *Congeria banatica*-s fauna, I/b=a 2. szintet *Parvidacna laevicostata*-s és *Melanopsis*-os fauna képviseli), II. csak a két felső biosztratigráfiai szint található meg, III. csak a *Congeria czjzeki*-s szint található meg, IV. biosztratigráfiailag ismeretlen terület

Abb. 4. Skizze des Areals und der Ausbildung des unteren Pannons im SO-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges

1. Prä-miozäne, *2.* miozäne Ablagerungen, *3.* Pliozän-Gebiete ohne Unterpannon, *4.* pelagischer Tonmergel, *5.* Sedimente in Austrocknen begriffener Lagunen, *6.* faunistische Grenzen, *7.* Dazittuff-Lagen, *8.* faunistische Grenzen. — I. Alle drei biostratigraphischen Horizonte sind vorhanden (I/a=2. Horizont vertreten durch eine Fauna mit *Congeria banatica*, I/b=2. Horizont vertreten durch eine Fauna mit *Parvidacna laevicostata* und *Melanopsis*), II. nur die zwei oberen biostratigraphischen Horizonte vorhanden, III. nur der *Congeria czjzeki*-Horizont vorhanden, IV. biostratigraphisch unerforschtes Gebiet


Budai hgs.
BUDAPEST
Erdőkertes
Rákoskeresztúr
Bicske
Csákvár
Vál
Tárnok
Tököl
Lovasberény
Fehérvárcsurgó
Zámoly
Kápolnásnyék
Iszkaszentgyörgy
Székesfehérvár
Polgárdi
Kenese
Akarattya
Siófok
Várpalota
Ősi
Tapolca
Dunaújváros
Sárszentmiklós
Dunaföldvár
DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG
I./a
I./b
II.
III.
IV.
0 10 20 30 km

4. ábra – Abb. 4.

ségben, a part szegélyén élő, euryhalin szervezetek. Pliohalintól oligohalin sótartalomig megtalálhatók.

A *Congeria czjzeki*-s fauna általános elterjedésű. A környezeti tényezők közül a sótartalom változását csak kismértékben képesek elviselni, a többi tényezőre vonatkoztatott tűrési képességük azonban nagy.

Felsőpannóniai alemelet

Vizsgálati területünk É-i részén a felsőpannóniai képződmények foltokban találhatók, de Tárnok, Tabajd, Vértesboglár vonalától D-re általános elterjedésűek.

A felsőpannóniai összletben alulról felfelé haladóan *négy faunaegyüttes* és *három biosztratigráfiai szint* különíthető el. Alulról felfelé ezek a következők: 1. *Dreissena auricularis*-os, 2. *Viviparus*-os, 3. faunamentes, illetve csak egy-egy szárazföldi alakot tartalmazó szint. Ezek bemutatására a Lajoskomárom-1, a Tököl-1. és a Polgárdi-3. sz. fúrásokat választottuk ki.

a) A Lajoskomárom-1. sz. fúrás szelvényében (5. ábra) a felsőpannon alsó szakasza szoros kapcsolatban van az alsópannon *Congeria czjzeki*-s faunával. A határt a típusos alsópannon fajok kihalása *(Congeria czjzeki, Limnocardium abichi)*, az alsópannonban már élő, de a felsőre jellemző fajok *(Limnocardium majeri, L. riegeli, L. apertum, L. rogenhoferi, Congeria zagrabiensis)* elterjedése határozza meg. Mintegy 90 m vastag faunaszegény szakasz után faj- és egyedszámban gazdag *Dreissena auricularis*-os fauna lép fel, amelyben jellemző a névadó faj, a *Valvata, Pyrgula, Micromelania* genuszok egyes fajai és a *Congeria balatonica*. Emellett megtalálhatók a felsőpannon legalsó szakaszát jellemző *Mollusca* fajok is.

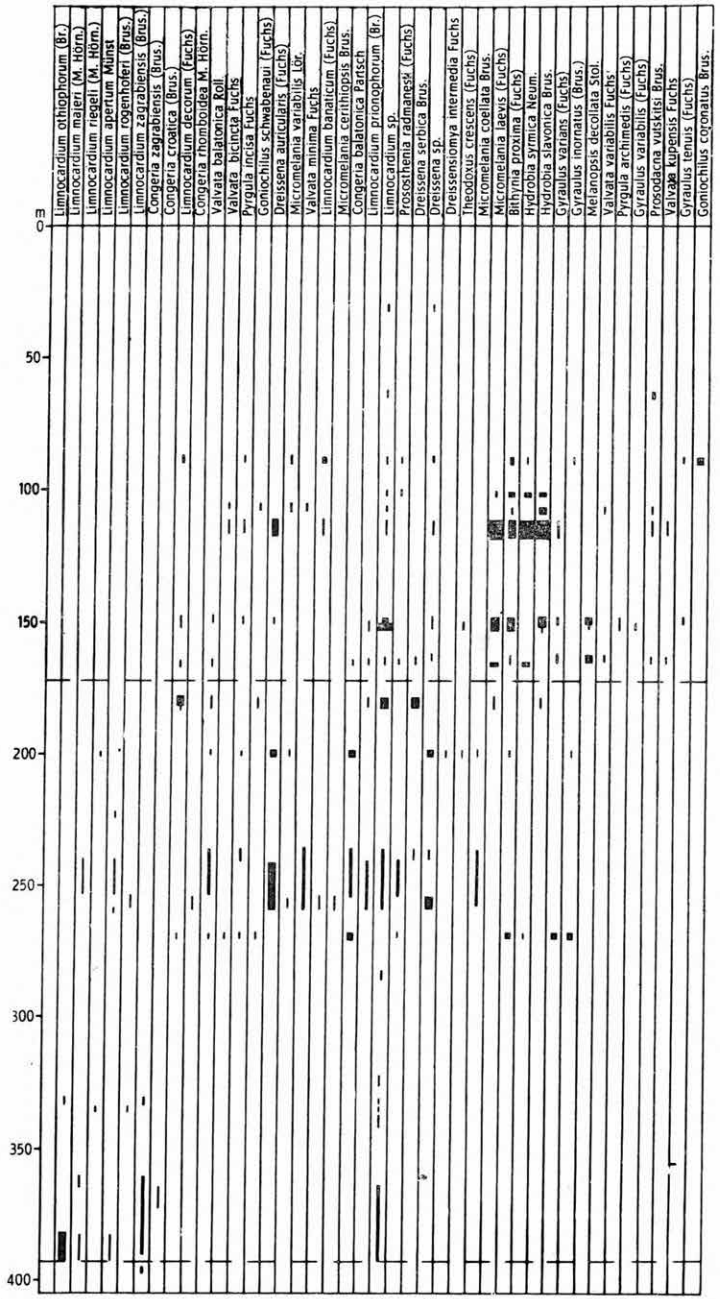
A fúrás 160 m feletti szakaszában az előző faunában gyakori fajok éppen csak megtalálhatók, vagy teljesen el is maradnak, helyette a *Limnocardium decorum, Prosodacna vutskitsi* társaságában a *Micromelania, Bithynia, Hydrobia, Gyraulus, Melanopsis* genus fajai válnak gyakorivá.

b) A Tököl-1. sz. fúrás szelvényében (6. ábra) a felsőpannon alsó szakasza faunamentes. Ezt követően *Limnocardium decorum*-mal, *Viviparus sadleri*-vel jellemezhető igen gazdag fauna található. A fúrás legfelső szakaszának *Mollusca* anyaga teljes kiédesedésre utal, csupán három szárazföldi alak került elő a 110 m vastag összletből.

c) A Polgárdi-3. sz. fúrás szelvényében (7. ábra) a *Congeria czjzeki*-s szint után faunaszegény szakasz, majd *Viviparus sadleri*-s, *Limnocardium decorum*-os, *Congeria balatonica*-s faunaegyüttes következik.

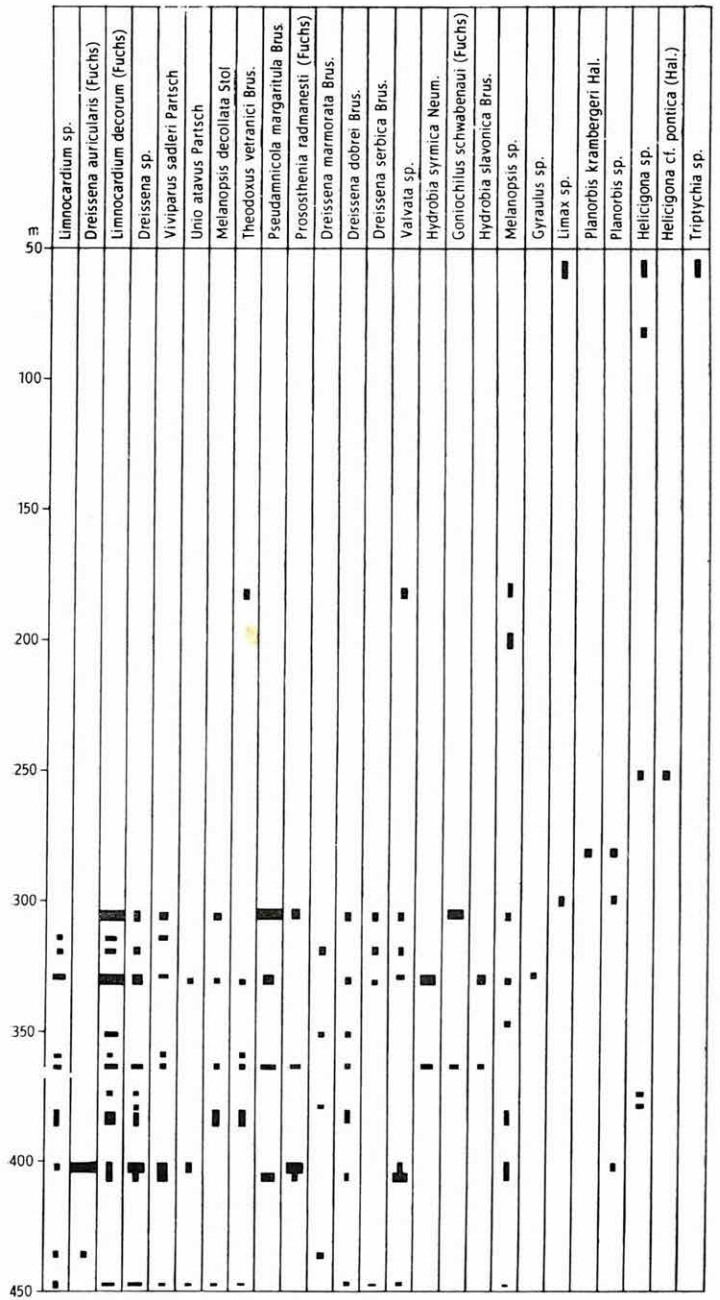
A felsőpannon kifejlődésekben tehát *négy faunaegyüttest* tudtunk elkülöníteni:

1. *Dreissena auricularis*-szal, *Limnocardiumokkal (Limnocardium apertum, L. majeri, L. rothi, L. rogenhoferi)* jellemzett faunaegyüttes.
2. Az első egység fajai mellett a *Congeria balatonica, Limnocardium decorum, Valvata, Pyrgula, Micromelania* néhány faja a jellemző.
3. Az előző két egység fajai ebben a szakaszban is megtalálhatók, de a *Viviparus, Theodoxus, Bithynia, Hydrobia, Gyraulus, Melanopsis* genus fajai lesznek a gyakoribbak.

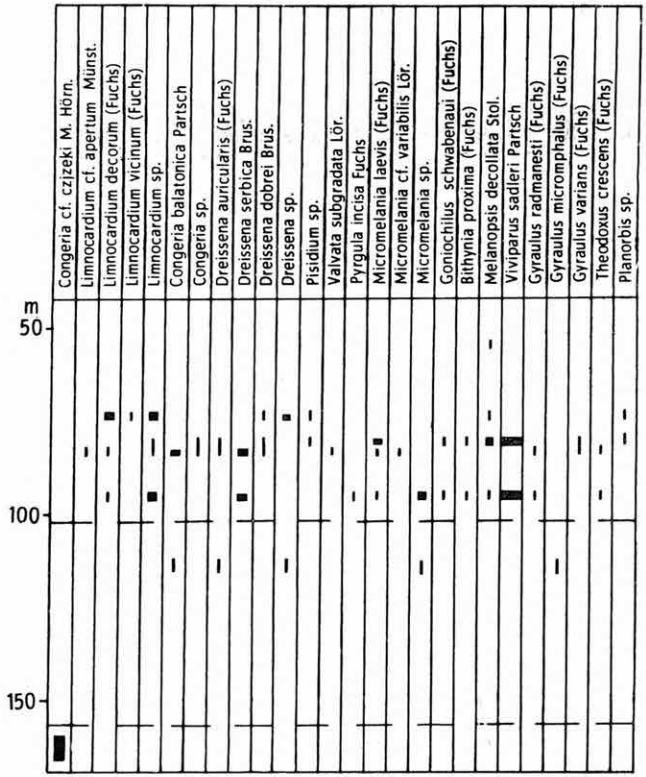


5. ábra. Lajoskomárom 1. sz. fúrás jellemző felsőpannon Mollusca faunája

Abb. 5. Charakteristische oberpannonische Mollusken-Fauna der Bohrung Lajoskomárom-1



6. ábra. Tököl 1. sz. fúrás jellemző felsőpannon Mollusca faunája
Abb. 6. Charakteristische oberpannonische Mollusken-Fauna der Bohrung Tököl-1



7. ábra. Polgárdi 3. sz. fúrás jellemző felsőpannon Mollusca faunája

Abb. 7. Charakteristische oberpannonische Mollusken-Fauna der Bohrung Polgárdi-3

4. A csökkentsósvízi faunát édesvízi, szárazföldi fauna váltja fel. A csökkentsósvízi fauna teljesen kimarad.

A négy összlet faunaegyütteséből *három biosztratigráfiai szint* alakítható ki:

1. *szint* = 1. és 2. faunaegyüttes
2. *szint* = 3. faunaegyüttes
3. *szint* = 4. faunaegyüttes

A három szint kialakításánál az eddigi szintezési eredményeket figyelembe véve, elsősorban Bartha F. (1959a) és Strausz L. (1941) megállapításaira támaszkodtunk.

A négy fauna egymásutánja híven tükrözi a pannon tó sótartalmának alulról felfelé történő fokozatos csökkenését (cf. Bartha F. 1969). Így az

1. *faunaegyüttes* → mezohalin
2. *faunaegyüttes* → mezo-miohalin
3. *faunaegyüttes* → mio-oligohalin-édesvízi
4. *faunaegyüttes* → édesvízi, szárazföldi

környezetet jelöl.

Ezek a sótartalomértékek természetesen mindig csak egy-egy konkrét rétegre vonatkoznak, mert jóformán minden réteg más és más minőségű vízben ülepedett le. Legkevésbé ez az 1. faunaegyüttesre vonatkozik, de már a 2. és különösen a 3. esetében területünkön olyan sekély tóról van szó, mint a Balaton vagy a Velencei-tó, s úgy tűnik, ekkor már pozitív vízháztartása volt magának a Mecsek és a Bakony között húzódó nagy üledékgyűjtő vizének is, s különösen a tó szegélyén ismételten le-lefűződő lagúnáknak, amelyek gyorsan el is mocsarasodtak.

* * *

A faunisztikai vizsgálatokkal kapcsolatban külön említést érdemel *egyes rétegsorok teljes faunamentessége*. Ilyen jelenséget alsó- és felsőpannóniai rétegsoroknál is tapasztaltunk (pl. Magyaralmás-57, vagy Kápolnásnyék-1, Erdőkertes-1. stb.). A felsőpannon esetében ezt kézenfekvő lenne a humuszsavak kioldó hatásával magyarázni, de az alsópannon rétegsorok arra figyelmeztetnek, hogy itt sokkal összetettebb jelenségről van szó. Annyi azonban bizonyos, hogy a Balatontól ÉK felé haladva a Móri-árokban jelennek meg először ilyen összletek, míg az É-magyarországi pannon rétegsorok *Mollusca* szegénysége közismert.

II. A kőzettani szintezés lehetőségei

Alsópannóniai alemelet

Az alsópannon határa

Az általunk vizsgált területen az alsópannon rétegcsoport egyik legélesebb és véleményünk szerint igen szűk időhatárok között időazonos, tehát rétegtani szempontból elsőrendű jelentőségű határ. Szó sem lehet azonban arról, hogy ez a határ úgy fogható fel, hogy mivel előtte volt a praepontusi erózió, tehát az idősebb képződmények felé mindenütt diszkordancia jelzi, vagy úgy, hogy a pannon a szarmatából folyamatos átmenettel fejlődik ki, hanem a következő eseteket kell megkülönböztetnünk:

1. Az alsópannon és a szarmata között *nyíltvízi körülmények között* a területen eddigi megfigyeléseink szerint *folyamatos* volt az üledékképződés. Ilyen kifejlődést a Zsámbéki-, a Bicskei- és a Zámolyi-medence egy részében találtunk, nevezetesen a Mány-59., a Mány-64., a Bicske-18., a Tárnok-1., a Lajoskomárom-1., Herceghalom-4., a Csákvár-9., 17., 20., 23., 26., 29. és 34. sz. fúrásokban. Ezekben mind a szarmatát, mind a pannont agyagmárga rétegek alkotják az emelethatár közelében. A határ kijelölését a pannon rétegek sötétebb színárnyalatán kívül a *Mollusca* fauna teljes kicserélődése teszi lehetővé. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a Csv-20., Csv-26. és a Tárnok-1. sz. fúrásban, a szarmata—pannon határ felett kb. 30 cm-rel, egy-egy 10 cm vastag szakaszban még visszatért a szarmata fauna a *Cardium vindobonense* PARTSCH dominanciájával. Ez a határ az apró peremi medencék legmélyebb vízű területeire jellemző. Valószínű, hogy a Tököl-1. sz. fúrásban is hasonló határt kaptunk volna — a pannon kifejlődése ugyanis erre utal — de közvetlenül a szarmata—pannon határ felett törésvonal metszette el a rétegsort.

2. A szarmata durva mészkőre azzal *azonos dőlésű, de eltérő kifejlődésű* alsópannóniai rétegek települnek. A Tapolcai-medencében gyöngykavics, a Balaton É-i partján, a Vértes előterében, a Zámolyi-medence peremi részein, egyes helyeken és a Zsámbéki-medence É-i részében nyíltvízi agyagmárga fekszik a litorális durva mészkövön (Balatonederics-I, Nemesvita-I, Szigliget-I, Csobánc-77/6, Hegymagos-78/18, Hegymagos-79/20, Gyulakeszi-4, illetve Csákvár-4, 5, 11, 12, 13, 14, 15, 19 és Mány-63). Ilyen esetben még akkor is nehéz az üledékfolytonosságot bizonyítani, ha semmi egyéb nem szól ellene. Egy „kemény felszín"-en települő agyagmárgát akár medencebeli fenékáramlás, akár a parti hullámverés minden további nyom nélkül elmoshat. Hogy ilyen esetekben általában mégis üledékképződési folyamatosságot, pontosabban szólva folyamatos vízzel borítottságot tételezünk fel, annak az az oka, hogy a későbbiekben tárgyalandó dácittufa rétegek itt is a szarmata—pannon határ közelében találhatók (a pannonban). Tény azonban, hogy a szarmata, illetve a pannon összletből akár néhány centiméter, sőt akár több méter is hiányozhat anélkül, hogy azt 100%-os magkihozatal mellett is észre lehetne venni. A víz alatti csekély üledékelmosás lehetőségét fenntartva, ilyen esetekben a tágabb értelemben vett üledékfolytonosság tényét bizonyítottnak tekintjük. Különösen óvatosságra int a Perbál D-i részén lemélyített Mány-63. sz. fúrás rétegsora, ahol a többi környező fúrás szarmata sorozatával való összevetésből az adódott, hogy itt a felsőszarmata hiányzik a rétegsorból, s a szarmata—pannon kapcsolata ennek ellenére tökéletesen konkordáns. A Tapolcai-medencében, a pannon homokos gyöngykavics-fáciesének esetében, az üledékfolytonosság bizonyítására a rétegek azonos helyzete szolgál, s azt valóban többféleképpen értelmezhetjük. A makrofaunisztikai vizsgálatok az említett területeken nem igazolták a folyamatos üledékképződést, illetve a teljes alsópannon jelenlétét. Az ez ideig elvégzett vizsgálatok alapján csak az alsópannon felső *Congeria czjzeki*-s biosztratigráfiai szint kifejlődését tekinthetjük bizonyítottnak.

3. Folyamatos üledékképződés látszik valószínűnek azokban az esetekben is, mikor kiszáradó lagúnás, az átlagoshoz képest csökkentsósvízi, mocsári és tengeri, tehát *vegyes fáciesű rétegek sűrű váltakozásából* felépített szarmata, illetve pannóniai rétegsorok kapcsolódnak egymáshoz (Csór-6, 8, 13, 14, 17, Balatonfőkajár-22, Csákvár-8, 10, 32, Ősi-66, Papkeszi-I, Inota-135). A pannon—szarmata határ kijelölését ilyenkor a kőzetek színének és a faunának a megváltozása teszi lehetővé. A pannon kőzetek halványabb színeződésűek, a *Foraminiferákat* a nagy *Ostracodák*, a *Cardiumokat* a *Limnocardiumok* váltják fel, míg kiszáradási nyomok és elmocsarasodásra utaló jelenségek egyaránt észlelhetők. E kifejlődés rétegeinek egy része nagyon sekély (10—100 cm) vízzel való borítottság mellett, illetve többszöri kiszáradással keletkezett.

4. A szárazföldi szarmata rétegek felett *előbb szárazföldi, majd egyre inkább „tengerivé" váló alsópannóniai rétegek következnek* a Móri-árokban, s innét egészen Lovasberényig, továbbá a Balatonfői- és a Várpalotai-, valamint a Zámolyi-medence peremi részén. Az elhatárolás ebben az esetben a tengeri pannóniai rétegekből vissza a szarmata felé kiindulva, a kőzetjellegek fokozatos, majd a szarmata határon éles változása révén megoldható. Jól megállapítható, hogy az alsópannóniai rétegek ez esetben cikluskezdettel indulnak, de kavicsanyaguk a szarmata szárazföldi kavicsanyag áthalmozásából származó. Ezt a határtípust úgy foghatjuk fel, mint a vegyes kifejlődésű típusnak elsősorban

a nagy tömegű üledékanyag-termelés és medencébe szállítás miatt szélsőségesen szárazföldi fáciesét. Ilyen kapcsolódást a Csákvár-3, 7, 31, Balatonkenese-I, Fehérvárcsurgó-144, 160, 161, Magyaralmás-57, Ősi-65, Söréd-10. sz. fúrásokban észleltünk.

5. Az *alsópannon közvetlenül települ idősebb képződményeken* [vagy a triászon, vagy az oligocénen, illetve a tortonon (Csór-5, Csákvár-18), illetve a filliten (Badacsonytomaj-77/51)]. Az alsópannon elején vagy folyamán — gondolunk a *Melanopsis* faunára — bekövetkezett rögsüllyedések bizonyítékaként ez figyelhető meg a Zámolyi-medence ÉNy-i és D-i szegélyén, a Pázmándi-süllyedék DNy-i szélén és a Móri-árok K-i szegélyén (Csór-1, 2, 3, 5, 7, 18, Csákvár-18, 21, 22, 25, 27, 28, 30, Fornapuszta-1, 2, 3, Fehérvárcsurgó-133, Magyaralmás-56, Badacsonytomaj-77/51, Kápolnásnyék-1).

A fekü felett az esetek nagy többségében litorális vagy sekély szublitorális homok jelenik meg. Egyes estekben a transzgresszió olyan erőteljes volt, hogy azonnal „mélyvízi" agyagmárga (Csákvár-28, Fehérvárcsurgó-133, Csór-18, Magyaralmás-56, Kápolnásnyék-1) rétegekkel kezdődik a pannon üledékképződés. Az alaphegység sekély vízzel való elborítására utal, hogy helyenként kiszáradó lagúnás rétegek jelennek meg a transzgressziós üledékekben (Csákvár-22, Fornapuszta-1, 2, Csór-3, Csór-5). Ebben a vetületben a litorális homoküledékek jelenléte mindig mélyebb vizet és meredekebb partot jelez.

Joggal merül fel a kérdés ilyenkor, hogy ezeken a területeken teljes-e az alsópannon, s az is, hogy volt-e itt a transzgresszió előtt idősebb (szintén pannon) üledék? A környező fúrások rétegsorának ismeretében úgy tűnik, hogy transzgresszió esetén az alsópannon felső két biosztratigráfiai szintje fejlődött ki. A legalsó szint hiányának időbeli vagy kőzetkifejlődési oka egyaránt lehet. Egyes esetekben, mint például a Csórtól Ny-ra (Csór-1, 2), továbbá a Göböljárás-pusztai triász rög peremén, a Tétényi-plató D-i szélén, továbbá Budajenőtől K-re, a Budai-hegység Ny-i szélén az alsópannonnak csak a felső részébe — a *Congeria czjzeki*-s biosztratigráfiai szintbe — tartozó litorális homok települ az alaphegységre. S itt van az első lényeges ellentmondás a Siófok—Göböljárás-pusztai rögsoron belül és kívül levő pannon rétegsorok kőzettani felépítése és a biosztratigráfiai szintezés között. A kőzettanilag alsópannonba tartozónak vett agyagmárga összlet feletti első ciklusban ugyanis a Gyuró-1, a Tárnok-1, a Tököl-1, a Lajoskomárom-1 sz. fúrásokban, továbbá a Tétényi-fennsík D-i szegélyén a *Congeria czjzeki*-s fauna, míg ugyanakkor a rögsor és a Dunántúli középhegység tömege közötti területeken (Zámolyi-medence, iszkaszentgyörgyi homok) a *Dreissena auricularis*-os fauna jelenik meg (2. táblázat). Utóbbi helyeken az alsópannon agyagmárga felső része tartozik a *Congeria czjzeki*-s biosztratigráfiai szintbe. Ez az ellentmondás kétféleképpen oldható fel:

1. a kőzettani határ időazonosságát tételezzük fel, tekintve, hogy az jelentős szerkezeti mozgásokhoz kötött — és ebben az esetben belátjuk a pannon *Mollusca* fauna szintjelző szerepének korlátozott voltát;

2. a *Congeria czjzeki*-s és *Dreissena auricularis*-os faunaváltás időazonosságát tételezzük fel, s ebben az esetben a nyílt medencében a durva homokanyag megjelenését korábbinak tételezzük fel, mint a zárt lagúnában.

A két lehetőség közötti választást jelenleg idő előttinek tartjuk, mert azt csak egy harmadik, mindkettőtől független sztratigráfiai módszer kidolgozása, vagy több adat tehetné objektívvé.

3. táblázat

Az alsópannóniai összlet dácittufa betelepülései a Dunántúli-középhegység DK-i előterében

A fúrás száma	A tufa felszín alatti helyzete (m)	A tufa vastagsága (mm)	A szarmata–alsópannóniai határ felszín alatti helyzete (m)
Bicske-18	60,0 67,3 87,2 87,6 87,7	3 10 5 2 3	99,1
Csákvár-20	66,0 70,4	13 1	70,9
Csákvár-32	89,5	80	105,3
Csákvár-34	57,8 57,9 58,2 58,8 60,9 61,5	4 4 10 50 50 3 2 2 50 2 40	65,0
Csór-6	85,5	5	137,0
Csór-8	120,0	2	128,8
Herceghalom-4	21,0	2	32,5
Lajoskomárom-1	626,6 632,6 639,6 641,5 645,7 650,0 655,6 655,7 666,4 667,2 669,4	15 3 8 6 7 3 15 3 4 2 2	671,0
Mány-63	43,4 45,0 54,5 54,6 56,8	2 2 10 25 2	58,2

3. táblázat folytatása

A fúrás száma	A tufa felszín alatti helyzete (m)	A tufa vastagsága (mm)	A szarmata—alsópannóniai határ felszín alatti helyzete (m)
Mány-64	91,2	1	
	94,5	1	
	100,5	2	
	100,6	2	
	101,5	20	
	101,7	10	108,7 (vető)
	103,0	1	
	103,5	3	
	104,7	2	
	104,8	3	
	107,5	100	
Papkeszi-I	114,7	150	
	115,6	100	122,7
	121,8	2	
Tárnok-1	158,0	10	159,1
Tököl-1	723,2	20	
	724,0	30	
	731,0	30	747,2 (vető)
	731,9	50	
	732,0	30	

Az alsópannon szintjei

1. A kőzettani szempontból alsópannonnak tekinthető összlet az esetek túlnyomó részében homogén szürke agyagmárgából áll. Alját a pannon alsó határa, felső határát a felsőpannon alemeletet kőzettanilag jelző első, ciklus-kezdő, apró- vagy középszemű szürke homok adja. Felületes vizsgálat alapján úgy tűnik, hogy ez csupán önmagában ad azonosításra alkalmas képződményt. A karottázs szelvények jó részén ez valóban így is van. Az alaposabb vizsgálat nyomán azonban az alsópannon határ felett az alábbi fúrásokban *dácittufa rétegeket* ismertünk fel (3. táblázat). Elterjedését tekintve a tufa nemcsak a mélyebbvízi agyagmárga sorozatokban, hanem a lagúnás fáciesterületeken is (Csór, Papkeszi) megtalálható, viszont ahol az üledékanyag kavics és homok, tehát az ülepítő közeg nagyobb dinamikájú volt, a dácittufa rétegek — szingenetikus elmosás miatt — hiányoznak. A dácittufa a homogén szemcsenagyságú agyagmárga—márgaösszletekben *éles alsó és felső határú*, aprószemű, rendszerint osztályozottan *réteges*, irányított-biotitos *közbetelepüléseket* alkot. Az agyagmárgaösszlet egyébként teljesen tufaanyagmentes, tufitrétegek jelenlétét sem észleltük sehol. A tufabetelepülések jellegei tehát egyértelműen bizonyítják, hogy szórt, tehát időazonosságot jelölő képződményről van szó. A tufarétegek számának eltérése a kitörési központtól való relatív távolság különbségével, vagy diagenetikus átalakulással értelmezhető. (Gondolunk itt a bentonitosodásra és víz alatti elmosásra.) Az a feltételezés, hogy ezek esetleg

turbidit eredetűek és valamely, Sárszentmiklós—Dunaújváros környéki szarmata vagy éppen idősebb dácittufa hegyről származnak, valószínűtlen, mert ezek a rétegek nagyon vékonyak, igen homogének és nagy területeket borítanak.

Külön kiemelendőnek tartjuk azt a tényt, hogy ezek a tufák *mindenütt a szarmata—pannon határ közelében vannak*, s így a vulkánosság — tektonikai okokra visszavezethető — egyidejűségét jelzik. A dácittufa rétegecskék a legalsó biosztratigráfiai szintben fordultak elő, bár helyenként a másodikba is benyúltak (Csákvár-34).

E dácittufa rétegek a Radócz Gy. (1969) által felállított besorolásban a — szerinte még legfelső szarmatába sorolandó — „legfelső riolittufá"-val azonosíthatók, amely a Csereháton és K-Borsodban a faunás szarmata és az alsópannóniai összlet között 50 m-es nagyságrendű ártufa fáciesű rétegcsoportot alkot. A dunántúli viszonyok (fauna!) a borsodi legfelső riolittufa alsópannon voltára engednek következtetni. Ezt a kérdést néhány, az É-i Középhegység előterében végig maggal mélyített alapfúrás feltehetően el fogja dönteni.

2. Eddig a Siófok—Velencei-hegységi—Göböljárás-pusztai rögsorból és a Középhegység triász tömege közötti lagúnából, Vértesboglár, Csákvár, Lovasberény, Csór és Inota környékéről, továbbá a Várpalotai-medence D-i részéről, a Mány-64. és a Lajoskomárom-1. sz. fúrásokból, végül a Monostorapáti öbölből kerültek elő az alsópannonból diatomit rétegek (4. táblázat). Ezek korlátozott helyi vezető szintként használhatók, amennyiben 3—4 km-es távolságban még általában jól azonosíthatók (Jámbor Á. 1970). A diatomitok keletkezését elsősorban a pannon tó nyílt részeitől való elzáródás tette lehetővé, emiatt az áramlások ide nagyon kevés üledékanyagot szállítottak, másrészt a

4. táblázat

Az alsópannóniai összlet diatomitos rétegei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében

A fúrás száma	A diatomit vagy diatomitos réteg települési helyzete (m)
Csákvár-9	126,6—127,7 144,4—144,6
Csákvár-10	102,5—103,0 108,0—108,4 117,5—118,5 119,0—119,3
Csákvár-11	127,0—131,8 132,0—132,3
Csákvár-13	101,5—102,5
Csákvár-14	46,1— 46,5 49,2— 50,2 71,0— 71,5
Csákvár-15	81,5— 82,0
Csákvár-29	227,0—228,3
Csákvár-31	256,0—256,9 261,7—265,0
Csór-5	61,9— 63,0*
Csór-6	49,5— 50,3* 53,2— 53,4 56,0— 56,5
Csór-8	45,0— 46,0 57,4— 58,2*
Csór-13	56,0— 58,6
Csór-17	60,5— 62,0* 67,0— 67,2
Lajoskomárom-1	665,2—669,4*
Mány-64	26,8— 29,0* 96,6— 96,8*
Monostorapáti-2	57,6— 57,9* 61,7— 62,0* 64,3— 64,6* 68,0— 68,7*
Ősi-66	27,1— 28,6*

*-gal a diatomitos aleurit- vagy agyagmárgarétegeket jelöltük.

5. táblázat

A pannóniai összlet pectinariás és mészmentes rétegei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében

A fúrás száma	A pectinariás rétegek felszín alatti helyzete (m)	Az alsó-felsőpannon határ felszín alatti helyzete (m)
Balatonfőkajár-24	134,0—151,0	134,0
Balatonkenese-1	55,3— 60,2	53,5
Balatonakarattya-I	139,5—141,5	87,0
Csákvár-20	65,8— 66,0	31,4 (mészmentes)
Csákvár-22	141,6—153,6	141,6
Csákvár-23	190,7—220,0	135,6
Csákvár-25	156,4—171,4	156,4
Csákvár-26	198,6—205,0 234,1—234,6	181,5
Csákvár-28	191,6—193,9 194,6—201,3 201,4—206,0 223,9—227,0	185,6
Csákvár-29	190,0—204,0	190,0
Csákvár-31	226,5—227,5 228,0—246,5	218,6
Csákvár-32	43,8— 48,2* 70,4— 85,3	74,2
Csákvár-34	60,5— 60,7	mészmentes réteg
Csór-1	kb. 27 — 29	27,0
Csór-2	kb. 80 — 85	75,0
Csór-3	51,0— 56,2	47,0
Csór-4	19,2— 33,5	19,2
Csór-5	31,5— 31,9 35,1— 35,7 36,0— 37,0 39,7— 40,0 40,0— 52,2	—

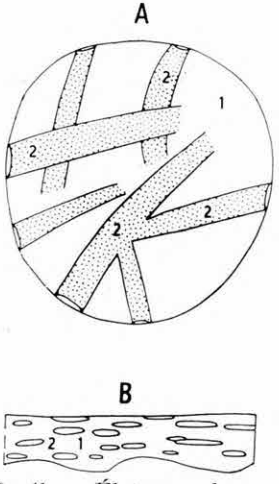
*-gal a felsőpannóniai összletben levő betelepüléseket jelöltük.

5. táblázat folytatása

A fúrás száma	A pectinariás rétegek felszín alatti helyzete (m)	Az alsó–felsőpannon határ felszín alatti helyzete (m)
Csór-6	41,8— 43,0* 43,6— 53,2 53,4— 56,0 56,5— 57,4	43,0
Csór-7	17,5— 29,0*	24,0
Csór-8	28,0— 45,0	17,6
Csór-13	55,0— 67,4	55,0
Csór-14	8,0— 16,0*	13,0
Csór-17	27,2— 40,5* 45,5— 71,0	49,0
Csór-18	33,0— 50,0	33,0
Fehérvárcsurgó-133	48,0— 53,5	34,0
Fehérvárcsurgó-144	71,0— 75,0	68,0
Fehérvárcsurgó-160	88,0— 94,2	81,6
Gárdony-1	236,0—237,7 238,2—239,2	—
Hegymagos 78/18	72,5— 82,0 90,0— 90,3 90,8— 96,5	72,5 102 Ms
Hegymagos 79/20	66,8— 76,0 78,9— 81,3	66,8 81,3 Ms
Herceghalom-4	20,0— 21,0	mészmentes réteg
Inota-135	kb. 15,0— 25,0*	25,0
Kápolnásnyék-1	430,0—442,2	355,0
Lajoskomárom-1	472,5—502,5* 519,2—532,5* 533,5—533,7*	559,4
Magyaralmás-57	179,8—210,0	174,0 210 Ms
Monostorapáti-2	57,6— 68,2	57,6
Ősi-66	11,0— 16,0 17,0— 19,0	mészmentes réteg
Papkeszi-I	79,5— 81,0*	81,0

5. táblázat folytatása

A fúrás száma	A pectinariás rétegek felszín alatti helyzete (m)	Az alsó—felsőpannon határ felszín alatti helyzete (m)
Rákoskeresztúr-1	90,0— 92,0* 115,5—122,0*	104,0
Ságvár-2	108,5—110,0* 121,0—122,0*	—
Siófok-2	64,0— 72,4*	—
Szigliget-I	74,9—108,0	74,9
Tárnok-1	151,5—151,6	133,0
Tököl-1	638,0—638,2	622,0 mészmentes réteg



8. ábra. Életnyomok — *Pectinaria* maradványok — az alsópannon mészmentes aleuritban. — *A)* fúrómag felülnézete, 1/2×; *B)* oldalnézete, 1/2×

1. Barnásszürke agyagos aleurit, *2.* agglutinált, összepréselt és üledékkel kitöltött csövek

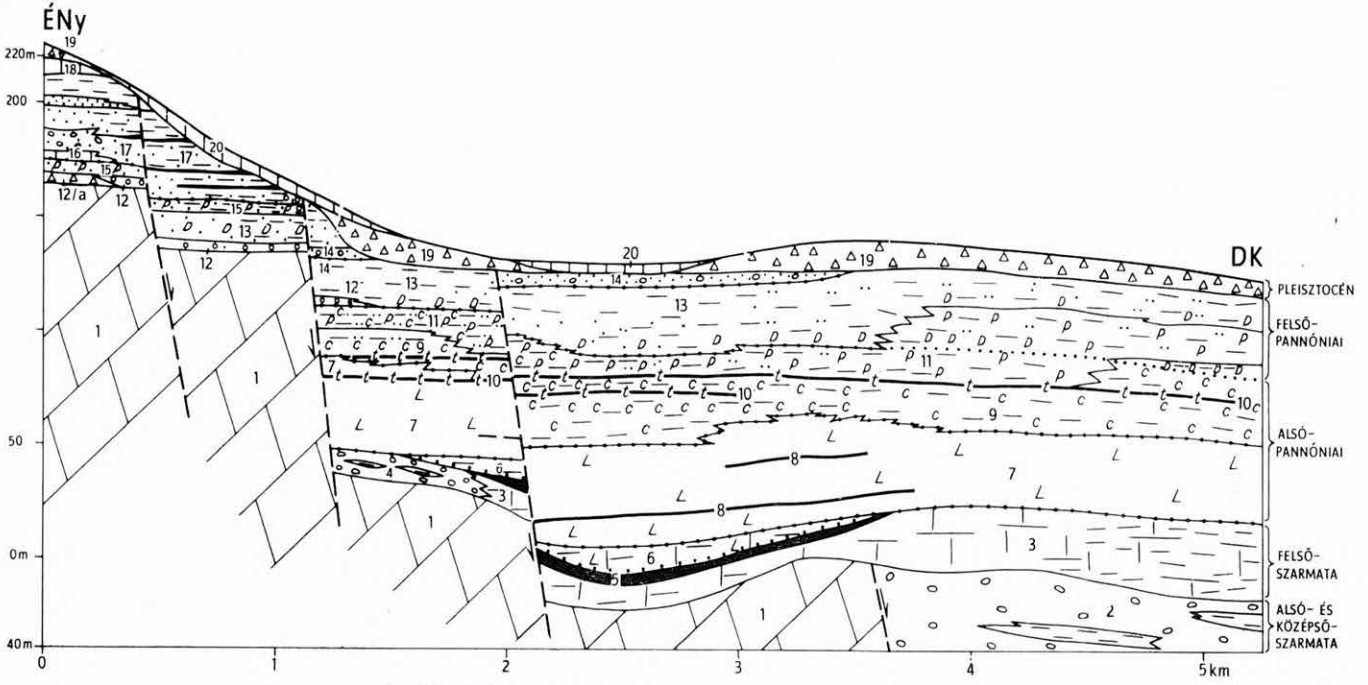
Abb. 8. Lebensspuren (Pectinarien-Reste) im kalkfreien Schluffstein des unteren Pannon. — A) Draufsicht des Bohrkerns, 1/2×; B) Seitenansicht, 1/2×

1. Bräunlich grauer toniger Schluffstein, *2.* agglutinierte, zusammengepreßte und mit Sediment ausgefüllte Röhren

lagúna vízének tufahullás okozta kovasavtartalom növekedése is hozzájárulhatott a kovaalgák üledékképző szerepének kialakulásához. A diatomit rétegek az alsópannon mindhárom biosztratigráfiai szintjében előfordultak.

3. Az említett lagúnákban, de attól D-re és K-re is a Lajoskomárom-1. sz. fúrásban és néhány Tapolcai-medencei szelvényben megfigyelhető volt egy olyan biogén, túlnyomórészt *mészmentes aleuritréteg*, amely egymástól nagy — 50—100 km-es — távolságban levő fúrásokban is a kőzettanilag alsópannonba tartozó összlet felső részében jelent meg (5. táblázat). Ez a mészmentes aleuritréteg általában *Mollusca* és *Ostracoda* mentes, noha alatta és felette az agyagmárga összletben ezek a maradványok gyakoriak. Az alsópannon nyíltvízi kifejlődésében a nagy *Ostracodák* gyakorisága (cm^2-enként 1—10 db) jellemző. A mészmentes aleuritrétegben kőzetalkotó mennyiségben vannak a rétegzéssel párhuzamosan fekvő, összepréselt, a kőzet átlagos szemcséinél nagyobb és tisztább homokszemcsékből agglutinált, kissé hajlott csövek (8. ábra), amelyek valószínűleg a *Pectinaria* genuszhoz tartozó gyűrűsférgek lakócső maradványai. Figyelemre méltó, hogy ezekben a rétegekben a finoman elosztott *vasszulfid* mennyisége szemmel láthatóan felszaporodik, sőt a Tapolcai-medencében néhol vasszulfid cementálja a kőzet szemcséit.

E redukciós közegű pectinariás aleurit, a planktonformákkal jellemzett diatomitrétegek és a *Mollusca*-szintek segítségével történő rétegazonosítás egymáshoz való viszonyát a 9. ábrán mutatjuk be. Jól



9. ábra. A csóri terület neogénjének vázlatos szelvénye

1. Középső- és felsőtriász dolomit, *2.* alsó- és középsőszarmata folyóvízi kavics, agyag, *3.* felsőszarmata márga, tengeri és édesvízi faunát tartalmazó rétegekkel, *4.* az előbbi parti kavics fáciese, *5.* felsőszarmata lignit, *6.* alsópannon mészmárga, apró Limnocardiumokkal (megfelel a *Limnocardium praeponticum*-os szintnek), *7.* tarka agyagmárga Limnocardium és szárazföldi faunát tartalmazó rétegekkel, *8.* lignit, *9.* szürke agyagmárga *Congeria czjzeki*, ill. DK-en *Dreissena auricularis* faunával, *10.* diatómás rétegek, *11.* pectinariás, agyagos aleurit, *12.* felsőpannóniai parti kavics, *12/a.* dolomitbreccsa, *13.* aleuritos agyagmárga *Dreissena auricularis* faunával, *14.* aprókavicsos homok *Congeria balatonica*-s faunával, *15.* pectinariás aleurit, *16.* édesvízi mészkő, *17.* agyag, homokrétegek, lignitbetelepülésekkel, *18.* édesvízi mészkő, *19.* pleisztocén dolomit lejtőtörmelék, *20.* lösz. — *6—8.* Alsópannóniai apró limnocardiumos szint, *9—10.* és részben a *11.* alsópannóniai *Congeria czjzeki*-s szint, *11—13.* felsőpannóniai *Ungula caprae*-s szint, *14—18.* felsőpannóniai *Congeria balatonica*-s szint. — A pontsoros vonalak a pannóniai emelet egyes biosztratigráfiai szintjeit határolják

Abb. 9. Skizzenhaftes Profil des Neogens des Gebiets von Csór

1. Mittel- und obertriadischer Dolomit, *2.* unter- und mittelsarmatischer fluviatiler Schotter, Ton, *3.* obersarmatischer Mergel, mit Meeres- und Süßwasserfauna, *4.* litorale Schotterfazies der vorigen Formation, *5.* obersarmatischer Lignit, *6.* unterpannonischer Kalkmergel mit kleinen Limnocardien (entspricht dem *Limnocardium praeponticum*-Horizont), *7.* bunter Tonmergel mit Limnocardien und terrestrische Fauna führenden Schichten, *8.* Lignit, *9.* grauer Tonmergel mit *Congeria czjzeki* bzw. im SO mit *Dreissena auricularis*, *10.* diatomeenführende Schichten, *11.* toniger Schluffstein mit Pectinarien, *12.* oberpannonischer litoraler Schotter, *12/a.* Dolomitbrekzie, *13.* schluffsteinführender Tonmergel mit *Dreissena auricularis*, *14.* feinschottriger Sand mit *Congeria balatonica*, *15.* pectinarienführender Schluffstein, *16.* Süßwasserkalk, *17.* Ton-, Sandschichten mit Lignitlagen, *18.* Süßwasserkalk, *19.* pleistozäner Dolomitgehängeschutt, *20.* Löß. — *6—8.* Unteres Pannon, Horizont mit kleinen Limnocardien, *9—10.* und z. T. *11.* unteres Pannon, *Congeria czjzeki*-Horizont, *11—13.* oberes Pannon, *Ungula caprae*-Horizont, *14—18.* oberes Pannon, *Congeria balatonica*-Horizont. — Die Punktreihenlinien begrenzen die einzelnen biostratigraphischen Horizonte der Pannonstufe

látható ebből, hogy a diatomitokhoz képest a pectinariás aleurit határai és a biosztratigráfiai szintek kijelölésére felhasznált *Mollusca* fajok dominancia határai ismételten metszik egymást.

4. Az alsópannon összletben az eddigieken kívül Csór környékén, továbbá a Móri-árok középső részén Magyaralmás, Sárkeresztes és Iszkaszentgyörgy között a fúrásokban egy vagy két 10—40 cm vastag *szenes agyagréteg* jelent meg. Ezek a rétegek néhány 100 m-től átlag 1 km távolságig szintén felhasználhatók helyi vezetőszintként.

Felsőpannóniai alemelet

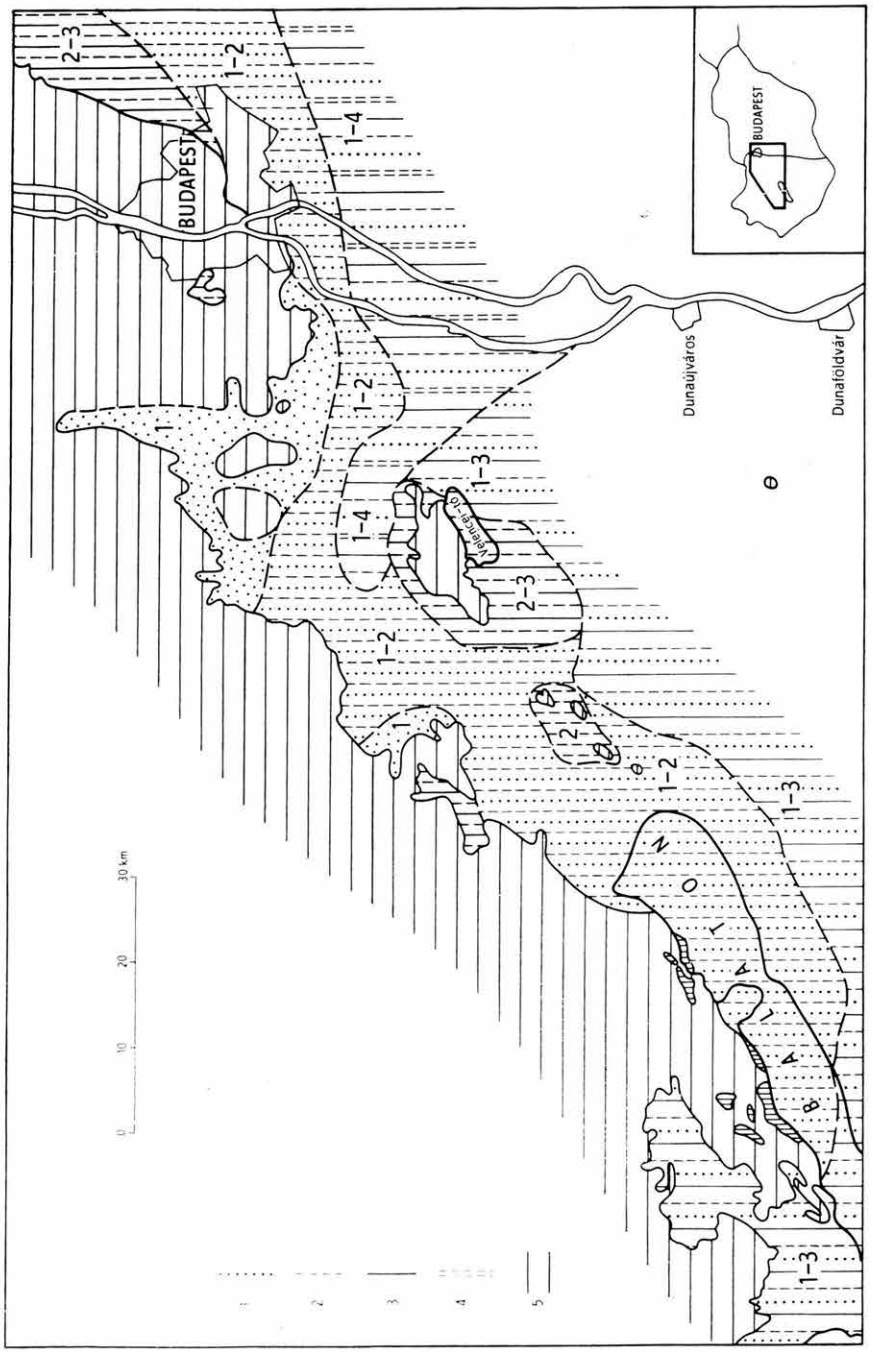
Az alsó- és a felsőpannon kőzettani határa

Amíg az alsó- és felsőpannon *Mollusca* faunával való elhatárolásában különféle bonyodalmak és nehézségek adódnak, addig a kőzettani alapon történő elkülönítés területünkön egyértelműen keresztülvihető. Az alsópannon homogén pelitösszletére éles határral települő, vastag homokréteggel kezdődik az az összlet, amelynek alapvető jellegzetességét, a ciklusos felépítést először MOLNÁR B. (1965) ismerte fel az Alföldön. Vizsgálati területünkön a ciklusosság szintén igazolható. A képződményhatár a teljes szelvénnyel mélyített kutatófúrásokban akár az előrehaladás sebességéből, akár a potenciál- és az ellenállásszelvényekből biztosan és egyértelműen megállapítható, a magfúrásoknál pedig a rétegsor áttekintésekor azonnal szembetűnik. Problémák olyan peremi területeken adódhatnak, ahol a rétegsor az alsó- és a felsőpannonban is egyaránt litorális fáciesű homok vagy gyöngykavics. Ilyen a Tapolcai-medence egy része. E rétegsorokban csak a szemcsenagysági változások gondos vizsgálatával jelölhető ki a felsőpannon ciklus kezdete. Általában azonban a peremi részeken is homogén agyagmárga van közvetlenül a felsőpannon alatt.

A felsőpannon 1. (alsó) ciklusa, szerkezeti mozgásokat bizonyítóan, helyenként közvetlenül az alaphegységre települ. A Siófok, Balatonbozsok (SCHWÁB M. 1963), balatonfőkajári fillitrög, a Tabajdtól K-re levő eocén magasrög, a Móri-árok egy része, a Zámolyi-medence peremi része és Rákoskeresztúr környéke volt ilyen terület.

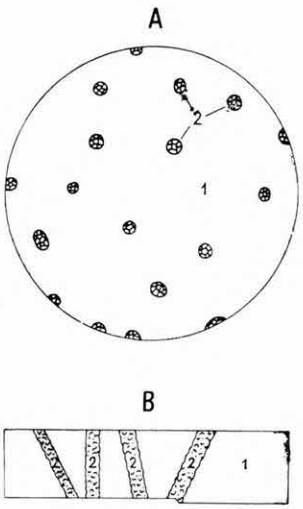
A felsőpannon kőzettani tagolása

1. Kőzettani szempontból felsőpannon összletnek nevezzük a homogén alsópannon pelites összlet feletti, ciklusos felépítésű sorozatot. Ezt az összletet — szemcsenagysági fél-ciklusai alapján — négy részre lehet tagolni. A ciklusok vastag, viszonylag durvaszemű homokkal, esetleg kaviccsal (Lajoskomárom-1, Tapolcai-medence, Iszkaszentgyörgy) kezdődnek, majd felfelé haladva egyre több aleurit-, agyagmárga- és agyag-közbetelepülés látható, a ciklus végén a homokrétegek már kimaradnak. Az egymást követő négy fél-ciklus átlagos szemcsenagysága felfelé csökken. Mint már említettük, az 1. ciklusban a *Congeria czjzeki*-s vagy *Dreissena auricularis*-os, a 2. ciklusban a *D. auricularis*-os és a *Viviparus*-os, a 3. ciklusban a *Viviparus*-os faunaegyüttes található (illetve a rögsoron belül általában már ez is faunamentes), végül a 4. ciklusra gyér szárazföldi faunaegyüttes jellemző. [A legutolsó ciklust egyelőre csak a



10. ábra. A négy felsőpannóniai ciklus elterjedési vázlata
1. Az első ciklus, *2.* a második ciklus, *3.* a harmadik ciklus, *4.* a negyedik ciklus, *5.* az idősebb képződmények területe

Abb. 10. Skizze der Areale der vier Oberpannon-Zyklen
1. Erster Zyklus, *2.* zweiter Zyklus, *3.* dritter Zyklus, *4.* vierter Zyklus, *5.* ältere Formationen

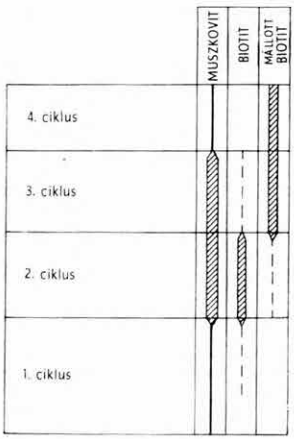


11. ábra. Életnyomok — *Arenicola* lakójáratok — a 2. ciklusbeli aleuritban. — A) fúrómag felülnézete, 1/2×; B) oldalnézete, 1/2×

1. Lemezes aleurit, *2.* csomós aleurittal kitöltött járat

Abb. 11. Lebensspuren (Wohngänge von Arenicolen) im Schluffstein des 2. Zyklus. — A) Draufsicht des Bohrkerns, 1/2×; B) Seitenansicht, 1/2×

1. Plattiger Schluffstein, *2.* Wohngang ausgefüllt mit knolligem Schluffstein



Tököl-1. sz. és a Csákvár-31. sz. fúrásból ismerjük, a többi fúrásunk rétegsorában vagy az utólagos lepusztulás vagy az üledékképződés hiánya miatt nincs jelen (10. ábra)]. Az alsó 3 alapciklus a vizsgált 3500 km²-nyi területen akár karottázsvizsgálat, akár szemcsenagysági vagy kőzettani összetétel alapján jól azonosítható.

2. Míg az 1. ciklusban csak elvétve és a peremi területeken fordulnak elő, addig a 2. ciklusra a szenes agyagrétegek (lignitcsíkok) általában jellemzők. Számuk egy-egy rétegsorban eléri a 10—50-et is. Különösen gyakoriak a Velencei-hegység környezetében, ahol a 2. ciklus alaprétege transzgredál a gránitra, vagy a fillitre illetve a permi vagy eocén képződményekre. A Guttamási-medencében viszont, ahol ugyanezen ciklus képződményei fedték be a triász dolomitot, csak néhány szenes közbetelepülés észlelhető. Ezek a szenes agyagrétegek alapos megfontolással, a fauna-előfordulásokhoz és az aljzattól való távolsághoz való viszonyítással akár több km-es távolságig azonosíthatók (mint például a kenesei magaspart esetében is).

3. Ugyancsak a 2. ciklusra jellemzőek az *Arenicolák üledékanyaggal kitöltött féregjáratai is* (11. ábra). Ezek tömegesen jelennek meg a lemezes elválású szürke vagy szürkéssárga-foltos agyagmárgás aleurit-, vagy aleuritos agyagmárgarétegekben (6. táblázat). A féregjáratos betelepülések száma 2—10 között van; e rétegek a lignittelepeknél nagyobb távolságban is párhuzamosíthatók. Előfordulásukat jelenleg Erdőkertestől Siófokig, illetve Balatonkilitiig állapítottuk meg. Nagyon ritkán az 1. ciklus tetején és a 3. ciklus alján is megfigyelhetők voltak.

4. Lényegesen kisebb elterjedésűek, ám helyi szintezésre alkalmasak lehetnek a felsőpannon első, második (Tököl-1) és harmadik (Lajoskomárom-1) ciklusában megfigyelt, 20—70 cm vastag, aprókristályos, tömör szürke *dolomit*, illetve *dolomitos mészkőrétegek*. Ezek néhány 100 m távolságban bizonyosan követhetők lesznek.

12. ábra. A felsőpannon összlet jellemző csillámainak eloszlása

Abb. 12. Verteilung der charakteristischen Glimmer-Arten des Oberpannon-Komplexes

6. táblázat

Az arenicolás rétegek a felsőpannóniai összletben a Dunántúli-középhegység DK-i előterében

A fúrás száma	Az arenicolás rétegek felszín alatti helyzete (m)	Az alsó–felsőpannon határ felszín alatti helyzete (m)
Balatonakarattya-I	72,0— 78,0 68,8— 69,4	91,0
Balatonfőkajár-20	55,0— 59,4	—
Balatonfőkajár-24	77,0— 81,5	131,0
Balatonfőkajár-3	50,6	—
Csákvár-21	25,5— 37,5	—
Csákvár-22	85,0— 86,0	—
Csákvár-25	30,8— 39,9	156,4
Csákvár-26	90,0— 93,0	181,5
Csákvár-27	91,5— 92,0	116,5
Csákvár-28	45,2— 46,0 57,0— 58,7 96,4— 98,5	185,6
Csákvár-29	80,0— 81,0	190,0
Csákvár-31	68,5— 72,0 75,0— 76,0 93,8— 94,8 99,1—101,5 102,3—103,3	218,6
Dinnyés-1	56,6— 57,7 63,2— 65,8 69,1— 70,0 76,5— 78,2 139,2—139,6	—
Erdőkertes-2	69,0— 72,1 72,8— 86,2 93,0— 97,7	—
Gárdony-1	236,0—237,7 238,2—239,2	—
Hegymagos 78/18	11,3— 23,4	72,5
Jenő-2	50,5— 50,8 56,1— 56,4 56,4— 57,6 60,4— 61,0 78,7— 79,0 79,6— 82,5	—

6. táblázat folytatása

A fúrás száma	Az arenicolás rétegek felszín alatti helyzete (m)	Az alsó-felsőpannon határ felszín alatti helyzete (m)
Kápolnásnyék-1	229,0—230,5 299,2—294,6 311,5—312,5	355,0
Lajoskomárom-1	60,5— 61,5 106,2—107,4 110,5—110,9 117,4—119,1 159,2—161,2 168,2—170,6 174,7—175,6 196,0—197,8 260,3—261,5 287,8—288,1	559,4
Magyaralmás-56	78,1— 80,0	134,0
Polgárdi-3	26,5— 27,3 75,5— 78,0 118,4—120,4	130,0
Rákoskeresztúr-1	66,2— 68,0 104,0—109,7	—
Ságvár-2	24,0— 24,2 109,0—109,5	—
Siófok-2	64,0— 72,4	—
Székesfehérvár-1	58,0— 58,5 60,1— 61,0 62,0— 62,5 66,2— 67,0 75,7— 75,9	—
Székesfehérvár-2	51,8— 53,5 67,7— 70,5 73,0— 73,8 77,7— 79,7 82,5— 82,8 112,2—116,0 128,7—129,4	—
Szigliget-I	29,7— 30,0	74,9
Tököl-1	166,5—167,2 214,5—214,9 239,0—240,6 279,0—280,0 331,0—332,2 354,3—354,5 354,9—355,6 381,3—386,5	622,0

5. Kivételes esetekben felhasználható a felsőpannóniai összlet szintezésére a csillámok eloszlása is. Ezek elterjedésének, gyakoriságának vázlatát a 12. ábrán tüntettük fel. Megjegyezzük azonban, hogy mivel a csillámok jelenlétét szingenetikus és dia—epigenetikus hatások is erősen befolyásolják, így eloszlásuknak csak akkor szabad rétegtani jelentőséget tulajdonítani, ha más lehetőségünk nincs.

IRODALOM

BARTHA F. 1954: Pliocén puhatestű fauna Öcsről. — Földt. Int. Évk. 42. pp. 167—203.

BARTHA F. 1959a: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — Földt. Int. Évk. 48. pp. 5—88.

BARTHA F. 1959b: A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — Földt. Közl. 89. pp. 23—36.

BARTHA F. 1969: Pannon monográfia. — Kézirat.

DANK V. 1963: A dél-alföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. — Földt. Közl. 93. pp. 304—324.

DANK V. 1965: A dél-alföldi medencerészek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekkel. — Földt. Közl. 95. pp. 123—139.

GAÁL I. 1912: Az Erdélyi medence neogén képződményeinek rétegtani és hegyszerkezeti viszonyai. — „Koch-Emlékkönyv" pp. 7—33.

GAÁL I. 1938: Mi a „pannon", s mi a „pontusi"? — Bányászati és Kohászati Lapok. pp. 1—9.

GAÁL I. 1953: Újra megvizsgált néhány hatvani és gödöllői pliocén emlősmaradványról és a pliocén tagozódásról. — Földt. Közl. 83. pp. 263—272.

GORJANOVIC-KRAMBERGER 1890: Die praepontischen Bildungen des Agramer Gebirges. — Glasnika hrvatskoga naravoslovnoga druztva. 5. pp. 1—15.

HALAVÁTS GY. 1910: A neogénkorú üledékek Budapest környékén. — Földt. Int. Évk. 17. pp. 257—358.

HALAVÁTS GY. 1911: Adatok a Balaton melléki pannóniai korú rétegek faunájához és sztratigráfiai helyzetéhez. — Bal. Tud. Tanulm. Eredm. 1. pp. 1—74.

HUTTER E. 1969: A magyarországi szénhidrogénkutató fúrások által feltárt pannóniai üledékek palynológiai standardjának elkészítése, az alsó- és felsőpannóniai, valamint a miocén üledékes képződmények elhatárolására. I. rész. Dunántúl. — Kézirat.

JÁMBOR Á. 1970: Alsópannóniai diatómás rétegek a csákvári neogénben. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról.

KORIM K. 1955: A délzalai olajmezők rétegvizeinek NaCl-tartalma. — Hidr. Közl. 35. pp. 35—38.

KÖRÖSSY, L. 1965: Nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezeti felépítése. — Földt. Közl. 95. pp. 22—36.

KÖRÖSSY, L. 1968: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — Acta Geol. Acad. Scient. Hungar. 12. pp. 199—217.

KRETZOI M. 1951: A csákvári Hipparion-fauna. — Földt. Közl. 81. pp. 384—417.

KRETZOI M. 1961: A diósdi gerinces-fauna és a miocén—pliocén határ. — Földt. Közl. 91. pp. 208—214.

KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — Földr. Közl. 3. pp. 179—195.

LŐRENTHEY I. 1893: Adatok Szilágymegye és az Erdélyi részek alsó-pontusi lerakódásainak ismeretéhez. — Mat. Term. Tud. Ért. 2. pp. 196—230.

LŐRENTHEY, I. 1902: Die pannonische Faune von Budapest. — Paleontografica. 48. pp. 135—162.

LŐRENTHEY I. 1906: Budapest pannoniai és levantei-korú rétegei és ezek faunája. — Mat. Term. Tud. Ért. 22. pp. 296—342.

LŐRENTHEY I. 1911: Adatok a Balaton melléki pannóniai korú rétegek faunájához és sztratigráfiai helyzetéhez. — Bal. Tud. Tanulm. Eredm. 1. pp. 1—192.

MEZNERICS I. 1930: Az Uny-Tinnye vidéki fiatal harmadkorú üledékek őslénytani viszonyai. — Disszertáció Bp.

MOLNÁR B. 1965: Adatok a Duna—Tisza közefiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához és származásához nehézásvány összetétele alapján. — Földt. Közl. 95. pp. 217—225.

MOTTL M. 1941: Pliocén problémák és a plio-pleisztocén határkérdés. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseinek munkálatairól. pp. 43—54.

RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a cserháti alapfúrások eredményeiről. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről. pp. 281—283.

REMANE, A. 1934: Die Brackwasserfauna. — Verh. Deutsch. Zool. Ges., Zool. An. Suppl. 7.

SCHRÉTER Z. 1912: A magyarországi szarmata rétegek rétegtani helyzete. — „Koch-Emlékkönyv" pp. 127—137.

SCHWÁB M. 1963: Az 1957—58. évi távlati kutatófúrások. 1. Dunántúl. 2. Balaton-környék. Balatonbozsok (Alsótekeres-puszta) 1. távlati kutatófúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 309—323.

STRAUSZ L. 1941: A dunántúli pannon szintezések. — Földt. Közl. 71. pp. 220—235.

STRAUSZ L. 1942a: A magyarországi pannonikum párhuzamosítása délkelet-európai üledékkel. — Földt. Közl. 72. pp. 233—236.

STRAUSZ, L. 1942b: Das Pannon des mittleren Westungarns. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 35. pp. 2—102.

STRAUSZ, L. 1969: The Pannonian stage. — Colloquium on Neogene stratigraphy. Proceedings of the plenary and sectional meetings. — Budapest. pp. 79—84.

STRAUSZ L.—BARNABÁS K. 1947: A délnyugati-dunántúli pannonikum. — M. F. T. Kézirat.

SÜMEGHY J. 1939: A Győri medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékének összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32. pp. 67—156.

SÜMEGHY J. 1941: A Magyar-medence pliocénjének és pleisztocénjének osztályozása. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseinek munkálatairól. pp. 65—81.

SÜMEGHY J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről. pp. 83—107.

SZÉLES M. 1966: Őslénytani adatok az alsó és felső pannon alemeletek elhatárolásához. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. pp. 559—568.

SZÉLES M. 1968: Az Alföld déli részének pliocén képződményei. — Földt. Közl. 98. pp. 55—66.

SZÉLES, M. 1969a: Über die paläogeographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonischen Beckenfazies. — Colloquium on neogene stratigraphy, Proceedings of the plenary and sectional meetings. pp. 129—139.

SZÉLES M. 1969b: A magyarországi szénhidrogénkutató fúrások által feltárt pliocén képződmények összefoglaló rétegtani és őslénytani értelmezése. I. rész. Dunántúl. — O. K. G. T. Kézirat.

URBANCSEK J. 1963: Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szintezésének újabb lehetőségei a vízföldtani kutatásban. — Hidr. Közl. 43. pp. 392—400.

VENDEL M. 1930: Sopron környékének geológiája. 2. rész. A neogén és negyedkor. — Erdészeti kísérletek. 32. pp. 267—437.

VITÁLIS I. 1908: A tihanyi Fehérpart pliocén kori rétegsora és faunája. — Földt. Közl. 38. pp. 665—678.

VITÁLIS I. 1937: A soproni Virágvölgy fossilis Bagliviái és kortársaik. — Mat. és Term. Tud. Ért. 56. pp. 672—686.

VITÁLIS I. 1951: Sopron környékének szarmáciai és pannoniai pontusi üledékei és kövületei. — Földt. Int. Évk. 40. pp. 7—67.

ZALÁNYI B. 1940: Bioszociológiai összefüggések a Nagyalföldi neogén medencében. — Földt. Int. Évi Jel. 1933/35-ről. 4. pp. 1621—1699.

ZALÁNYI B. 1944: Magyarországi neogén Ostracodák. I. rész. Tiszabereki neogén Ostracoda faunák leírása és rétegtani kiértékelése. — Geol. Hung. ser. Pal. 21. pp. 1—184.

ZALÁNYI B. 1955: Kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. pp. 503—528.

STRATIGRAPHISCHE HORIZONTIERUNGSMÖGLICHKEITEN IN DEN PANNONABLAGERUNGEN IM SÜDOST-VORLAND DES TRANSDANUBISCHEN MITTELGEBIRGES

von

Á. JÁMBOR—M. KORPÁS-HÓDI

Im Südost-Vorlande des Transdanubischen Mittelgebirges, anhand der Schichtenfolge von 123 Tiefbohrungen, wurden die Pannonschichten und Fauna einer 30 km breiten und 170 km langen Zone, die von Budapest beinahe bis zum Südwestende des Balatons läuft, untersucht. Verfasser haben festgestellt, daß in den tieferen Beckenteilen die Pannonschichten vom Sarmat sich mit kontinuierlichen Sedimentation, aber mit scharfer Veränderung der Fauna entwickeln. Die Limnocardien der beiden unterpannonischen biostratigraphischen Horizonte lassen sich phylogenetisch von *Cardium* sp. herleiten. In den Beckenrandgebieten konnte das Vorhandensein einer Sedimentationslücke zwischen dem Sarmat und Pannon in manchen Fällen bewiesen werden.

Der granulometrisch einheitliche Unterpannon-Komplex läßt sich in drei biostratigraphische Horizonte gliedern. Von unten nach oben nummeriert, sind diese wie folgt:

1. *Limnocardium praeponticum*-Horizont
2. *Congeria banatica*-Horizont
3. *Congeria czjzeki*-Horizont

Charakteristische Form des *Congeria banatica*-Horizontes ist im tieferen Teil des Beckens die namengebende Arte, in den lagunären Ausbildungen der Beckenränder sind aber einerseits *Parvidacna laevicostata*, andererseits *Melanopsis* div. sp. Leitfossilien.

Im Oberpannon-Komplex konnten vier Faunengemeinschaften unterschieden werden. Von unten nach oben nummeriert sind diese folgende:

1. Faunengemeinschaft mit *Dreissena auricularis*
2. Faunengemeinschaft mit *Limnocardium decorum, Valvata, Pyrgula* und *Micromelania*
3. Faunengemeinschaft mit *Viviparus, Theodoxus, Bithynia, Hydrobia, Gyraulus* und *Melanopsis*
4. Terrestrische Faunengemeinschaft.

Anhand der vier Gemeinschaften können 3 Horizonte unterschieden werden, wobei die ersten zwei Gemeinschaften zusammengefaßt als für den ersten Horizont charakteristisch betrachtet werden. Die vier Faunengemein-

schaften bezeugen, daß die Sedimentation in aufwärts immer weniger salzhaltigem Wasser erfolgte.

Auf Grund der petrographischen Untersuchungen lassen sich in der Basis des unteren Pannon 1 bis 10 dünne Dazittuffschnüre, in seinem Top eine kalklose, an Lebensspuren — aus Sandkörnern agglutinierte, zusammengepresste Pectinarienwohnröhren — reiche Schicht verfolgen. Im Oberpannon-Komplex kann vor allem die mächtige Anfangssandschicht der vier Großzyklen zum Zwecke stratigraphischer Identifizierung benützt werden. Darüber hinaus können im 2. und 3. Zyklus 1 bis 10 plattige Schluffsteinschichten mit Wurmgängen (Arenicolen), stellenweise auch dünne Dolomitschichten (0,2 bis 0,7 m) als lokale lithostratigraphische Leithorizonte dienen.

Die vorliegende Arbeit hat ermöglicht, eine paläogeographische Skizze des unteren Pannon und die Verbreitung der vier Großzyklen des oberen Pannon zu erfassen. Bezüglich der Größe des Gebietes kamen Verfasser zur Schlußfolgerung, daß die von ihnen unterschiedenen, biostratigraphischen und lithostratigraphischen Leithorizonten — wenn auch mit gewißer Modifizierung — im ganzen Raume des die Große Ungarische Tiefebene und Transdanubien umfaßenden Pliozänbeckens benützt werden können.

AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI OSZTÁLY 1969. ÉVI MUNKÁLATAI

Írta: HÁMOR GÉZA

Az Osztály 1969. évi munkáját az 1968. évben kialakított tervekben rögzített feladatoknak megfelelően három téma köré csoportosítottuk:

1. Észak-Magyarország harmadidőszaki üledékes területeinek földtani megismerése;
2. a Börzsöny-hegység komplex ércföldtani kutatásának előkészítése;
3. észak-magyarországi gazdaságföldtani feladatok.

Ezek mellett jelentős feladatok hárultak az Osztályra az Intézet centenáriumi ünnepségeinek keretében a Magyarhoni Földtani Társulat által rendezett *Neogén Kollokvium* megszervezésében.

1. Észak-Magyarország harmadidőszaki üledékes területeinek földtani megismerése

E téma keretein belül a Zagyva-árok területének földtani térképezését, a Mátra és a Tokaji-hegység üledékes környezete földtani ismeretességének magasabb szintre emelését kaptuk feladatul.

a) A dél-nógrádi—kelet-cserháti terület egy részét magába foglaló Zagyva-árok területén az 1968. évben elvégzett módszertani előkészítés után 1969-ben megkezdtük a szelvényszerű, 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképlapokon történő részletes földtani térképezést. Elkészültek az előírásoknak megfelelő részletességű és pontosságú Nagybátony (SZENTES GY.), Kisterenye (JANKOVICH I.), Pásztó (CZAKÓ T.), Sóshartyán (HÁMOR G.—SIPOSS Z.) jelű térképlapok „észlelési" és „földtani" változatban; mindkettő külön magyarázóval.

A térképezett terület nagysága 360 km^2, ezen belül lemélyítettünk 26 db (2867 fm) térképező sekélyfúrást és elkészült 1490 m^3 kutatóárok.

A földtani felvétel mellett a területen átnézetes, az építésföldtani—mérnökgeológiai vizsgálatokhoz szükséges anyaggyűjtés is történt. A talajmechanikai—építésföldtani vizsgálatokat a *Nógrádi Szénbányák* Földtani és Földmérési Irodájának salgótarjáni laboratóriuma végezte el. Ez lehetővé teszi, hogy az alapadatok megfelelő interpolálásával az 1:25 000-es földtani térképekre kisebb felbontóképességű, áttekintő jellegű építésföldtani—mérnökgeológiai térképváltozatokat szerkesszünk. Ezek célszerű jelkulcsának és módszertanának kialakítása folyamatban van, a térképváltozatok tartalmazni

fogják a negyedidőszaki képződmények vastagságát, a kvarter alatti első képződmény kőzettani kifejlődését, az egyes üledékösszletek statisztikus átlagban számított kőzettani felépítését, és a fontosabb (legnagyobb területi elterjedésű) képződmények talajmechanikai—kőzetfizikai jellemzőit.

Az 1969. évben térképezett terület Ny-i részén az *Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* — megbízásunkból végzett — azonos részletességű földmágneses mérései (SCHÖNVISZKY L.) hasznosan egészítették ki térképező munkánkat, különösen a vulkáni képződmények elterjedésére és várható települési mélységére vonatkozóan.

A térképező munka mellett a terület fúrási és felszíni alapszelvényeit is feldolgoztuk. A KFH megbízásából szerződéses munka keretében elkészült Garáb 1., Alsótold 1., Tar 37., Kazár 512. számú fúrásokkal együtt mintegy 15 alapszelvény teljes dokumentációja áll rendelkezésünkre. Munkánkat NAGY L.-né palynológiai, RAVASZNÉ BARANYAI L. ásvány-kőzettani, BOHNNÉ HAVAS M., JANKOVICH I. makrofauna, KORECZNÉ LAKY I. és NAGYNÉ GELLAI Á. Foraminifera vizsgálatokkal egészítették ki.

A munka *tudományos és módszertani eredményei* közül elsőként a térképező munka termelékenységének és hatékonyságának növekedését kívánjuk kiemelni. Az 1:25 000-es méretarányú földtani térképlapok átfutási idejének mintegy egyharmaddal történő csökkenése elsősorban a légifényképek felhasználásának és a kiértékelési eljárások bevezetésének köszönhető. Az észlelési földtani térkép kamerális előkészítéséből adódó rövidebb bejárási idő, a térképező fúrások és egyéb mesterséges feltárások kitűzésének *egyszerűsödése*, valamint a fedetlen földtani térkép megszerkesztésére fordított *idő lerövidítése* tette lehetővé ezt a kedvező változást. Munkánkat könnyítették az *Országos Földügyi és Térképészeti Hivatal* által kiadott, jó minőségű domborzati és síkrajzi elemekkel javított, új rendszerű, 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképlapok is.

Jelentősen előrehaladt a kutatási terület rétegtani, ősföldrajzi és fáciesviszonyainak tisztázása. Eredményeink közül az alábbiakat emeljük ki:

Az előző évben kisebb, bár kulcsfontosságú területeken felismert törvényszerűségek nagyobb területegységekre is kiterjeszthetők, másrészt a nagyobb területekre kiterjedő áttekintés új összefüggéseket tárt fel. Ezek alapján véglegesen kialakítottuk a *Nógrád—Cserhát—K-Börzsöny-i terület jelkulcsát és ideális rétegoszlopait*, számítva azonban a részletvizsgálatok kiterjesztése után szükségszerűen bekövetkező továbbfejlesztésre is.

A *rétegtani kérdések* vizsgálata során jelentős újabb adatokat szereztünk a burdigalai (eggenburgien) képződmények tengeri és szárazföldi kifejlődéseinek egymáshoz való viszonyáról, tisztáztuk az „alsó és felső tarkaagyag" települési helyzetét a terület Ny-i részén (Nógrádmegyer—Sóshartyán). Megállapítottuk az oncophorás képződmények elterjedésének és fáciesátmeneteinek határait, a tortónai (badenien) üledékes és vulkáni ciklusok, valamint az „alsó" és felső" lajtamészkő fejlődéstörténeti sorrendjét. Kimutattuk a medencekifejlődésű tortónai (badenien) képződményeket és a szarmata idején képződött ún. „felső riolittufát". (Utóbbi rétegtani jelentőségén túlmenő gazdaságföldtani jelentőségére a későbbiekben visszatérünk.) A térképezés során elhatároltuk a tengeri és szárazföldi kifejlődésű szarmata összleteket, feltártuk és JANKOVICH I. makrofauna vizsgálataival bebizonyítottuk eddig ismeretlen helyeken

a pannon összlet jelenlétét. (Sámsonháza 1., 11., Pásztó 5., Hasznos 6., Mátraszőllős 8. sz. fúrások, Pásztó—Tepkepuszta stb.)

Tektonikai megfigyeléseink az ÉNy—DK irányú haránttörések kialakulására, fejlődéstörténetére és fáciesmeghatározó szerepére szolgáltattak új adatokat. Az 1969. évi térképező munkával és ennek 1970-ben DNy-i irányban (a Cserhát D-i peremére) tervezett kiterjesztésével megalapozzuk a terület felderítő kutatási terveinek elkészítését és megnyílik a lehetőség a Börzsöny hegység üledékes aljzatának és környezetének nagyobb ütemű és rendszeres vizsgálatához.

b) A befejezés előtt álló Mátra hegységi áttekintő földtani összefoglaláshoz kiegészítő adatokat szolgáltattunk Szentes Gy.-nek a Mátra ÉÉNy-i előteréről készített doktori disszertációja révén a Nagybátony jelű térképlap megszerkesztésével, valamint az egységesített jelkulcs üledékes képződményekre vonatkozó részének kidolgozásával. Hasonló célkitűzésünk volt a Tokaji-hegység és a Borsodi-medence üledékes képződményei közötti kapcsolat tisztázása; e munka — Radócz Gy. munkatársunk más munkaterületre történő áthelyezése miatt — osztályunkon félbeszakadt.

2. A Börzsöny hegység komplex ércföldtani kutatásának előkészítése

A Börzsöny hegység átfogó földtani, geofizikai, geokémiai és nyersanyagkutatási munkáinak módszertani előkészítése 1969-ben folytatódott (Nagy G.). A feladat bonyolultsága, a megelőző földtani vizsgálatok rendkívül hiányos volta, s nem utolsósorban az ércesedés átmeneti típusa (teléres—impregnációs ércesedés) teszi szükségessé a nagypontosságú térképezési és vizsgálati módszerek kifejlesztését.

1969-ben a Nagybörzsöny Ny-i részén, a Keresztvölgy—Kisinóc—Nagyirtáspuszta—Tolmácshegy—Keresztvölgy által határolt terület 35 db vízszintes alappontjának telepítése és meghatározása, a térképezési alapvonalhálózat felmérése, továbbá 13 km magassági alapvonalhálózat felmérése, az áttekintő geokémiai térképezés keretében 2300 m talajmetallometria-alapszelvény kitűzése, feltárása és nyomelemvizsgálata készült el, utóbbi a *Geokémiai Osztály* közreműködésével.

A poligonhálózatban rögzített földtani térképfelvétellel egyidejűleg a feltárások kőzetanyagának begyűjtése és folyamatos vizsgálata megkezdődött.

A Zálogbérc É-i részén, a rózsahegy—királyréti teléres kifejlődési típusú ércesedés D-i peremén, kísérleti jelleggel, lemélyült a Nagybörzsöny 1. sz. szerkezetkutató ferdefúrás, amely 0,0—5,0 m között negyedkori, 5,0—150,0 m ferdehosszig erősen propilitesedett kloroandezitben (klorodácitban) haladt, a harántolt kőzetösszlet csaknem végig a tizedmilliméteres nagyságrenden belül sűrű, hálózatos pirithintést tartalmaz, helyenként erősebb impregnációs fészkekkel.

A fúrás mind technológiai, mind földtani és szerkezetkutatási szempontból fontos és eredményes kísérletnek bizonyult, és a teljes adatfeldolgozás után alapjául szolgál a későbbiekben a szerkezetkutató ferdefúrási hálózat kialakításának. Az ELGI a kutatási terület É-i részén komplex geofizikai mérésekkel segítette elő a terület földtani kutatásának előkészítését.

3. Észak-magyarországi gazdaságföldtani feladatok

1969. évi terveinkben kiemelkedő szerepű gazdaságföldtani feladatok súlypontjába a hasznosítható *vegyesásványi anyagok* vizsgálatát helyeztük a Zagyva-árok területén. Folytatódott az oligocén—miocén homokok, az oligocén—alsómiocén glaukonitos homokkövek komplex vizsgálata, a klinoptilolit-tartalom vizsgálatokat az „alsó" riolittufán kívül kiterjesztettük a „középső" és „felső" riolittufára is. (*Nehézipari Műszaki Egyetem* Ásvány-Földtani Tanszéke, Miskolc.)

Megkezdődött a térképezés során előkerülő *kőzetek technológiai minősítő vizsgálata* a *Szilikátipari Központi Kutató és Tervező Intézettel* együttműködve. Az előzetes, tájékoztató jellegű adatok (a tervévben 29 vizsgálat készült el) a gyakorlati felhasználás szempontjából számításba vehető bentonit, diatómaföld, homlokzati, padló- és belső burkoló kerámia készítésére alkalmas képződményekre hívták fel a figyelmet. Terepi kutatásaink megállapították, hogy a diatómaföld a tortónai (badenien) nyíltvízi kifejlődésű képződményekben, a bentonitok és agyagok főleg a szarmata összletben helyezkednek el. A különböző bontottsági fokot elért vulkáni eredetű üledékek (tufák, tufitok) a szárazföldi és tengeri rétegcsoportokban egyaránt megtalálhatók, az utóbbiban a minőség lényegesen jobb (Kozárd 1., Alsótold 2. sz. fúrások). A jövőben a kutatás mennyiségi növelése mellett kiterjesztjük vizsgálatainkat az „alsó" és „felső" tarkaagyagra (tűzállóagyag, keramit és egyéb durvakerámiai anyagok), a slírösszletre (tégla-, cserép- és cementipar), különböző riolit- és dácittufákra (klinoptilolit-tartalom, alunit, trasz, üvegipar) is. Igen sok hasznos adat birtokába jutottunk térképező munkánk során építőipari homok, kavics, talajjavítási célokra felhasználható mészkő, mészmárga, építőkő és útépítési célokra szolgáló kőzetek további kutatási lehetőségeire vonatkozóan.

Megemlítendő, hogy a hasznosítható vegyesásványi anyagok kataszteri jellegű minősítését rendkívüli módon nehezíti és hátráltatja az országos szabványok, illetve minőségi mutatók hiánya.

* * *

Vízföldtani megfigyeléseink újabb adatokkal egészítik ki a kutatási terület hidrogeológiáját. Figyelemre méltóak a szarmata képződményekbe telepített egyes térképező fúrásaink adatai, melyek homokos rétegekből 30—400 l/perc hozamú, a kémiai és közegészségügyi vizsgálatok szerint kiváló minőségű feltörő rétegvizeket szolgáltattak, bár szabályos kútkiképzés nem történt (Mátraszőlős 3., 9., Kozárd 1. sz. fúrások).

Fentiekben vázlatosan említett gazdaságföldtani eredményeinket folyamatosan regisztráljuk és végső összesítésként 1 : 100 000-es méretarányú *gazdaságföldtani térképlapokon* adjuk majd közre. A részben regionális, részben nyersanyagonkénti bontásban ábrázolandó adatok gazdaságföldtani kiértékelését az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetének közreműködésével készülő adatösszesítések teszik lehetővé, melyek a már meglevő termelésre, igényekre, szállítási távolságokra vonatkoznak.

Az osztály gyakorlati tevékenységi körébe tartozott tervév során a kányási vágatkutatás, a felsőpetényi tűzállóagyag és pétervásárai bentonitkutatás,

valamint Eger város építésföldtani—mérnökgeológiai térképezésének műszaki ellenőrzése is.

A centenáriumi rendezvények sorában szervezett *Neogén Kollokviumon* HÁMOR G. (JÁMBOR Á.-val társszerzőként) összefoglalást mutatott be a magyarországi középsőmiocén képződmények földtani kifejlődéséről és ősföldrajzi viszonyairól 1:500 000-es méretarányú paleogeográfiai térképvázlatokkal.

Az osztály munkatársai igen nagy munkát végeztek a magyarországi miocént bemutató négynapos földtani kirándulás előkészítésében és lebonyolításában, különösen az észak-magyarországi és Mecsek hegységi alapszelvények területén (FORGÓ L., CZAKÓ T., JANKOVICH I., SZENTES GY.). NAGY G. az eocén kollokviumon és annak kirándulásain vett részt.

ÜBER DIE TÄTIGKEIT DER ABTEILUNG NORDUNGARN IM JAHRE 1969

von

G. HÁMOR

Die Arbeit der Abteilung wurde, den in den 1968 erarbeiteten Plänen festgelegten Aufgaben entsprechend, um folgende drei Themata gruppiert:

1. geologische Erforschung der tertiären Sedimentationsgebiete von Nordungarn,
2. Vorbereitung der komplexen erzgeologischen Erforschung des Börzsöny-Gebirges,
3. Aufgaben im Beriche der angewandten Geologie in Nordungarn.

1. *Geologische Erforschung der tertiären Sedimentationsgebiete von Nordungarn*

Im Rahmen dieses Themas war unsere Aufgabe, die geologische Kartierung des Zagyva-Grabens durchzuführen und den geologischen Erkenntnisgrad der sedimentären Umgebung des Mátra- und Tokaj-Gebirges zu erhöhen.

Im Raume des Zagyva-Grabens, der einen Teil des Gebietes von Süd-Nógrád—Ost-Cserhát umfaßt, wurden nach der 1968 durchgeführten methodischen Vorbereitung im Jahre 1969 die profilmäßigen detaillierten geologischen Kartierungsarbeiten im Maßstab 1:25 000 in Angriff genommen. Dabei wurden die Kartenblätter Nagybátony (von GY. SZENTES), Kisterenye (von I. JANKOVICH), Pásztó (von T. CZAKÓ), Sóshartyán (von G. HÁMOR—Z. SIPOSS) in Varianten „Faktenkarte" und „geologische Karte" angefertigt. Die beiden Varianten sind mit je ein Erläuterungsheft versehen.

Die Größe des kartierten Gebietes beträgt 360 km^2. Auf dieser Fläche wurden 26 Flachbohrungen (in einer Gesamtgröße von 2867 m) abgeteuft und 1490 m^3 Schurfgraben gezogen.

Neben geologischen Aufnahmen wurde eine Probensammlung zu ingenieurgeologischen Tests vorgenommen.

Es wurden beträchtliche neue stratigraphische Informationen über die Beziehungen der marinen und terrestrischen Fazies der Burdigalablagerungen (Eggenburgien) gewonnen. Die stratigraphische Stellung der „unteren und

oberen Bunttone" wurde im Westteil des Gebietes geklärt (Nógrádmegyer—Sóshartyán). Außerdem wurden die Verbreitungsgrenzen und Faziesübergänge der oncophorenführenden Bildungen; die Reihenfolge des sedimentären und vulkanischen Zyklen des Torton (Badenien) sowie des „unteren" und „oberen" Leithakalkes festgestellt. Ferner wurden die Tortonablagerungen (Badenien) von Beckenfazies und der während des Sarmat entstandene sogenannte „obere Rhyolithtuff" nachgewiesen. Auf die wirtschaftsgeologische Bedeutung des letzteren wird Verfasser im weiteren noch zurückkommen. Im Laufe der Kartierungsarbeiten wurden die marinen und terrestrischen Komplexe des Sarmat abgegrenzt, der Pannon-Komplex wurde erschlossen und sein Vorhandensein an Stellen, wo er bis jetzt unbekannt war, wurde anhand der von I. JANKOVICH durchgeführten Makrofaunenuntersuchungen bewiesen (Bohrungen Sámsonháza-1, 11; Pásztó-5; Hasznos-6; Mátraszöllős-8; Pásztó—Tepkepuszta usw.).

2. *Vorbereitung der komplexen erzgeologischen Erforschung des Börzsöny-Gebirges*

Die methodische Vorbereitung der umfassenden geologischen, geophysikalischen, geochemischen Erkundung des Börzsöny-Gebirges wurde fortgesetzt (G. NAGY). Wegen der Kompliziertheit der Aufgabe, der äußerst großen Unvollständigkeit der früheren geologischen Untersuchungen und nicht an letzter Stelle wegen des Übergangtyps der Vererzung (Gang- oder Impregnationsverärzung) ist es notwendig Kartierungs- und Untersuchungsmethoden von großer Genauigkeit zu entwickeln.

In 1969 wurden im Westteil des Nagybörzsöny, im Raume von Keresztvölgy—Kisinóc—Nagyirtáspuszta—Tolmácshegy—Keresztvölgy 35 horizontale Basispunkte angesetzt und bestimmt, das für die Kartierungsarbeiten notwendige Netz von Basislinien, sowie 13 km Höhenbasislinie vermessen. Im Rahmen der geochemischen Übersichtskartierung wurden durch die Mitarbeiter des Geochemischen Laboratoriums bodenmetallometrische Profile in einer Gesamtlänge von 2300 m angesetzt, erschlossen und auf Spurenelemente untersucht.

3. *Aufgaben im Bereiche der angewandten Geologie in Nordungarn*

Bei den wirtschaftsgeologischen Aufgaben, die in den Plänen der Abteilung für 1969 eine hervorragende Rolle spielten, wurde das Hauptgewicht auf Sucharbeiten auf nichtmetallische Bodenschätze im Raume des Zagyva-Grabens gelegt. Die komplexe Untersuchung oligozän-miozäner Sande, sowie oligozäner-untermiozäner glaukonitführender Sandsteine wurde fortgesetzt. Die Prüfungen des Klinoptilolitgehaltes wurden außer dem „unteren Rhyolithtuff" auch auf den „mittleren" und auch auf den „oberen" Rhyolithtuff verbreitet (Lehrstuhl für Geologie und Mineralogie der Technischen Universität für Schwerindustrie, Miskolc).

In Zusammenarbeit mit dem Zentralen Forschungsinstitut und Konstruktionsbüreau für Silikatindustrie wurde die Bestimmung der technologischen Beschaffenheiten der im Laufe der Kartierung gefundenen Gesteine begonnen. Die dabei gewonnenen vorläufigen, informativen Angaben (29 Untersuchungen in 1969) haben auf zur Nutzung geeignete Bentonite, Kieselgur, sowie auf Rohstoffe zur Blendkeramik (Fassade, Boden, innere Verschalung usw.) aufmerksam gemacht.

A KISTERENYE—GYULAKESZI (NÓGRÁD M.) OTTNANGIEN FÁCIES-SZTRATOTÍPUS

Írta: HÁMOR GÉZA

A Magyar Állami Földtani Intézetben 1968-ban kezdődött meg az északmagyarországi harmadidőszaki üledékes területek, ezen belül a nógrád—cserhát—kelet-börzsönyi terület földtani kutatásának előkészítése, a részletes kutatási tervek kidolgozásához szükséges alapvető földtani információk összegyűjtése.

E munkát felszíni és fúrási alapszelvények tájékoztató jellegű vizsgálatával indítottuk meg. A földtani kiértékelést lehetővé tevő egységes jelkulcs kialakítása érdekében kísérletet tettünk a Mediterrán Neogén Bizottság Paratethys Munkabizottsága által javasolt új rétegtani nevezéktan észak-magyarországi alkalmazására. Az új beosztás a réginél kétségtelenül rugalmasabban követi (adott régión belül) a földtörténeti eseményeket, az alábbiakban rögzített emeletek időintervallumában:

Pannonien	MP
Sarmatien	MS (szarmata)
Badenien	M_4 (torton s. l.)
Karpatien	M_3 (helvét s. l.)
Ottnangien	M_2 (helvét s. str.)
Eggenburgien	M_1 (burdigal s. str.)
Egerien	OM (katti—aquitáni)

Az emeletek különböző fáciesű rétegösszletekben jelennek meg, ezért a javaslat lerögzíti az egyes emeletre jellemző rétegösszletek (Schichtenserie) elnevezését is. Az ottnangien emeletet így az Innviertel-i, Lužice-i, Salgótarján-i és a Bántapuszta-i rétegösszletek jellemzik.

Az új emeletbeosztás új sztratotípusok és ezeket kiegészítő fácies-sztratotípusok felállítását követeli meg. A Paratethys Munkabizottság javaslatunkra az ottnangien egyik fácies-sztratotípusául a kisterenye—gyulakeszi, illetve kazári felszíni alapszelvényeket jelölte ki. Feldolgozásának eredményeit jelen tanulmány foglalja össze. A munka során sikerült az oncophorás (rzehakiás) rétegek első pontos észak-magyarországi lelőhelyét feltárni és e rétegek biztos települési, rétegtani helyzetét rögzíteni.

Az alapszelvények feldolgozásában JANKOVICH I. és CZAKÓ T. kiegészítő földtani térképezéssel, BOHNNÉ HAVAS M. makrofauna, NAGY L.-NÉ spórapollen, KORECZNÉ LAKY I. Foraminifera, RAVASZNÉ BARANYAI L. ásványkőzettani vizsgálatokkal vett részt, FORGÓ L. segítségével.

Történeti áttekintés

A salgótarjáni terület földtani megismerésének úttörő munkáját BEUDANT F. S., SZABÓ J. után RACKIEWICZ M. (1873, kézirat) 1:14 000 méretarányú földtani térképezéssel végezte el.

A részletes kutatások ID. NOSZKY J. (1912, 1940), SCHRÉTER Z. (1940), illetve a csatlakozó Cserhát hegység területén részben STRAUSZ L. (1929) nevéhez fűződnek.

A fácies-sztratotípus szempontjából vizsgált terület alapvető rétegtani kérdéseit SCHRÉTER Z. (1940), CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1951, 1953, 1954, 1957), kisebb részben SZENTES F. (1939) vizsgálták.

A salgótarján—nógrádi barnakőszénmedence igen alapos és részletes monografikus feldolgozását BARTKÓ L. (1952, 1961) készítette el.

A terület általános földtani felépítése

A nógrád—cserháti terület kristályospalából, epi- és anchimetamorf képződményekből és triász karbonátos képződményekből álló aljzatán helyenként 3000 m-t meghaladó vastagságú paleogén (hiányos eocén és feltehetően teljes oligocén) rétegsor települ.

A neogén rétegösszlet alsó részét (eggenburgien) durvatörmelékes kontinentális, majd marin („nagypectenes rétegek"; *Pecten hornensis*), végül ismét kontinentális („alsó tarkaagyag") képződmények alkotják. E képződményeket helyezték eddig általában a burdigalai emeletbe. Felette diszkordánsan települ az ún. „alsó riolittufa", majd a csak helyenként kifejlődött „felső tarkaagyag".

A salgótarjáni rétegösszletet 3 (esetleg 2) barnakőszéntelep és a közöttük elhelyezkedő változó szemcsenagyságú homok, agyagos kőzetliszt meddőképződmények építik fel. A legalsó, III. számú telepet általában limnikus, a II., I. számú telepeket paralikus-brack kifejlődésűnek tartják. A II. telep fedőjét helyenként a *Congeria brardii* vázelemeiből álló congeria-lumasella alkotja. Az I. telep fölött cardiumos homok, majd oncophorás rétegek települnek.

A barnakőszéntelepes összletet, valamint közvetlen feküjét és fedőjét eddig a helvéti emeletbe sorolták. Ezt jelöltük ki az ottnangien fácies-sztratotípusául.

A rétegsorban felfelé (egyes szerzők felfogása szerint horizontális átmenettel a barnakőszéntelepes összlet heteropikus fácieseként) a tengeri, partszegélyi kifejlődésű chlamyszos homok—homokkő és a partközeli—nyíltvízi kifejlődésű finomhomokos agyagos kőzetliszt, agyagmárga képződményekből álló slírösszlet következik. A rétegsort az ún. „középső riolittufa" (dácittufa) zárja. E képződmények képviselik feltehetően a területen a karpatien emeletet.

Az ezt követő erőteljes vulkáni működés andezitláva, agglomerátum, tufaképződményei a Nógrádi-medence területén csak andezittelérek formájában jelennek meg. A Ny felől csatlakozó cserháti területen a neogén rétegösszletet lajtamészkő (badenien) és vulkáni képződmények, majd nagyrészt többszörösen áthalmozott vulkáni anyagokból felépített és kavicsos, medencekifejlődésben brackvízi kifejlődésű szarmata sorozat és végül a D-i peremeken kifejlődött mocsári—édesvízi fáciesű pannon képződmények egészítik ki.

Szerkezeti viszonyok

A mélyföldtani viszonyokra a vastag kainozóos fedő miatt csak néhány adat utal. Az ÉK—DNy irányú, ún. Darnó-vonal a terület DK-i határán halad át, mellette a kristályos alaphegység triászidőszaki képződményekre torlódott. Az ugyancsak meglevő ÉNy—DK irányú haránttörések az aljzat morfológiájában, illetve a kainozóos üledékvastagság jelentős eltéréseiben jelentkeznek.

A harmadidőszaki fiatalabb szerkezeti mozgások is e két főirányt követik. A területen így jellegzetes töréses rögszerkezet alakult ki, a Mátra hegység É-i és a Cserhát hegység D-i előterében még nem eléggé bizonyítottan enyhén gyűrt szerkezetekkel.

A vulkáni működés során létrejött andezittelérek is a töréses szerkezeti irányokat követik. Az ősföldrajzi helyzet megítéléséhez szükséges, így megemlítjük a közel É—D irányú Zagyva-árok jelenlétét a Mátra és Cserhát hegység között.

Ősföldrajzi viszonyok

Az első miocén üledékciklus szárazföldi—folyóvízi képződményei az oligocén egyenetlen térszínére települnek diszkordánsan. A törmelékanyag-szállítás É, ÉK felől történt, a Ny, DNy felé nyitott üledékgyűjtőbe. A tengerelőnyomulás (transzgresszió) iránya ÉK-i. A ciklus végén teljes kiemelkedés történt. A második üledékképződési ciklust riolittufa-szórás vezeti be és az így kiegyenlített térszín fokozatosan elmocsarasodik (III. barnakőszéntelep), majd a kezdődő, Ny, ÉNy felől előrenyomuló tengerelöntés további barnakőszéntelepeket hoz létre, felfelé egyre sósabb vizet jelző fedőképződményekkel. A medencéhez viszonyított pozíció szerint alakulnak ki a parttól (DK-ről) ÉNy felé haladva a fedősorozatban a következő fáciesövek:

1. Meghatározhatatlan életnyomok, iszapfalók, *Teredo* fúrókagylónyomok partra sodort uszadékfákon
2. Congeriás fácies
3. Congeriás—cardiumos fácies
4. Cardiumos fácies
5. Cardiumos-Oncophorás fácies
6. Oncophorás fácies

A következő (karpatien) üledékciklust a legnagyobb területre kiterjedő és legvastagabb üledékeket produkáló tengerelöntés jellemzi (chlamyszos homokkő és slírösszlet). A ciklusvégi kiemelkedést a litkei helixes—planorbiszos édesvízi képződmények jelzik.

A dácittufaszórást, majd az andezit vulkáni működést követő következő üledékciklus az előzőktől eltérő ősföldrajzi helyzetben, nagyrészt D, DNy felől történő transzgresszióval kezdődik. Jellegzetes, zátonyos szigettenger alakul ki, lithothamniumos, bryozoás fáciesekkel. Medencebeli megfelelőik a területen molluszkás agyagmárgák.

A szarmatakori tengeri képződmények azonos ősföldrajzi szituációban (de kisebb területen) képződtek az É, ÉK felől beömlő folyóvizek durvatörme-

1. ábra. Vázlat a kazári és gyulakeszi ottnangien alapszelvények környékéről

Abb. 1. Skizze der Umgebung der Ottnangien-Basisprofile von Kazár und Gyulakeszi

lékes hordalékanyagával keverten, a Zagyva-árok területén pedig a vulkáni anyagok többszöri, vízben történt áthalmozása mutatható ki.

A pannon idején az üledékgyűjtő további D felé történő visszahúzódása figyelhető meg, a területen kizárólag édesvízi—mocsári üledékképződés folyt, a vulkáni törmelékanyag ismételt áthalmozásával.

Locus typicus

Az ottnangien fácies sztratotípusát — megfelelő meggondolások alapján — Salgótarjántól DK-re, a Kisterenye községhez tartozó, attól KÉK-re elhelyezkedő Gyulakeszi nevű dűlő domboldalán jelöltük ki. Tekintettel arra, hogy a fedőösszlet makrofaunája itt nem eléggé gazdag, a közeli Kazár községből Aranyosi-pusztára vezető út mellett tártuk fel a fedőösszlet kiegészítő szelvényét. Az alapszelvények topográfiai helyét mutatja be az 1. ábra, földtani térképét a 2. ábra.

A gyulakeszi alapszelvényben feltárt rétegek rétegsorrendje alulról felfelé, 114/14° dőlés mellett, valódi vastagságban (3. ábra) a következő:

Riolittufa

1. 2,2 m Világos zöldesszürke, bontott riolittufa 1—2 cm-es átmérőjű mállott-fehér horzsakővel, max. 3 mm átmérőjű biotittal, a kőzetben gyakori az 1—2 cm-es, néha durvább, sötétszürke andezit, kavics, illetve zárvány.

2. 1,3 m Világos zöldesszürke, előzőnél nagyobb mértékben bontott riolittufa (montmorillonitosodott), teljes mértékben elbomlott horzsakő és színes elegyrészekkel; kavics, illetve kőzetzárvány nem észlelhető.

Barnakőszéntelepes összlet

3. 0,7 m Szürke, durvahomokszemcsés, kőzetlisztes bentonit.

4. 0,3 m Szürke, csillámos, alsó részén limonittal cementált, kőzetlisztes, apró- és középszemű homokkő.

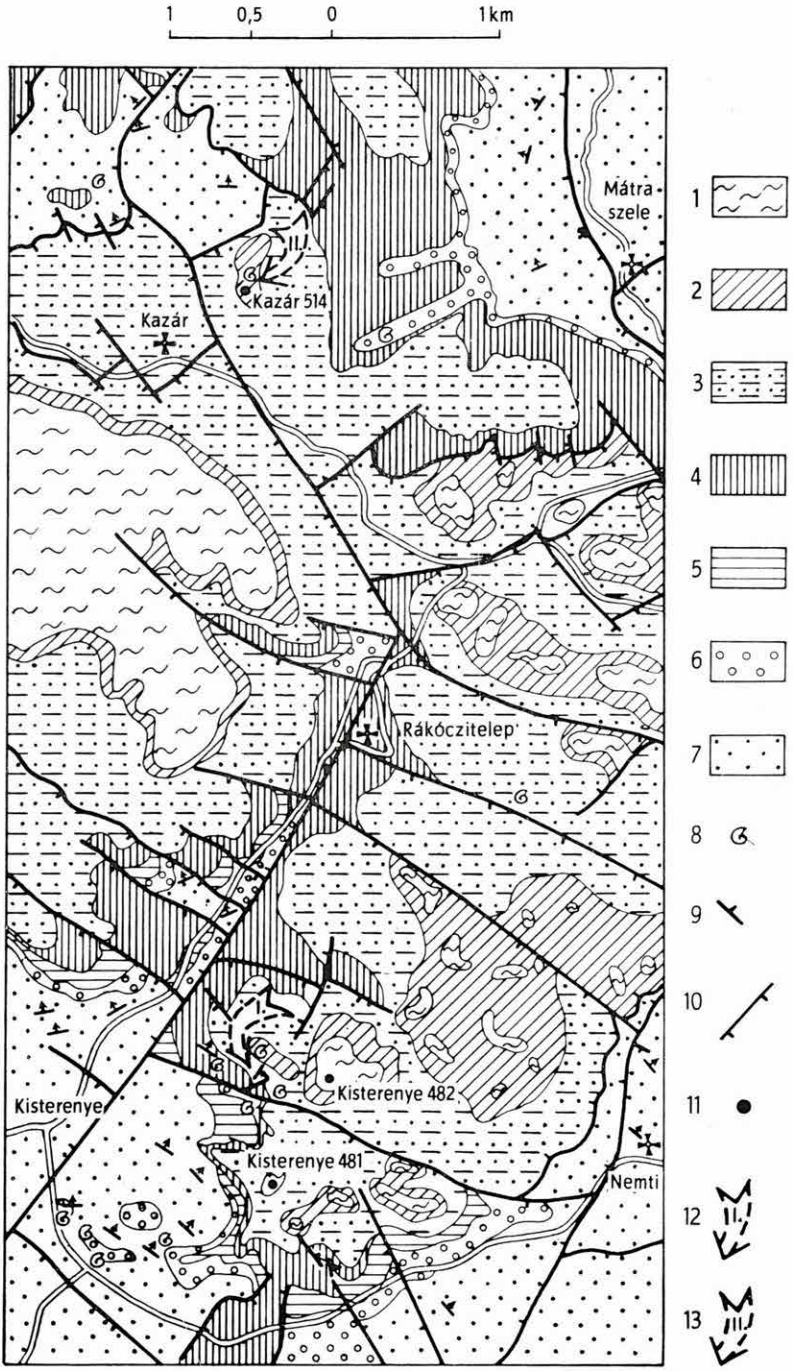
5. 2,8 m Szürke, csillámos, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, felfelé növekvő agyagtartalommal.

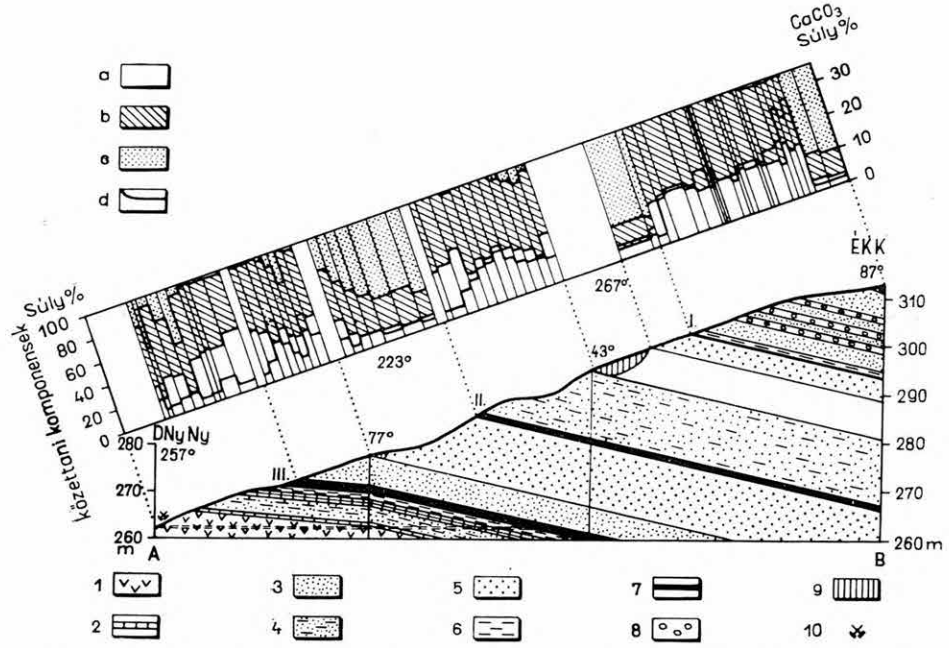
2. ábra. Kisterenye—Kazár—Mátraszele környékének fedetlen földtani térképe. (Készült a MÁFI Észak-Magyarországi Osztályán, 1968-ban. Felvette: JANKOVICH I. és CZAKÓ T.)

1. Agyagos, márgás aleurit (slír), *2.* oncophorás—congeriás homok, homokkő *(1—2.* karpatien), *3.* barnakőszéntelepes és cardiumos fedőösszlet (homok, agyag), *4.* alsó riolittufa *(3—4.* ottnangien), *5.* szárazföldi tarkaagyag, *6.* homok, kavics, *Pecten hornensis*-szel, *7.* homok, homokkő, *P. hornensis*-szel *(5—7.* eggenburgien). — *8.* Ősmaradvány-lelőhely, *9.* csapás—dőlés, *10.* vetődés, *11.* fúrás, *12.* gyulakeszi alapszelvény, *13.* kazári alapszelvény

Abb. 2. Abgedeckte geologische Karte der Umgebung von Kisterenye—Kazár—Mátraszele. (Zusammengestellt in der Abteilung Nordungarn der UGA in 1968. Aufnahme von I. JANKOVICH und T. CZAKÓ)

1. Toniger, mergeliger Schluffstein (Schlier), *2.* oncophoren- und congerienführender Sand, Sandstein *(1—2.* Karpatien), *3.* Lignitflözserie und cardienführender Hangendkomplex (Sand, Ton), *4.* unterer Rhyoliththuff *(3—4.* Ottnangien), *5.* kontinentaler bunter Ton, *6.* Sand, Schotter, mit *Pecten hornensis*, *7.* Sand, Sandstein, mit *P. hornensis (5—7.* Eggenburgien). — *8.* Fossilfundort, *9.* Streichen-Einfallen, *10.* Verwerfung, *11.* Bohrung, *12.* Basisprofil von Gyulakeszi, *13.* Basisprofil von Kazár


1 0,5 0 1km
Mátra szele
Kazár 514
Kazár
Rákóczitelep
Kisterenye
Kisterenye 482
Kisterenye 481
Nemti
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13



3. ábra. A gyulakeszi ottnangien alapszelvény (szerkesztette HÁMOR G. és CZAKÓ T. 1968)

1. Alsó riolittufa, *2.* bentonit, *3.* kőzetliszt, *4.* agyagos kőzetliszt, *5.* homok, homokkő, *6.* agyag, *7.* barnakőszén, *8.* homokkő-törmelék, *9.* pleisztocén fedőagyag, *10.* felhagyott bánya. — a = agyag, b = kőzetliszt, c = homok, d = karbonát

Abb. 3. Basisprofil des Ottnangien in Gyulakeszi (zusammengestellt von G. HÁMOR und T. CZAKÓ 1968)

1. Unterer Rhyolithtuff, *2.* Bentonit, *3.* Schluff, *4.* toniger Schluff, *5.* Sand, Sandstein, *6.* Ton, *7.* Lignit, *8.* Sandsteinschutt, *9.* pleistozäner Hangendton, *10.* aufgelassene Grube. — a = Ton, b = Schluff, c = Sand, d = Karbonat

6. 1,0 m Zöldesszürke, felszínközelben mészcsomókat tartalmazó kőzetlisztes bentonit, szenesedett növényi törmelékkel.

7. 0,4 m Sötétszürke, nagy szervesanyag-tartalmú, kőzetlisztes bentonit.

8. 0,6 m Szürke, kőzetlisztes agyag.

9. 2,9 m Szürkésbarna, szenes, agyagos kőzetliszt, helyenként szenesedett növényi maradványokkal, 25,0 m-től az elválási lapok mentén sárga bevonat figyelhető meg.

10. 1,3 m *III. barnakőszéntelep*

A telepet barna, földes-fás barnaköszén és max. 10 cm, de leggyakrabban 0,5—1,0 cm vastagságú, fényes parallelepipedonos elválású barnakőszén-rétegecskék építik fel. A rétegződéssel párhuzamos elválási síkokon a rétegződésre merőlegesen elhelyezkedő gipszkiválások figyelhetők meg.

11. 5,9 m Szürke, világosszürke és sárgásszürke, csillámos, sávosan rétegzett, agyagos, helyenként finomhomokos kőzetliszt. A sárga limonitfestődéses, homokosabb sávok vastagsága 5—8 cm, a mikrorétegzettséget mutató rétegeken helyenként iszapmozgási nyomok figyelhetők meg. 39,0—40,1 m között sárga, kőzetlisztes finomhomokos kőzetliszt-betelepülés.

12. 1,5 m Fedett szakasz.

13. 3,3 m Szürke, világosszürke és sárgásszürke, csillámos, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, sárga, limonitfestődéses, kőzetlisztes, apró- és finomszemű homokosabb sávokkal.

14. 3,8 m Szürke, csillámos kőzetlisztes, finom- és aprószemű homok.

15. 1,3 m Szürke, jól rétegzett, 40—50 cm-es padokban települő, csillámos, kőzetlisztes, aprószemű homokkő, a legfelső rétegben jellegzetes, limonittal kitöltött autochton gyökérmaradványok.

16. 0,5 m *II. barnakőszéntelep*

Levelesen elváló agyagos barnakőszén.

17. 0,7 m Barnásszürke, levelesen elváló, barnakőszenes, agyagos kőzetliszt (kőzetlisztes agyagmárga).

18. 1,5 m Barnásszürke, mikrorétegzett, levelesen elváló, agyagos kőzetliszt (kőzetlisztes agyagmárga).

19. 9,2 m Világosszürke, 5—8 cm-es sárga, 15—20 cm-enként limonittal festett, azonos kőzetanyagú betelepüléseket tartalmazó agyagos kőzetliszt.

20. 9,4 m Fedett szakasz.

21. 3,4 m Sárga, kőzetlisztes, apró- és középszemű homok.

22. 0,7 m Sárga, kőzetlisztes, középszemű homok.

23. 0,2 m *I. barnakőszéntelep*

A telep agyagos barnakőszén—barnakőszenes agyag, középső részen mésziszap-betelepüléssel.

24. 1,8 m Szürke, helyenként sávosan rétegzett, agyagos kőzetliszt, a réteglapokkal párhuzamos elrendezésű szenesedett növényi törmelékkel.

Cardiumos összlet

25. 4,5 m Szürke, agyagos kőzetliszt, 20—30 cm-enként közbetelepülő, azonos anyagú, 3—5 cm-es limonitfestődéses sávokkal.

26. 0,1 m Sárga, limonitos, agyagos kőzetliszt, *Cardium* sp., *Unio* sp. maradványokkal.

27. 2,1 m Szürke, agyagos kőzetliszt, közbetelepülő (3—5 cm vastag) azonos anyagú limonitfestődéses sávokkal.

28. 0,1 m Sárga, limonitos, agyagos kőzetliszt *Cardium* maradványokkal, a fauna kiékelődő agyaglencsékben helyezkedik el.

29. 1,9 m Szürke, agyagos kőzetliszt, azonos anyagú 3—5 cm-es limonitfestődéses sávokkal.

30. 0,1 m Sárga, limonitos, agyagos kőzetliszt *Cardiumokkal.*

31. 1,8 m Sárgásszürke, agyagos kőzetliszt.

32. 0,7 m Sárgásszürke, agyagos kőzetliszt.

33. 0,5 m Sárgásszürke, sávosan rétegzett, agyagos kőzetliszt.

34. 2,4 m Szürkéssárga, az előzőből fokozatos átmenettel kifejlődő, vékonyréteges, meszes-agyagos kőzetliszt (kőzetlisztes agyagmárga).

35. 0,3 m Szürke, limonitfoltos, közép- és durvaszemű homokkő, helyenként meghatározhatatlan kőbél-lenyomatokkal.

A barnakőszéntelepes összlet spóra-pollen maradványai NAGY L.-NÉ szerint a 4, 6, 7, 8, 9, 11, 14, 16, 19. számú rétegekben talált maradványok alapján:

Dinoflagellata sp.
Crassosphaera concinna COOKSON—MANUM
Cooksonella circularis NAGY

Ovoidites ligneolus R. POT.
Botryococcus braunii KÜTZ
Leiotriletes sp.
Laevigatosporites haardti R. POT.
Polypodiisporites favus R. POT.
Inaperturopollenites dubius R. POT.
Inaperturopollenites sp.
Taxodiaceoipollenites dubius R. POT.
Chenopodiipollenites neogenicus NAGY
Betulaepollenites betuloides PF.
Alnipollenites verus R. POT.
Caryapollenites simplex R. POT. — VEN.
Triatripollenites coryphaeus R. POT.
Myricipites rurensis PF. — TH.
Periporopollenites echinatus NODEH.
Periporopollenites sp.

A barnakőszéntelepes összlet *Foraminifera* faunát, KORECZNÉ LAKY I. szerint, nem tartalmaz.

A cardiumos összlet spóra—pollen maradványai NAGY L.-NÉ szerint (23., 24., 25. sz. rétegekben):

Abiespollenites absolutus THIERG.
Inaperturopollenites sp.
Taxodiaceaepollenites dubius R. POT.
Periporopollenites echinatus WODEH.

A cardiumos összlet *Foraminifera* faunája KORECZNÉ LAKY I. vizsgálatai szerint (a 33., 34. sz. rétegekben talált anyag alapján):

Globulina gibba D'ORB.
Nonion boueanum D'ORB.
Bolivina dilatata RSS.
Bolivina plicatella CUSHM.
Bolivina beyrichi RSS.
Hopkinsina bononiensis FORN.
Trifarina bradyi CUSHM.
Rotalia beccarii L.
Cassidulinoides bradyi NORMAN
Globigerina sp.
Cibicides boueanus D'ORB.
Cibicides lobatulus W. J.

A gyulakeszi alapszelvényt kiegészítő k a z á r i rétegszelvény rétegsorrendje 178/12° dőlés mellett alulról felfelé a következő (lásd 4. ábrát):

Barnakőszéntelepes összlet

1. 0,5 m *I. földes—fás barnakőszéntelep*

Cardiumos—ocophorás összlet

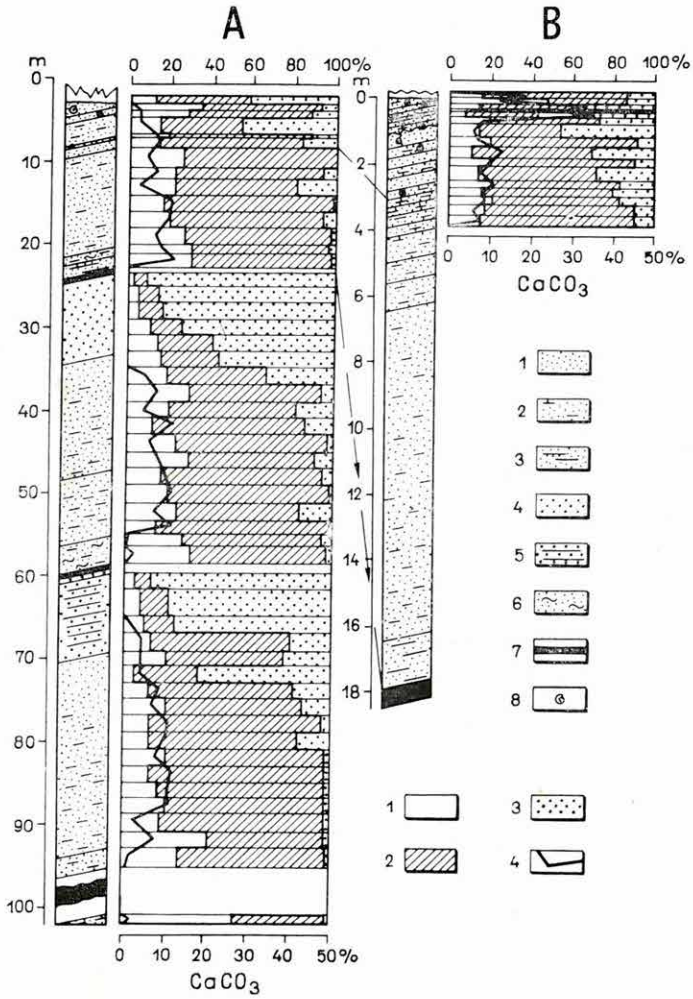
2. 1,5 m Szürke, mikrorétegzett agyagos aleurit repedésekben limonit és mangánfoltok.
3. 10,0 m Sárgásszürke, agyagos kőzetliszt, azonos anyagú limonitos csíkok váltakozása 0,30—0,50 m-es vastagságban.
4. 0,8 m Sárgásszürke, agyagos kőzetliszt, helyenként sötétebb szürke, limonitos, agyagosabb betelepülésekkel.

4. ábra. A kazári ottnangien alapszelvény (szerkesztette HÁMOR G. 1968)

A = Kazár 514. sz. fúrás; B = kazári alapszelvény. — *Rétegsor: 1.* kőzetliszt, *2.* agyagos kőzetliszt, *3.* aleurit, *4.* homok, *5.* homokkő, *6.* kőzetlisztes agyagmárga, *7.* barnakőszén, *8.* makrofauna. — *Kőzettani összetétel súly %-ban: 1.* agyag, *2.* kőzetliszt, *3.* homok, *4.* karbonát

Abb. 4. Basisprofil des Ottnangien in Kazár (zusammengestellt von G. HÁMOR 1968)

A = Bohrung Kazár-514; B = Basisprofil von Kazár. — *Schichtenfolge: 1.* Schluff, *2.* toniger Schluff, *3.* Schluffstein, *4.* Sand, *5.* Sandstein, *6.* schluffiger Tonmergel, *7.* Lignit, *8.* Makrofauna. — *Lithologische Zusammensetzung in Gewichts %: 1.* Ton, *2.* Schluff, *3.* Sand, *4.* Karbonat



5. 0,6 m Sárga, kőzetlisztes finomhomok és szürke agyagos kőzetliszt váltakozása, alsó része limonitos.

6. 0,8 m Szürke, leveles elválású agyagos kőzetliszt, és kőzetlisztes finomhomok 5—8 cm vastag rétegeinek váltakozása.

7. 0,3 m Szürke, lefelé világosszürke, agyagos kőzetliszt.

8. 0,3 m Világosszürke, agyagos kőzetliszt, felső részén 10 cm-es limonitosodott csíkkal.

9. 0,3 m Világosszürke, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, középen sötétebb szürke és agyagosabb betelepülés.

10. 0,3 m Világosszürke, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, kiékelődő limonitos csíkokkal, makrofauna-töredékekkel.

11. 0,2 m Világosszürke, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, 4 cm-es limonitos csíkkal, mely tömegesen tartalmaz rossz megtartású *Cardium*-maradványokat (halfog maradvány).

12. 0,4 m Világosszürke, finomhomokos kőzetliszt.
13. 0,3 m Barnásszürke, agyagos kőzetliszt.
14. 0,3 m Világosszürke, felső részén limonitfestődéses, finomhomokos kőzetliszt.
15. 0,3 m Barnásszürke, agyagos kőzetliszt limonitcsíkokkal, felső részén kőzetlisztes agyagbetelepülés, gyéren *Cardium* sp.
16. 0,4 m Világosszürke, szürkésfehér, kőzetlisztes, finomszemű homok.
17. 0,2 m Szürkésfehér, alsó része limonitosodott, sárgásbarna, agyagos, finomhomokos kőzetliszt, egy csíkban tömegesen, másutt elszórtan tartalmaz makrofaunát, az előző rétegekhez viszonyítva kevés *Rzehakiá*-t, több *Cardium*-ot és *Congeriá*-t tartalmaz.
18. 0,15 m Szürkésfehér, néhol limonitos és rozsdabarna, vékonyréteges, meszes, finomszemű homokkő, a felső része agyagosabb, kevés makrofaunával (életnyomok), alsó része homokosabb, limonitosabb, egy réteglapon közepes mennyiségben *Rzehakia*-, *Congeria*-, *Cardium*-maradványok.
19. 0,1 m Szürkésfehér, laza, finomszemű homokkő, rossz megtartású, de dús makrofaunával *(Rzehakia, Congeria, Cardium)*, középső részen makrofaunamentes vörösbarna kőzetlisztes agyag, az alsó részen mészeres, szürke agyag.
20. 0,15 m Felső részén világosszürke, kemény, leveles elválású, meszes, finomszemű homokkő, alul sárgásbarna, limonitos, finomszemű homokkő, t ö m e g e s e n megjelenő *Rzehakia*, *Congeria*, *Cardium* makrofaunával.
21. 0,2 m Világosszürke, alul okkersárga kőzetlisztes agyag, az alsó 10 cm-ben gazdag, de rossz megtartású *Rzehakia*, *Congeria* és *Cardium* makrofauna társaság.
22. 0,2 m Világosszürke, agyagos kőzetliszt, elszórtan makrofauna töredékek.

A cardiumos—oncophorás összlet makrofaunája BOHNNÉ HAVAS M. szerint a 10—22. sz. rétegekben talált ősmaradványok alapján:

Rzehakia socialis RZEH.
Rzehakia socialis keshae MERKLIN
Rzehakia socialis elongata RZEH.
Rzehakia sp.
Cardium edula L.
Cardium edula arcella DUJ.
Limnocardium sp.
Congeria amygdaloides DUNK
Congeria brardii BRONG.
Congeria sp.
Melanopsis sp.
Halfog maradvány

A szelvényben három biocönózist lehet elkülöníteni: a cardiumos (10—15. sz. rétegek), a congeriás—cardiumos (16—18. sz. rétegek) és a rzehakiás—cardiumos (19—22. sz. rétegek) biocönózist.

P a l e o b i o t o p : félsósvízi (brack) lagúna.

Foraminiferát e rétegek KORECZNÉ LAKY I. szerint nem tartalmaznak.

Spóra—pollen maradványai NAGY L.-NÉ szerint a 22., 21., 19., 17. sz. rétegekben talált alakok alapján:

Inaperturopollenites sp.
Inaperturopollenites magnus R. POT.
Taxodiaceaepollenites dubius R. POT.
Tricolpopollenites spinosus R. POT.

* * *

Az alapszelvényeket felszíni kibúvásokra telepített árkolási munkával hoztuk létre. A pontos rétegtani és szerkezeti helyzet biztosítása érdekében a gyulakeszi alapszelvény közelében mélyültek a Kisterenye 481., 482. sz. fúrások, a szelvény kazári részén pedig a Kazár 514. sz. fúrás, amelyek a felszíni feltárásokkal mindenben megegyező rétegsorrendet tártak fel.

Az ismertetett kazári feltárással kiegészített kisterenye—gyulakeszi alapszelvényt az ottnangien salgótarjáni rétegösszlete fácies-sztratotípusául ajánljuk. Tekintettel néhány idevonatkozó adatra, nem zárjuk ki azonban véglegesen a lehetőségét annak, hogy a 16—22. sz. rétegek, azaz a congeriás—cardiumos—oncophorás képződmények — a chlamyszos homokkő, illetve a slír-összlet heteropikus fácieseiként — további vizsgálatok után a kárpátienbe soroltassanak. Ezt egyébként itt, valamint a Vizslás községtől É-ra az országút bevágásában feltárt szelvényben kimutatható diszkordáns települési mód is alátámasztja.

A fácies-sztratotípust magában foglaló formáció a Mátra hegység É-i előterére, a Nógrádi-medencére, a Cserhát hegységre és a Börzsöny hegység K-i részére terjed ki.

Az ottnangien salgótarjáni rétegösszlet édesvízi kifejlődésű megfelelőinek tartjuk a Fruska Gorában a vrdniki rétegeket, a grazi medencében az eibiswaldi rétegeket, Magyarországon a Mecsek hegységi limnikus összletet, a Bakony hegységi Herend—Szentgál körüli barnakőszén-képződményeket, a Sopron környéki brennbergi barnakőszénösszletet, a dél-szlovákiai Modry-Kamen környéki barnakőszenes rétegeket települési helyzetük, fekü és fedő képződményeik alapján.

* * *

A dokumentációs és vizsgálati anyagok a Magyar Állami Földtani Intézetben (Budapest XIV. ker. Népstadion út 14.) vannak elhelyezve.

IRODALOM

Bartkó L. 1952: A salgótartjáni barnakőszénmedence ÉNy-i részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról.

Bartkó L. 1961: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. — Kandidátusi ért. (Kézirat.)

Bohnné Havas M. 1971: Oncophorák (Rzehakiák) a Kazár-Gyulakeszi-i ottnangien alapszelvényekben. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról.

Cechovic V.—Hano W. 1954: Oncophorás rétegek a salgótarjáni kőszénmedencében. — Földt. Közl. 83.

Csepreghyné Meznerics I. 1951: A salgótarjánvidéki slír és pectenes homokkő faunája. — Földt. Közl. 81.

Csepreghyné Meznerics I. 1953: A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. — Földt. Közl. 83.

Csepreghyné Meznerics I. 1954: A keletcserháti helvéti és tortonai fauna. — Földt. Int. Évk. 41.

Csepreghyné Meznerics I. 1957: Neue Ergebnisse des stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. — Neues Jahrb. f. Geologie u. Paläontologie. Stuttgart.

HANTKEN M. 1878: A Magyar Korona Országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.

HORUSITZKY F. 1942: Földtani tanulmányok a délnógrádi dombvidék Ny-i részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.

KUBACSKA A. 1939: Trilophodon angustidens Cuv. Lornapractypica koponya maradványa Zagyvapálfalváról. — Ann. Mus. Nat. Hist. Nat. Hung. 32.

NOSZKY J. ID. 1912: A salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. — Koch emlékkönyv.

NOSZKY J. ID. 1940: A Cserhát hegység földtani viszonyai. — Magyar Tájak Földt. Leírása. 3. MÁFI kiadása.

SCHRÉTER Z. 1940: Nagybátony környéke. — Magyar Tájak Földt. Leírása, 2. k.

STRAUSZ L. 1927—29: Geologische Fazieskunde — Földt. Int. Évk. 28.

SZALAI T. 1932: Magyarországi teknősök jegyzéke. — Földt. Közl. 62.

SZENTES F. 1939: Jelentés az 1934—35. évben a Mátra É-i oldalán végzett részletes földtani felvételekről. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről II.

SZENTES F. 1943: Salgótarján és Pétervására közötti terület. — Magyar Tájak Földt. Leírása, 5.

FAZIOSTRATOTYPUS DES OTTNANGIEN BEI KISTERENYE—GYULAKESZI (KOMITAT NÓGRÁD)

von

G. HÁMOR

Die Ungarische Geologische Anstalt hat 1968 die Vorbereitung der geologischen Untersuchungen der tertiären Sedimentationsbecken von Nordungarn und insbesondere der Zone Nógrád–Cserhát–Ost-Börzsöny, sowie die Sammlung von grundlegenden geologischen Informationen für die Erarbeitung von Erkundungsprojekten in Angriff genommen.

Diese Arbeit begann mit einer informativen Untersuchung von Basisprofilen an der Tagesoberfläche und in Bohrungen. Für die Entwicklung einer einheitlichen Legende — welche die geologische Auswertung ermöglicht — haben Verfasser und seine Mitarbeiter versucht die durch *die Arbeitsgruppe für die Paratethys des Comité du Neogène Méditerranéen* vorgeschlagene neue Nomenklatur in Nordungarn anzuwenden. Das neue Gliederungsschema folgt (innerhalb der betreffenden Region) zweifellos auf elastischere Weise den erdgeschichtlichen Ereignissen im Zeitintervall der wie folgt festgelegten stratigraphischen Stufen:

Pannonien	MP
Sarmatien	MS (Sarmat)
Badenien	M_4 (Torton s. l.)
Karpatien	M_3 (Helvet s. l.)
Ottnangien	M_2 (Helvet s. str.)
Eggenburgien	M_1 (Burdigal s. str.)
Egerien	OM (Chatt-Aquitan)

Die Stufen treten in Schichtenkomplexen verschiedener Fazies auf. Daher wurde im obigen Vorschlag auch die Benennung der für die einzelnen Stufen charakteristischen Schichtenserien festgelegt. Die Ottnangien-Stufe

wird dementsprechend durch die Serien von Innviertel, Lužice, Salgótarján und Bántapuszta charakterisiert.

Die neue Stufengliederung erfordert die Aufstellung von neuen Stratotypen und von diese ergänzenden Faziostratotypen. Auf Vorschlag der ungarischen Spezialisten hat die *Arbeitsgruppe für die Paratethys* die Tagesbasisprofile von Kisterenye–Gyulakeszi bzw. von Kazár als Faziostratotypus der Salgótarjáner Serie des Ottnangien angenommen. Die Ergebnisse seiner Bearbeitung werden im vorliegenden Aufsatz zusammengefasst. Im Laufe dieser Arbeit ist dem Verfasser und seinen Mitarbeitern gelungen, die erste genaue Lokalität der Oncophoren-Schichten (Rzehakien-Schichten) in Nordungarn zu erkunden und ihre Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Stellung mit Sicherheit zu erfassen.

Paläogeographische Verhältnisse

Die kontinentalen-fluviatilen Ablagerungen des ersten miozänen Sedimentationszyklus lagern diskordant auf das unebene Paleorelief des Oligozän. Die Schüttung des klastischen Materials erfolgte vom N bis NO in das west- bis südwestwärts offene Sedimentationsbecken. Die Richtung der Transgression war NO. Am Ende des Zyklus kam es zur völligen Erhebung des Gebietes. Der zweite Sedimentationszyklus wurde durch einen Auswurf von Rhyolithtuffen eingeleitet und das somit verebnete Gelände wurde allmählich versumpft (Lignitflöz III). Danach, mit der sich einsetzenden Transgression vom W und NW her, kam es zur Entstehung von weiteren Lignitflözen mit Hangendbildungen, die aufwärts von graduell zunehmendem Salzgehalt des Meereswassers zeugen. Die geographische Lage des Beckens zeigt in SO-NW-Richtung folgende Fazieszonen der Hangendserie:

1. Unbestimmbare Lebenspuren, Schlammfresser, Spuren des Bohrmuschels *Teredo* auf Treibholz
2. Congerien-Fazies
3. Congerien-Cardien-Fazies
4. Cardien-Fazies
5. Cardien-Oncophoren-Fazies
6. Oncophoren-Fazies

Der nächste Sedimentationszyklus (Karpatien) wird durch die größte Verbreitung der Transgression und durch die mächtigste Sedimentfolge gekennzeichnet (Sandstein- und Schlier-Komplex mit *Chlamys*). Von der am Ende des Zyklus eingetretenen Erhebung zeugen die helix- und planorbisführenden Süßwasserablagerungen von Litke.

Der nach einem Tuff-Auswurf und einem Andesitvulkanismus stattgefundene nächste Sedimentationszyklus begann in einer von der vorigen wesentlich abweichende paläogeographischen Lage, mit großteils vom S bis SW her erfolgter Trangression. Es kam zur Entwicklung eines charakteristischen Archipels mit zerstreuten Riffen, Lithothamnien- und Bryozoenfazies. Ihre Äquivalente von Beckenfazies sind die molluskenführenden Tonmergel.

Die sarmatischen Meeresablagerungen entstanden unter gleichen paläogeographischen Verhältnissen (aber in einem engeren Raum), vermischt mit dem grobklastischen Material von Wasserläufen, die vom N und NO hier einmündeten. Im Raum des Zagyva-Grabens kann mehrfache Umhäufung von Vulkaniten in Wassermittel nachgewiesen werden.

In Pannonzeit erfolgte ein weiterer, südwärts gerichteter Rücktritt des Sedimentationsbeckens. Im uns interessierenden Gebiet ging ausschliesslich eine limnisch-palustrische Sedimentation mit wiederholter Umhäufung von vulkanoklastischem Material vonstatten.

Locus typicus:

Aufgrund entsprechender Erwägungen wurde der Faziostratotypus des Ottnangien SO von Salgótarján, am Hang des ONO von der Ortschaft Kisterenye gelegenen Hügels Gyulakeszi aufgestellt. Da die Makrofauna des Hangendkomplexes hier nicht reich genug ist, wurde das Ergänzungsprofil des Hangendkomplexes entlang der von Kazár zu Aranyosi-puszta führenden Straße erschlossen. Die topographische Lage der Basisprofile ist in Abb. 1, die geologische Karte in Abb. 2 zu sehen.

Die Basisprofile wurden durch Ausgrabungen an den Ausbissen des Ottnangien erschlossen. Zur sicheren Erfassung der stratigraphischen und strukturellen Lage wurden in der Nähe des Basisprofils von Gyulakeszi die Bohrungen Kisterenye-481 und -482, im Kazárer Teil des Profils die Bohrung Kazár-514 niedergebracht. Diese haben eine mit den Tagesaufschlüssen vollkommen übereinstimmende Schichtenfolge freigelegt.

Das mit dem soeben beschriebenen Aufschluß bei Kazár ergänzte Basisprofil von Kisterenye–Gyulakeszi wird als Faziostratotypus der Salgótarjáner Serie des Ottnangien empfohlen. Angesichts einiger einschlägiger Angaben ist jedoch nicht endgültig ausgeschlossen, daß die Schichten 12–22, d. h. die Congerien–Cardien–Oncophoren–Schichten — als heteropische Fazies des Chlamys–Sandsteins bzw. des Schlier-Komplexes — nach weiteren Untersuchungen zum Karpatien gerechnet werden können. Dies wird übrigens auch durch die hier, sowie N von der Ortschaft Vizslás im Straßeneinschnitt nachweisbare diskordante Überlagerung bekräftigt.

Der Gültigkeitsraum des Faziostratotyps umfaßt das nördliche Vorland des Mátra-Gebirges, das Nógrád-Becken, das Cserhát-Gebirge und den Ostteil des Börzsöny-Gebirges.

Für Süßwasser-Äquivalente der Salgótarjáner Serie des Ottnangien werden — aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse, sowie ihres Liegenden und Hangenden — im Fruška Gora die Schichten von Vrdnik, im Grazer Becken die Elbiswalder Schichten, in Ungarn der limnische Komplex des Mecsek-Gebirges, im Bakony-Gebirge die Braunkohlenlagerstätten von Herend–Szentgál, die Brennberger Lignitserie der Umgebung von Sopron und die braunkohlenfürender Schichten von Modry-Kameň in der Südslowakei gerechnet.

* * *

Die Dokumentationen und Untersuchungsergebnisse sind in der Ungarischen Geologischen Anstalt (Budapest XIV, Népstadion út 14) aufbewart.

A CSEREHÁT PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEKKEL FEDETT TERÜLETÉNEK MÉLYFÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

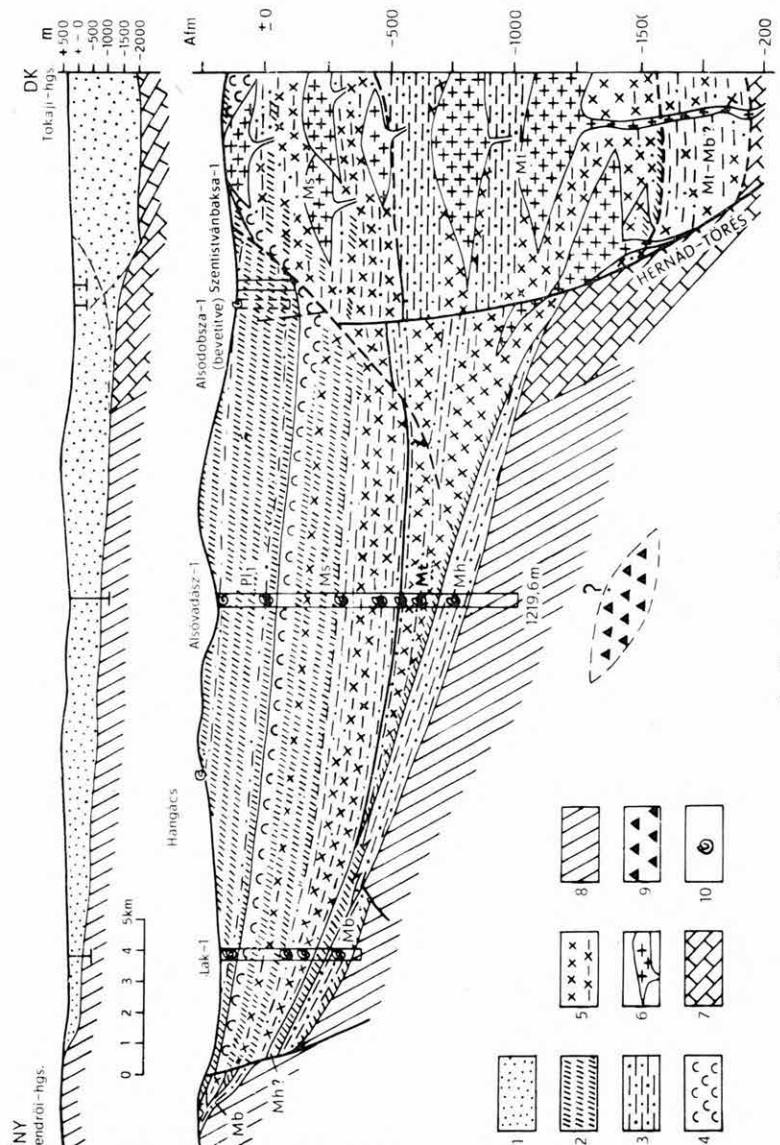
Írta: RADÓCZ GYULA

Cserehát, borsodi Cserehát, vagy Csereháti-dombvidék elnevezés alatt földtani és földrajzi értelemben egyaránt az É-i középhegység területén, a Bódva és a Hernád között elterülő és D felé elkeskenyedő, háromszög alakú, lapos, nagyrészt pannon képződményekkel fedett dombvidéket értjük. Szorosabb értelemben véve nyugaton a Bükk hegységgel érintkező Borsodi-medence, a Rudabányai-hegység és ennek csapásvonalában Tornaszentandráson át a Bódva bal oldalán előbukkanó észak-borsodi vagy gömöri típusú mészkőrögök, északon az országhatár mentén a Kanyapta (Komarovcei)-medence, keleten a Tokaji—Szalánci-hegység, délen pedig az említett két folyó találkozásánál kialakult széles völgyterület, illetve az alföldi tájjal kapcsolatot teremtő ún. Miskolci-kapu határolja. A Cserehát pannon képződményei alól kibukkanó idősebb, főként paleozóos képződmények területe Szendrői-hegység (vagy Szendrői-szigethegység) néven külön is szerepel a földrajzi és a földtani irodalomban.

A Cserehát pannonnal fedett, viszonylag nagy kiterjedésű területének mélyföldtani felépítéséről, a paleo—mezozóos aljzat anyagáról, mélységéről, valamint a környező területekről ismert harmadidőszaki képződmények itteni elterjedéséről és kifejlődési viszonyairól megfelelő kutatófúrás hiányában, az utóbbi években mélyült három alapfúrás megvalósításáig, meglehetősen kevés adatunk volt (STRAUSZ L. 1939, SCHRÉTER Z. 1952b, REICH L. 1952, RADNÓTY E. 1956), s nem érzékeltette eléggé a Cserehát belső területének földtani felépítését a borsodi barnakőszéntelepek folytatását kereső 1956. évi damaki és zilizi felderítő kutatófúrás sem, amelyek már a Cserehát Ny-i szélén mélyültek (SZÉKY F. 1963a, b).

A környező területek (Bükk hegység, Borsodi-medence, Rudabányai-hegység, Tokaji-hegység) nagyobb földtani ismeretességi foka, ezek különböző földtani felépítése, valamint az ország tájegységeinek átfogó földtani megítélésére való időszerű törekvés indokolta alapfúrások tervezését a Cserehát pannonnal fedett nagyobb kiterjedésű területére is.

Az alapfúrások kivitelezése előtt komplex geofizikai tanulmányok készültek (HOBOT J. 1964, JÓSA E.—VARGA J.-NÉ 1964, KIRÁLY E. 1964, LÁNYI J. 1964, MITUCH E.—SZALAI I. 1965, SZABÓ Z.—SZILÁRD J. 1965), amelyek szinte teljes egészében nyomtatásban is megjelentek (ERKEL *et al.* 1966, 1967, LÁNYI J.—SZALAI I. 1966, SZILÁRD J. 1966). Az 1966—67. évben lemélyült Felsőgagy 1., Lak 1. és Alsóvadász 1. sz. alapfúrások eredményeiről szóló előzetes földtani


ÉNY
Szendrői-hgs.
DK
Tokaji-hgs.
m
+250
+ - 0
-500
-1000
-1500
-2000
0 1 2 3 4 5km
Afm
± 0
-500
-1000
-1500
-2000
Hangács
Lak-1
Alsóvadász-1
Alsódobsza-1
(bevetítve)
Szentistvánbaksa-1
Mb
Mh?
Pl
Ms
Mt
Mh
1219,6 m
Mt-Mb?
HERNÁD-TÖRÉS
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

1. ábra — Abb. 1.

jelentés (RADÓCZ GY.) a *M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentésének 1967. évről* szóló kötetében jelent meg.

Az említett alapfúrások lehetővé tették a harmadidőszaki képződmények különféle rétegcsoportjainak tanulmányozását és kisebb-nagyobb mértékben bepillantást engedtek a harmadidőszaki medence aljzatának felépítésébe. A fúrási anyagoknak a környező területek anyagaival történő összehasonlítása lehetővé tette a különféle rétegcsoportok elterjedésének megközelítő térképi ábrázolását is. Az alábbiakban, az előzetes jelentéshez kapcsolódva, áttekintő földtani metszetet közlünk (1. ábra) és rövid szöveg kíséretében, alulról felfelé következő sorrendben bemutatjuk e térképvázlatokat (2—8. ábra). Később az anyagvizsgálatok részletesebb eredményeiről is beszámolunk. A térképsorozat első lapja, amely a harmadidőszaki képződmények aljzatának felszíni képét jelzi, szorosabb értelemben véve is mélyföldtani, illetve fedetlen földtani térkép, míg a harmadidőszaki képződmények lapjai szorosabb értelemben csupán a térképek címeiben említett képződmények elterjedési térképei.

Elterjedési térképeinken — a könnyebb tájékozódás kedvéért — feltüntettük a paleo—mezozóos képződmények összevont felszíni területeit, így a jel nélkül maradt területek harmad- és negyedidőszaki képződményekkel fedett különféle korú feküterületek.

A harmadidőszaki medence aljzata (2. ábra)

A Cserehát harmadidőszaki összlete alatt, általában 500—1000 m közötti mélységben, főleg paleozóos képződmények települnek. Mindhárom alapfúrás a Szendrői-hegység ópaleozóos sorozataira emlékeztető, főleg agyagpala képződményeket tárt fel. Mezozóos, illetve triász képződményeket csak a Cserehát déli határának környékén várhatunk, a Bükk hegység földtani felépítése és a Sajóhídvég 2. és 3. sz. szénhidrogénkutató mélyfúrás adatai alapján. A két összlet érintkezési vonala feltehetően KÉK—NyDNy irányú, de ma még eléggé tisztázatlan. Erre vonatkozólag a geofizikai mérések eredményei sem egyértelműek. Ugyancsak kérdéses a karbon és a perm időszaki képződmények jelenléte is a nagy kiterjedésű ópaleozóos és triász tömegek között, illetve azok érintkezési sávjában. Északon, az országhatáron túl, felszíni képződményként

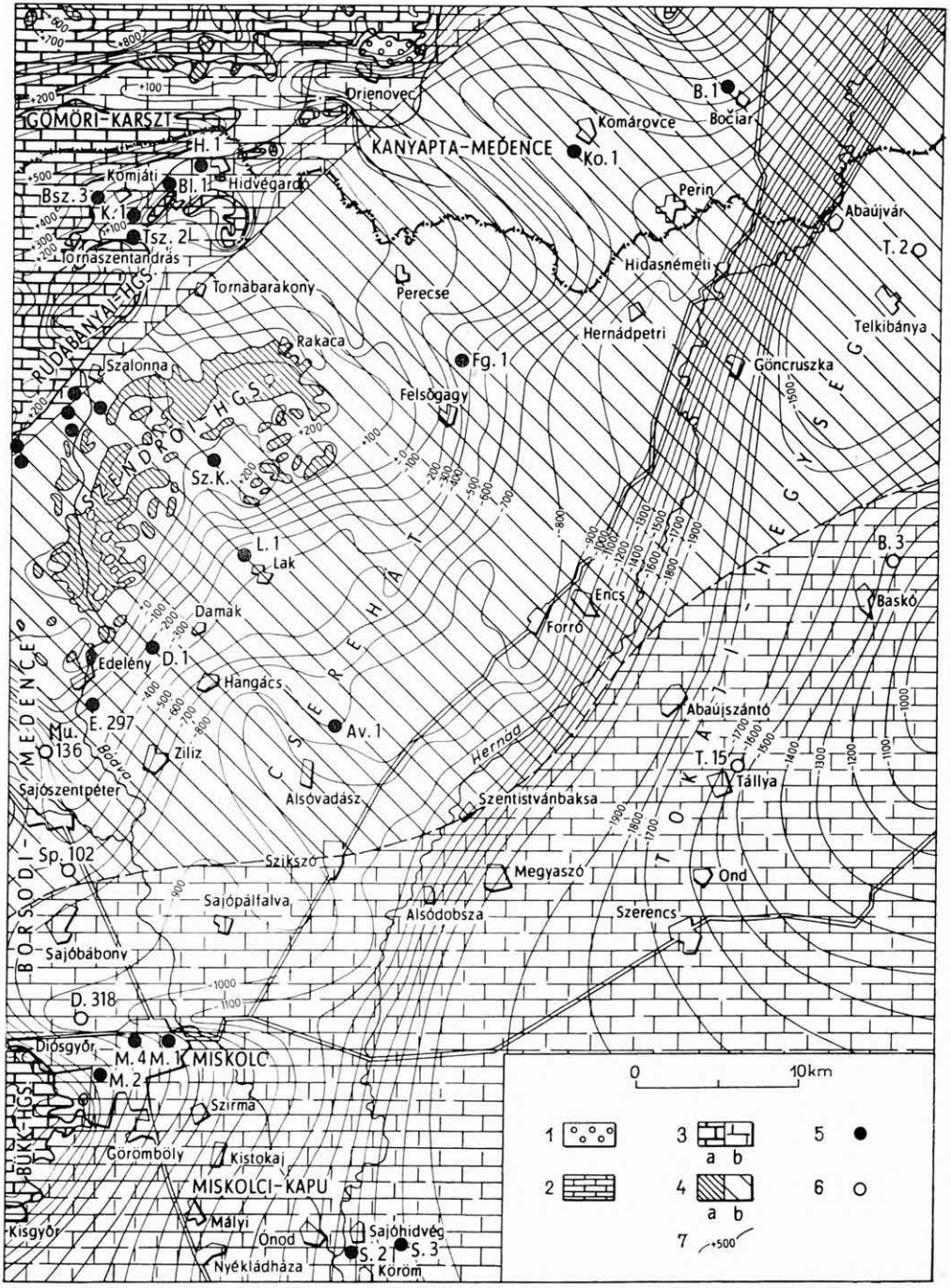
---

1. ábra. A Cserehát áttekintő földtani metszete Abod és Megyaszó között

1. Neogén képződmények (összevonva), *2.* szárazföldi—tavi tarkaagyag stb., *3.* csökkentsósvízi—tengeri aleurit stb., *4.* „legfelső riolittufa" (szarmata), *5.* tufa—tufit és ezek váltakozása szedimentumokkal (a Cserehátón csak riolittufa- ill. tufit), *6.* riolit, dácit és andezit (helyzetük bizonytalan), *7.* Bükki-típusú triász képződmények (feltételezett), *8.* paleozóos képződmények, főként Szendrői-hegységi típusú agyagpala, *9.* bizonytalan anyagú és korú „mágneses ható" a paleozóos összletben, *10.* fontos Molluscum előfordulások. — Pl_1 = alsópannon, Ms = szarmata, Mt = torton, Mh = helvét, Mb = burdigalai

Abb. 1. Geologisches Übersichtsprofil des Cserehát zwischen Abod und Megyaszó

1. Neogene Formationen (zusammengefaßt), *2.* terrestrischer-lakustrischer Buntton usw., *3.* Schluffstein (Brack- bis Meereswasserfazies), *4.* „oberster Rhyolithtuff" (Sarmat), *5.* Tuff, Tuffit und deren Abwechslung mit Sedimenten (am Cserehát nur Rhyolithtuff bzw. Tuffit), *6.* Rhyolith, Dazit und Andesit (von unklarer Stellung), *7.* Triasablagerungen Bükker Typs (hypothetisch), *8.* paläozoische Ablagerungen, hauptsächlich Tonschiefer Szendrőer Typs, *9.* „geomagnetischer Störungsagent" von ungeklärter stofflichen Zusammensetzung und unbestimmtem Alter im paläozoischen Komplex, *10.* wichtige Molluskenfunde. — Pl_1 = unteres Pannon, Ms = Sarmat, Mt = Torton, Mh = Helvet, Mb = Burdigal


GÖMÖRI-KARSZT
KANYAPTA-MEĎENCE
Drienovec
Komárovce
Ko. 1
B. 1
Bočiar
H. 1
Komjáti
Bl. 1
Hidvégardó
Bsz. 3
K. 1
Tsz. 2
Tornaszentandrás
Perin
Abaújvár
T. 2
Hidasnémeti
Tornabarakony
Perecse
Hernádpetri
Telkibánya
RUDABÁNYAI-HGS.
Rakaca
Fg. 1
Szalonna
Felsőgagy
Göncruszka
SZENDRŐI-HGS.
Sz. K.
L. 1
Lak
B. 3
Baskó
Encs
Forró
Damak
Edelény
D. 1
Hangács
Abaújszántó
E. 297
Mu. 136
Bódva
Ziliz
Av. 1
Hernád
T. 15
Tállya
Sajószentpéter
Alsóvadász
Szentistvánbaksa
Sp. 102
Szikszó
Megyaszó
Ond
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sajóbábony
D. 318
Diósgyőr
M. 4
M. 1
MISKOLC
M. 2
Szirma
Görömböly
Kistokaj
MISKOLCI-KAPU
Kisgyőr
Mályi
Ónod
Sajóhidvég
S. 2
S. 3
Nyékládháza
Köröm
BORSODI-MEDENCE
BÜKK-HGS.
CSEREHÁT
TOKAJI-HEGYSÉG
0
10km
1
2
3
a b
4
a b
5
6
7
+500

ismeretes júra és kréta üledékfoszlányok minden bizonnyal teljesen hiányoznak a Cserehát mélyföldtani felépítéséből.

A paleo—mezozóos aljzat domborzatát és települési mélységét a Cserehátón és környékén ma már kielégítően ismerjük, s ezt a fúrások közötti szakaszokon sok helyen a geofizikai méréseknek köszönhetjük. Bizonyos korrekcióra azonban még szükség lehet, mert éppen az alsóvadászi fúrás helyén, a földmágneses maximum hatáskörében, de attól függetlenül, a harmadidőszaki medence aljzatának mélységét a geoelektromos és a szeizmikus módszer 400—700 m eltéréssel jelezte (LÁNYI J.—SZALAI I. 1966, ERKEL *et al.* 1966, 1967). A fúrás a szeizmikus módszer helyességét igazolta, amikor 1036 m-ben elérte a harmadidőszaki összlet aljzatát, de a fúrási anyag megvilágította azt is, hogy az elektromos módszer alapján miért lehetett jóval nagyobb mélységre következtetni: a paleozóos agyagpala itteni anyaga változó mértékben finom eloszlású szerves anyagot (antracitot—grafitot) tartalmaz s mindezek az elektromos módszer esetében a laza harmadidőszaki képződményekhez hasonlóan elektromos vezetőként jelentkeztek.

A szeizmikus mérések alapján szerkesztett határsebesség-eloszlási térkép pásztái (ERKEL *et al.* 1967) általában ÉK—DNy irányúak, azonban ma még nem alkalmasak az aljzat kőzetanyagainak konkrét meghatározásához.

Bemutatott medencealjzat térképünk a határsebesség alapján nem különít el öveket, azonban a geofizikai adatokat az aljzat mélységének és domborzati képének megrajzolásához a fúrások közötti területeken messzemenően figyelembe vette. A térkép világosan jelzi a Hernád folyóval párhuzamosan, főleg a Tokaji-hegység Ny-i szegélye alatt húzódó mintegy 1000 m mélységű (felszíntől számítva több mint 2000 m mélységű) tektonikai árkot, amelynek a Cserehát felé eső törésvonala (a Hernád-törés) igen határozottan mutatkozik. Ezenkívül jól szembetűnik a Cserehát legmélyebb pontja Alsóvadásznál, a K—Ny irányú miskolci-törésvonal és a csereháti szintvonalak általános lefutása, amennyiben a Hernád-vonaltól NyÉNy felé, a paleo—mezozóos képződmények felszíni kibukkanásáig fokozatos emelkedés látható a hegységek kisebb előtérsüllyedéseivel és sok helyen azoknak fel nem tüntetett lehetőségével. A paleozóos és triász képződmények Csereháton belüli érintkezési vonala az eddigi adatok alapján csupán feltételezett lehet.

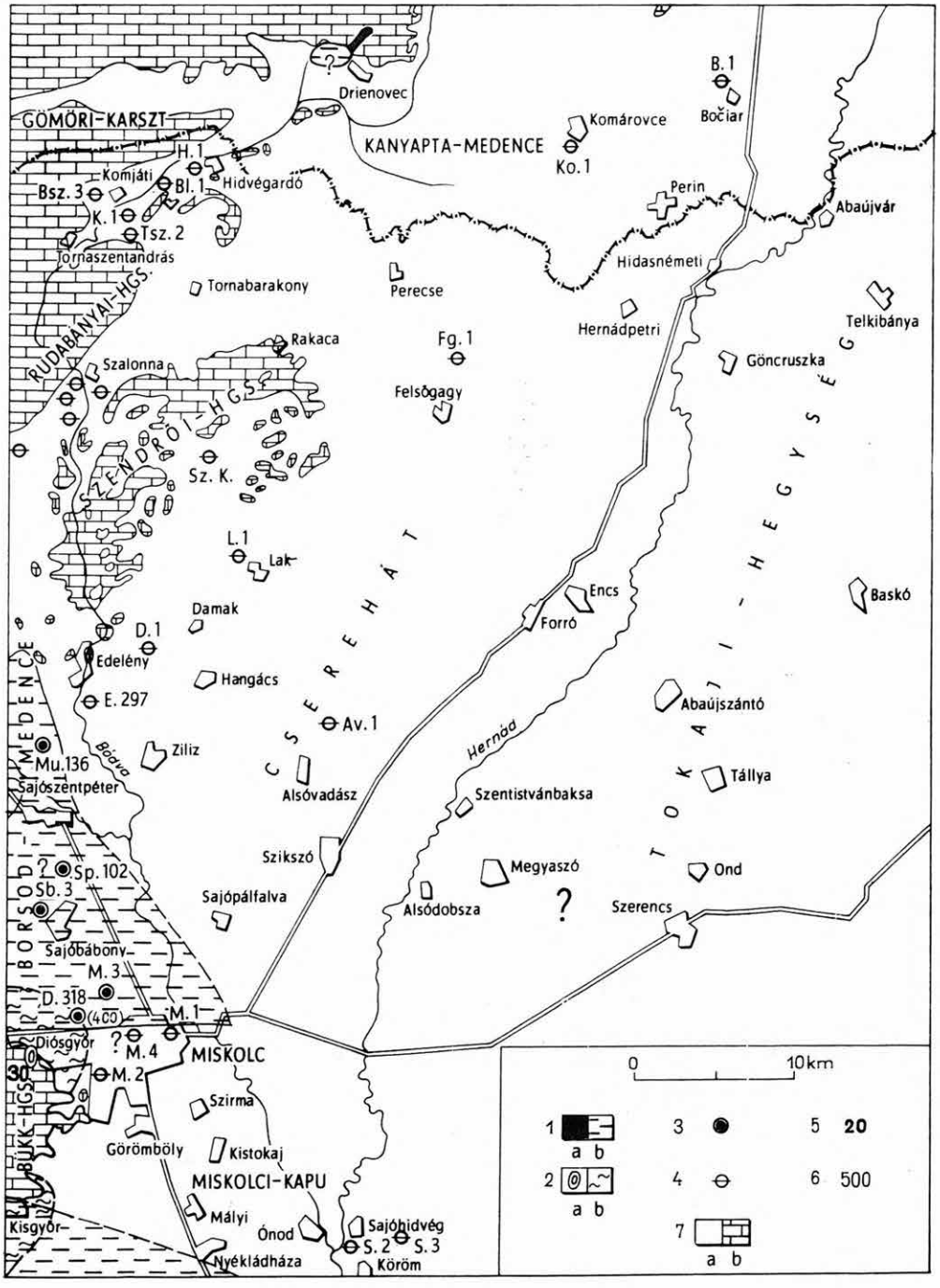
---

2. ábra. Paleo-mezozóos „alaphegység"

1. Felsőkréta (?) konglomerátum a felszínen, *2.* júra mészkő a felszínen, *3.* triász (mészkő, dolomit, agyagpala, vulkanit stb.) a felszínen (a) és a felszín alatt (b), *4.* paleozóos agyagpala, mészkő, magmatit stb. a felszínen (a) és felszín alatt (b), *5.* alaphegységet ért kutatófúrás, *6.* alaphegységet nem ért fontosabb kutatófúrás a talpmélység (tszfm) feltüntetésével, *7.* az alaphegység felszínének tszf. magassága (m); a fúrások közötti területen főleg geofizikai mérések alapján

Abb. 2. Paläo-mesozoisches „Grundgebirge"

1. Oberkretazisches (?) Konglomerat an der Tagesoberfläche, *2.* Jurassischer Kalkstein an der Tagesoberfläche, *3.* Trias (Kalkstein, Dolomit, Tonschiefer, Vulkanite usw.) an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *4.* paläozoischer Tonschiefer, Kalkstein, Magmatit usw. an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *5.* Schürfbohrung bis zum Grundgebirge, *6.* Schürfbohrung ohne Erreichen des Grundgebirges mit Anführung der Sohlenteufe (Meereshöhe), *7.* Meereshöhe der Oberfläche des Grundgebirges (m); im Zwischenraum der Bohrungen vor allem anhand geophysikalischer Daten


GÖMÖRI-KARSZT
Drienovec
KANYAPTA-MEDENCE
Komárovce
Ko.1
B.1
Bočiar
H.1
Komjáti
Bl.1
Hidvégardó
Bsz.3
K.1
Tsz.2
Tornaszentandrás
RUDABÁNYAI-HGS.
Tornabarakony
Perecse
Perin
Abaújvár
Hidasnémeti
Hernádpetri
Telkibánya
Göncruszka
Rakaca
Fg.1
Szalonna
Felsőgagy
ZENDRŐI-HGS.
Sz.K.
L.1
Lak
Damak
D.1
Edelény
Hangács
E.297
Encs
Forró
Baskó
CSEREHÁT
TOKAJI-HEGYSÉG
Abaújszántó
Av.1
Hernád
Ziliz
Bódva
Mu.136
Sajószentpéter
Alsóvadász
Szentistvánbaksa
Tállya
Szikszó
Megyaszó
Ond
Sp.102
Sb.3
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
BORSODI-MEDENCE
Sajóbábony
M.3
D.318
(400)
M.1
Diósgyőr
M.4
MISKOLC
M.2
Szirma
Görömböly
Kistokaj
BÜKK-HGS.
MISKOLCI-KAPU
Mályi
Kisgyőr
Ónod
Sajóhidvég
S.2
S.3
Nyékládháza
Köröm
0
10km
1 a b
2 a b
3
4
5 20
6 500
7 a b

Paleogén képződmények (3. ábra)

A lemélyült alapfúrások paleogén képződményeket nem harántoltak. De nem jelez ide sorolható képződményeket a terület D-i határa alatt mélyült Sajóhídvég 2. és 3-as sz. szénhidrogénkutató mélyfúrás sem. A Tokaji-hegység Ny-i területén még nincs fúrási adat. Ugyanakkor keletebbre a paleogén biztosan hiányzik. Térképlapunk területén nagyobb kiterjedésű paleogén képződmények csak a Bükk hegység szegélyén régóta ismert felszíni kibúvások közelében és a Borsodi-medencében fordulnak elő s a Bódvától K-re már aligha van előfordulásuk. A Borsodi-medencében kimutatott 500—600 m vastagságú oligocén összlet és a Bükk hegység mentén előforduló eocén képződmények a Cserehát felé nagyrészt még bizonytalan helyen határolódnak. A bizonyosra vehető szerkezeti határvonalakat a térképen külön is jelöltük. Északon az országhatáron túl, a még ma is vitatott korú és kis kiterjedésű somodi (Drienovec-i) barnakőszéntelepes összlet, amely felsőoligocén vagy annál fiatalabb, szintén tektonikus helyzetű. Tektonikus helyzetű, esetleg eróziós foszlánynak tekinthető eocén és oligocén képződmények természetesen a Csereháton is előfordulhatnak, mindezek azonban jelenleg nem indokolnak térképi rögzítést.

A paleogén képződmények egykori elterjedését ma még szintén csak nagy bizonytalansággal lehetne megrajzolni.

Neogén képződmények

A paleogén képződményekkel ellentétben a Csereháton — az akvitánt kivéve — a neogén összletnek minden emeletét sikerült kimutatni, bár többékevésbé egységes elterjedésről csak a szarmata és a pannon képződmények tanúskodnak.

Burdigalai (4. ábra)

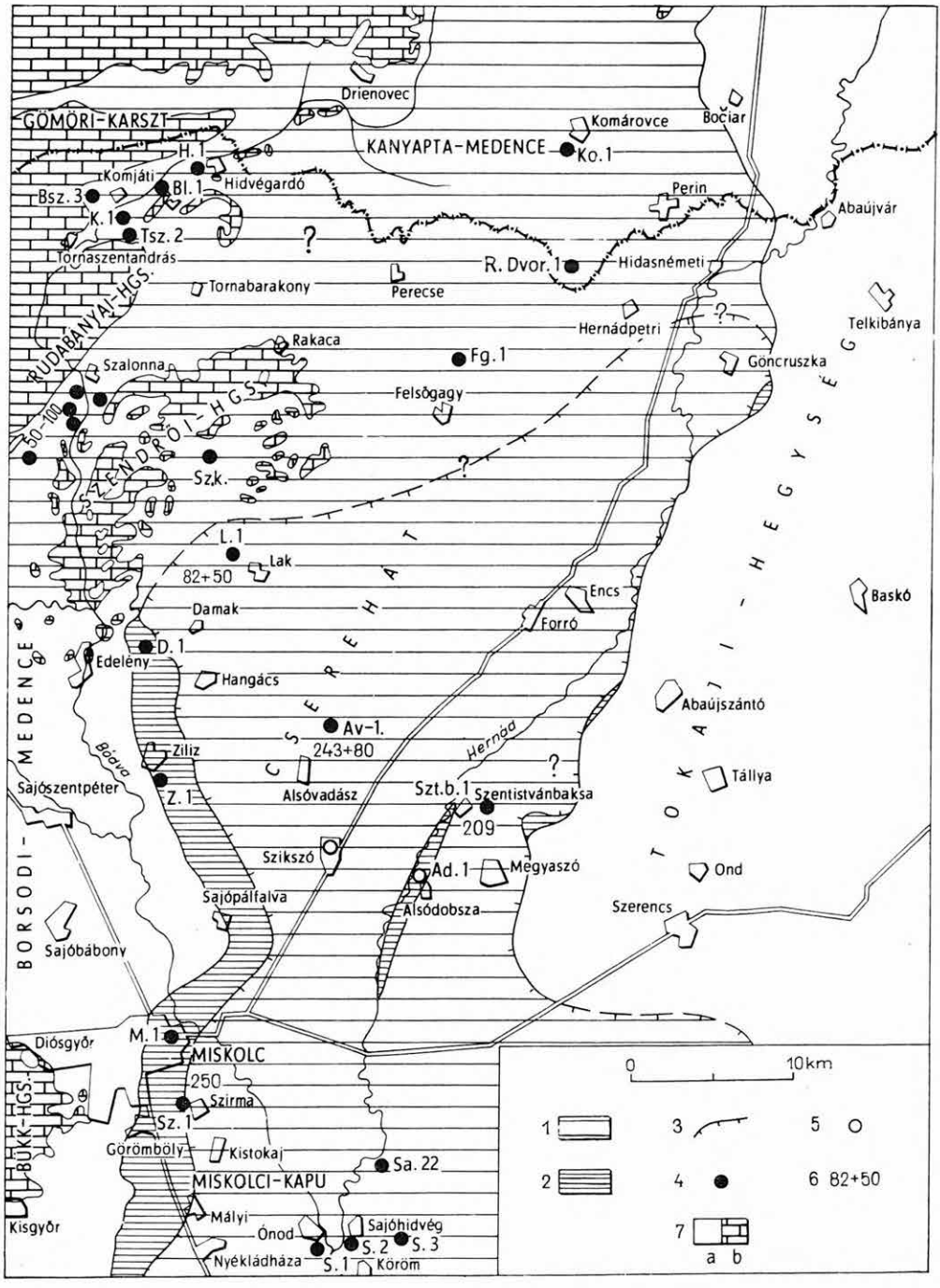
A legidősebb neogén képződményt: burdigalai homok, homokkő és pectenes homokos aleurit képződményeket a Lak 1. sz. fúrás tárta fel mintegy 100 m vastagságban. Ezzel azonosítható, hasonlóan peremi kifejlődésű homokkőrétegeket a Szendrői-hegység néhány pontján (Földvári A. 1942, Balogh K. 1949, Schréter Z. 1952b) és az Ózd vidéki medencéből (Csepreghyné

3. ábra. Paleogén képződmények

1. Középső- és felsőoligocén, főként agyag, aleurit, homok, homokkő a felszínen (a) és felszín alatt (b), *2.* felsőeocén (mészkő, konglomerátum, homok és agyag) felszínen (a) és felszín alatt (b), *3.* paleogén képződményt kapott fúrás, *4.* paleogén hiányát jelző fúrás, *5.* az eocén vastagsága (m), *6.* az oligocén vastagsága (m), *7.* feküterület; a paleo-mezozóos képződmények felszíni területe (b)

Abb. 3. Paläogene Ablagerungen

1. Mittel- und Oberoligozän, hauptsächlich Ton, Schluff, Sand und Sandstein an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *2.* Obereozän (Kalkstein, Konglomerat, Sand und Ton) an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *3.* Bohrung mit Paläogen, *4.* Bohrung ohne Paläogen, *5.* Mächtigkeit (m) des Eozän, *6.* Mächtigkeit (m) des Oligozän, *7.* Gebiet ohne Paläogen; Tagesausbisse paläo-mesozoischer Formationen (b)


GÖMÖRI-KARSZT
KANYAPTA-MEDENCE
RUDABÁNYAI-HGS.
SZENDRŐI-HGS.
CSEREHÁT
BORSODI-MEDENCE
TOKAJI-HEGYSÉG
BÜKK-HGS.
MISKOLCI-KAPU
Drienovec
Komárovce
Bočiar
H. 1
Ko. 1
Komjáti
Bl. 1
Hidvégardó
Bsz. 3
K. 1
Tsz. 2
Tornaszentandrás
Tornabarakony
Perecse
R. Dvor. 1
Hidasnémeti
Perin
Abaújvár
Hernádpetri
Telkibánya
Goncruszka
Rakaca
Szalonna
Fg. 1
Felsőgagy
50–100
Szk.
L. 1
Lak
82+50
Damak
Encs
Forró
Baskó
D. 1
Edelény
Hangács
Abaújszántó
Av-1.
243+80
Ziliz
Bódva
Hernád
Sajószentpéter
Z. 1
Alsóvadász
Szt. b. 1
Szentistvánbaksa
209
Tállya
Szikszó
Ad. 1
Megyaszó
Ond
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sajóbábony
Diósgyőr
M. 1
MISKOLC
250
Szirma
Sz. 1
Görömböly
Kistokaj
Sa. 22
Mályi
Önod
Sajóhidvég
S. 2
S. 3
Kisgyőr
Nyékládháza
S. 1
Körösm
0
10km
1
2
3
4
5
6 82+50
7
a b

M. I. 1959) ismerünk. Települési helyzet alapján ezekkel egykorúnak tartható, de kifejlődésében már eltérő, részben parttól távolabbi aleurit, homokos aleurit és kisebb mértékben homokrétegekből álló, nagyrészt ősmaradványmentes rétegcsoportot ismertünk meg több ponton a Borsodi-medencében is. Mindezek a Borsodi-medencében az ún. „alsó riolittufa" alatt települnek.

Meglepő volt, hogy az alsó riolittufa a csereháti alapfúrások egyikében sem jelentkezett, minden bizonnyal lepusztulás miatt. Az összlet egykori elterjedését ma még nehéz megrajzolni, de az a tény, hogy e tufa az alsóvadászi fúrás helvét összlete alól is hiányzott, azt is jelentheti, hogy a tufa lerakódása után itt azonnal erőteljes lepusztulás történt. A Borsodi-medencei példák alapján a Csereháton is előfordulhat, hogy a távolra történő elszállítás mellett egyes alacsonyabb helyzetű területrészeken megmaradt, sőt összemosódás miatt az eredetinél jelentősen nagyobb vastagságban is mutatkozhat az alsó riolittufa. Feltételezhető, hogy a Cserehát déli részén, így a részletesebb feldolgozást igénylő Sajóhídvég 2. és 3. sz. mélyfúrásban is, az átlagosnál nagyobb vastagságban szerepelnek az ide sorolható piroklasztikumok.

Helvét (5. ábra)

A Borsodi-medence barnakőszéntelepes helvét összletét (amely a Cserehát szomszédságában a 350 m vastagságot is meghaladja) az alapfúrások közül csak az alsóvadászi mutatta ki, a borsodihoz hasonlóan főleg aleuritrétegekkel, mintegy 170 m vastagságban. Kifejlődése alapján megerősíthetjük azt a korábbi feltételezést, hogy a Cserehát belsejében a helvét összlet műrevaló telepei kimaradnak. A fúrás alapján, az 1030 m-ben mutatkozott erősen tagolt alaptelep fölött, újabb barnakőszén-képződésre már nem nyílott lehetőség. Itt szinte állandóan csökkentsósvízi és a lápképződést kizáró nyíltvízi üledékképződés történt. Fenntartással helvétnek is tekinthetjük a Lak 1. sz. fúrásban 385—440 m között átharántolt 45 m vastag, helyzetét tekintve burdigalai és szarmata rétegek között helyet foglaló, de ma még bizonytalan korú, vegyes anyagú folyóvízi jellegű kavics és laza konglomerátum összletet is, amelynek tarkaagyag és szénnyomos agyag közbetelepüléséből ez ideig csupán jellegtelen pollen fajok kerültek elő.

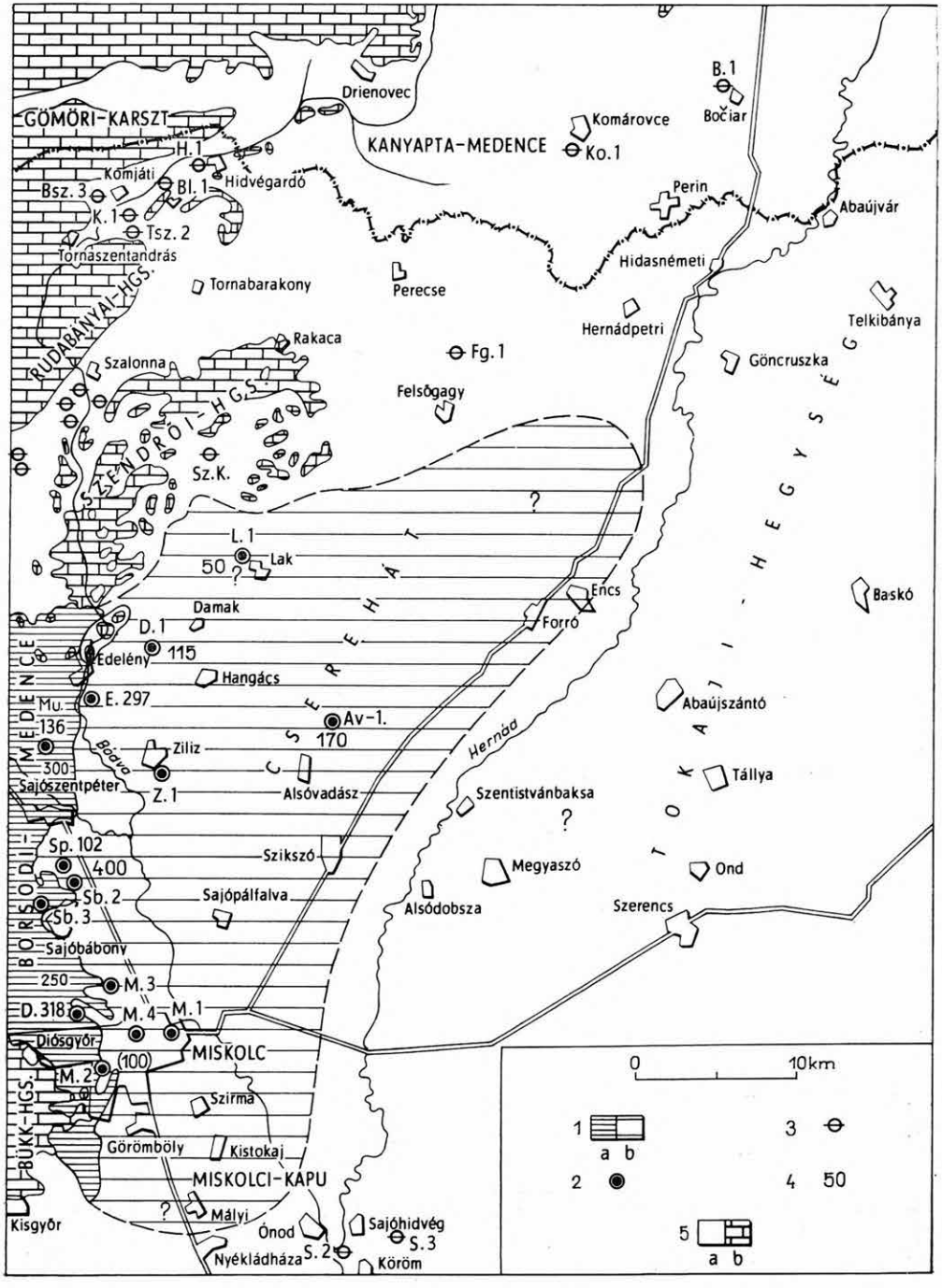
A Cserehát É-i területrészén a felsőgagyi fúrásban, a szarmata és a paleozóos aljzat között kimutatott 28 m vastag szárazföldi kavicsos agyag már egyértelműen jelzi a borsodi típusú helvét összlet hiányát. Továbbra is kér-

4. ábra. Burdigalai emelet

1. Az „alsó riolittufa" a felszínen (a) és felszín alatt (b), *2.* az alsó riolittufa alatti tengeri és szárazföldi agyag, aleurit, homok, homokkő és kavics a felszínen (a) és felszín alatt (b), *3.* burdigalai képződményt kapott fúrás, *4.* burdigalai hiányát jelző fúrás, *5.* a riolittufa összvastagsága (m), *6.* a szediment anyag összvastagsága (m), *7.* feküterület; a paleo-mezozóos képződmények felszíni területe (b)

Abb. 4. Burdigal

1. Der „untere Rhyolithtuff" an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *2.* unter dem unteren Rhyolithtuff lagernder mariner und terrestrischer Ton, Schluff, Sand, Sandstein und Schotter an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *3.* Bohrung mit Burdigal, *4.* Bohrung ohne Burdigal, *5.* Mächtigkeit des Rhyolithtuffs (m), *6.* Gesamtmächtigkeit des Sedimentmateriales (m), *7.* Gebiet ohne Burdigal; Tagesausbisse paläo-mesozoischer Formationen (b)


GÖMÖRI-KARSZT
KANYAPTA-MEDENCE
Drienovec
Komárovce
B.1
Bočiar
H.1
Ko.1
Komjáti
Bl.1
Hidvégardó
Bsz.3
K.1
Tsz.2
Tornaszentandrás
Perin
Abaújvár
Hidasnémeti
Tornabarakony
Perecse
Hernádpetri
Telkibánya
Rakaca
Fg.1
Göncruszka
RUDABÁNYAI-HGS.
Szalonna
Felsőgagy
SZENDRŐI-HGS.
Sz.K.
L.1
Lak
50
Damak
Encs
Forró
Baskó
D.1
Edelény
115
Hangács
Mu.
E.297
136
Av-1.
170
Abaújszántó
Ziliz
Bódva
300
Sajószentpéter
Z.1
Alsóvadász
Hernád
Tállya
Szentistvánbaksa
Sp.102
400
Szikszó
Megyaszó
Ond
Sb.2
Sb.3
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sajóbábony
250
M.3
D.318
M.4
M.1
Diósgyőr
MISKOLC
(100)
M.2
Szirma
Görömböly
Kistokaj
MISKOLCI-KAPU
Mályi
Kisgyőr
Önod
Sajóhidvég
S.3
Nyékládháza
S.2
Köröm
0
10km
1
a b
2
3
4
50
5
a b

déses a borsodi típusú helvét összletnek a Tokaji-hegység vulkanitjai alatt történő előfordulása, illetve a Tokaji-hegység irányában történő leharántolása, de ugyanígy bizonytalan a sajóhídvégi mélyfúrások alapján a Miskolci-kapuban történő kimaradása is. Mindezek a mélyföldtani viszonyok vizsgálatának további szükségességét is felvetik.

Torton (6. ábra)

A Borsodi-medence és a Tokaji-hegység területén ismeretes és több vonatkozásban is eltérő felépítésű tortónai képződmények a Cserehát területén kapcsolódnak, azonban csak az alsóvadászi fúrás tárta fel e köztes helyzetű rétegsort. Az É-i területrészen, a felsőgagyi és a laki fúrás területén hiányzik, illetve legfeljebb a szarmata alatt települő szárazföldi és folyóvízi kavicsos rétegcsoportban kereshető a nyoma a tortónai képződményeknek.

Az alsóvadászi fúrás 142 m vastag tortónai rétegsorának érdekessége, hogy a csökkentsósvízi helvét rétegcsoporton mintegy 5 m vastag szárazföldi jellegű tarkaagyaggal indul. Ilyen helyzetű tarkaagyagot ezidáig a környező területről nem ismertünk. E fölött két szintben települő, közel 100 m vastag „középső" riolittufa következik, középen 11,5 m vastag bathysiphonos aleurittal. A tortont Tokaji-hegységi (kovácsvágási) típusú, néhol tufás, pectenes aleurit zárja. Az említett vulkanit összvastagsága több mint kétszerese az itteni egyéb üledékes kőzetekének. A rétegsor andezitet és andezittufát nem tartalmaz.

A térképen feltüntetett Tokaji-hegységi fúrások (pedig a tortónai képződményeket még át sem fúrták) a fentieknél sokkal nagyobb vulkanitvastagságról tesznek tanúságot (Gyarmati P. 1966, Székyné Fux V. 1965, Perlaki E. 1968). Térképünkön mindkét kőzetcsoport összevont vastagságát feltüntettük. A nagy vastagságú Tokaji-hegységi vulkanit a Cserehát felé minden bizonnyal az említett Hernád-töréssel határolódik, illetve a meg-megújuló Hernád-törésnek kétségtelenül jelentős szerepe volt a vastagságcsökkenésben és talán az andezites vulkanizmus csereháti kimaradásában is.

Szarmata (7. ábra)

A szarmata képződmények mind a Csereháton, mind annak környékén lényeges kifejlődési különbségeket tartalmaznak, de általános elterjedésűek. Szárazföldi és tavi üledékek, valamint riolittufa képződmények mindenütt előfordulnak, a Cserehát belső területén azonban csak felszín alatt ismeretesek.

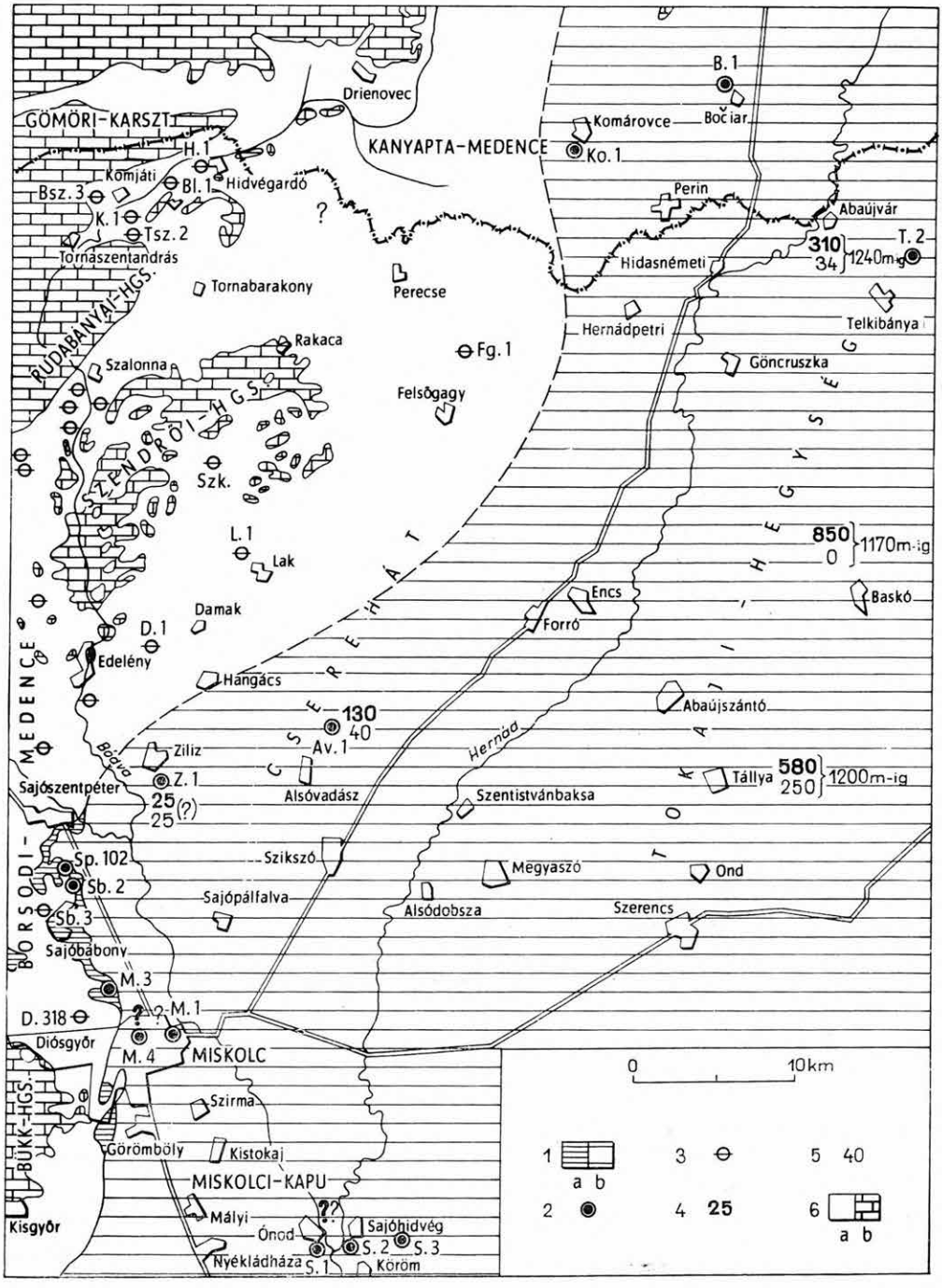
---

5. ábra. Helvéti emelet

1. Aleurit, agyag, homok, homokkő, kavics és barnakőszéntelep a felszínen (a) és felszín alatt (b), *2.* helvéti képződményt kapott fúrás, *3.* helvéti hiányát jelző fúrás, *4.* a helvéti összlet vastagsága (m), *5.* feküterület; a paleo-mezozóos képződmények felszíni területe (b)

Abb. 5. Helvet

1. Schluff, Ton, Sand, Sandstein, Schotter und Braunkohlenflöz an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *2.* Bohrung mit Helvet, *3.* Bohrung ohne Helvet, *4.* Mächtigkeit der Helvetserie (m), *5.* Gebiet ohne Helvet; Tagesausbisse paläo-mesozoischer Formationen (b)


GÖMÖRI-KARSZT
Drienovec
KANYAPTA-MEDENCE
Komárovce
Bočiar
B. 1
Ko. 1
H. 1
Komjáti
Bl. 1
Hidvégardó
Bsz. 3
K. 1
Tsz. 2
Tornaszentandrás
Perin
Abaújvár
T. 2
310
34
1240m-ig
Hidasnémeti
Tornabarakony
Perecse
Hernádpetri
Telkibánya
RUDABÁNYAI-HGS.
Rakaca
Fg. 1
Szalonna
Göncruszka
Felsőgagy
ZEMPLÉNI-HGS.
Szk.
L. 1
Lak
850
0
1170m-ig
Encs
Baskó
Damak
Forró
D. 1
Edelény
Hangács
Abaújszántó
130
40
Av. 1
Ziliz
Bódva
Z. 1
Sajószentpéter
25
25 (?)
Alsóvadász
Hernád
Tállya
580
250
1200m-ig
Szentistvánbaksa
Sp. 102
Szikszó
Megyaszó
Ond
Sb. 2
Sb. 3
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sajóbábony
M. 3
M. 1
D. 318
Diósgyőr
M. 4
MISKOLC
Szirma
BÜKK-HGS.
Görömböly
Kistokaj
MISKOLCI-KAPU
Kisgyőr
Mályi
Ónod
Sajóhidvég
S. 2
S. 3
Nyékládháza
S. 1
Köröm
0
10km
1
a b
2
3
4
25
5
40
6
a b

Jellegzetes, ősmaradványokkal kísért tengeri (csökkentsósvizi) rétegek a Borsodi-medencétől K-re, illetve a Borsodi-medence K-i szélén jelennek meg és a Cserehátan, valamint a Tokaji-hegységben általános elterjedésűek. Andezit anyagú vulkanit a csereháti szarmata rétegsorokból ugyanúgy hiányzik, mint a fúrások tortónai anyagából.

A csereháti szarmata üledékeknek (a tufák kivételével) a 400 m-t is meghaladó összvastagsága a magyarországi szarmata eddig feltárt legnagyobb üledékvastagságát jelenti. Egyébként a terület K-i és D-i szomszédságában már ismeretes volt a 300—350 m vastag szarmata szedimentum (Körössy L. 1956, Erhardt Gy. 1964). Általános képe a csereháti szarmata összletnek, hogy alsó felét vékony riolittufarétegekkel megszakított, nagyobbára tengeri agyag, agyagmárga, aleurit és kavicsos rétegek alkotják, majd fokozatos kiédesedés következik. A szarmatát az erre következő („legfelső") szárazföldi riolittufa összlettel zárjuk (Radócz Gy. 1969). Ez, mint a szarmata emelet egészét kitöltő rétegsor, mindhárom alapfúrásban egyértelműen megállapítható volt.

Pannon (8. ábra)

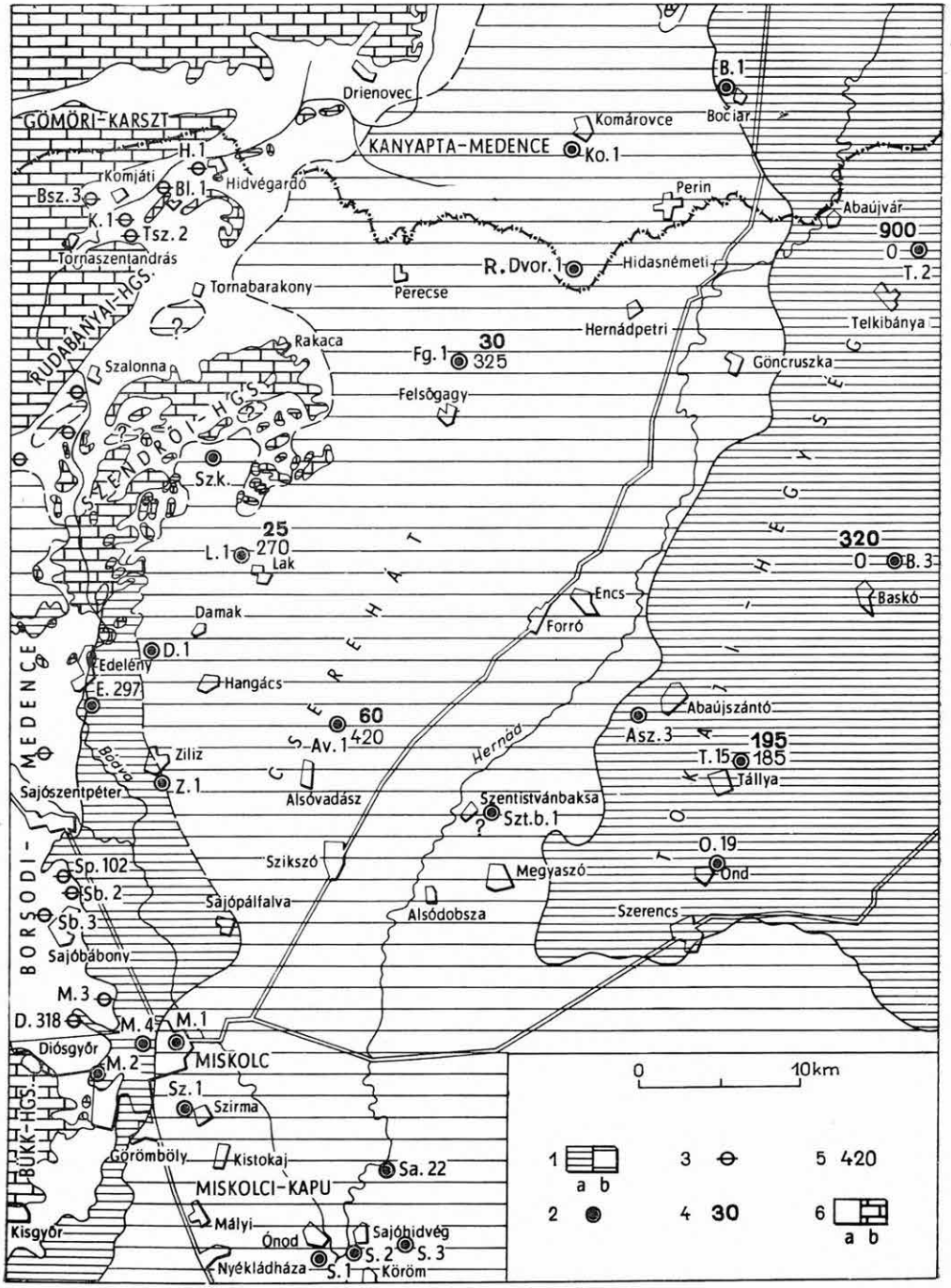
Térképlapunkon a pannon képződményeknek fő elterjedési területe a Cserehát. A Borsodi-medencében és a Tokaji-hegységben szinte teljes egészében hiányzik s csupán egy-két helyen találjuk kétségtelen nyomát. Ősföldrajzi meggondolások alapján bizonyosra vehető, hogy a pannon beltó üledékeinek mai elterjedésénél jóval nagyobb részen borította a környező területet s az is bizonyos, hogy az alsópannon üledékgyűjtő a Miskolci-kapun át a Cserehátra is kiterjedt. Ez utóbbiakat az alsóvadászi és a laki fúrások csökkentsósvízi ősmaradványai, valamint az ismert alsódobszai partfal (Bartha F. 1965, Sümeghy J. 1939 stb.) ősmaradványai meggyőzően bizonyítják. A laki és az alsóvadászi alapfúrásban a szarmata zárótagjának tekintett legfelső riolittufa fölött néhány méterrel jelentkezett a faunás alsópannon, amelyre üledékfolytonossággal ősmaradványmentes szárazföldi—tavi tarkaagyagok következnek s csupán az alsóvadászi fúrás felszínközeli részében jelentkezett újabb faunás beütés, amelynek rossz megtartású Mollusca faunája azonban kellően nem értékelhető. Ez utóbbiak a felsőpannon kérdésben nem döntőek, azonban kétségtelenül jelzik egy fiatalabb ingresszió megjelenését a pannon összletben, amelynek az alsódobszai szelvénnyel történő, még bizonyításra váró azonossága a legfeljebb 250—300 m vastag csereháti pannon egészét az alsópannonba

6. ábra. Tortónai emelet

1. Riolit, andezit és tufáik, valamint homokkő, aleurit és agyag—agyagmárga a felszínen (a) és felszín alatt (b), *2.* tortónai képződményt kapott fúrás, *3.* tortónai hiányát jelző fúrás, *4.* a tortónai vulkanitok összvastagsága (m), *5.* a szediment anyag összvastagsága (m), *6.* feküterület; a paleo-mezozóos képződmények felszíni területe (b)

Abb. 6. Torton

1. Rhyolith, Andesit und deren Tuffe, sowie Sandstein, Schluff und Ton-Tonmergel an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *2.* Bohrung mit Torton, *3.* Bohrung ohne Torton, *4.* Gesamtmächtigkeit tortonischer Vulkanite (m), *5.* Gesamtmächtigkeit des Sedimentmateriales (m), *6.* Gebiet ohne Torton; Tagesausbisse paläomesozoischer Formationen (b)


GÖMÖRI-KARSZT
KANYAPTA-MEDENCE
Drienovec
Komárovce
B. 1
Bociar
Ko. 1
H. 1
Komjáti
Hidvégardó
Bl. 1
Bsz. 3
K. 1
Tsz. 2
Perin
Abaújvár
900
0
T. 2
Tornaszentandrás
Tornabarakony
R. Dvor. 1
Hidasnémeti
Perecse
Hernádpetri
Telkibánya
RUDABÁNYAI-HGS.
Rakaca
Fg. 1
30
325
Szalonna
Göncruszka
Felsőgagy
SZENDRŐI-HGS.
Szk.
25
L. 1
270
Lak
320
0
B. 3
Baskó
Encs
Damak
Forró
D. 1
Edelény
E. 297
Hangács
Abaújszántó
Asz. 3
195
T. 15
185
60
Av. 1
420
Hernád
Ziliz
Bódva
Tállya
Sajószentpéter
Z. 1
Alsóvadász
Szentistvánbaksa
Szt.b. 1
O. 19
Szikszó
Megyaszó
Ond
Sp. 102
Sb. 2
Sb. 3
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sajóbábony
M. 3
D. 318
M. 4
M. 1
Diósgyőr
M. 2
MISKOLC
Sz. 1
Szirma
BÜKK-HGS.
Görömböly
Kistokaj
Sa. 22
MISKOLCI-KAPU
Kisgyőr
Mályi
Ónod
Sajóhidvég
S. 2
S. 3
Nyékládháza
S. 1
Köröm
0
10km
1 a b
2
3
4 30
5 420
6 a b

utalja. Természetesen még így is lehetséges, hogy a terület felszínének a mélyebben települőknél homokosabb (ősmaradványmentes) rétegei a korábbi megállapításoknak megfelelően nagyrészt már a felsőpannont képviselik.

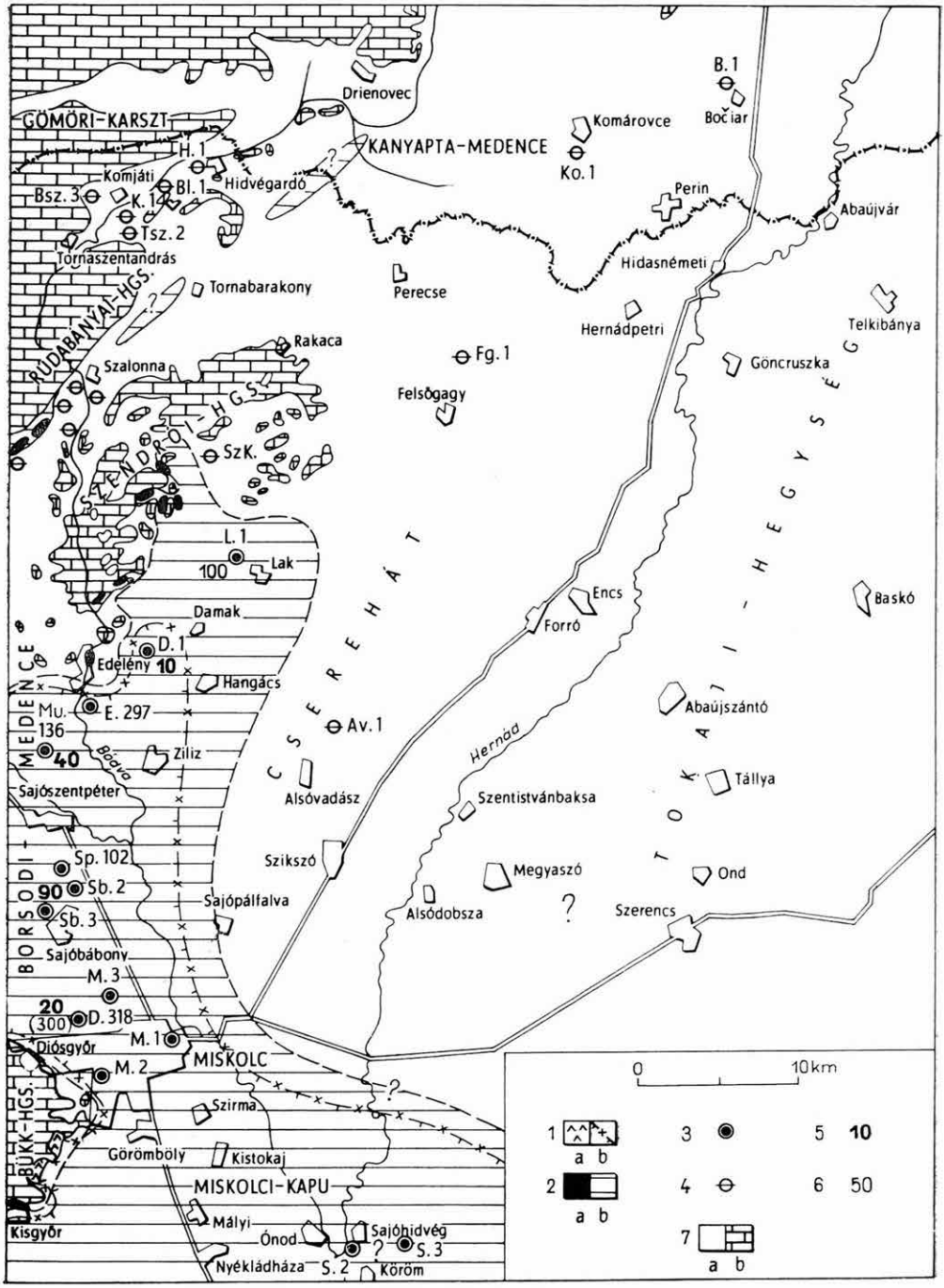
A terület É-i részén további nehézségek adódnak, mert mint a felsőgagyi fúrásban is, a legfelső riolittufa fölött nem jelentkezett felhasználható ősmaradvány, de még a faunás rudabányai pannon vonatkozásában is megoszlanak a vélemények. Annak ellenére, hogy a terület É-i részén (főleg Rudabányán) újabban a felsőpannon besorolás látszik bizonyítottnak (Bartha F. 1955, Pantó G. 1956, Nagy L.-né—Pálfalvy I. 1961), nem zárhatjuk ki az alsópannon lehetőségét az É-i területrészen sem. Bizonyosra vehető, hogy a délebbre eső csökkentsósvízi faunás alsópannon rétegek helyét É felé sok helyen egyidejű, édesvízi—tavi, gyakran faunamentes lerakódások foglalják el. A besorolási nehézségek miatt a szomszédos szlovák területen „osztatlan pliocén"-ről beszélnek.

7. ábra. Szarmata emelet

1. Riolit, dácit, andezit és tufáik, valamint agyag, aleurit, homok, kovaföld és nemesagyag a felszínen (a) és felszín alatt (b), *2.* szarmata képződményt kapott fúrás, *3.* szarmata hiányát jelző fúrás, *4.* a szarmata vulkanitok összvastagsága (m), *5.* a szarmata szediment anyag összvastagsága (m), *6.* feküterület; a paleo-mezozóos képződmények felszíni területe (b)

Abb. 7. Sarmat

1. Rhyolith, Dazit, Andesit und deren Tuffe, sowie Ton, Schluff, Sand, Kieselgur und Edelton an (a) und unter (b) der Tagesoberfläche, *2.* Bohrung mit Sarmat, *3.* Bohrung ohne Sarmat, *4.* Gesamtmächtigkeit sarmatischer Vulkanite (m), *5.* Gesamtmächtigkeit sarmatischer Sedimente (m), *6.* Gebiet ohne Sarmat; Tagesausbisse palão-mesozoischer Formationen (b)


GÖMÖRI-KARSZT
KANYAPTA-MEDENCE
Drienovec
B.1
Bočiar
Komárovce
Ko.1
H.1
Komjáti
Bl.1
Hidvégardó
Bsz.3
K.1
Tsz.2
Perin
Abaújvár
Tornaszentandrás
Hidasnémeti
Tornabarakony
Perecse
RUDABÁNYAI-HGS.
Rakaca
Hernádpetri
Telkibánya
Szalonna
Fg.1
Göncruszka
Felsőgagy
SZENDRŐI-HGS.
SzK.
CSEREHÁT
L.1
100
Lak
Damak
Encs
Forró
Baskó
D.1
Edelény
10
Hangács
Mu.
136
E.297
Av.1
Abaújszántó
Hernád
40
Bódva
Ziliz
Tállya
Sajószentpéter
Alsóvadász
Szentistvánbaksa
TOKAJI-HEGYSÉG
Sp.102
Szikszó
90
Sb.2
Megyaszó
Ond
Sajópálfalva
Alsódobsza
Szerencs
Sb.3
Sajóbábony
M.3
20
300
D.318
M.1
Diósgyőr
MISKOLC
M.2
Szirma
Görömböly
Kistokaj
BÜKK-HGS.
MISKOLCI-KAPU
Mályi
Kisgyőr
Ónod
Sajóhidvég
S.3
Nyékládháza
S.2
Körösm
0
10km
1 a b
2 a b
3
4
5 10
6 50
7 a b

IRODALOM

ALFÖLDI L. 1963: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat. Miskolci lap, gazdaságföldtani változat. — MÁFI-Kiadv.

BAGDASARJÁN, G. P.—VASS, D.—KONECNY, V. 1968: Results of absolute age determination of rocks in central and eastern Slovakia. — Geol. Sbornik. Geol. Carp. 19. 2. Bratislava.

BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. — Földt. Közl. 79. p. 207.

BALOGH K.—RÓNAI A. 1965: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-III. Eger. — MÁFI-Kiadv.

BANAI GY. 1954: Jelentés az 1953. évben a Sajó-Bódva és Hernád völgyében végzett Eötvös inga mérésekről. — MÁFI-Adattár.

BANAI GY. 1955: Jelentés az 1954. évben Miskolc és Szerencs vidékén végzett Eötvös inga mérésekről. — MÁELGI-Adattár.

BARTHA F. 1955: Jelentés 1955. V. 25—27-i Rudabánya-i vitás felsőpannon faunák helyszíni vizsgálatáról. — MÁFI-Adattár.

BARTHA F. 1965: Az alsódobszai szelvény értékelése. — MÁFI-Adattár.

BOCZÁN B.—FRANYÓ F.—FRITS J.—LÁNG S.—MOLDVAY L.—PANTÓ G.—RÓNAI A.—STEFANOVITS P. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. — MÁFI-Kiadv.

BRESTENSKA, É.—PRIECHODSKÁ, Z. 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické východnotenie oporného vrtu Bočiar 1. (vých. Slovensko). — G. P. Zošit 59. p. 243.

BUDAI, T.—CICHA, I.—SENEŠ, J. 1965: Miozän der Westkarpaten. — Bratislava.

BYSTRICKY, J.—ČECHOVIČ, V.—FRANKO, O.—HANÁČEK, J.—ILOVSKÝ, J.—KULLMAN, E.—KUTHAN, M.—LUKNIS, M.—REGÁSEK, F. 1962: Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape CSSR 1: 200 000 Rimavská Sobota. — Bratislava.

CZIMBORAI L. 1953: Beszámoló a sajóhídvégi szerkezetkutatásról. — OKGT-Adattár.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. 1959: Az egercsehi-ózdi kőszénfekvő burdigalai faunája. — Földt. Közl. 89. p. 413.

CSÍKY G. 1968: A szénhidrogénkutatások újabb eredményei és kilátásai az északi paleogénmedencékben. — Földt. Közl. 98. p. 29.

CSILLING L. 1964: Az északmagyarországi pannon barnakőszénkutatások legújabb földtani eredményei. — Barnakőszéntelepek Északmagyarországon és Délszlovákiában c. „Előadásközlény"-ben. Geol. prieskum m. p. Zilina. p. 114.

ČECHOVIČ, V.—SENEŠ, J.—BOUČEK, B.—FRANKO, O.—FUSÁN, O.—KULLMAN, E.—KUTHAN, M.—KVITKOVIČ, J.—ZORKOVSKÝ, V. 1963: Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape CSSR 1: 200 000 Trebišov—Čierna. — Bratislava.

ERHARDT GY. 1964: A fűzérkajatai alapfúrás földtani eredményei. — Évi Jel. 1962-ről, p. 391.

ERHARDT GY. 1965: A Tokaji-hegység ÉNy-i peremének újharmadkori üledékes képződményei. — Évi Jel. 1963-ról, p. 243.

8. ábra. Pannóniai emelet

1. Homok, kavics, agyag, tarkaagyag, lignit és édesvízi mészkő („osztatlan" pliocén), *2.* medencebeli alsópannóniai agyag, közben lignites és homokos rétegekkel, *3.* az alsópannóniai rétegek felszín alatti előfordulása, *4.* kutatófúrás, amely a pannóniai képződményeket átharántolta, *5.* pannonban megállt fontosabb fúrás, *6.* összvastagság (m), a + jel után a fúrás szintje fölött mérhető vastagság szerepel, *7.* feküterület: harmadkori (a), paleo-mezozóos (b)

Abb. 8. Pannon

1. Sand, Schotter, Ton, bunter Ton, Lignit und Süßwasserkalk („ungegliedertes" Pliozän), *2.* unterpannonischer Ton mit lignitführenden und sandigen Zwischenlagern, *3.* unterpannonische Schichten unter der Tagesoberfläche, *4.* Schürfbohrung mit durchteuften Pannonablagerungen, *5.* wichtigere Bohrung, im Pannon eingestellt, *6.* Gesamtmächtigkeit (m), nach dem Zeichen + ist die über dem Sohlenniveau der Bohrung gemessene Mächtigkeit angegeben, *7.* Gebiet ohne Pannon: Tertiär (a), Paläozoikum-Mesozoikum (b)

ERHARDT GY. 1966: Tornyosnémeti. — Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI.

ERKEL A.—BENDERNÉ KELEMEN O.—SZABÓ Z.—SZILÁRD J.—HOBOT J.—KIRÁLY E.—LÁNYI J.—SZALAY I. 1967: Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. — MÁELGI. Évi Jel. 1965-ről, p. 65.

ERKEL E.—HOBOT J.—KIRÁLY E. 1966: Északmagyarországi komplex geoelektromos mérések (Cserehát). — Geof. Közl. 15. p. 115.

FOETTERLE, F. 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. — Verh. d. Geol. Reichsanst. p. 276.

FOETTERLE, F. 1869: Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. — VGRA. Wien, p. 147.

FÖLDVÁRI A. 1942: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. — Évi Jel. 1936—38-ról, 2 p. 819.

GODA L.—SZIKSZAI GY. 1967: Miskolc Tanácsház téri vízkutató fúrás földtani, tektonikai és hidrogeológiai eredményei. — (in: „Miskolc és Borsod-A-Z megye termálvíz kutatása és feltárási lehetőségei")

GYARMATI P. 1966: A Tállya 15. sz. alapfúrás földtani eredményei. — Évi Jel. 1964-ről, p. 443.

GYARMATI P.—ZELENKA T. 1968: Tállya. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat. — MÁFI.

HAAZ I. B. 1950: Jelentés a Bódva völgyében végzett földmágneses kutatásokról az 1949. és 1950. években. — MÁFI-Adattár.

HARNOS J. 1966: Harmad—negyedkori földtani képződmények térbeli helyzete Rudabányán és azok kapcsolata az azonos korú környékbeli kifejlődéssel. — Rudabánya Vasércbánya, Földt. Oszt.

HAUER, F. R. 1869: Geologische Übersichtskarte der Österreich—Ungarischen Monarchie. — Blatt III. Westkarpathen. — 7. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 19. pp. 485—566, Blatt VII. Ungarisches Tiefland. — Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 20. p. 463.

HOBOT J. 1964: Jelentés az Északmagyarország területén 1964-ben végzett tellurikus mérésekről. — MÁELGI-Adattár.

HOCHSTETTER, F. 1856: Ueber die geol. Beschaffenheit der Umgebung der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Südrande der Karpathen. — Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 7. p. 692.

HOFFER A. 1925: Geológiai tanulmányok a Tokaji-hegységből. — A debreceni Tisza I. Tud. Társ. Kiadv. 2. 1 p. 1.

HOFFER A. 1937: A Szerencsi sziget földtani viszonyai. — A debreceni Tud. Egy. Ásvány-földtani Intézetének Közl. 8. (Tisia 2. Debrecen)

HORUSITZKY H. 1928: A miskolci Drechsler-féle gyár artézi kútja. — Hidr. Közl. 4—6. p. 5.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1962: Tokaj-hegység ÉNy-i részének földtani felépítése. — MÁFI-Adattár.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1967: Földtani napló a Szentistvánbaksa 1. sz. fúrásról. — MÁFI-Adattár.

JASKÓ S. 1960: Pliocén korú kéregmozgások a Borsodi barnakőszénmedencében. — Földt. Közl. 90. 2. p. 184.

JASKÓ S. 1966a: A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. — Bány. Koh. Lapok 99. p. 315.

JASKÓ S. 1966b: A Középdunai-pliocén medence lignittelepeinek térbeli elterjedése és rétegtani szintézise. — Földt. Kut. 9. p. 3.

JÁMBOR Á. 1959: A Szendrői és Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — MÁFI-Adattár.

JÁMBOR Á. 1960: Jarosit-kötőanyagú homokkő a Szendrői-hegység DK-i peremén. — Földt. Közl. 90. p. 424.

JÁMBOR Á.—RADÓCZ GY. 1971: Pectináriák Magyarország felső neogénjéből. — Földt. Közl. Nyomdában.

JÓSA E.—VARGA J.-NÉ 1964: Szakjelentés a Cserehát területén végzett kismélységű geoelektromos szondázásokról. — MÁELGI-Adattár.

JUHÁSZ A. 1961—1963: A keletborsodi barnakőszénmedence bányaföldtani feldolgozása. — MTA Kézirattár.

KIRÁLY E. 1964: Szakjelentés az 1964. évben Északmagyarországon végzett DE szondázásokról. — MÁELGI-Adattár.

KOVÁCS GY. 1863: Abaúj-szolnoki őscsontok. — Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai. II. p. 51.

KŐRÖSSY L. 1940: Az Abaúj-Torna vármegyei Hernádzsadány környékének földtani leírása. — Földt. Közl. 70. p. 83.

KŐRÖSSY L. 1956: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. — Földt. Közl. 86. p. 400.

KŐRÖSSY, L. 1968: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — Acta Geol. 12. 1—4. p. 199.

LÁNYI J. 1964: Jelentés az 1964. évben Szuhafő és Gesztely, továbbá Felsőzsolca és Encs vonalában végzett refrakciós szeizmikus mérésekről. — MÁELGI-Adattár.

LÁNYI J.—SZALAI I. 1966: A Bódva-Hernádközben (Cserehát) végzett szeizmikus kutatások problémái és néhány eredménye. — Geof. Közl. 15. p. 125.

LÓCZY L. ID. 1916: Az Abaúj-Torna vármegyében fekvő Samodi-helység mellett feltárt barnaszén előfordulása, geológiai viszonyai. — In: PAPP K.: A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete. — Bpest. p. 682.

MAURITZ B.—TOLNAY V. 1953: A sajóhídvégi trachit és trachittufa. — Földt. Közl. 83. p. 381.

MÁTYÁS E. 1966: A rátkai felső szarmata édesvízi medence földtani és teleptani viszonyai. — Földt. Közl. 96. p. 27.

MITUCH E.—SZALAY I. 1965: Jelentés az 1965 évi csereháti szeizmikus mérésekről. — MÁELGI-Adattár.

MOLDVAY L. 1966: A neotektonikus térszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységben. — Kandidátusi értekezés.

MOLNÁR J. 1964: A Tokaji-hegység déli részének szerkezeti felépítése. — Évi Jel. 1961-ről, p. 493.

MOLNÁR P. 1964: Hozzászólás VEREBÉLYI K. „Északborsodi lignit bányászati lehetőségei" c. előadásához. — „A műrevalóság földtani és bányaművelési vonatkozásai" c. ankét anyagában. Miskolc. p. 59.

NAGY L.-NÉ—PÁLFALVY I. 1961: Felső-pannóniai növények Rudabányáról. — Évi Jel. 1957—58-ról, p. 417.

NOSZKY J. IFJ. 1948: Adatok Ájfalucska, Jászó és Debrőd környékének földtani felépítéséhez. — Évi Jel. 1939—40-ről, 2. p. 861.

ONDREJIČKOVÁ, A. 1960: Sarmatské mäkkýše z južnej časti Kosickej kotliny. — G. P. Zošit 59. p. 255.

OSWALD GY.—FÁBIÁNCSICS L. 1965: Metaantracitos palaelőfordulás a szendrői Wintertáró 2. sz. fúrásban. — Földt. Kut. 8. p. 22.

OZORAY GY. 1959: A Cserehát (Bódva-Hernádköz) vízföldtani viszonyai. — MÁFI-Adattár.

PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — Földt. Int. Évkönyve 44. 2.

PANTÓ G. 1962: A Tokaji-hegység újravizsgálatának célkitűzései. — Földt. Közl. 91. 4. p. 370.

PANTÓ G. 1965a: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. — Évi Jel. 1963-ról, pp. 227—241.

PANTÓ G. 1965b: Helyzetkép a Tokaji-Szalánci-hegység és a Zempléni dombvidék földtani megismeréséről. — Kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat Tokaji Vándorgyűléséhez. pp. 1—5.

PANTÓ, G. 1965c: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. — Acta Geologica 9. 3—4. p. 225.

PANTÓ G. 1966: Földtani napló az Alsódobsza 1. sz. fúrásról. — MÁFI-Adattár.

PANTÓ G. 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. — Évi Jel. 1966-ról, p. 215.

PENTELÉNYI L.: 1968: Abaújszántó. — Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI-Kiadv.

PERLAKI E. 1967: Gönc. — Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI-Kiadv.

PERLAKI E.—KINCSES J. 1968: Fony. — Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI-Kiadv.

PESTHY L. 1955: A sajóhídvégi Sa 12/a. sekélyfúrás üledékkőzettani és mikromineralógiai vizsgálata. — Földt. Közl. 85. p. 188.

POJJÁK T. 1965: A Borsodi-medence miocén előtti szénelőfordulási lehetőségei. — Borsodi Műszaki Élet 10. 2. p. 1.

RADNÓTY E. 1949: Geológiai jelentés Hangács és Damak községek határában való, a hangácsi közjegyzőség szén- és szénhidrogén bejelentése alapján történő kiszállásról. — MÁFI-Adattár.

RADNÓTY E. 1954: A keletborsodi barnakőszénmedence vízföldtani kérdései. — Évi Jel. 1963-ról, I. p. 325.

RADNÓTY E. 1956: Adatok Szikszó, Megyaszó környéke földtani ismeretéhez. — Földt. Közl. 86. 4. p. 416.

RADÓCZ GY. 1965: Pannoniai hematitlencsék a Felsőbódva medencéből. — Földt. Kut. 8. p. 13.

RADÓCZ GY. 1966: A Borsodi-medence helvét összletének barnakőszénprognózisa. — Évi Jel. 1964-ről, p. 495.

RADÓCZ GY. 1968: A miskolci 200 000-es földtani térkép harmadidőszaki képződményeinek magyarázója. — Kézirat.

RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a csereháti alapfúrások eredményeiről. — Évi Jel. 1967-ről, p. 281.

REICH L. 1952: Földtani megfigyelések a Csereháti dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. — Évi Jel. 1949-ről, p. 155.

ROZLOZSNIK P. 1937: A Tokaj-hegyalja DNy-i részének s a vele dél felől határos sík terület földtani viszonyai. — Évi Jel. 1929—32-ről, p. 329.

RÓNAI A. 1961: Negyedkori képződmények tanulmányozása a Bódva-Hernád közén. — Évi Jel. 1957—58-ról, p. 165.

SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. — Földt. Int. Alk. Kiadv.

SCHRÉTER Z. 1948: Jelentés az 1948. év nyarán a M.Á.Sz.Rt. részére végzett földtani felvételekről. — MÁFI-Adattár.

SCHRÉTER Z. 1949: Jelentés Gadna község határában levő grafitos pala előfordulásról. — MÁFI-Adattár.

SCHRÉTER Z. 1952a: Újabb földtani vizsgálatok a sajóvölgyi barnakőszénmedencében. — Évi Jel. 1949-ről, p. 115.

SCHRÉTER Z. 1952b: A Szendrői Szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vázlata. — Évi Jel. 1948-ról, p. 137.

SENEŠ, J. 1956: Kelet-Szlovákia ősföldrajzi fejlődése a neogénben. — Földt. Közl. 86. 1. p. 38.

SNOPKO, L.—VASS, D. 1967: Vyt'ah zo záverečnej zprávy strukturny vot KO-1 Komarovce. — Kézirat.

SÓBÁNYI GY. 1896: A Kanyapta medence környékének fejlődéstörténete. —Földt. Közl. 26. p. 193.

STRAUSZ L. 1939: Szikszó környéke. — Évi Jel. 1933—35-ről, p. 505.

STUR, D. 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora Süßwasserquarzes des Congerien und Cerithien Schichten im wiener und ungarischen Becken. — Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 17. 1. p. 77.

Sümeghy J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évkönyve 32. 2. p. 67.

Szabó N. 1951: Előzetes jelentés a 4766. sz. szikszói és a 4665. sz. edelényi 1: 25 000 térképlapok földtani térképezéséről. — MÁFI-Adattár.

Szabó Z.—Szilárd J. 1965: A Cserehát területén 1964-ben végzett gravimétermérések. — MÁELGI-Adattár.

Szentes F. 1959: Magyarország ősföldrajzi térképei. — MÁFI-Adattár.

Széky F. 1963a: Danak 1. távlati kutatófúrás. — Évi Jel. 1960-ról, p. 374.

Széky F. 1963b: Ziliz 1. távlati kutatófúrás. — Évi Jel. 1960-ról, p. 376.

Székyné Fux V. 1965: A Telkibánya 2. sz. perspektivikus alapfúrás földtani eredményei. — Kirándulásvezető a M. Földt. Társ. Tokaji Vándorgyűléséhez. pp. 23—24.

Szikszai Gy. 1966: Felderítő kutatási javaslat a csereháti területre. — K.F.H.-Adattár.

Szilárd J. 1966: Gravitációs mérések a Cserehát területén. — Geof. Közl. 15. p. 111.

Tregele K. 1950: Felvételi jelentés 1949-ben a Cserehát Szikszó vonalától É-ra, a Bódva és Hernád közti terület földtani felépítéséről és a Rudabányai-hegységről. — MÁFI-Adattár.

Tyerentyev, J. V. 1964: Neogenovij burougolnij basszejn szeverevosztoka Vengrii. — Geologija i Razvedka. 12. p. 69.

Vadász E. 1929: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. — Földt. Int. Alk. Kiadv.

Vadász E. 1960: Magyarország földtana. 2. kiadás. — Bpest.

Vass, D. 1968: The Age and Petrographic Composition of the Neogene Filling of the Komarovce Depression. — Sborn. V'ychodoslov. muzea, seria A, geol. redy, in press. Košice.

Verebélyi K. 1964: Északborsodi lignit bányászati lehetőségei. — „A műrevalóság földtani és bányaművelési vonatkozásai." c. ankét anyagában. Miskolc.

Vitális I. 1933: Jelentés a hernádmenti Alsódobsza község szénelőfordulásáról. — MÁFI-Adattár.

Vitális I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron.

Vitális I. 1943: Jelentés a Szendrő környéki karbon kőzetekről, fő tekintettel a reménybeli karbon szénre. — MÁFI-Adattár.

Vitális S. 1939: Jelentés a szendrői lignitterületről. — MÁFI-Adattár.

Vitális S. 1942: Jelentés Alsódobsza—Szendrő és Sajógalgóc szénelőfordulásairól. — MÁFI-Adattár.

Zalányi B. 1956: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Évi Jel. 1954-ről, p. 187.

Zelenka T. 1964: A „Szerencsi öböl" szarmata tufaszintjei és fáciesei. — Földt. Közl. 94. 1. p. 52.

TIEFENGEOLOGISCHER BAU DES MIT PANNON BEDECKTEN GEBIETES VON CSEREHÁT (NW-UNGARN)

von

Gy. Radócz

Wegen Mangels an entsprechenden Schürfbohrungen lagen bis zum Niederbringen der in den letzten Jahren abgeteuften drei Basisbohrungen ziemlich wenige Angaben über den tiefengeologischen Bau des Pannon-Gebietes des Cserehát, über die Lithologie und Tiefe des paläo-mesozoischen Grundgebirges, sowie über die hiesige Verbreitung und Ausbildung der in den benachbarten

Gebieten bekannten Tertiärablagerungen vor (L. STRAUSZ 1939, Z. SCHRÉTER 1952b, L. REICH 1952, E. RADNÓTY 1956). Auch die in 1956 zur Erkundung der Fortsetzung der Borsoder Braunkohlenflöze im Westteil des Cserehát niedergebrachten Schürfbohrungen von Damak und Ziliz waren nicht einleuchtend genug hinsichtlich des geologischen Baues des inneren Raumes des Cserehát.

Der größere geologische Erkundungsgrad der benachbarten Gebiete (Bükk-Gebirge, Borsoder Becken, Rudabánya-Gebirge, Tokajer Gebirge), deren unterschiedlicher geologischer Bau sowie die Bestrebung zu einer umfaßenden, einheitlichen geologischen Einschätzung der Landschaftseinheiten Ungarns haben berechtigt, Basisbohrungen auch für den mit Pannon bedeckten, größeren Teil des Cserehát vorzusehen.

Vor der Durchführung der Basisbohrungen wurden komplexe geophysikalischen Untersuchungen vorgenommen (J. HOBOT 1964, E. VARGA-JÓSA 1964, E. KIRÁLY 1964, J. LÁNYI 1964, E. MITUCH—I. SZALAI 1965, Z. SZABÓ—J. SZILÁRD 1965), deren Ergebnisse fast vollständig publiziert wurden (ERKEL *et al.* 1966, 1967, J. LÁNYI—I. SZALAI 1966, J. SZILÁRD 1966). Über die Ergebnisse der in 1966–67 niedergebrachten Basisbohrungen Felsőgagy-1, Lak-1 und Alsóvadász-1 wurde vom Verfasser ein vorläufiger geologischer Bericht in den *Jahresberichten der Ungarischen Geologischen Anstalt für das Jahr 1967* veröffentlicht.

Die erwähnten Basisbohrungen ermöglichten das Studium der verschiedenen Schichtengruppen des Tertiärs und gestatteten einen größeren oder kleineren Einblick in den Bau des Untergrundes des Tertiärbeckens zu gewinnen. Außerdem ermöglichte der Vergleich der Bohrproben mit den Bohrmaterialien der benachbarten Gebiete auch die annähernde kartographische Darstellung der Verbreitung verschiedenen Schichtengruppen. Anschließend an den obenerwähnten vorläufigen Bericht wird hiermit (Abb. 1) ein geologisches Übersichtsprofil und in Begleitung eines kurzen Textes werden die Kartenskizzen von unten nach oben (Abb. 2–8) vorgelegt. Später wird es auch über die ausführlicheren Ergebnisse der Substanzprüfungen berichtet werden. Das erste, das Oberflächenbild des Untergrundes der Tertiärablagerungen darstellende Blatt des Kartenwerkes ist eine tiefengeologische bzw. abgedeckte geologische Karte selbst im engeren Sinne, während die Blätter der Tertiärablagerungen eigentlich nur Verbreitungskarten der in ihren Titeln angegebenen Formationen sind.

Der leichteren Orientierung halber wurden die vereinigten Tagesausbisse-Flächen paläo-mesozoischer Formationen auch mit angeführt, so daß die ohne Zeichen gebliebenen Flächen mit Tertiär und Quartär bedeckte Formationen verschiedenen Alters darstellen.

A BÖRZSÖNY HEGYSÉG NAGYSZERKEZETI HELYZETE ÉS SZERKEZETFÖLDTANI PROBLÉMÁI

Írta: NAGY GÉZA és ZSILLE ANTAL

A Duna menti vulkáni hegyvidék: a Börzsöny és a Dunazug hegység, jelenleg hazánk földtanilag leghiányosabban ismert területe. A hegység Ny-i részének ércesedése mintegy fél évezred óta ismert, s egykor virágzó bányászkodás alapjául szolgált. A bányák kimerülése lassan a bányászkodás teljes megszűnéséhez vezetett, de az érdeklődés a hajdani, nemesfémekben is gazdag börzsönyi ércesedés után később sem lanyhult, s a legutóbbi időkig ismételten a bányászati kutatások egyik fő mozgatója volt. Ezek a kezdeményezések azonban kivétel nélkül a — mondhatni — „klasszikus börzsönyi bányavidék" (Bányapuszta—Rózsahegy) területére korlátozódtak.

A hegység részletes földtani térképezését a 30-as évek kezdetén LIFFA A. és VÍGH GY. kezdte el, de ez a munka rövid idő múltán félbeszakadt. A második világháború után PANTÓ G., LENGYEL E., MIKÓ L., CSESZKÓ M., PANTÓ GY. térképezett a hegység más-más területén, azonban az újabbkori vizsgálatok egyike sem terjedt ki a Börzsöny egészére. Így állhatott elő az a különös helyzet, hogy az első, 1866-os bécsi 144 000-es földtani térképezés óta (STACHE G.) a hegység egészének átfogó rendszeres földtani térképezése a mai napig sem történt meg.

1948—1956 között a régi bányavidék területén végzett bányászati kutatás sok tekintetben vitte előbbre az ércföldtani és vulkanológiai ismereteket.

A *M. Áll. Geofizikai Intézet* 1965-ben indította meg a Börzsöny regionális geofizikai kutatását a hegység áttekintő graviméteres felmérésével, amelyet az áttekintő légimágneses, továbbá a részletes graviméteres, földmágneses és természetes potenciál mérések követtek. Fentieken kívül geoelektromos ellenállásméréseket és szeizmikus refrakciós méréseket is végeztek.

A *Földtani Intézet* 1968-ban módszertani és kísérleti jelleggel kezdte el a hegység átfogó földtani, geokémiai és szerkezetvizsgálatának előkészítését. Úgy véljük, hogy az ezen idő alatt végzett geofizikai és földtani mérések, vizsgálatok és megfigyelések egybevetését ma már a nagyobb tévedések veszélye nélkül elvégezhetjük, hangsúlyozván azonban, hogy az alábbiakban elmondottak a hegység kutatásának későbbi, fejlettebb szakában szükségszerűen módosulni fognak.

Ezt az áttekintést azonban meg kell tennünk, mert a sok tekintetben meglehetősen hézagos földtani ismeretanyag nélkülözi a hegység egészének szerkezetföldtani áttekintését és nagyszerkezeti helyzetének a földtani—tektonikai összefüggésekben való értékelését, s nem utolsósorban a földtani—geo-

fizikai vizsgálatok jövőbeni széles körű kiterjesztése szükségképpen megkívánja az egységes kutatási koncepció szerkezetföldtani megalapozását.

* * *

A Börzsöny hegység nagyszerkezeti kerete

A belső-kárpáti vulkáni övezet É-i vonulatának sajátságos, könyökszerűen elhelyezkedő tagja a Duna menti vulkáni hegyvidék. Ebben a helyzetében, első látásra, idegen testként ékelődik a Dunántúli-középhegység mezozóikuma, az Északi-középhegység, valamint a belső-kárpáti kristályos—mezozóos alaphegység és a zömmel kristályos aljzatú kisalföldi—dél-szlovákiai harmadidőszaki medencék közé.

Mind a Börzsöny, mind a Dunazug hg. a környező üledékes területek felé szinte kizárólag szerkezetileg preformált határok mentén végződik el, s egyben ezek adják a vulkáni tevékenység kereteit.

A vulkanizmus Ny-i és K-i határvonalát az ÉÉK—DDNy irányú Pilis—Krupina-i nagyszerkezeti törésrendszer alkotja. E törésrendszer több, egymással közelítőleg párhuzamos nagy törésvonalból tevődik össze, amelyeknek a Börzsöny szerkezeti fejlődésében játszott szerepére a későbbiekben még visszatérünk.

Nem kisebb jelentőségű a vulkáni terület tektonizmusában a Pilis szerkezeti rendszerébe tartozó, többnyire jellegzetes morfotektonikai elemként jelentkező ÉNy—DK-i csapásirányú törésrendszer.

Végezetül meg kell említenünk az ÉÉNy—DDK-i lefutású elnyíródási törésrendszert, amely a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén a sajátságos rögpikkelyszerkezet kialakulásával függ össze, s az előzőeknél lényegesen később jött létre. Ez utóbbi megítélésünk szerint, a rendkívül fiatal, s mindmáig aktív ún. Vardar-zóna szerkezeti rendszeréhez kapcsolódik.

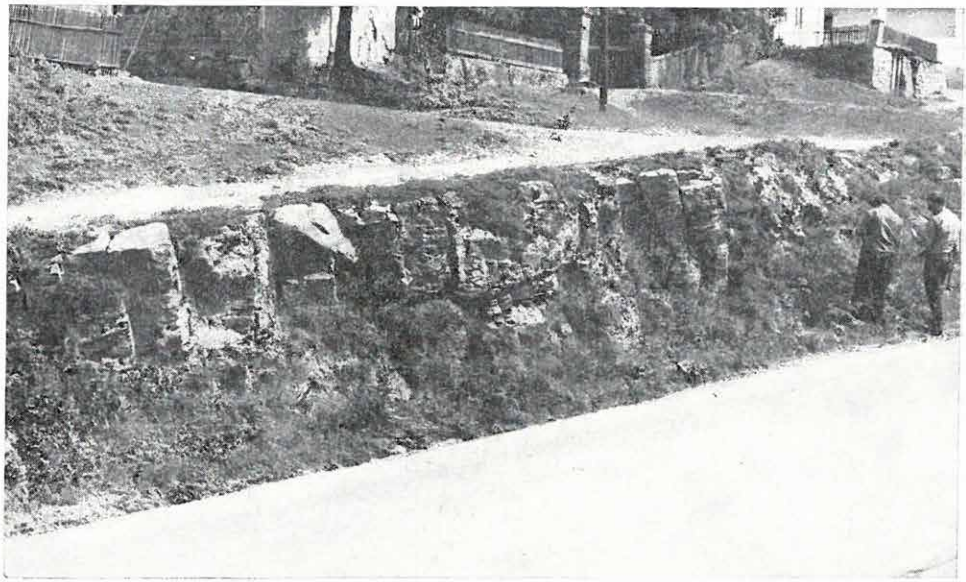
* * *

A Börzsöny hegység földtani felépítését a korábbi és a folyamatban levő vizsgálatok alapján az alábbiakban vázolhatjuk.

Az alaphegység felépítése és szerkezete

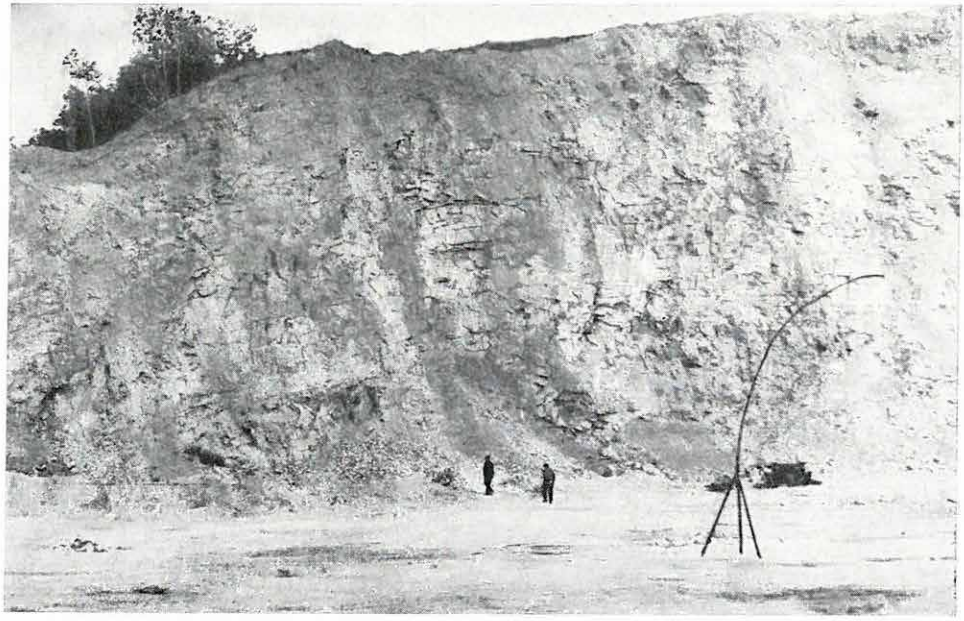
D-Szlovákiában, az É-i előtérben a felszínen, illetőleg a harmadidőszaki képződmények alatt, viszonylag kis mélységben, az alaphegységet uralkodóan kristályos pala és gránit építi fel. Ipolyságtól (Sahy) ÉNy-ra, Felsőtúr (Hor. Turovce) és Szalatnya (Slatina) környékén kárpáti kifejlődésű permi verrukánó és alsótriász kvarcit rögpikkelyek bukkannak felszínre (1. és 2. ábra). Az ipolyhídvégi (Ipelske Predmostie) fúrás 184 m-ben, míg a hegység K-i peremén, a diósjenői fúrások 590 m, ill. 735 m-ben ütötték meg a kristályos alaphegységet.

Sajnos a Börzsöny területén több alaphegységet ért mélyfúrás nincs, így csak a vulkáni képződményekből leírt kristályos, ill. mezozóos kőzetzárványok elterjedése jelenthet némi támpontot. A kristályos és mezozóos alaphegység



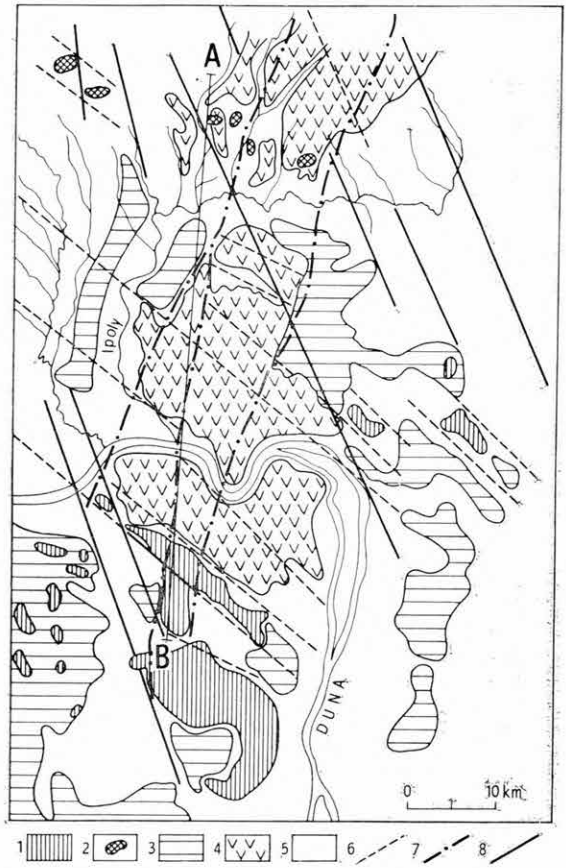
1. ábra. Diaklázisokkal szabdalt kristályos pala kibúvás. — Felsőtúr (Hor. Turovce), Szlovákia

Fig. 1. Crystalline schist outcrop dissected by diaclases. — Hor. Turovce, Slovakia



2. ábra. Kárpáti kifejlődésű alsótriász kvarcit rögpikkely. — Felsőtúr (Hor. Turovce), Szlovákia

Fig. 2. Lower Triassic quarzite, throust-sheet of Carpathian development style. — Hor. Turovce, Slovakia



3. ábra. A Börzsöny—Dunazug hegység nagyszerkezeti helyzete és szelvényvázlata. — Szerkesztette NAGY G. és ZSILLE A., 1969

1. Dél-alpi kifejlődésű mezozóos alaphegység, *2.* kárpáti kifejlődésű kristályos és perm—triász alaphegység. —Paleogén—neogén képződmények: *3.* üledékek, *4.* vulkanitok, *5.* negyedkori képződmények. — Törési övezetek: *6.* pilisi szerkezeti rendszer, *7.* pilis—krupinai rendszer, *8.* Vardar rendszer. —A—B szelvény nyomvonala

Fig. 3. Megatectonic setting and profile sketch of the Börzsöny—Dunazug Mountains. — Drafted by G. NAGY and A. ZSILLE, 1969

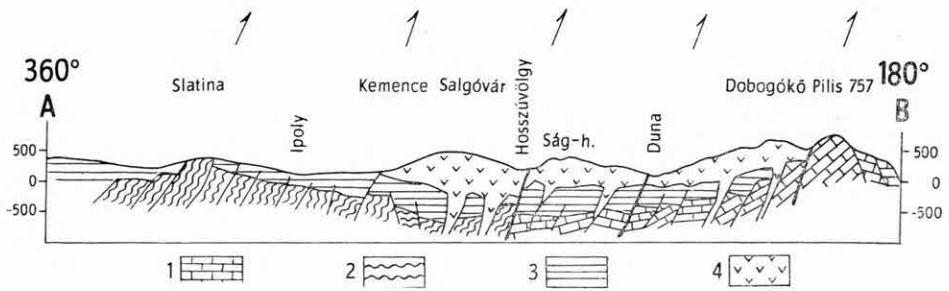
1. Mesozoic basement of South Alpine facies, *2.* Permo-Triassic crystalline basement of Carpathian style. — Paleogene-Neogene formations: *3.* Sediments, *4.* Volcanites, *5.* Quaternary formations. — Fracture zones: *6.* the Pilis structural system, *7.* the Pilis-Krupina structural system, *8.* the Vardar system. — A—B profile line

határvonalát a korábbi munkák szinte kivétel nélkül egy, a Kisinócon (nyilván a kisinóci menedékházra utalnak) átfektethető Ny—K-i vonal mentén jelölik meg.

Ha tágabb földtani keretben vizsgáljuk a kérdést, úgy mindenekelőtt ezt a feltevést kell módosítanunk. Nevezetesen: fentebb utaltunk a hegység nagyszerkezeti kereteit megszabó szerkezeti rendszerek irányára, amelyek kizárják a K—Ny-i irányítottságot. Az Ipolyság—Felsőtúr környéki alaphegység-kibúvások fő törésirányai az ÉÉK—DDNy (Pilis—Krupina-i) és az ÉNy—DK-i rendszerbe (pilisi szerkezeti rendszer) illeszkednek, mozgásmechanizmusuk alapján összetorlódott rögpikkely-szerkezetűek, északias dőléssel, antitetikus vetőrendszerrel, a dőlésirányban idősebb (permi), feltorlódott képződményekkel.

A D-i szárnyon, a Pilis hegység jellegzetes rögpikkely vonulatának szerkezete képviseli a rideg mozgásmechanizmusú ún. összetorlódott rögpikkely-szerkezet típusát. Így *semmi okunk annak feltételezésére, hogy a két tektonikailag megegyező alaphegység-front között, a vulkáni terület alatt az alaphegység szerkezeti irányítottságát ezektől elütőnek tekintsük.*

A vulkáni terület alatti alaphegységtagok tektonikailag jól meghatározott, önálló egységet: *beszakadásos szerkezeti depressziót* alkotnak (NAGY G. 1966), amelyen belül az É-i, kristályos—paleo—mezozóos és a D-i, mezozóos alaphegységövek határát az ÉNy—DK-i rendszer határozza meg. A tektonikai jellegeket és a kevés számú



4. ábra. Szerkezeti vázlat a Krupinska Vrchovina-Ny, a Börzsöny, a Dunazug és a Pilis hegységen keresztül. [Jelmagyarázat (1—4.) azonos a 3. ábráéval.]

Fig. 4. Schematical profile across the West Krupinska Vrchovina, Börzsöny, Dunazug and Pilis Mountains structures. [Legend (for *1—4*) is indentical with that of Fig. *3*.]

mélyföldtani adatot egybevetve, csaknem bizonyosra vehető, hogy a két övezet nem egyetlen, vonalszerű törés mentén érintkezik, hanem az ÉÉK—DDNy-paraklázisrendszer mentén, ÉK-ről DNy felé fokozatosan eltolódva, kulisszaszerkezetbe rendeződött. Ezt megerősíteni látszik többek között a romhányi rögök ÉNy felé meghosszabbított csapásvonalában, a diósjenői fúrásokban kimutatott kristályos alaphegység jelenléte is. A hegység K-i részén, a Kóspallag tájáig fektetett szeizmikus szelvény adatai szerint, az alaphegység felszíne Ny-i irányban fokozatosan emelkedik. A kristályos és a mezozóos alaphegység határa a körülbelül Kóspallag—Márianosztra irányában húzódó NyDNy—KÉK vonal mentén vonható meg. Ez az irány Márianosztrától K-re megtörik, s ÉNy felé fordul.

Az alaphegység szerkezetének pontosabb megismerését a közeljövőben kiterjedtebb méreteket öltő regionális geofizikai és földtani vizsgálatoktól: elsősorban a Börzsönyön átmenő gravitációs, szeizmikus és geoelektromos mérések, illetőleg a mélyföldtani és nagyszerkezet-kutató fúrások eredményeitől reméljük.

A mélyszerkezet kutatása az elméleti—tudományos kérdések eldöntésén túl kiemelkedő gyakorlati jelentőségű a tekintetben is, hogy a kristályos és mezozóos alaphegységövek határán remélhető mélyszinti ércesedés létét hivatott tisztázni.

Üledékes fedőhegység

A vulkáni képződmények alatt elhelyezkedő harmadidőszaki üledékösszlet rétegtanát és szerkezetét illetően az alaphegységhez hasonlóan, nagyrészt feltevésekre vagyunk utalva.

A Duna-balparti rögök és a Pilis—Dunazug hegység ismerete alapján a vulkáni képződmények fekvőjében, mindenekelőtt a D-i Börzsöny területén nagy valószínűséggel tetemes vastagságú paleogén (elsősorban oligocén, s talán foszlányokban eocén) üledékek helyezkednek el.

Igen jelentős e tekintetben a már hivatkozott két diósjenői fúrás mellett a szlovákiai oldalon, Ipolyszalkán (Salka) mélyült fúrás, amely az alábbi kép-

ződményeket harántolta (VASS D. nyomán):

0— 142 m felsőtorton agyag, márga, homok
142— 792 m különféle andezittufa, -breccsa, agglomerátum
792— 891 m homok, homokkő (kora bizonytalan)
891— 975 m tufitos homokkő, biotitos, muszkovitos dácittufa és tufit
975—1012 m kavics, konglomerátum, kristályos pala kavicsokkal
1012—1064 m agyag, agyagpala, tarka, aleuritos márgás agyagpala

A Pilis és Dunazug hegység ÉNy-i részének felépítését figyelembe véve kézenfekvőnek látszik, hogy az andezitösszlet alatt megfúrt rétegek már a *paleogénbe* tartoznak. Emellett szól a dácittufa és tufit jelenléte is, amely korban egybevág a pilisi paleogén (eocén—oligocén) dácitvulkanizmussal. Ezt a kapcsolatot a Párkány (Šturovo) környéki barnakőszénkutató fúrásokban kimutatott dácitnyomok is megerősítik.

A D-i Börzsönyben a vulkáni képződmények alól kibukkanó üledékes fekvő képződményeket zömmel *oligocénbe* helyezi az irodalom, bár esetenként, egyes feltárások kora vitatott.

A *miocén* képződmények elterjedése csupán fő vonásokban ismert, az egységes sztratigráfiai szemlélet hiánya folytán e fejlődéstörténeti szempontból igen jelentős rétegcsoport pontos megismerése, az egyes üledékciklusok terjedelmének rögzítése még teljességgel megoldásra vár. Az eddigi vizsgálatok eredményeiből annyi mindenesetre megállapítható, hogy a burdigalai, helvét és torton képződmények a Börzsöny É-i felén a hegységperemeken megtalálhatók, s a hegység É-i felén a miocén képződmények közvetlen fekvőjét alkotják a vulkanitoknak. A D-i Börzsönyben a vulkáni összletre a *torton—szarmata* üledékek rátelepülnek.

Vulkáni fedőhegység

A Börzsöny hegység vulkanikus eredetű főtömegének felépítését illetően — a meglehetősen nagyszámú, elsősorban petrográfiai jellegű részletmunka alapján — az előzőekhez hasonlóan, nehéz egyértelműen állást foglalni. E kérdésben is el kell tehát végeznünk a korábbi megállapításoknak az újabb geofizikai és földtani vizsgálatok alapján történő átértékelését.

A Magas-Börzsöny Ny-i részén, elsősorban a régi bányavidék környékén megjelenő, általában propilitesedett vulkanitokat PANTÓ G. (1949, 1951) korábban a börzsönyi vulkanizmus kezdeti (óharmadkori) szakaszára helyezte, utóbb azonban a torton „főparoxizmust" követő „beszakadásos működés" szubvulkáni kőzetbenyomulásának minősítette.

Kezdeti működés. A Magas-Börzsöny Ny-i részén, a Csarnavölgytől kezdődően, É—D-i irányban egy nagyobbrészt savanyú, hipo-metavulkanitokból álló övezet helyezkedik el, amely D-en sarló alakban DK felé elhajlik. E gránátos biotit kloroandezit és -dácit, amfibolos biotitandezit s alárendeltebben piroxénandezitekből álló övezetben a valódi piroklasztikumok nagyon alárendeltek, vagy teljesen hiányoznak, gyakoriak azonban a pszeudoagglomerátumos kőzetek. Az ismert börzsönyi ércesedés ehhez a kőzetfácieshez kapcsolódik.

Fő paroxizmus. A kezdeti működés vulkáni—szubvulkáni képződményeire borul a hegység fő tömegét alkotó piroxénes amfibolandezit-agglomerátum

összlet, amely kétségkívül a börzsönyi fő paroxizmust képviseli. Az agglomerátumösszleten belül helyenként láva eredetű kőzetek is megjelenhetnek. E jellegzetes rétegvulkáni képződményben egyebek mellett a kloroandezit és -dácit törmelékanyaga is megtalálható.

A fő paroxizmus képződményeire korántsem jellemző az a nagymérvű kőzetátalakulás és lebontás, amely a kezdeti szakasz vulkanitjai esetében általánosnak volt mondható.

A nagy vastagságú piroklasztikum-összlet É felé fokozatosan elvékonyodva lehúzódik egészen az Ipolyig. A szerkezetileg preformált bernecei és kemencei Nagy-völgy mentén egy-egy törészóna a piroklasztikum-összletet É felé kibillent monoklinális táblákra osztja.

Befejező működés. A vulkáni működés befejező szakaszára kétségkívül a hasadékvulkánosság jellemző. A korábbi szerzők által már részletesen ismertetett telérkőzetek (amfibolos augitandezit, zöld amfibolos andezit) keletkezésén kívül ide soroljuk a hegység Ny-i szegélytörési zónájában, valamint a kezdeti és fő paroxizmus határövezetében jelentkező amfibolos piroxénandezit vonulatokat. Ez a képződmény részben kőzettelérszerű benyomulásokat, részben határozott sorba rendeződött vulkáni kúpokat alkot (utóbbit főként a D-i Börzsöny területén), s számottevő lebontási, kőzetelváltozási jelenséget nem mutat.

* * *

Összefoglalásképpen tekintsük át a Duna menti vulkanizmus, s ezen belül a Börzsöny hegység földtani—vulkanológiai és szerkezeti fejlődését.

A vulkanizmus megindulását két elütő geotektonikai egység: a kárpáti rendszerbe tartozó kristályos—paleo-mezozóos tömeg (Veporidák), és az intermid, dél-alpi kifejlődésű mezozóos alaphegységöv (Dunántúli-középhegység) megtorlódásával hozatjuk kapcsolatba.

E torlódásos szerkezetalakulást kísérő vulkánosság első, korban pontosan meghatározott kitörési fázisát a Pilis hegység területéről ismerjük. Ez az iniciális jellegű, az illyr—pireneusi—helvéti mozgásokhoz kapcsolódó riodácit—dácit vulkanizmus a *felsőlutéciai* emeletben indul meg, s tetőfokát az *eocén—oligocén határán* éri el.

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének szerkezeti átrendeződésével együtt a kitörési centrum ÉNy-ról fokozatosan DK felé tolódott, és a stájer fázis idején már teljesen áttevődött a hegység DK-i részére. Ez a második, feltehetően a helvétben meginduló vulkáni ciklus az előzőnél némiképp bázisosabb, az andezitek felé fokozatosan átmenő differenciált kőzetképződést eredményezett (Nagy G. 1966, Zelenka T. 1960).

Jóllehet, a börzsönyi vulkanizmus kezdetére vonatkozóan egyelőre biztos támpontunk nincs, a vulkáni tevékenység megindulása — a pilisi analógia, valamint a belső-kárpáti vulkanizmus időben fokozatosan K felé tolódó tendenciája alapján — a hegység Ny-i részén valószínűsíthető.

A hegység É-i és D-i felének elütő vulkanológiai jellege bizonyos fokú időbeli különbséget is jelent. A kezdeti működés idején elsősorban az ÉÉK—DDNy-i csapásirányú dilatációs törésrendszer volt a meghatározó tényező. Részleteiben ma még nem tisztázott, de feltehető, hogy már a kezdeti működés

idején szerepe lehetett a vulkanizmus kereteinek megszabásában az ÉNy—DK-i törésrendszernek is. Ezzel magyarázható az idősebb képződmények D felőli éles lehatárolódása. Emellett számos körülmény utal arra, hogy ez utóbbi törésrendszer már a kezdeti működés utófázisában egyre inkább meghatározó tényezővé vált, ezért az utómagmás ércesedés befogadó szerkezetének kutatásánál a korábbiaknál nagyobb súllyal kell tekintetbe vennünk.

A fő paroxizmus centrumának K felé való eltolódása a fentebb hivatkozott tendenciákkal egybevág, s ezt a korábban felnyomult kőzettömeg időközbeni megszilárdulása is befolyásolhatta. Ebben a szakaszban már legalábbis egyenrangú szerepet tölt be az ÉNy—DK-i csapású törésrendszer; ez legszembetűnőbben a D-i Börzsöny—Dunazug hegység területén a fő paroxizmus térbeli széthúzódásában jut érvényre.

A befejező működés kitörési irányítottsága továbbra is megegyezik a korábbiakkal. A hasadékok felnyílása a beszakadásos szerkezeti depresszió kialakulásával kapcsolatosan, elsősorban a hegységperemeken, valamint a megelőző kitörési övek határzónáiban következik be.

A hegység további szerkezetalakulásába az egészen fiatal (rhodáni—román—passadéniai) fázisok idején belép az ÉÉNy—DDK-i csapású „Vardar-rendszer" is.

E fiatal kéregmozgások a hegység vulkáni tömegének rögökre tagolásában, éles morfotektonikai formák kialakulásában nyilvánulnak meg.

IRODALOM

BALKAY, B. 1960: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. — Ann. Univ. Sc. Eötvös; Bpest, III.

CSESZKÓ M. 1958: A szobi Csákhegy környékének kőzetföldtani jellemzése. — Földt. Közl. 88.

LENGYEL E. 1956a: A Börzsönyhegység K-i peremének földtani és kőzettani ismertetése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról.

LENGYEL E. 1956b: A Börzsönyhegység Nógrád-Szokolya környéki területének újrafelvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről.

LIFFA A.—VÍGH GY. 1937: Adatok a Börzsöny hegység bányageológiai viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. az 1929—32. évekről.

NAGY G. 1964: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.

NAGY G. 1966: A Dorog-Esztergom vidéki paleogén terület szerkezeti helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

PANTÓ G. 1949: A nagybörzsönyi ércelőfordulás. — Földt. Közl. 79.

PANTÓ G. 1951: Jelentés az 1946. évi nagybörzsönyi bányaföldtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről.

PANTÓ G.—PANTÓ D.—MIKÓ L. 1960: Zárójelentés a nagybörzsönyi színesfém- és nemesérc előfordulás bányászati kutatásáról. — Kézirat. ELGI Adattár.

PANTÓ G.—MIKÓ L. 1964: A nagybörzsönyi ércesedés. — Földt. Int. Évk. L. 1.

PANTÓ GY. 1966: A Börzsönyhegység É-i részének harmadidőszaki vulkanizmusa. — Kand. ért. MÁFI Könyvtár.

SCHEFFER V. 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánáti-árok felszín alatti vonulatának követéséhez a Kárpát-medencékben. — Földt. Közl. 93.

STACHE, G. 1866: Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Waitzen. — Jb. d. k. k. geol. R. A.

Szabó Z. 1967: Komplex geofizikai kutatás a Börzsönyhegységben. — ELGI. 1966. Évi Jel.

Zelenka T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. — Földt. Közl. 90.

Zsille A. 1968a: Komplex geofizikai kutatás a Börzsöny-hegységben. — ELGI. 1967. Évi Jel.

Zsille A. 1968b: Jelentés a Börzsönyhegységben végzett földmágneses, graviméteres és PS-mérésekről. — Kézirat. ELGI Adattár.

MEGATECTONIC SETTING AND PROBLEMS OF STRUCTURAL GEOLOGY IN THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS

by

G. Nagy—A. Zsille

In the westernmost members of the Inner Carpathian Volcanic Belt, the Börzsöny and Dunazug Mountains, volcanism seems to have been initiated by the drifting of the crystalline Paleozoic–Mesozoic mass of the Carpathian system against the „Central Mountains", basement zone of South Alpine facies and of Internide character. The earliest, initial phase of this volcanism has been recorded in the Pilis Mountains. The subsequent eruption phases were progressively shifted eastwards from Late Lutetian to Helvetian time.

The initial phase of the Börzsöny Mountains volcanism was concentrated in the western part of the mountains, controlled by the NNE–SSW-striking Pilis–Krupina structural system and by the NW–SE-striking Pilis system.

The eruption centre of the main paroxism, which produced enormous masses of pyroclastics, was displaced to the east as compared to the initial volcanism.

The final volcanism was labial, along earlier lineaments, and produced mainly pyroxenic andesites. Rejuvenations were controlled by the development of a sunk-in depression which had defined the megatectonic pattern of the region.

During the later tectogenesis of the Börzsöny Mountains, in the late (Rhodanian or Rumanian-Passadena) phase, a NNW–SSE-trending system of faults joined the pre-existent „Vardar-Zone".

JELENTÉS A NAGYBÖRZSÖNYI HIDROTERMÁLIS ÉRCESEDÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATÁRÓL

Írta: NAGY BÉLA

A Magyar Állami Földtani Intézet *Geokémiai Osztályán*, a területi ritkafémkutatási program keretében, 1968—69-ben a Börzsöny hegység területén dolgoztunk.

A hegység földtani képződményeinek áttekintő geokémiai vizsgálatával egyidőben a középkortól ismeretes nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés geokémiai viszonyait is tanulmányoztuk, ennek eredményeit a következőkben foglaljuk össze.

A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés ércföldtani, földtani viszonyaival eddig több kutatónk foglalkozott. Így KISS J. (1920), LIFFA A.—VÍGH GY. (1937), KOCH S.—GRASSELLY GY. (1952), HALÁSZ A.—FÖLDVÁRI A.—PANTÓ G. (1951), KISVARSÁNYI G. (1953), GŐBEL E. (1956) és PANTÓ G.—MIKÓ L. (1964).

Fenti kutatók az ércesedés geokémiai viszonyairól főleg csak tájékoztató jellegű adatokat közöltek.

Földtani és ásványtani jellemzés

Az ércesedés földtani környezetét durva andezitagglomerátummal váltakozó lávaárak és telérek alkotják. A vulkáni működés kezdeti termékeként gránátos amfibolandezit, majd a fő paroxizmus idején piroxénes amfibolandezit és agglomerátum keletkezett. Ebbe nyomult be szubvulkáni képződményként az amfibolandezit és amfiboldácit. Ezek a képződmények erősen zöldkövesedtek.

Az ércesedés a zöldkövesedett dácithoz kapcsolódik. A propilitesedett kőzeteket telérszerűen amfibolandezit törte át. Az ércesedés közvetlen mellékkőzete a bányászati feltárások szerint — zöldkövesedett dácit és amfibolos piroxénandezit.

A hidrotermák felhatolása zárt hasadékrendszerben történt. A forróvizes oldatok kisebb repedések hálózatán nyomultak fel, elbontva a mellékkőzetet. A preformált hasadékok hiánya miatt a rendszerben uralkodó nyomás sokkal nagyobb volt, mint amilyen a hidrotermális telérek keletkezésénél általában lenni szokott. Így magas hőmérséklet és az átlagosnál nagyobb nyomás magyarázza — KOCH S. (1966) szerint — a vulkáni kőzetek kíséretében fellépő érces telérekben általában szokatlan turmalin megjelenését is.

Az ércesedés szabálytalanul, hálózatosan, tömbösen, fészkekben oszlik el, mert az ércet hozó termák az elbontott dácit- és andezittömegben kioldás révén tágított résekbe, üregekbe rakták le fémtartalmukat.

Az ércesedés — KOCH S. és GRASSELLY GY. (1952), majd PANTÓ G. és MIKÓ L. (1964) vizsgálatai szerint — határozottan két szakaszban ment végbe. Szerintük az első, magasabb hőmérsékleten lezajlott ércesedés főtermékei: a pirrhotin, marmarit és a szfalerit-csillagokban dús kalkopirit. A második szakasz ércei, amelyek az első szakasz ércei rovására keletkeztek: az arzenopirit, a galenit és a bizmutásványok. E második szakasz érchozó oldatai hozták a nemesfémeket is.

Az ércesedés ásványtársasága rendkívül gazdag. KOCH S. (1966) összefoglalása szerint a nagybörzsönyi ércesedési területről a következő ásványok ismertek:

— *Elsődleges ásványok:* turmalin, apatit, rutil, pirit I, galenit I, pirrhotin, szfalerit I, kalkopirit.
— *Részben a pirrhotin anyagából keletkeztek:* arzenopirit, glaukonit, sziderit, gélpirit, melnikovitpirit, pirit II, markazit, löllingit, valeriit.
— *Az ércképződés későbbi szakaszában keletkeznek:* galenit II, szfalerit II, kalkopirit II, semseyit, termésbizmut, termésarany, tetraedrit, bizmutin, cosalit, emplektit, tetradimit, bizmuttellurid, csiklovait, hessit, petzit, molibdenit, proustit.
— *Előfordulásuk kétséges:* stefanit, meneghinit, sartorit, sternbergit, nagyágit, szilvanit.
— *Kísérő ásványok:* kvarc, ametiszt, kalcit, barit, fluorit, sziderit.
— *Másodlagos ásványok:* hidromuszkovit.
— *Az oxidációs öv másodlagos ásványai:* cerussit, magnetit, limonit, cronstedtit, stilpnomelan, goethit, melanterit, kalkozin, kovellin, pisanit, kröhnkit, gipsz, hialit, claudetit, terméskén (diadochit).
— *Az ásványtársulás felépítésében* KOCH S. (1966) *szerint:* S, O, Fe, Al, Zn, Pb, Si, C, Ca, As, Cu, B, Mg, K, Bi, Mn, Na, Cd, H, Sb, Ba, Ag, Co, F, P, Au, Te, Ni vesznek részt. Spektroszkópiai úton ezeken kívül eddig Sn, Mo, Cr, V, Ga, Sr, Ti-t mutattak ki.

A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedési terület, a feltárások térbeli elhelyezkedése szerint négy részterületből áll. Ezek a következők:

Rózsabányai ércesedési terület
Fagyosasszony-bányai ércesedési terület
Bányapusztai ércesedési terület
Kurucpataki ércesedési terület

Az ércesedést, mely a mai ismereteink szerint a legnagyobb tömegben a Rózsahegy tömegében jelentkezik, a bányák művelése idején az Alsó- és Felső-Rózsabánya, az Istenáldás- és a Ludmilla-tárók, valamint a Fagyosasszony-bánya tárói tárták fel.

Az ércesedés bányászati újrakutatását 1951-ben altáró kihajtással kezdték meg, melynek célja a központi, ún. rózsahegyi ércesedés mélyebb szinti megkutatása volt. Az altáró kihajtását a Kovács- és a Börzsöny-patak találkozásánál, a Kispogányhegy lábánál kezdték meg. Ezzel a rózsahegyi ércesedés (Rózsabánya, Fagyosasszony-bánya, Ludmilla-táró) mélyebb szinti kifejlődését ismerték meg. Sajnos a kutatások 1956 elején negatív eredménnyel zárultak, mivel megállapítást nyert, hogy az iparilag felhasználható érc mennyisége modern bányászat számára nem elegendő.

Az ércesedés geokémiai vizsgálata

Az ércesedés geokémiai vizsgálatát a bányászati feltárások hányóin gyűjtött anyagok alapján kezdtük meg. Később, ezekhez a mintáinkhoz a MÁFI Múzeumából néhány régibb, ismert lelőhelyről származó mintát is kaptunk.

Az egész ércesedési területről összesen 140 db mintát vizsgáltunk, ezek a lehetőségekhez (feltárások) képest mind a négy részterület ércesedését (Rózsabányai, Fagyosasszony-bányai, Bányapusztai és Kurucpataki ércesedést) felölelik.

Az egyes mintákat érctípusonként nagyobb mennyiségű (5—6 kg) ércanyag átlagolásával nyertük. Az érctípusok elkülönítését ásványtani vizsgálatokkal (optikai, röntgen) végeztük.

A begyűjtött mintákból a MÁFI Geokémiai Osztályán — Zentai P. (1967a) módszerei szerint — tájékoztató és mennyiségi specifikus színképelemzések készültek. Ezek eredményeit az 1. és 2. sz. táblázatokban vontuk össze.

Az érctípusok vizsgálatán túlmenően az egyes elemek dúsulásainak ásványtani okaival is foglalkoztunk, ezért lelőhelyenként az átlagminták anyagából az ércásványokat külön-külön is megvizsgáltuk. Ezek mennyiségi színképelemzési eredményeit a 3. táblázat tartalmazza.

Geokémiai vizsgálataink eredményeit — ércesedési részterületenként — a következőkben összegezhetjük.

Rózsabánya

A központi területen levő ún. rózsabányai ércesedés anyagát a középkori bányászat és az újkori bányászat több szinten (Felső Rózsa-táró 522,0 m tszf., Alsó Rózsa-táró 469 m tszf., Rózsa-akna, Altáró 365 m tszf.) tárta fel. A feltárások hányóin gyűjtött ércanyag (a Felső Rózsa-táró hányója kivételével) az összefüggő bányászati műveletek miatt kevert. Így az Alsó Rózsa-táró hányójára már minden bizonnyal a Rózsa-akna anyagából is kerülhetett ércanyag, nem is beszélve az altáró hányójáról, ahol az egész központi ércesedés anyaga megtalálható. Ezért a terület jellemzését csak összevontan adhatjuk meg.

A rózsabányai ércesedés — mint azt Koch S. és Grasselly Gy. (1952), Pantó G. és Mikó L. (1964) ásványtani vizsgálatai kiderítették — kevert jellegű. Ezt a kevert jellegű ércesedést tükrözik színképelemzési adataink is (2., 3. táblázatok).

Geokémiai vizsgálataink alapján az a korábbi felfogás, mely szerint itt egy kezdeti magasabb hőmérsékletű pirrhotinos, galenites, szfalerites ércesedés után egy alacsonyabb hőmérsékletű arzenopirites ércesedés következett, nem igazolható, mivel éppen az arzenopirites ércesedési szakasznak van a legmagasabb hőmérsékletre jellemző nyomelemtársasága (W, Bi, Co, Ni, U*, Ag, Be).

Ércoptikai vizsgálataink alapján — Koch S. és Grasselly Gy. (1952),

* Az U-t csak minőségileg vizsgáltuk.

A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés területéről származó érc-

Saját minta száma	B	Mn	Cu	Ga	Pb	V	Ti	Ag	Zn	Ni
798	1600	4000	6000	25	2500	10	1000	10	10000	16
799	400	600	100	< 2,5	400	40	250	6	160	16
800	600	250	60	< 2,5	60	< 4	250	1,6	160	10
803	< 25	1600	1600	< 2,5	4000	< 4	< 100	10	> 10000	< 2,5
844	< 25	1600	2500	< 4	> 10000	< 4	< 160	> 40	1000	< 4
845	25	1000	4000	< 4	4000	< 4	< 160	10	1600	< 4
846	< 25	1600	1600	< 4	> 10000	< 4	< 160	> 40	1600	< 4
849	< 25	1600	4000	10	4000	< 4	< 160	16	> 10000	25
853	< 25	1000	16000	< 4	4000	< 4	< 160	40	> 10000	6
856	< 25	6000	1600	4	400	< 4	400	4	> 10000	< 4
189	< 10	6000	250	< 2,5	250	< 2,5	< 100	1,6	1000	< 2,5
190	60	2500	10000	< 2,5	4000	< 2,5	< 100	10	6000	< 2,5
199	1600	400	4000	10	600	4	1000	< 0,1	600	2,5
200	250	1600	600	1,6	600	2,5	100	< 0,1	6000	< 2,5
195	25	600	60	< 1,6	25	100	< 100	< 0,1	600	< 2,5
196	40	10000	160	16	1600	40	2500	< 0,1	> 10000	2,5
197	100	400	1000	< 1,6	160	< 2,5	160	< 0,1	6000	< 2,5
198	2500	250	250	10	160	16	2500	< 0,1	< 100	< 2,5
181	< 10	1600	40	40	16	100	6000	< 0,1	< 100	2,5
182	16	4000	25	25	60	100	4000	< 0,1	< 100	< 2,5
183	16	2500	25	16	2,5	60	4000	< 0,1	< 100	2,5
184	< 10	1600	25	16	100	16	1600	< 0,1	600	2,5
192	< 10	1600	60	16	25	25	4000	< 0,1	< 100	2,5
193	1600	1000	10000	10	1000	< 2,5	1000	< 0,1	2500	< 2,5
194	1600	1600	250	10	1000	2,5	1000	< 0,1	2500	10
806	25	4000	100	< 2,5	160	6	1000	1,6	10000	6
163	40	160	250	4	250	4	1600	1,6	250	10
164	2500	2500	600	16	1600	4	600	10	> 10000	2,5
165	1600	2500	600	6	4000	2,5	< 100	10	> 10000	60
166	< 10	1000	25	< 2,5	4000	< 2,5	< 100	sok	> 10000	< 1,6
167	250	1000	16	< 2,5	160	< 2,5	< 100	10	600	100
168	160	1600	1600	4	600	< 2,5	< 100	sok	400	40
169	40	1600	6000	< 2,5	2500	< 2,5	< 100	sok	1600	1,6
170	60	2500	4000	< 2,5	1600	< 2,5	< 100	sok	1600	60
171	100	1600	10000	4	600	< 2,5	< 100	sok	2500	2,5
172	16	1600	60	16	40	2,5	1600	< 0,1	< 160	4
173	25	2500	40	25	100	4	2500	< 0,1	< 160	4
174	2500	1000	100	2,5	160	< 2,5	600	1,6	< 160	2,5
175	250	1600	6000	< 2,5	6000	< 2,5	< 100	sok	1600	40
807	60	1600	2500	< 2,5	600	< 4	< 100	10	4000	100

1. táblázat

és mellékkőzetminták tájékoztató színképelemzési adatai g/t-ben

Co	Sr	Cr	Ba	Li	Bi	As	Sb	Cd	In	Sn
250	160	< 2,5	< 60	60	100	2500	400	< 60	60	< 10
250	< 16	< 2,5	< 60	40	160	6000	400	< 60	< 4	< 10
160	< 16	< 2,5	< 60	25	> 160	10000	400	< 60	< 4	< 10
40	250	< 2,5	100	40	< 25	< 600	< 250	100	40	< 10
400	400	< 2,5	< 100	40	160	< 600	< 250	400	6	< 10
40	400	< 2,5	< 100	25	160	< 600	< 250	250	10	< 10
40	400	< 2,5	< 100	40	160	< 600	< 250	160	< 2,5	< 10
250	60	< 2,5	100	40	160	10000	< 250	< 60	10	25
40	600	< 2,5	4000	100	160	6000	< 250	400	> 60	160
25	100	< 2,5	400	100	< 25	< 600	< 250	1000	60	40
16	< 16	< 1	< 60	60	< 25	< 250	< 100	100	< 2,5	6
16	< 16	< 1	< 60	25	100	2500	< 100	160	25	25
160	< 16	< 1	< 60	25	> 160	10000	< 100	< 40	6	60
10	100	< 1	< 60	40	100	< 250	400	< 40	< 2,5	25
< 6	600	< 1	400	25	< 16	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
60	< 16	1	400	40	< 16	< 250	< 100	< 40	10	60
100	< 16	< 1	< 60	16	160	10000	400	< 40	4	6
6	< 16	6	< 60	25	100	250	< 100	< 40	25	10
16	1000	6	1000	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
< 6	400	6	1600	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
16	60	4	400	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
6	400	6	600	40	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
10	400	6	600	60	< 16	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
250	< 16	< 1	< 60	25	160	10000	160	< 40	25	60
> 250	< 16	< 1	< 60	16	160	> 10000	400	< 40	4	25
10	160	2,5	250	40	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	< 10
25	16	10	160	25	40	250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
100	250	4	100	40	60	1600	< 100	400	10	60
160	250	4	< 40	40	60	> 10000	160	< 40	60	25
< 4	< 16	< 1	< 40	25	> 160	4000	< 100	< 40	40	40
> 250	< 16	2,5	< 40	25	> 160	> 10000	400	< 40	25	60
160	< 16	2,5	< 40	40	> 160	> 10000	2500	< 40	40	40
160	< 16	1,6	< 40	25	> 160	> 10000	160	160	25	16
160	< 16	4	< 40	25	> 160	> 10000	250	< 40	60	< 6
60	< 16	1,6	100	40	> 160	> 10000	< 100	100	< 2,5	< 6
4	600	10	1000	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
4	1000	25	1000	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
6	< 16	10	< 40	40	> 160	600	< 100	< 40	60	< 6
> 250	250	< 1	100	25	> 160	> 10000	400	60	< 2,5	25
250	< 16	6	< 60	25	> 160	> 10000	400	< 60	25	100

Saját minta száma	B	Mn	Cu	Ga	Pb	V	Ti	Ag	Zn	Ni
808	< 25	1600	60	16	< 4	25	2500	< 0,16	< 160	10
810	400	1600	2500	< 4	400	< 4	< 100	6	6000	16
811	25	1600	250	< 4	250	< 4	< 100	1,6	400	40
812	250	2500	4000	< 4	10000	25	< 100	> 40	4000	25
818	< 25	1600	250	< 4	250	< 4	< 160	1,6	400	40
819	40	250	1600	< 4	250	< 4	< 160	10	1600	60
821	< 16	4000	16000	< 4	6000	< 4	< 160	16	> 10000	10
822	60	1600	2500	< 4	250	< 4	< 160	16	600	160
1087	< 25	400	1600	6	160	< 4	< 160	6	250	< 4
843	< 25	1600	40	10	600	40	2500	4	1000	< 4
1009	400	400	100	< 2,5	100	< 4	250	10	< 160	< 4
1010	1600	160	100	6	160	25	1600	2,5	600	< 4
1015	1000	100	60	10	600	16	1000	6	400	< 4
1016	2500	250	40	< 2,5	160	< 4	400	2,5	250	< 4
1017	2500	250	100	< 2,5	600	10	400	10	1600	40
1018	2500	250	160	< 2,5	250	< 4	600	6	1000	10
1022	1600	100	100	< 4	40	< 4	250	10	600	< 4
1023	600	400	600	< 2,5	600	< 4	600	10	1000	40
1024	2500	100	60	10	250	< 4	600	6	600	16
1025	400	1000	600	< 4	600	< 4	< 160	10	600	16
1026	600	1000	1000	< 2,5	400	< 4	< 160	10	10000	60
1027	600	400	160	6	> 10000	< 4	< 160	> 25	4000	< 4
176	40	1000	100	10	1600	100	4000	4	1000	< 1,6
177	10	2500	60	16	6	40	2500	sok	100	2,5
178	60	1600	160	16	4000	160	4000	6	600	< 1,6
179	25	1600	60	25	16	60	2500	sok	160	1,6
863	< 25	1000	100	10	160	25	1600	0,6	250	4
839	25	2500	60	16	160	60	6000	0,4	1000	< 4
840	25	600	60	10	160	40	2500	0,6	1000	< 4
830	25	1000	100	16	1600	250	6000	2,5	2500	6
831	< 16	600	600	10	40	25	4000	< 0,25	2500	< 4
834	40	1000	60	16	600	160	2500	10	1600	< 4
837	40	400	60	10	1600	60	2500	6	1000	< 4
861	< 25	1600	100	10	160	25	1600	1,6	160	< 4
862	< 25	1000	1600	10	100	16	1600	2,5	600	< 4
826	100	400	100	40	4000	160	4000	16	600	< 4
827	40	400	100	16	2500	100	4000	10	400	< 4
828	40	1600	600	16	1600	25	2500	16	6000	< 4
829	40	1600	600	10	2500	40	4000	16	10000	< 4

1. táblázat folytatása

Co	Sr	Cr	Ba	Li	Bi	As	Sb	Cd	In	Sn
10	60	6	250	60	60	< 600	< 250	< 60	< 4	< 10
250	40	< 2,5	< 100	100	> 160	> 10000	< 250	< 60	6	40
16	< 16	< 2,5	< 100	40	< 25	< 600	< 250	< 60	10	< 10
160	1000	4	250	40	> 160	10000	400	< 60	10	160
16	< 16	< 2,5	< 100	40	< 25	< 600	< 250	< 60	10	< 10
250	100	10	250	40	> 160	6000	400	< 60	25	25
250	< 16	< 2,5	250	160	> 160	6000	250	160	60	160
250	40	< 2,5	< 10	60	> 160	> 10000	400	< 60	40	100
40	250	< 2,5	< 100	40	60	1000	< 250	< 60	< 4	< 6
< 10	< 16	< 2,5	400	16	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	< 16	< 2,5	< 100	16	60	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 16
40	< 16	10	250	25	100	6000	250	< 60	< 2,5	< 6
< 10	< 16	4	< 100	40	100	1000	250	< 60	< 2,5	25
< 10	< 16	10	< 100	40	60	2500	< 250	< 60	6	< 6
160	25	10	< 100	25	100	6000	400	< 60	25	16
100	< 16	10	< 100	25	100	10000	< 250	< 60	16	< 6
10	< 16	6	< 100	10	160	2500	250	< 60	6	< 6
160	< 16	< 4	< 100	40	> 160	2500	400	< 60	< 2,5	10
100	< 16	10	< 100	40	> 160	6000	250	< 60	10	< 6
160	60	< 4	< 100	160	100	< 600	250	< 60	< 2,5	< 6
160	40	< 2,5	< 100	16	100	> 10000	1000	250	< 4	25
250	< 16	< 4	< 100	60	> 160	1600	600	< 60	< 4	100
< 4	40	6	400	25	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 25
< 4	600	25	1000	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
< 4	< 16	25	600	40	< 25	600	< 100	< 40	< 2,5	60
< 4	400	16	600	60	< 25	< 250	< 100	< 40	< 2,5	< 6
< 10	600	16	1000	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	10
< 10	160	4	600	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	10
< 10	< 16	< 2,5	250	6	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	10
16	25	16	1000	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	60
16	400	6	400	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	< 10
< 10	25	10	1000	40	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	< 10
< 10	< 16	< 2,5	250	16	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	25
< 10	600	16	1000	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	600	16	1000	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 6	< 10
< 10	60	25	250	40	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	100
< 10	60	6	400	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	40
16	400	10	1600	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	40
16	400	10	1600	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 4	60

Saját minta száma	B	Mn	Cu	Ga	Pb	V	Ti	Ag	Zn	Ni
1222	< 25	1000	25	16	40	40	1600	< 0,16	< 160	< 4
864	< 25	600	25	16	60	10	1600	< 0,16	< 160	< 4
865	< 25	250	25	< 4	< 4	16	1000	< 0,16	250	< 4
866	< 25	600	25	10	16	25	1600	< 0,16	< 160	< 4
867	< 25	600	60	10	< 4	40	2500	< 0,16	< 160	< 4
873	< 25	1000	60	16	160	40	2500	0,4	400	< 4
874	< 25	1000	40	16	100	100	250	0,6	600	< 4
875	< 25	400	40	6	160	100	1600	0,16	250	< 4
877	100	400	40	6	60	60	1600	< 0,14	600	< 4
878	< 25	1000	100	16	60	60	2500	0,4	600	< 4
879	< 25	400	100	40	100	25	6000	0,4	< 160	< 4
880	100	1600	250	25	10	60	2500	0,6	1000	< 4

Minták lelőhelye, száma és jellemzése

Áltáró-hányó

798. pirites, arzenopirites dúsérc
799. kvarcos, kalcitos, arzenopirites érc
800. kvarcitos, arzenopirites érc
803. pirites, pirrhotinos, arzenopirites érc
844. tömeges pirrhotin
845. tömeges pirrhotin
846. galenites, pirrhotinos dúsérc
849. kvarcos, arzenopirites, kalkopirites dúsérc
853. kalkopirites dúsérc
856. kvarcos, szfalerites érc
189. pirrhotinos érc
190. pirrhotinos érc
199. ércimpregnációs bontott andezit
200. szfalerites, kalcitos érc
195. pirites, kalcitos érc
196. szfalerites andezit
197. pirites, szfalerites kvarcit
198. finomszemcsés kvarcit
181. oxiandezit
182. pirites hidroandezit
183. finomszemcsés hidro-kloro-andezit
184. kovásodott kloro-andezit
192. pirites, kovás andezit
193. pirites, agyagásványosodott andezit
194. pirites hidroandezit

Ludmilla-táró

806. erősen bontott andezit

Alsó Rózsa-táró

163. pirites kvarcit
164. szfalerites, pirites érc
165. galenites, pirites kvarcit
166. pirites, pirrhotinos, arzenopirites érc
167. pirites, arzenopirites, kalkopirites érc
168. tömeges arzenopirites érc
169. pirites, arzenopirites érc
170. arzenopirites, kalkopirites érc
171. pirites, kalkopirites érc
172. amfibol-andezit (üde)
173. pirites andezit (bontott)
174. finomszemcsés kvarcit
175. tömeges arzenopirit
807. arzenopirites dúsérc (átlag)
808. arzenopirites dúsérc (átlag)
810. arzenopirites pirrhotin
811. tömeges arzenopirites érc
812. kalcitos, szfalerites arzenopirit
818. kalcitos, arzenopirites, pirites érc
a) pirrhotinos átlagminta
b) arzenopirites átlagminta
c) arzenopirites átlagminta
A) pirrhotinos átlagminta
B), *C)*, *D)* arzenopirites átlagminta
819. arzenopirites, pirites érc
821. pirites, arzenopirites ércanyag
822. arzenopirites dúsérc

A vizsgált minták közül a 846-ban és a 849-ben 400 g/t **Te:** a 189-ben 21 g/t, a 199-ben 100 g/t, a 198-ban 51 g/t, a 164-ben 200 g/t **Be:** a 800-ban 2500 g/t, a 167-ben 600 g/t, a 807-ben 1600 g/t, a 810-ben 160 g/t, a 822-ben 250 g/t, az 1009-ben 400 g/t, az **1011**-ben 400 g/t, az 1017-ben 1600 g/t, az 1018-ban 250 g/t, az 1023-ban 600 g/t, az 1025-ben 250 g/t, az 1026-ban 160 g/t **W** van.

1. táblázat folytatása

Co	Sr	Cr	Ba	Li	Bi	As	Sb	Cd	In	Sn
< 10	400	10	600	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 6
< 10	400	6	600	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	100	4	400	25	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	400	16	600	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	250	6	400	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	160	< 2,5	250	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	160	< 2,5	160	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	25	< 2,5	250	16	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	< 16	< 2,5	250	25	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	160	< 2,5	250	100	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	40	4	600	60	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10
< 10	60	2,5	1000	40	< 25	< 600	< 250	< 60	< 2,5	< 10

Rózsa-akna

1087. pirites, szfalerites, arzenopirites dúsérc

Rózsahegy

843. üde andezit

Felső Rózsa-tároló hányó

1009. limonitos, sejtes kvarcit
1010. limonitos, sejtes kvarcit
1015. kvarcos, arzenopirites andezit
1016. arzenopirit, kvarcit, andezittel
1017. arzenopirites, limonitos kvarcit
1018. arzenopirit kvarcittal
1022. arzenopirites, sejtes kvarc
1023. dús arzenopirites érc
1024. arzenopirites kvarcit
1025. arzenopirit kvarcittal
1026. szfalerites, arzenopirites, kvarcitos érc
1027. tömeges arzenopirit kvarcittal

Istenáldás-tároló

176. okker
177. okker
178. amfibol-andezit, kovásodott
179. bontott, pirites andezit

Fagyosasszony-bánya

863. üde andezit
839. kloritos andezit
840. agyagásványos, limonitos andezit
830. bontott andezit
831. kovás, pirites andezit
834. agyagásványosodott, limonitosodott andezit
837. limonitos andezit

István-akna

861. bontott andezit
862. üde andezit

Királyrét

826. teljesen agyagásványosodott andezit
827. teljesen agyagásványosodott andezit
828. kohósalak
829. kohósalak

Bánya-puszta

1222. kloritos, kalciteres andezit
864. üde andezit
865. gyengén bontott andezit
866. üde andezit
867. bontott andezit

Kuruc-patak

873. limoniteres kloroandezit
874. kloroandezit
875. erősen bontott, limonitos andezit
877. piritimpregnációs andezit
878. pirites andezit
879. kovás, agyagásványos andezit
880. kovás, agyagásványos andezit

A nagybörzsönyi hidrotermális ércanyagok

Saját minta száma	As	Te	Hg	Sb	Mn	Cu	Pb	Ga
Alsó Rózsa-táró hányó								
807*	6 000	< 160	400	400	0,6	6 000	4 000	< 0,1
808	6 000	< 160	1 600	1000	2,5	> 10 000	10 000	< 0,1
810	6 000	< 160	< 100	< 160	0,16	10 000	2 500	< 0,1
811	> 10 000	< 160	2 500	1000	1,6	10 000	10 000	< 0,1
812	> 10 000	< 160	< 100	400	< 0,4	6 000	10 000	< 0,1
818	6 000	< 160	160	< 40	0,16	10 000	10 000	< 0,1
819	4 000	< 160	600	400	0,4	6 000	10 000	< 0,1
821	6 000	< 160	< 100	160	0,16	> 10 000	> 10 000	< 0,1
822	10 000	< 160	1 600	1600	0,16	> 10 000	4 000	< 0,1
a átlag-minták	4 000	160	< 100	< 40	250	10 000	10 000	< 0,1
b átlag-minták	> 10 000	< 160	< 100	4000	250	> 10 000	2 500	< 0,1
c átlag-minták	> 10 000	< 160	10 000	400	60	10 000	2 500	< 0,1
163	< 100	< 160	< 100	< 160	16	400	2 500	< 0,1
164	4 000	< 160	< 100	< 40	6 000	1 600	4 000	16
165	6 000	< 160	< 100	< 40	10 000	1 000	10 000	< 0,1
166	4 000	< 160	< 100	< 40	2 500	10 000	10 000	< 0,1
167	> 10 000	< 160	> 10 000	4000	1 600	1 600	6 000	< 0,1
168	6 000	< 160	10 000	6000	1 600	10 000	2 500	< 0,1
169	10 000	< 160	< 100	1000	6 000	> 10 000	10 000	< 0,1
170	6 000	< 160	> 10 000	2500	2 500	10 000	2 500	< 0,1
171	10 000	< 160	< 100	< 40	6 000	> 10 000	2 500	< 0,1
174	4 000	< 160	< 100	< 40	1 600	1 600	4 000	< 0,1
175	> 10 000	< 160	< 100	1600	1 000	10 000	10 000	< 0,1
A átlag-minták	10 000	< 160	< 100	< 40	250	10 000	1 600	< 0,1
B átlag-minták	> 10 000	< 160	< 100	2500	600	10 000	6 000	< 0,1
C átlag-minták	> 10 000	< 160	< 100	1600	1 600	6 000	2 500	< 0,1
D átlag-minták	> 10 000	< 160	< 100	1600	160	> 10 000	6 000	< 0,1
Felső Rózsa-táró hányó								
1016	10 000	< 160	< 100	< 40	250	400	6 000	16
1015	10 000	< 160	< 100	< 40	25	600	10 000	40
1017	10 000	< 160	< 100	< 40	160	400	2 500	< 0,1
1018	10 000	< 160	< 100	< 40	25	600	2 500	< 0,1
1022	2 500	< 160	< 100	< 40	1	160	60	< 0,1
1023	> 10 000	< 160	< 100	600	250	1 000	6 000	< 0,1

2. táblázat

mennyiségi színképelemzési adatai g/t-ban

Bi	Mo	Sn	In	Cd	Ag	Zn	Ni	Co
1600	< 2,5	16	25	100	> 320	4 000	100	> 1600
> 1600	< 2,5	100	25	60	250	4 000	250	> 1600
600	< 2,5	40	25	40	160	> 10 000	25	> 1600
> 1600	< 2,5	< 16	< 6	100	320	1 000	600	> 1600
> 1600	< 2,5	40	250	< 60	> 320	1 000	10	400
1600	< 2,5	60	100	60	250	> 10 000	250	> 1600
> 1600	< 2,5	25	< 6	60	160	> 10 000	100	> 1600
1600	< 2,5	600	250	160	160	> 10 000	10	100
> 1600	< 2,5	100	< 6	100	250	2 500	250	> 1600
1000	< 2,5	< 16	< 6	400	25	4 000	0,4	40
> 1600	< 2,5	< 6	< 6	< 60	16	1 000	250	600
> 1600	< 2,5	100	< 6	100	40	2 500	400	600
< 25	< 2,5	< 6	< 6	60	1,6	2 500	< 0,4	100
60	< 2,5	60	100	160	16	> 10 000	< 0,4	100
< 25	< 2,5	16	60	< 16	25	6 000	< 0,4	100
400	< 2,5	60	< 6	400	40	6 000	< 0,4	40
400	< 2,5	25	< 6	< 16	40	250	250	1600
1600	< 2,5	40	< 6	60	25	250	160	600
1600	< 2,5	40	< 6	400	40	6 000	40	600
600	< 2,5	< 6	< 6	< 16	40	1 600	250	1000
400	< 2,5	160	60	250	40	6 000	< 0,4	400
100	< 2,5	< 6	< 6	< 16	10	< 100	< 0,4	< 10
1600	< 2,5	< 6	< 6	160	40	2 500	160	1000
400	< 2,5	< 6	< 6	60	40	1 000	40	1600
600	< 2,5	< 6	< 6	60	60	1 600	250	1600
600	< 2,5	< 6	60	< 16	40	1 000	100	1000
400	< 2,5	160	< 6	< 16	60	4 000	100	1600
400	< 2,5	< 6	< 6	< 16	40	1 000	< 0,4	40
250	< 2,5	< 6	< 6	< 16	60	1 000	< 0,4	60
100	< 2,5	< 6	< 6	< 16	40	2 500	10	400
60	< 2,5	< 6	< 6	< 16	40	1 000	6	400
< 25	< 2,5	< 6	< 6	< 16	25	160	< 0,4	125
100	< 2,5	< 6	< 6	< 16	100	4 000	100	1000

Saját minta száma	As	Te	Hg	Sb	Mn	Cu	Pb	Ga
1024	>10 000	<160	<100	400	16	1 600	6 000	<0,1
1025	>10 000	<160	<100	600	1 600	1 600	6 000	<0,1
1026	>10 000	<160	<100	4000	600	2 500	6 000	<0,1
1027	>10 000	<160	<100	1600	100	600	>10 000	<0,1
Isten-áldás-tároó								
176	6 000	<160	<100	<40	2 500	600	>10 000	600
177	1 600	<160	<100	<40	>10 000	40	1 000	600
Altáró hányó								
189	<100	<160	<100	<40	>10 000	400	6 000	<0,1
190	4 000	<160	<100	<40	1 600	1 600	1 600	<0,1
195	<100	<160	<100	<40	>10 000	160	100	<0,1
196	<100	<160	<100	<40	>10 000	250	>10 000	6
197	>10 000	<160	6 000	600	6 000	10 000	6 000	<0,1
198	4 000	<160	4 000	<40	100	600	600	<0,1
200	<100	<160	<100	<40	10 000	1 000	6 000	<0,1

* A minták megnevezését lásd az 1. sz. táblázatnál.

Megjegyzés:

A vizsgált mintákban a **Ge** (<4) és a **Tl** (<4) a vizsgálati módszer kimutatási határa alatt van; továbbá: a 170. mintában 400 g/t, a 167. mintában 260 g/t, a 197. mintában 140 g/t **W** van.

valamint PANTÓ G. és MIKÓ L. (1964) vizsgálataihoz hasonlóan — a két ércesedési fázist a kiszorítási képletek alapján jól elkülöníthettük (I—III. tábla).

Így a fenti szerzők által megállapított kiválási sorrendet a rózsabányai területen általános érvényűnek találtuk, viszont geokémiai vizsgálataink szerint a második érces fázis nem fokozatos ércesedés, hanem rejuvenáció eredménye lehet.

A rejuvenált hidrotermális oldatok a felnyíló hasadékok hiánya miatt fokozatos hőmérséklet- és nyomáscsökkenéssel, ugyanazokon a helyeken rakták le ércanyagukat (erőteljes kiszorítással, lásd a táblákat), ahol már korábban is érc keletkezett. Ez a magyarázata annak, hogy a magasabb (katatermális) hőmérsékletre jellemző elemekkel együtt alacsonyabb (epitermális) hőmérsékletre jellemző elemek is előfordulnak (Hg, Sb).

A rózsabányai területről származó ércanyagból különféle vizsgálati módszerekkel a következő elemekre kaptunk adatokat: Ag, As, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, Hg, In, Li, Se, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Te, Ti, V, W, Y, Zn, Zr, Au, Ce, Cs, La, Pt, Pd, Rb, Re, Sc.

Ezek közül a Re-ot korábban — kalkopiritben — ZENTAI P. (1967-ben)

2. táblázat folytatása

Bi	Mo	Sn	In	Cd	Ag	Zn	Ni	Co
60	< 2,5	< 6	< 6	< 16	60	< 100	< 0,4	600
600	< 2,5	< 6	< 6	< 16	100	1 600	25	600
160	< 2,5	< 6	< 6	< 16	60	6 000	100	1600
1000	< 2,5	100	< 6	< 16	> 320	> 10 000	60	1600
< 25	< 2,5	60	< 6	< 16	40	2 500	< 0,4	< 4
< 25	< 2,5	< 6	< 6	< 16	1,6	< 100	< 0,4	< 4
< 25	< 2,5	< 6	< 6	400	6	1 600	< 0,4	100
160	< 2,5	16	< 6	60	25	4 000	< 0,4	60
< 25	< 2,5	< 6	< 6	< 16	0,6	1 000	< 0,4	< 4
< 25	< 2,5	100	< 6	< 16	16	> 10 000	< 0,4	40
400	< 2,5	< 6	< 6	< 16	25	10 000	16	600
40	< 2,5	16	< 6	< 16	2,5	< 100	< 0,4	10
400	< 2,5	16	100		16	4 000	< 0,4	25

vizsgálta, mennyiségét a színképelemzési módszer kimutatási határa alattinak (< 80 g/t) találta.

Az Au gyakoriságára vonatkozó adatainkat, fontosságukra való tekintettel, külön jelentésbe foglaltuk (Nagy B. 1968). Ebben egyértelműen megállapítottuk, hogy Au dúsulás az arzenopirites ércesedéshez kötődik.

A Pt és Pd-ra vonatkozó adatainkat korábban már szintén közöltük (Zentai P.—Nagy B. 1969). Ebből az Alsó Rózsa-táró hányójáról származó minták adatait az alábbiakban foglaljuk össze:

Minta	Pt (g/t)	Pd (g/t)
1. Pirrhotin	0,06	< 0,1
2. Arzenopirit	0,20	0,12
3. Arzenopirites dúsérc	0,12	< 0,06
4. Arzenopirites dúsérc	0,10	< 0,06
5. Pirrhotinos dúsérc	< 0,03	< 0,06

Az adatokból kitűnik, hogy a Pt és Pd dúsulása is egyértelműen az arzenopirites fázishoz kötődik.

A nagybörzsönyi hidrotermális éreásványok

Saját minta száma	Lelőhely		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga
80	Altáró hányó	Szfalerit	0,4	10 000	< 250	1000	60	400	< 0,1
82	Altáró hányó		10	600	< 250	60	40	40	< 0,1
83	Altáró hányó		320	< 100	< 25	250	100	10	< 0,1
84	Altáró hányó		10	< 100	< 25	400	60	60	< 0,1
85	Altáró hányó		200	< 100	< 25	1600	100	160	0,6
222	Altáró hányó		16	2 500	< 25	1000	25	600	1600
225	Altáró hányó		16	< 100	< 25	600	40	1 600	100
228	Altáró hányó		40	< 100	250	2500	60	10 000	4
239	Altáró 1623 m		10	2 500	< 25	2500	40	600	0,6
245	Altáró 1623 m		16	< 100	< 25	2500	40	400	1,6
231	Alsó Rózsa-táró		10	4 000	< 25	1600	160	160	1,6
243	Ugyanonnan		16	4 000	< 25	1600	250	600	1,6
241	Fagyos-asszony-táró		160	< 100	< 25	2500	< 10	160	< 0,1
81	Altáró hányó	Galenit	200	< 100	< 25	< 60	25	60	< 0,1
223	Altáró hányó		160	< 100	400	< 60	< 4	250	< 0,1
241	Fagyos-asszony-táró		> 320	< 100	< 25	< 60	10	250	< 0,1
242	Ludmilla-táró		160	600	< 25	600	60	250	< 0,1
193	Altáró hányó	Pirit	40	< 100	400	1000	10	6 000	< 0,1
250	Kurucpataki ércesedés		10	< 100	< 25	< 16	600	600	< 0,1
275	Alsó Rózsa-táró		250	6 000	1000	100	10	10 000	< 0,1
196	Altáró hányó	Pirrhotin	100	< 100	600	400	10	600	< 0,1
224	Altáró hányó		160	< 100	600	< 16	25	1 600	< 0,1
270	Altáró hányó		200	< 100	> 1600	60	25	400	< 0,1
271	Altáró hányó		320	< 100	1000	40	< 10	2 500	< 0,1
272	Altáró hányó		> 320	< 100	> 1600	40	16	2 500	< 0,1
276	Altáró hányó		250	6 000	1600	100	250	1 600	< 0,1
244	Altáró 1589 m		25	< 100	< 25	250	100	1 000	< 0,1
194	Altáró	Arzenopirit	60	sok	2500	ny	2500	2 500	< 0,1
230	Altáró		40	sok	400	250	40	6 000	< 0,1
232	Alsó Rózsa-táró		40	sok	250	< 16	40	600	< 0,1
235	Alsó Rózsa-táró		40	sok	1000	< 16	400	10 000	< 0,1
274	Alsó Rózsa-táró		160	sok	> 1600	60	1000	> 10 000	< 0,1
246	Felső Rózsa-táró		60	sok	1600	100	600	4 000	< 0,1

3. táblázat

mennyiségi színképelemzési adatai g/t-ban

Ge	Hg	In	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Zn	Se*
< 4	< 100	40	100	< 0,4	160	< 160	40	sok	—
< 6	< 100	16	25	0,6	sok	250	100	sok	—
< 6	< 100	16	25	1,6	sok	250	250	sok	—
< 6	< 100	25	25	1	sok	250	100	sok	—
4	< 100	16	25	6	sok	250	250	sok	—
< 6	< 100	60	1600	< 0,4	6 000	< 40	600	sok	—
< 6	< 100	< 6	1600	< 0,4	> 10 000	< 40	250	sok	—
< 6	< 100	< 6	1600	< 0,4	> 10 000	< 40	250	sok	—
< 6	< 100	250	2500	< 0,4	1 000	< 40	< 16	sok	—
< 6	< 100	160	1600	< 0,4	600	< 40	40	sok	—
< 6	< 100	100	1000	< 0,4	2 500	< 40	60	sok	670
< 6	< 100	100	1000	< 0,4	6 000	< 40	60	sok	520
600	< 100	< 6	100	< 0,4	< 10000	600	1000	sok	—
< 6	< 100	< 6	25	1,6	sok	1600	160	6 000	148
< 6	< 100	< 6	6	< 0,4	sok	2500	100	6 000	1 000
< 6	< 100	< 6	250	0,4	sok	4000	< 16	6 000	—
< 6	< 100	25	100	0,6	sok	1000	100	> 10 000	230
< 6	< 100	6	250	< 0,4	4 000	< 40	< 6	400	—
< 6	< 100	< 6	250	25	> 10 000	< 40	< 6	6 000	175
< 6	< 100	< 6	100	< 0,4	6 000	< 40	100	1 000	125
< 6	< 100	< 6	0,1	< 0,4	4 000	< 40	< 6	6 000	—
< 6	< 100	< 6	250	< 0,4	< 10 000	< 40	< 6	1 600	—
< 6	< 100	< 6	40	< 0,4	10 000	< 40	< 6	250	—
< 6	< 100	< 6	400	< 0,4	> 10 000	1000	< 6	1 600	—
< 6	< 100	< 6	100	< 0,4	> 10 000	< 40	< 6	160	—
< 6	< 100	< 6	100	< 0,4	> 10 000	< 40	< 6	160	230
< 6	< 100	< 6	160	< 0,4	600	< 40	< 6	6 000	—
< 6	2500	< 6	100	100	1 600	400	< 6	—	10 000
< 6	< 100	< 6	600	< 0,4	10 000	< 40	< 6	> 10 000	—
< 6	< 100	< 6	600	< 0,4	10 000	< 40	< 6	> 10 000	—
< 6	< 100	< 6	1000	16	6 000	< 40	250	10 000	10 000
< 6	10 000	< 6	60	60	4 000	160	40	250	—
< 6	< 100	16	250	250	10 000	2500	250	> 10 000	135

Saját minta száma	Lelőhely		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga
195	Altáró hányó	Kalkopirit	100	10 000	1000	< 16	1000	sok	< 0,1
229	Altáró hányó		100	< 100	400	250	40	sok	< 0,1
273	Altáró hányó		320	10 000	250	100	60	sok	< 0,1
233	Alsó Rózsa-táró		160	10 000	400	< 16	400	sok	1
234	Alsó Rózsa-táró		100	10 000	400	< 16	160	sok	< 0,1

A fenti ércásványokban a **Mo** (<2,5), **Te** (<160) és a **Tl** (<4) a vizsgálati módszer kimutatási határa alatt van.

* A **Se** meghatározásokat. RISCHÁK G. a MÁFI röntgenlaboratóriumában röntgenvakuum spektrográffal végezte.

A terület szfaleritjeinek In tartalmával külön tanulmányban (NAGY B. 1969) foglalkoztunk. Megállapítottuk, hogy a szfalerites ércesedés In tartalma ipari szempontból komoly figyelmet érdemel.

Ugyancsak figyelemre méltó, a területre vonatkozó ércásványok vizsgálati eredményei szerint (3. táblázat), a szfaleritek viszonylag nagy Cd- és Ga-tartalma, a galenit és pirrhotin jelentős Ag-, az arzenopirit számottevő Se, Bi és Co, valamint a kalkopirit jelentékeny Se, Ag, Bi, Co és Sn koncentrációja is.

A rózsabányai ércesedési területről származó ércanyag geokémiai vizsgálatával, a területről közismert elemek mellett, a Be, Hg, In, Li, Se, W, Y, Zr, Ce és Sc jelenlétét is kimutattuk. Ezek közül genetikai szempontból a W és Hg, gazdasági szempontból pedig a Se felismerése lehet jelentős.

Meg kell jegyeznünk, hogy a nagybörzsönyi területre jellemzőnek tartott Te-t ezen a területen csak két mintában észleltük. Meglepő viszont az, hogy a Mo-t, amit a területre szintén jellemző nyomelemnek tartottak, egyáltalán nem találtuk meg.

Fagyosasszony-bánya

PANTÓ G. és MIKÓ L. (1964) szerint a fagyosasszony-bányai ércesedés uralkodóan teléres megjelenésű. Fő ércásványa a galenit és a világos színű szfalerit. A középkori feltárások tanúsága szerint a bányászat súlypontja Nagybörzsöny környékén ezen a területen volt.

Fenti kutatók, az ércesedést ÉÉNy-i és ÉÉK-i, egymást hegyesszögben metsző telérágak hálózataként jellemzik, melynek leggazdagabban ércesedett szakaszát a Felső- és Alsó-Fagyosasszony, valamint az István-táró tárta fel. Ez az ércesedés a rózsabányaival szembeállítva, fenti kutatók szerint a Rózsa-hegy fiatalabb, teléres jellegű, kisebb kiválási hőmérsékletű, érces képződménye.

Geokémiai vizsgálatainkhoz erről a területről a hányók szegényessége miatt csak kevés mintát sikerült begyűjteni, így sajnos többségben csak a mellékkőzet vizsgálatára szorítkozhattunk. Ezért az ércesedési területet főleg a kevés számú ércásvány-elemzési eredmény alapján (3. táblázat) jellemeztük.

Véleményünk szerint ezen a területen már csak a mezo-epitermális érce-

3. táblázat folytatása

Ge	Hg	In	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Zn	Se*
< 6	< 100	< 6	60	60	1 000	400	600	> 10 000	3 900
< 6	< 100	< 6	1000	< 0,4	10 000	< 40	400	> 10 000	—
< 6	< 100	60	160	< 0,4	1 600	< 40	400	6 000	1 750
< 6	< 100	< 6	1600	25	100	< 40	1600	> 10 000	1 100
< 6	< 100	< 6	6000	< 0,4	6 000	> 40	1600	> 10 000	2 300

sedés fejlődött ki, mivel az előző részben ismertetett rózsabányai területen jellemzőnek talált, magas hőmérsékletre utaló (W, Bi, Co, Ni) elemek itt már nyomként sem fordultak elő.

Vizsgálataink szerint az ércesedés fő elemei (Pb, Zn, Cu, Ag) mellett jellemző nyomelemként itt az Sb, Ba, Sr, Ga és Ge (Ge a szfaleritben) emelhető ki.

Az 1. táblázatban szereplő többi elem mennyisége (pl. Mn, Ti, V) nem tekinthető dúsulásnak, mivel ezek a mellékkőzet anyagára vonatkoznak.

Az ércesedésben résztvevő elemek fenti felsorolását a Király-réten a középkorban működött kohók kohósalakjának színképelemzésével is alátámasztottuk (1. táblázat).

A fenti felsorolásból az ércesedés hőmérsékletére a Pb, Zn, Cu, Ag, Sb elemek a legjellemzőbbek, melyek véleményünk szerint mezo-epihidrotermális ércesedést reprezentálnak.

Bányapuszta

Az ércesedés Pantó G. és Mikó L. (1964) szerint itt is telérekben jelentkezett, melyek iránya sok tekintetben a fagyosasszonyi telérekhez hasonlít. A bányászkodás e területen már a középkorban megszűnt, így érces anyagot innen vizsgálni nem tudtunk.

Ezért ezen a területen a mellékkőzet geokémiai vizsgálata különösen fontos volt (1. táblázat), de sajnos a Pb, Zn, Cu-nyomokon kívül az ércesedés jellegére vonatkozó, egyéb jellemző nyomelemet nem találtunk.

Így csak csatlakozni tudunk a korábbi feltételezésekhez, miszerint ez az ércesedés a fagyosasszony-bányaihoz hasonló lehet.

Kuruc-patak

A Kuruc-patak ércnyomairól, a bányapusztai területhez hasonlóan, szintén keveset tudunk. A felszínen itt erős pirithintés figyelhető meg. Geokémiai vizsgálatainkhoz a régebbi kutatógödrök és árkok által feltárt anyagból

gyűjtöttünk néhány piritesedett mintát. Ezek vizsgálati eredményei alapján (1. táblázat) az ércesedésre a Pb, Zn, Cu, Ag dúsulása jellemző. Ezeken az elemeken kívül a területről származó pirit-szeparátum elemzési eredményéből a 600 g/t-s Co mennyisége szembetűnő.

Mindezeket egybevetve úgy véljük, hogy ezen a területen egy magasabb hőmérsékleten (Co!) indult, alacsonyabb hőmérsékletű impregnációs ércesedés zajlott le.

Ritkafém előrejelzés

A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés ritkafém dúsulása, a jelenleg nem műrevalónak tartott érckészletek ellenére, az országos prognózis szempontjából különösen nagy jelentőségű lehet, mert:

1. A fő érces elemek (Pb, Zn, Cu, Ag koncentrációja) az egyes részterületeken műrevalók.
2. Magyarországon ezen a területen (Rózsabánya) ismerjük a legnagyobb Au, Bi és Co dúsulást.
3. Az ércesedett anyagban a fentieken kívül még más, rendkívül fontos ritkaelemek is dúsulnak (In, Hg, Se, Ga, Cd, Sn, W, U, Be, Pt, Pd).

Ezért véleményünk szerint ezek az adatok a terület ismert érckészletét — a gazdaságosság szempontjából — új megvilágításba helyezhetik, és egy újabb, az eddiginél feltétlenül megalapozottabb komplex érckutatás szükségszerűségét vethetik fel.

IRODALOM

GŐBEL E. 1956: A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés. — MÁFI Adattár (kézirat).

HALÁSZ A.—FÖLDVÁRI A.—PANTÓ G. 1951: Szakvélemény a nagybörzsönyi ércelőfordulásról. — MÁFI Adattár (kézirat).

KISS J. 1920: A nagybörzsönyi ércbányászat ismertetése. — MÁFI Adattár (kézirat).

KISVARSÁNYI G. 1953: Összefoglaló jelentés az 1953. évi nagybörzsönyi ércföldtani kutatásokról. — MÁFI Adattár (kézirat).

KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. — Akadémiai Kiadó.

KOCH, S.—GRASSELLY, GY. 1952: The minerals of the sulphide ore deposite of Nagybörzsöny. — Acta. Univ. Szeged 6. p. 1.

LIFFA A.—VÍGH GY. 1937: Adatok a Börzsöny hegység bányageológiai viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről, p. 235.

NAGY B. 1968: Jelentés a nagybörzsönyi, rózsabányai ércesedési terület hányóiról gyűjtött érces minták aranytartalmáról. — MÁFI Tük. Adattár (kézirat).

NAGY B. 1969: A magyarországi hidrotermális szfaleritek indiumtartalmának geokémiai vizsgálata. — MÁFI Adattár (kézirat).

PANTÓ G.—MIKÓ L. 1964: A nagybörzsönyi ércesedés. — Földt. Int. Évk. 50. 1.

ZENTAI P. 1967a: Hazai nyersanyagok réniumtartalmának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.

ZENTAI, P. 1967b: Spectrochemical methods for geochemical purposes. — Acta Chim. Acad. Sci Hung. 53. pp. 323—333.

ZENTAI P.—NAGY B. 1969: Hazai szulfidércek platinafém tartalmának vizsgálata. — MÁFI Adattár (kézirat).

GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS ON HYDROTHERMAL ORE MINERALIZATION, NAGYBÖRZSÖNY, NORTH HUNGARY

by

B. NAGY

Geochemical investigations on the hydrothermal ore mineralization in the Nagybörzsöny was mostly restricted on testing the samples collected from the spoil-heaps of old and recent mining exposures.

The results were expediently grouped and assessed according to the respective zones of ore mineralization:

I. Genesis

According to the metallometric surveying of Rózsabánya area, ore mineralization was produced by rejuvenating hydrothermal activities.

On the evidence of the spectral analyses of the first ore generation (galena, sphalerite rich in iron, chalcopyrite), the ore material and the individual ore minerals, these are characterized by the elements Pb, Zn, Cu, Ag, In, presumably representing a mesothermal ore mineralization.

On account of its paragenesis (Ag, Bi, Co, Ni, U, W, Be), the second ore generation may owe its ore mineralization to a catathermal temperature, a probable evidence of rejuvenation.

As no fissure opened, the renewed hydrothermal activities have also produced, by a gradual decrease of temperature and pressure, a lower-temperature mineral assemblage mostly to the detriment of the earlier, high-temperature generation. This lower-temperature phase is characterized by the appearance of Hg and Sb.

Because of the lack of ore materials, the geochemical characterization of Fagyosasszony area had to be based chiefly upon ore-mineralized country rock samples and on some slides of ore-minerals. As shown by the author's results solely meso- to epithermal ore veines have developed in this zone, where, beside the main elements (Pb, Zn, Cu, Ag), Sb, Ba, Sr, Ga and Ge could be mentioned as typical trace elements.

For lack of ore materials, Bányapuszta area was investigated on the basis of the country rock. Unfortunately, no typical trace elements other than Pb, Zn and Cu were found there.

Pyrite impregnations are known in the ore mineralization area of Kurucpatak. On the evidence of the author's investigation, Pb, Zn, Cu, Ag and Co may be enriched in this area and mineralization was characterized by a comparatively higher initial temperature (Co!) of a subsequently decreasing trend.

II. Prospecting for rare metals

We stated that, beside the already known chief elements such as Pb, Zn, Cu, As, Bi, Co, Ag more significant enrichment of Au, In, Hg, and Se are to be reckoned with especially so in Rózsabánya area, while out of the other analysed elements, enrichment of Cd, Be, Ga, Sn, W and eventually U may also be noteworthy.

I. Tábla — Plate I.

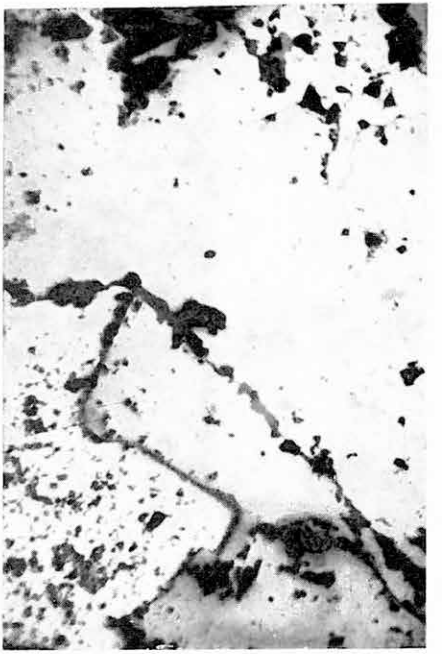
1. Pirit (szürke) és arzenopirit (fehéresszürke) által kiszorított galenit (fehér)
2. Pirit (szürke) és arzenopirit (fehéresszürke) által kiszorított galenit
3. Pirit (szürke) által kiszorított kalkopirit (fehér)
4. Arzenopirit (fehéresszürke) által kiszorított pirrhotin (világosszürke)

|| Nik. 60×

1

2

3



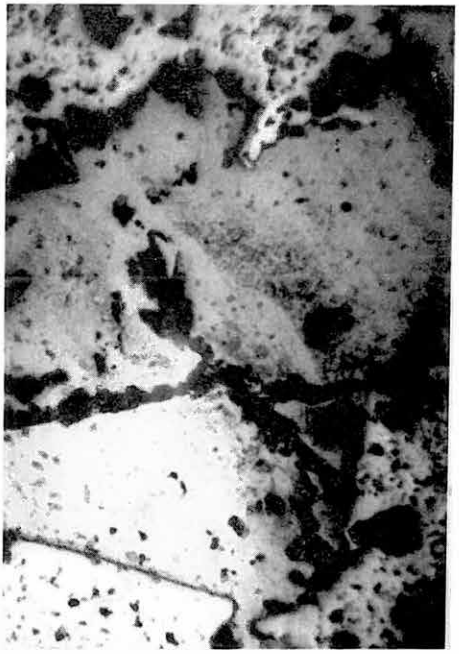
4

II. Tábla — Plate II.

1. Arzenopirit (fehéresszürke) által kiszorított pirrhotin
2. Arzenopirit (fehéresszürke) által kiszorított szfalerit (szürke)
3. Arzenopirit (fehéresszürke), pirrhotin (világosszürke) és pirit (szürke)
4. Tömeges arzenopirit (fehéresszürke), bizmutin (szürke) zárványokkal

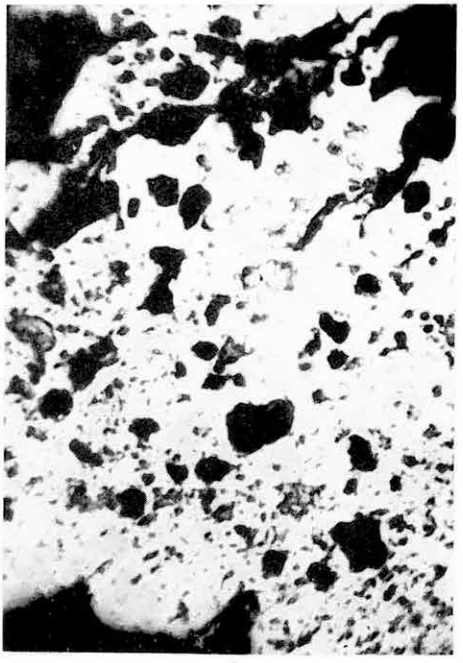
|| Nik. 60×

1



2

3

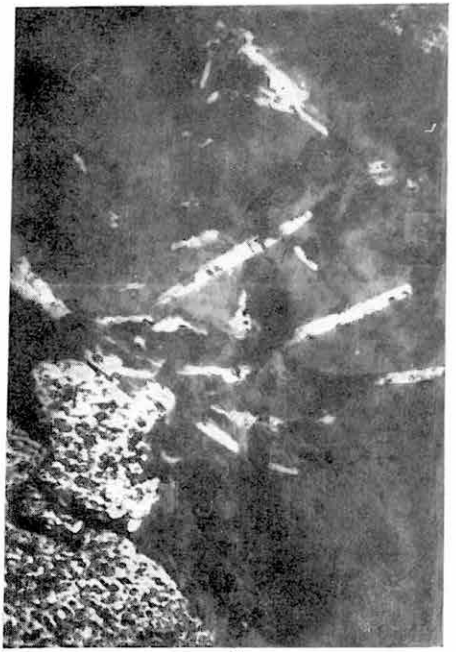


4

III. Tábla — Plate III.

1. Bizmutin (fehéresszürke) kristályok
2. Gélpirit
3. Zónás szerkezetű gélpirit
4. „Madárszem"-szerkezetű gélpirit, galenittel (fehér)

|| Nik. 60×



1

2

3

4

DIATOMÁS RÉTEGEK A BÜKKALJI ALSÓPANNONBÓL

Írta: HAJÓS MÁRTA—RADÓCZ GYULA

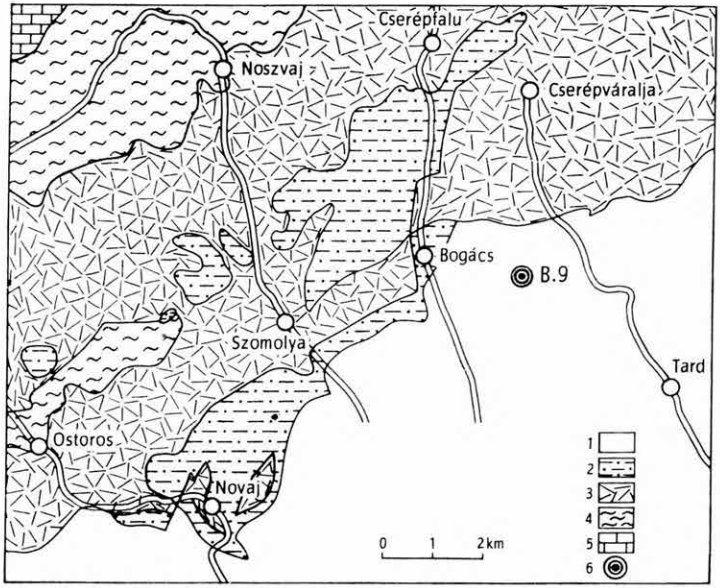
A bükkalji alsópannon képződmények Diatomáiról az első adatokat PALIK P. (1958) közölte. „Diatomaceas palá"-kat* a Bükkaljáról elsőként, Novaj és Borsodgeszt mellől, SCHRÉTER Z. (1915, 1929) említett, de ezeket inkább szarmatának tekintette. A PALIK P. által vizsgált, Bogácstól ÉK-re, a főárok alsó részéből származó felszíni homokmintákból kevés egyedszám mellett 40 faj került elő.

E mintaanyagok pontos rétegtani helyzetét ma sem lehet pontosan megadni, így PALIK P. is csak azt közölte, hogy a HERMANN M. (1954) szerint egymaximumos finomhomokot SCHRÉTER Z. alsópannóniai „sárga homok"-nak nevezte.

A most előkerült gazdag Diatoma-társaság az 501 m mélységű Bogács 9. sz. kutatófúrásból származik, mely vékony talajtakaró alatt közvetlenül a felsőpannon képződményekbe jutott, majd az ősmaradványokkal igazolható alsópannon rétegeket harántolva, 177 m-től miocén piroklasztikum összletben haladt (1—2. ábra).

A fekű piroklasztikum összleten az alsópannon 1 m vastag áthalmozott tufával kezdődik, majd 10 m vastag, alul áthalmozott—tufacsíkos, néhol homoksávos, felül levelesen elváló zöldesszürke agyag után 4 m vastag, világosszürke és lignitnyomos, lignites agyag települ. Erre 2 m vastag, világos, zöldesszürke, felül apró növényi töredékes laza homokréteg után 12 m vastag, világosszürke, néhol sárgás, máshol zöldes árnyalatú rétegzett agyag, agyagos és homokos aleurit következik csökkentsósvízi és aligsósvízi alsópannon faunamaradványokkal. Felette, kb. 137 m-ig, 10 m vastagságban a kőzettani jelleg még azonos, de az ősmaradványok közül makroszkóposan már csak a nagyméretű *Ostracodák* tűnnek szembe a továbbra is mutatkozó növényi töredékek és néhány halpikkely mellett. E fölött korjelző ősmaradványok már nem mutatkoznak, így az alsópannon felső határát, legmélyebb lehetőségként, a következő 50 m vastag, szürke, világosszürke, slírszerű, alul járatnyomos, erősen homokos aleurit-, felül inkább agyagos finomhomok-összlet felső határánál: 86 m mélységben vonhatnánk meg. Ciklusos alapon ennél 20 m-rel magasabban, a slírszerű összletre következő, alul és felül lignitnyomos—lignitcsíkos, szürke—zöldesszürke agyag, aleurit és szürke, barnás- és sárgásszürke homokrétegek váltakozása fölött, 66 m mélységben — ez idő szerint tehát csak fenntartással — tudjuk kijelölni.

* a pannon—szarmata határ közeléből



1. ábra. Bogács környékének összevont földtani térképe, BALOGH K. (1964) 1: 100 000-es térképe nyomán

1. Felsőpannon agyag, homok és lignit, *2.* alsópannon agyag, homok és lignit, *3.* miocén riolit- és dácittufa összlet, *4.* idősebb miocén és paleogén: főleg agyag, homok, kavics és mészkő, *5.* ladini mészkő és agyagpala, *6.* a Bogács 9. sz. kutatófúrás helye

Abb. 1. Geologische Karte der Umgebung von Bogács, nach der Karte von K. BALOGH (1964) im Maßstab 1:100 000

1. Oberpannonischer Ton, Sand und Lignit, *2.* unterpannonischer Ton, Sand und Lignit, *3.* miozäner Rhyolith- und Dazittuffkomplex, *4.* älteres Miozän und Paläogen: hauptsächlich Ton, Sand, Schotter und Kalkstein, *5.* ladinischer Kalkstein und Tonschiefer, *6.* Stelle der Schürfbohrung Bogács-9

A Diatomák túllépnek a faunás összlet felső határán. Vizsgálataink szerint még 115 m mélységben is szép számmal jelentkeztek. Az agyagos rétegekben mindvégig fellelhető pollenek, a homokos rétegek szivacstűi és ásványtani összetételük az alsó- és felsőpannon határ megítélésében ma még nem jöhet számításba. A 86 m fölötti lignitnyomos agyag, aleurit és homokrétegek váltakozásával új rétegcsoport kezdődik. A 67 m-nél jelentkező lignitnyomos agyagréteg után 38 m vastag középszemű, majd 26 m vastag finomszemű sárga homok következik. Ez utóbbira eróziós diszkordanciával 1—2 m vastagságban pleisztocén—holocén sárgásbarna, agyagos, homokos talajréteg települ.

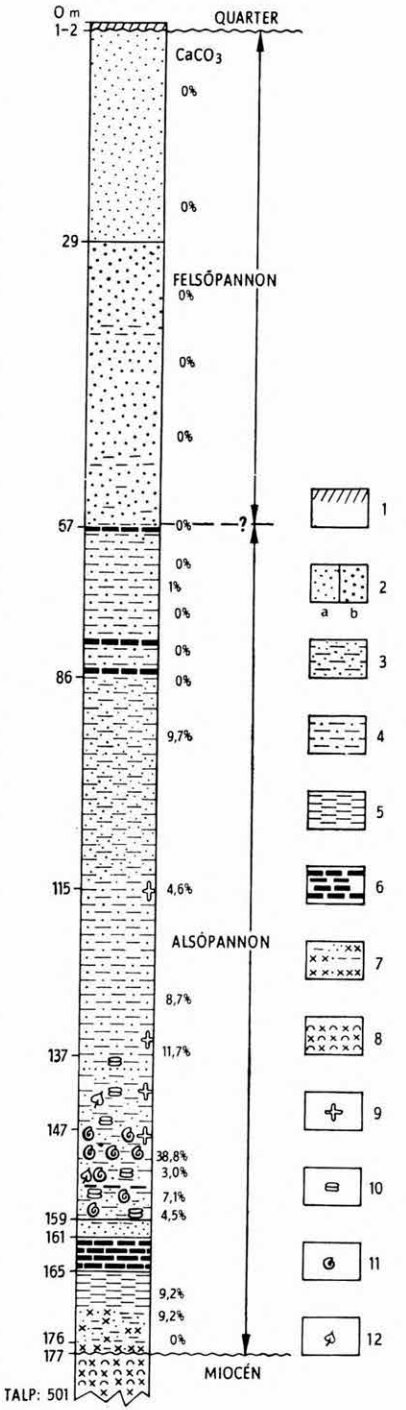
A fúrás pannon összletét a helyszínen MARCZIS J. kollégával gyűjtöttük be. Az előkerült Molluszkákat KORPÁSNÉ HÓDI M., az Ostracodákat SZÉLES M., a kovavázú egysejtűeket HAJÓS M., a polleneket és spórákat pedig NAGY L.-NÉ határozta meg.

Az ősmaradványokat tartalmazó fentnevezett szakasz Molluszkáit főleg Limnocardiumok: *L. jagici* BRUS., *L. triangulatocostatum* HAL., *L. winkleri*

HAL. és számos *L.* sp. alkotják. Ezek mellett néhol *Paradacna lenzi* R. HOERN., *P.* cf. *okrugići* BRUS., *Dreissena* sp., *Pisidium* sp., *Hydrobia* sp. és egy helyen *Melanopsis* cf. *impressa* KRAUS fordult elő.

A gazdag, jómegtartású és óriás termetű Ostracodákat *Amplocypris pannonica* ZAL., *Hemicythere lőrentheyi* MÉHES, *H. hungarica* MÉHES, *Loxoconcha porosa* MÉHES, *L.* cf. *mülleri* MÉHES, *Cyprideis pannonica* MÉHES, *Leptocythere egregia* MÉHES, *L. parallela* MÉHES, *Herpetocypris reticulata* ZAL., *Candona (Lineocypris) trapezoidea* ZAL., *C. (Herpetocypris) strignata* O. F. MÜLLER képviseli. SZÉLES M. szerint ezek az alakok az alsópannon „*Congeria subglobosa*"-s szintet jelzik.

Az eddigi földtani és őslénytani adatokból megállapítható, hogy ezen a helyen a miocén piroklasztikum felett, illetve annak legfelső, szarmata emeletbe sorolható részében ősmaradványtartalmú üledékek nincsenek. Feltehető, hogy a SCHRÉTER Z. (1929, 1939) által Bogácstól kb. 3 km-re eső egykori bábaszéki lignitkutató aknából és felszínről a Nagybábaszékhegy DK-i részének fehér agyagmárgájából ismertetett faunás szarmata rétegek fúrásunkból tektonikai okokból, vagy erózió miatt hiányzanak. Az említett jellegzetes szarmata üledékek itteni hiánya miatt bizonyosra vehető, hogy e fúrás riolittufa összletére közvetlenül az alsópannon üledékei következnek, az alsó 17 m-ben még korjelző ősállatmaradványok nélkül. Ebből az összletből a pollenspektrumokban a „mi-



2. ábra. A Bogács 9. sz. fúrás pannon összletének szelvénye. — Szerkesztette RADÓCZ GY.

1. Agyagos, homokos talaj, *2.* finomszemű (a) és durvaszemű (b) homok, *3.* agyagos, kőzetlisztes homok, *4.* homokos, kőzetlisztes agyag, *5.* agyag, *6.* lignitnyomos, lignites agyag és agyagos lignit, *7,* áthalmozott riolittufa, *8.* riolittufa. *9.* Diatoma-, *10.* Ostracoda-, *11.* Mollusca-, *12.* makroflóra előfordulások

Abb. 2. Profil der Pannon-Serie der Bohrung Bogács-9. — Zusammengestellt von GY. RADÓCZ

1. Toniger, sandiger Boden, *2.* feinkörniger (a) und grobkörniger (b) Sand, *3.* toniger, schluffiger Sand, *5.* Ton, *6.* Ton mit Lignitspuren und Lignit, sowie lignitführender Ton, *7.* umgehäufter Rhyolithtuff, *8.* Rhyolithtuff, *9.* Diatomeen, *10.* Ostracoden, *11.* Mollusken, *12.* Makroflora

océn formák" a jellemzők, a nagymértékű pollenáthalmozódás azonban kétségtelen. A fúrás molluszkás és ostracodás rétegei egyeztethetők a környékről ismert faunás alsópannon rétegekkel (SCHRÉTER Z. 1913, 1915, 1925, 1929, 1939; JANKOVITS I. 1969).

Az alsópannon transzgresszió édes- és csökkentsósvízi rétegei ezen a helyen durvatörmelékes bázisréteg hiányával települnek a miocén képződményekre, ill. a piroklasztikumokra. A riolit- és dácittufák a vizsgált fúrás helyétől néhány km-re É-ra, a medence partszegélyének felépítésében is résztvettek. Ezt igazolják a mikromineralógiai vizsgálatok is, amelyeket több bükkalji felszíni alsópannon homokmintán HERRMANN M. (1954), a bogácsi fúrás anyagából pedig RADÓCZNÉ KOMÁROMY E. végzett. A partvonal és a partszegély üveges tufaanyagának kioldódott kovasavtartalma, a megfelelő éghajlati és földrajzi adottság s nem utolsó sorban a jelentősebb üledékanyagot szállító áramlástól való elzártság kedvező körülményt teremtett a kovavázú egysejtűek számára, bár az itteni lagúnás környezetben diatomittelepek nem képződtek.

A fentiek alapján a Bükkalján a diatómás rétegek további előfordulásai várhatók. Azonos rétegtani helyzetű és hasonló mikroflórájú diatómás rétegeket ismerünk a Dunántúlról a csákvári neogén medencéből (HAJÓS M. 1971, JÁMBOR Á. 1971), és nagymértékű az egyezés a Tokaji-hegységből Tállya környékéről származó, de ma még inkább szarmatának tekintett rétegek Diatomáival is.

A Bogács 9. sz. fúrás 115 m-től 150 m-ig feltárt rétegeiben fajban és mennyiségben is gazdag kovavázú mikroflóra-társaság van. A homokos—agyagos üledékek iszapolási maradékában és kézinagyító alatt már a kőzetanyagban is jól észlelhetők a közel 1 mm nagyságú Diatoma héjmaradványok. A felsorolt kovavázú maradványok alapján (1. táblázat) az alsópannon üledékek aligsós- és csökkentsósvízű üledékgyűjtőben képződtek, melyben számos tercier, tortónai ? bemosódott, beszállított tengeri *Silicoflagellata, Ebriida* és *Pararchaeomonas* többé-kevésbé töredékes példánya mellett számos édesvízi Diatoma maradványa fordult elő kovaszivacstűk, szferaszterek és Phytolithariák társaságában. A flóratömeget azonban az aligsós—csökkentsós, de szárazföldi vizeket is kedvelő euryhalin Diatoma fajok és azok változatai képezik. Az euryhalin csökkentsósvízi és édesvízi fajok uralkodó mennyisége alapján az üledékgyűjtő vize feltehetően oligohalin, aligsós (0,5—5‰ sótartalmú), esetleg mio—mesohalin, csökkentsós (5—10‰) lehetett. E rétegekből több, az eddigi irodalomból ismeretlen, új formát ismertünk fel. Ezek leginkább a jelenkori édesvízi fajokhoz hasonlítanak, de velük nem azonosíthatók. Nem egy faj pl. a Ladoga-tóból leírt jelenkori formához áll a legközelebb. Az új taxonok leírására az Acta Botanica egy későbbi számában kerül sor.

A rétegsor 150 m alatti rétegei kovavázú egysejtűeket nem tartalmaznak. A 147—150 m-ig terjedő homokos, meszes agyag Diatomái faj- és egyedszámban a legszegényebbek. Felfelé a rétegsorban az üledék egyre homokosabb, a kovavázú maradványegyüttes pedig faj- és egyedszámban is gazdagabb, azonban ezek a maradványok nem jeleznek biofácies változást. A rétegösszlet homokos aleuritrétegeinek mikroflórája közel azonos ökológiai és ősföldrajzi körülmények között élt és ülepedett.

A flóraegyüttesben szereplő fajok egy része litorális planktonforma, más

1. táblázat

Bogács 9. sz. fúrás maradványegyüttese

Maradványegyüttes	115,00–125,00 m	135,00–140,00 m	140,00–142,00 m	142,00–147,00 m	147,00–150,00 m	Megjegyzés
Chrysophyceae:						
Chrysomonadales:						
Carnegia frenguelli (Cler.) Defl.				□		plankton
Chrysostomum simplex Chod.		□	□		□	plankton
Cleritia deflandrei Rampi		□				plankton
Outesia laevis Freng.		□				plankton
Outesia membranosa (Freng.) Defl.		□				plankton
Pararchaeomonas spectabilis Hajós	×					plankton, kihalt
? *Pontosphaera huxleyi* Lohm.		○				kozmopolita-plankton, kivéve a sarkvidékeket. 0—10 m mélységben a leggyakoribb.
Silicoflagellales:						
Dictyocha fibula Ehr.	×					plankton
Dictyocha schauinslandi Lemm.	×					plankton, kihalt
Ebriidales:						
Ebriopsis antiqua (Schulz) Hov.		×				plankton, kihalt
Ebriopsis valida Defl.					×	plankton, kihalt
Podamphora elgeri Gemein.					×	plankton, kihalt
Bacillariophyceae (Diatomeae):						
Bacillariales:						
Achnantes lanceolata (Bréb.) Grun. var. *elliptica* Cl.		□				epiphyta
Achnantes pantocseki Hajós			○			epiphyta, kihalt
Actinoptychus senarius (Ehr.) Ehr.		○	○			euryhalin, litoralis, plankton
Actinoptychus sp.		○				plankton
Amphora sp.		□				epiphyta
Cocconeis diminuta Pant.			□			epiphyta
Cocconeis placentula Ehr. var. *euglypta* (Ehr.) Cl.		□	□			epiphyta
Cocconeis placentula Ehr. var. *intermedia* (Hérib. et Perag.) Cl.		□	□	□		epiphyta
Cocconeis sp.		□	□	□	□	epiphyta
Coscinodiscus impressus Hajós n. sp.		○				plankton, tengeri euryhalin, kihalt
Coscinodiscus jambori Hajós n. sp.		○				plankton, kihalt
Coscinodiscus jambori n. sp. f. *minor* Hajós n. f.		○				plankton, kihalt
Coscinodiscus lacustris Grun.		○				halophil, litoralis, plankton
Coscinodiscus lacustris Grun. var. *pannonica* Hajós n. var.		○	○			plankton, litoralis, kihalt

1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	115,00–125,00 m	135,00–140,00 m	140,00–142,00 m	142,00–147,00 m	147,00–150,00 m	Megjegyzés
Coscinodiscus lacustris GRUN. var. *septentrionalis* GRUN.		○				plankton, litoralis
Coscinodiscus marginatus EHR.	×			×		plankton
Cymatopleura solea (BRÉB.) W. SM.		□	□			plankton
Cymatopleura sp.			□			plankton
Cymbella affinis KÜTZ.	○					eutroph, tavi, litoralis, plankton
Cymbella cistula (HEIMP.) GRUN.	○	○	○			litoralis
Cymbella cfr. *ehrenbergii* KÜTZ.		□				mesotroph, eutroph, tavi
Cymbella turgida (GREG.) CL.		□				oligotroph, kalkophil, plankton, litoralis
Diploneis elliptica (KÜTZ.) CL. var. *pannonica* HAJÓS n. var.		□				fenéklakó, kihalt
Diploneis mauleri (BRUN.) CL.	□	□				fenéklakó, tavi
Diploneis ovalis (HILSE) CL.	○	○				fenéklakó, halophil, aerophil
Diploneis ovalis (HILSE) CL. var. *oblongella* (NAEG.) CL.		○				fenéklakó
Diploneis esthereia HAJÓS n. sp.		○			○	fenéklakó, kihalt
Diploneis smithi (BRÉB.) CL.	○	○	○			fenéklakó, litoralis, euryhalin, tengeröblök folyótorkolatában
Epithemia cistula GRUN. var. *lunaris* GRUN.		□				epiphyta, kihalt
Epithemia reichelti FRICKE			□			epiphyta
Epithemia sorex KÜTZ.		○				epiphyta, állóvizekben litoralis
Epithemia cfr. *turgida* (EHR.) KÜTZ.		○		○		epiphyta
Fragilaria brevistriata GRUN.		□	□	□	□	tavi plankton
Fragilaria construens (EHR.) GRUN.				□	□	litoralis eutroph, mesotroph, euryhalin, fenékiszapban
Fragilaria leptostauron (EHR.) HUST.		□	□	□	□	fenéklakó
Fragilaria leptostauron (EHR.) HUST. var. *dubia* GRUN.		□	□	□		fenéklakó
Fragilaria leptostauron (EHR. HUST. var. *fossilis* (PANT.) REH.	○	○		○		fenéklakó, kihalt
Fragilaria pinnata EHR.			□	□		litoralis, plankton, tavi
Gomphonema herrmanniana PALIK		○				kihalt
Gomphonema intricatum KÜTZ.	□					mesohalob, eutroph, állóvízi
Grammatophora sp.	×					litoralis
Hemiaulus polimorphus GRUN.	×					plankton, kihalt
Mastogloia sp.				○		litoralis, fennőtt
Melosira ambiqua (GRUN.) O. MÜLL.		□	□			plankton, álló- és folyóvízi, eutroph—oligotroph
Melosiras distans (EHR.) KÜTZ.	□					litoralis, árkokban, pocsolyákban
Melosira radiata HAJÓS n. sp.	○	○		○		plankton, kihalt
Melosira sol (EHR.) KÜTZ.	×					plankton
Melosira undulata (EHR.) KÜTZ.	□	□		□		trópusi tavakban, litoralis
Navicula jimboi PANT.		□				kihalt
Navicula placentula (EHR.) GRUN.		○			○	eutroph tavakban
Navicula sp. I.		○				

1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	115,00—125,00 m	135,00—140,00 m	140,00—142,00 m	142,00—147,00 m	147,00—150,00 m	Megjegyzés
Navicula sp. II.		○				
Nitzschia sp.	○	○				
Opephora martyi HÉRIB.	□					plankton litoralis állóvizekben eutroph, euryhalin
Pinnularia gibba EHR. var. *flexicostata* HAJÓS n. var.		○				kihalt
Pinnularia sp.		□				
Pleurosigma sp.			○			
Rhopalodia frickeiana PALIK		○				kihalt, epiphyta
Stephanodiscus mecsekensis HAJÓS	○					plankton, kihalt, euryhalin
Surirella sp., töredék				□		
Synedra pulchella (RALFS) KÜTZ.		○				plankton, litoralis
Synedra tabulata (AG.) KÜTZ. var.?	○			○		euryhalin, partvidéki
Phytolitharia:						
Lithodontium		□		□		
Lithostylidium		□				
Porifera:						
Monaxon; *Oxea*	○	○	○	○		
Monaxon; *Acanthostyl*		○	○			
Sphaeraster	○			○		

□ édesvízi, sótartalom <0,5‰ oligohalin
○ csökkentsósvízi, sótartalom 0,5—10‰-ig mio-mesohalin
× tengeri, normál sótartalom (tortonból—alsószarmatából áthalmozott)

része magasabb rendű növényeken, algákon tapadva élő, sekélyvízi epiphyta, jórészük pedig állóvizekben fenéklakó. Több új faj és varietás mind a holocén–pleisztocén, mind az idősebb torton—szarmata eddig ismeretes fajoktól lényegesen eltérő. Ezek az üledékgyűjtő vizének gyors kiédesüléséhez alkalmazkodott új formák. Nagy méretük, díszítettségük feltűnő, fajöltőjük rövid. Ezért igen fontos szintjelzők lehetnek (1. táblázat).

A vizsgált üledék tehát erősen csökkentsósvízi, feltehetően sekély oligohalin állóvíz partvidékein képződött. A mikroflóra a ma élő földközi-tengeri, közép- és észak-európai fajokkal mutat rokonságot. A *Navicula herrmanniana* PALIK és a *Rhopalodia frickeiana* PALIK fajok ezideig csak a bogácsi homokos, aligsósvízi, oligohalin alsópannon üledékből ismertek.

IRODALOM

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. 2. pp. 1—719.

BALOGH K.—RÓNAI A. 1965: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-III. Eger. — MÁFI kiadv. pp. 1—173.

HAJÓS M. 1968a: Mátraalja miocén üledékeinek Diatómái. — Geol. Hung. Fasc. 37. pp. 1—401. T. I—LXVIII.

HAJÓS M. 1968b: Magyarországi neogén Phytolithariák. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 255—240, T. I—IV.

HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannóniai diatomás rétegeinek mikroflórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-évről pp. 33—48.

HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyaregregy diatómás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról, pp. 89—119. ábra 1—5, T. I—III.

HERRMANN M. 1954: Bükkalji pannóniai homokvizsgálatok. — Földt. Közl. 84. pp. 338—348.

HUBER-PARTALOZZI, G. 1942: Das Phytoplankton des Süßwasser Diatomeen. — In THIENEMANN A.: Die Bimnengewasser Bd. 16. Teil 2. Hf. 2. pp. 1—549. Abb.: 1—645. Stuttgart.

JANKOVICH I. 1969: Alsópannon fauna Ostorosról. — Földt. Közl. 99. pp. 81—90.

JÁMBOR Á. 1971: Alsópannóniai diatomaföld rétegek a csákvári neogén medencében. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról pp. 25—31.

PALIK P. 1958: Alsópannóniai kovamoszat- és kovaszivacsmaradványok. — Földt. Közl. 88. pp. 83—100. Tab. X—XVIII.

SCHRÉTER Z. 1913: Eger környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1912-ről, pp. 130—146.

SCHRÉTER Z. 1915: Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről. II. pp. 324—334.

SCHRÉTER Z. 1925: Adatok a Sajómedence és a Bükk D-i oldalának geológiai viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923-ról, pp. 33—39.

SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. — Földt. Int. kiadv. pp. 1—386.

SCHRÉTER Z. 1939: A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. II. pp. 511—532.

DIATOMEENFÜHRENDE SCHICHTEN IM UNTERPANNON VON BÜKKALJA (VORLAND DES BÜKK-GEBIRGES)

von

M. HAJÓS—GY. RADÓCZ

Die ersten Angaben über die Diatomeen der Pannonablagerungen von Bükkalja wurden von P. PALIK (1958) mitgeteilt. Aus den von ihr untersuchten zahlreichen Oberflächensandproben sind bei geringer Individuenzahl 40 Arten zum Vorschein gekommen, doch konnte die genaue stratigraphische Stellung der Proben damals noch nicht festgestellt werden.

Von der 1969 bearbeiteten reichen Diatomeengemeinschaft stammen 3 nov. sp., 3. nov. var. und eine nov. forma* aus der 501 m tiefen Schürfbohrung Bogács-9, bei welcher sogar die Liegendgesteine der pannonischen Lignitflözserie durch Kernbohrverfahren erschlossen wurde.

Die Bohrung erreichte unter einer dünnen Bodenhülle unmittelbar die oberpannonischen Ablagerungen und nach Durchteufen der mit Fossilien

* Die Beschreibungen dieser Formen werden erst in einem späteren Heft der Acta Botanica gegeben werden.

belegten Unterpannon-Schichten durchquerte sie, von 177 m an, miozäne Pyroklastite (Abb. 1—2). In der Unterpannon-Serie der Bohrung wurden zahlreiche neue Diatomeen angetroffen, die am ehesten den rezenten Süßwasserformen nahestehen, aber mit denen nicht identifiziert werden können. Mehrere Arten sind z. B. am nächsten mit vom Ladoga-See beschriebenen rezenten Formen verwandt.

Auf Grund des Gesamtbildes der Mikroflorengemeinschaft ist das Sediment der Bohrung Bogács-9 als limnisch bis oligohalin anzusehen, obwohl in ihr auch umgelagerte marine Formen mit anzutreffen sind. Angesichts der Dominanz der euryhalinen, Brackwasser- und Süßwasser-Arten dürfte das Wasser des Sedimentationsbeckens oligohalin (mit einem Salzgehalt von 0,5 bis 5‰) oder vielleicht mio- bis mesohalin (5 bis 10‰) gewesen sein.

Die Arten der Florengemeinschaft sind z. T. littorale Planktonformen; die anderen sind epiphytisch, die an Pflanzen von höherer Organisation bzw. an Algen gehaftet in seichtem Wasser und meistens nur im Stehwasser leben.

Die Mikroflora weist eine Verwandtschaft mit rezenten mittel- und nordeuropäischen Formen auf. Die Arten *Navicula herrmanniana* Palik und *Rhopalodia frickeiana* Palik sind bisher nur aus dem sandigen, oligohalinen Unterpannon von Bogács bekannt. Auf Grund der neuen Arten, Varietäten und Formen, die sowohl von den bisher bekannten holozän-pleistozänen, als auch von den torton-sarmatischen Formen abweichen, sowie anhand der nahen Gleichheit dieser Fossilgemeinschaft mit der in den unterpannonischen Sanden Ungarns bisher angetroffenen Florengemeinschaft ist das Alter des Sedimentes unteres Pannon. Das beweisen auch die in den untersuchten Schichten gefundenen Vertreter der Makro- und Mikrofauna, sowie die Pollen- und Sporenreste.

I. Tábla — Tafel I.

1000×

1— 2. *Carnegia frenguelli* (CLER.) DEFL.

3— 4. *Chrysostomum simplex* CHOD.

5. *Cleritia deflandrei* RAMPI

6— 8. *Outesia laevis* FRENG.

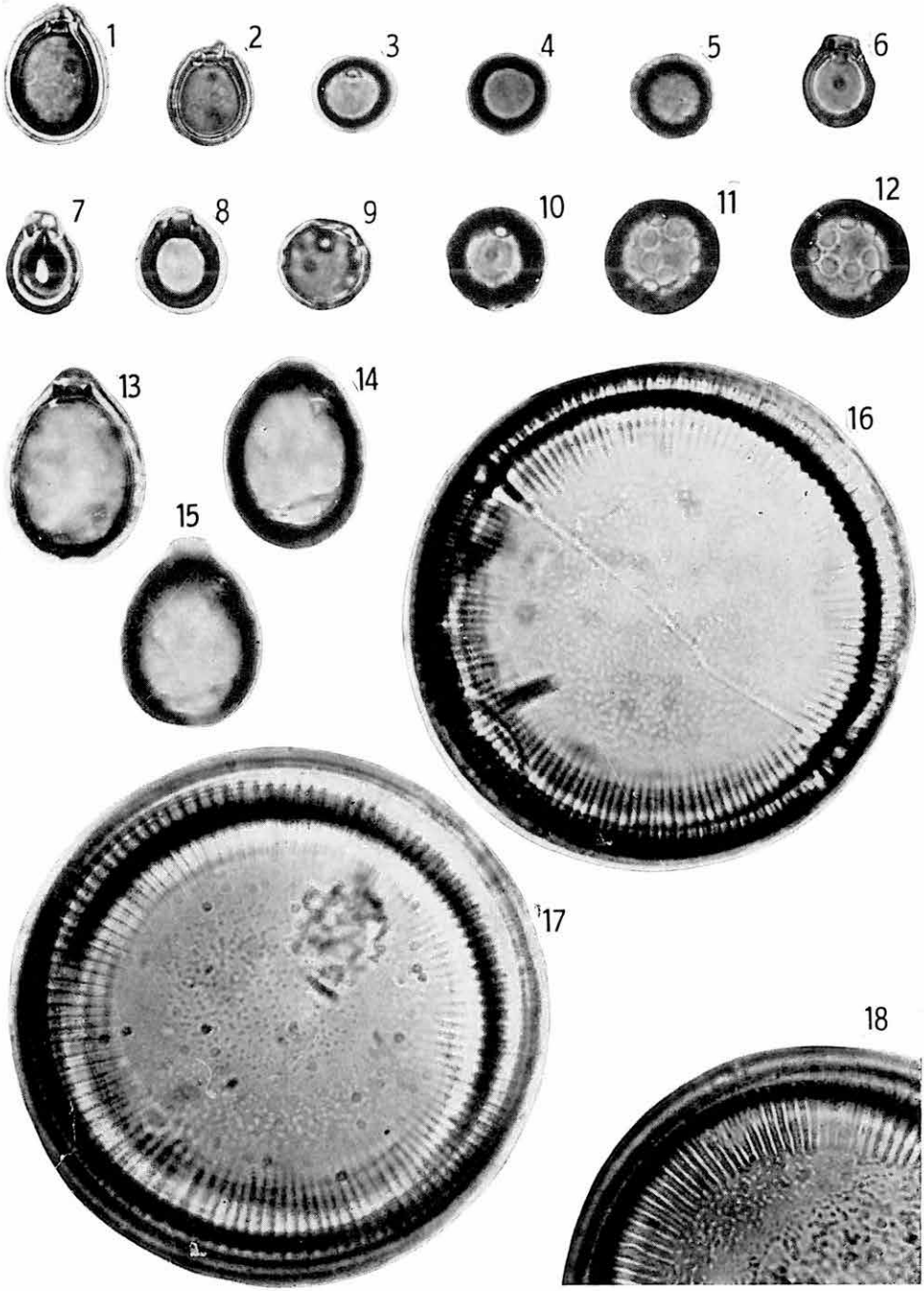
9—12. *Pontosphaera huxeleyi* LOHM.

13—15. *Outesia membranosa* (FRENG.) DEFL.

16—18. *Melosira radiata* HAJÓS n. sp.

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1, 2.: 142,0—147,0 m
3.: 140,0—142,0 m
4.: 147,0—150,0 m
5—15.: 135,0—140,0 m
16—18.: 115,0—125,0 m

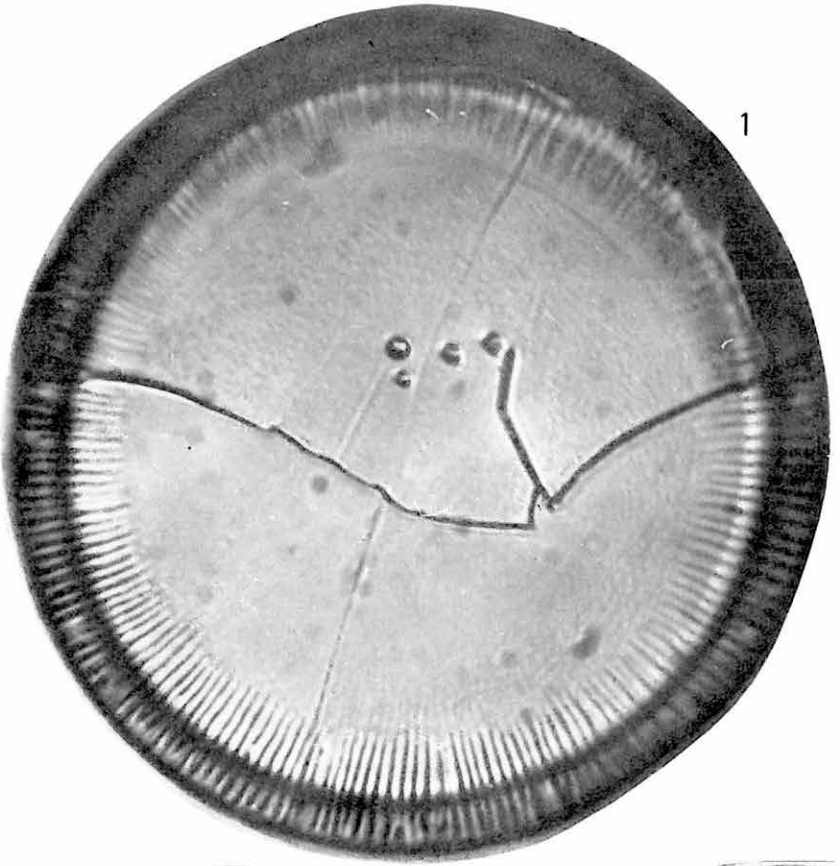

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

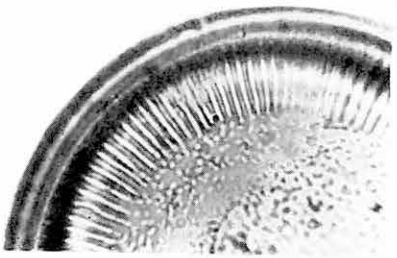
II. Tábla — Tafel II.
1000×

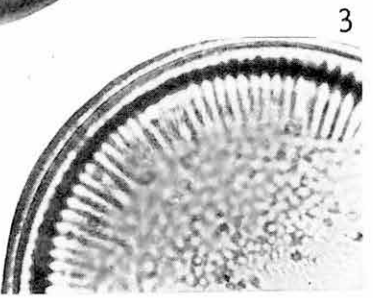
1—5. *Melosira radiata* HAJÓS n. sp.

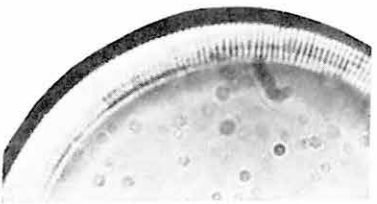
Lelőhely:

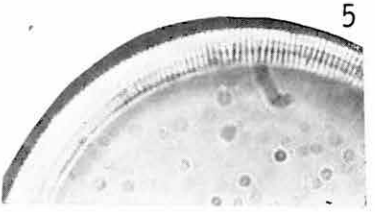
Bogács 9. sz. fúrás 115,0—125,0 m


1


2


3


4


5

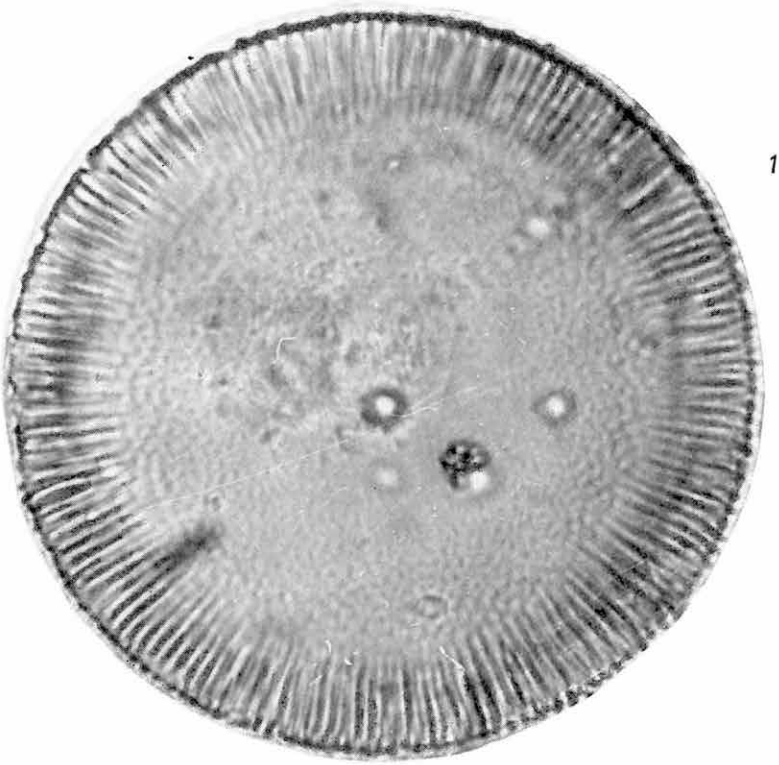
III. Tábla — Tafel III.

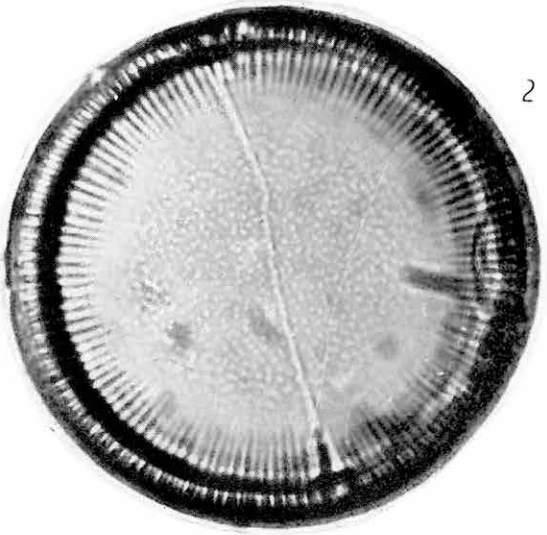
1000×

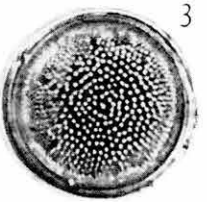
1—2. *Melosira radiata* HAJÓS n. sp.

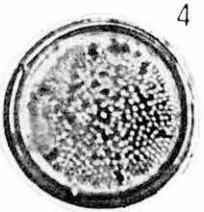
3—4. *Stephanodiscus mecsekensis* HAJÓS

Lelőhely:
1—4.: Bogács 9. sz. fúrás 115,0—125,0 m


1


2


3


4

IV. Tábla — Tafel IV.

1000×

1— 3. *Melosira ambigua* (GRUN.) O. MÜLL.

4— 8. *Coscinodiscus impressus* HAJÓS n. sp.

9—13. *Coscinodiscus jambori* HAJÓS n. sp.

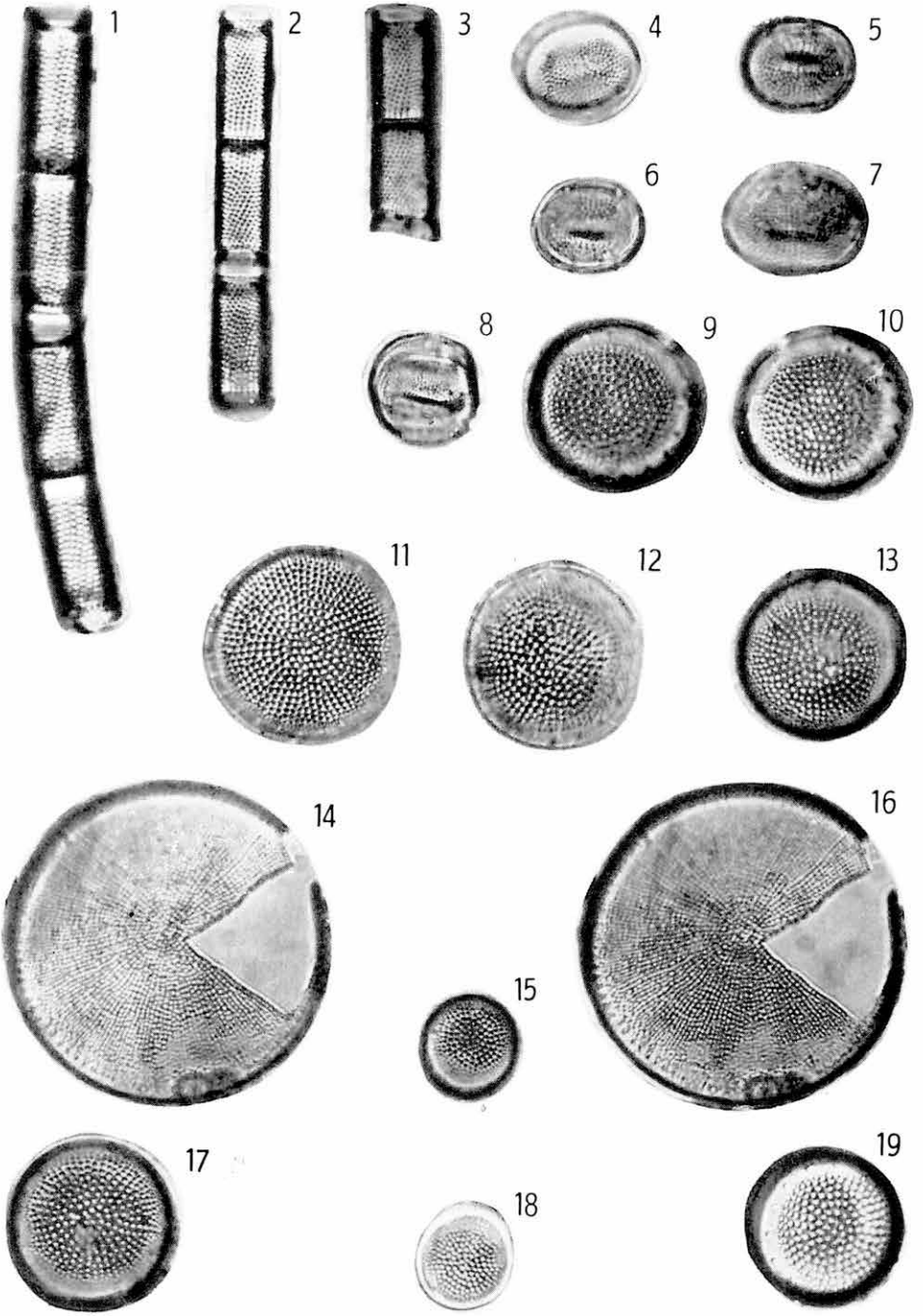
14, 16. *Coscinodiscus lacustris* GRUN.

15, 18. *Coscinodiscus jambori* n. sp. f. *minor* HAJÓS n. f.

17, 19. *Coscinodiscus jambori* HAJÓS n. sp.

Lelőhely:

1—19.: Bogács 9. sz. fúrás 135,0—140,0 m


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

V. Tábla — Tafel V.

1000×

1. *Coscinodiscus lacustris* GRUN.

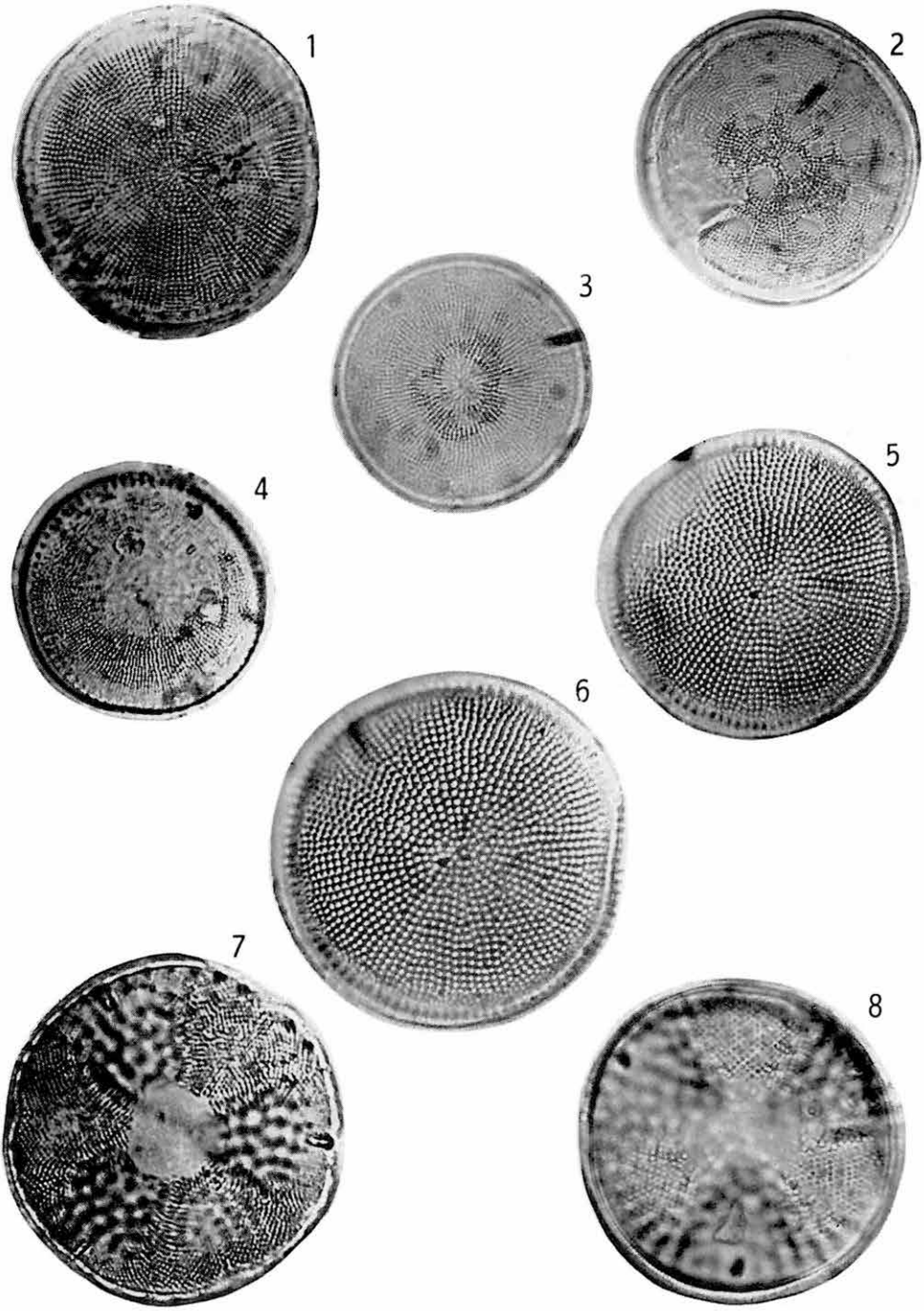
2—4. *Coscinodiscus lacustris* GRUN. var. *pannonica* HAJÓS n. var.

5—6. *Coscinodiscus lacustris* GRUN. var. *septentrionalis* GRUN.

7—8. *Actinoptychus senarius* (EHR.) EHR.

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1, 3—8.: 135,0—140,0 m
2.: 140,0—142,0 m


1
2
3
4
5
6
7
8

VI. Tábla — Tafel VI.

1000×

1. *Actinoptychus senarius* (EHR.) EHR. peremi öv

2— 3. *Actinoptychus* sp.

4— 5. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST.

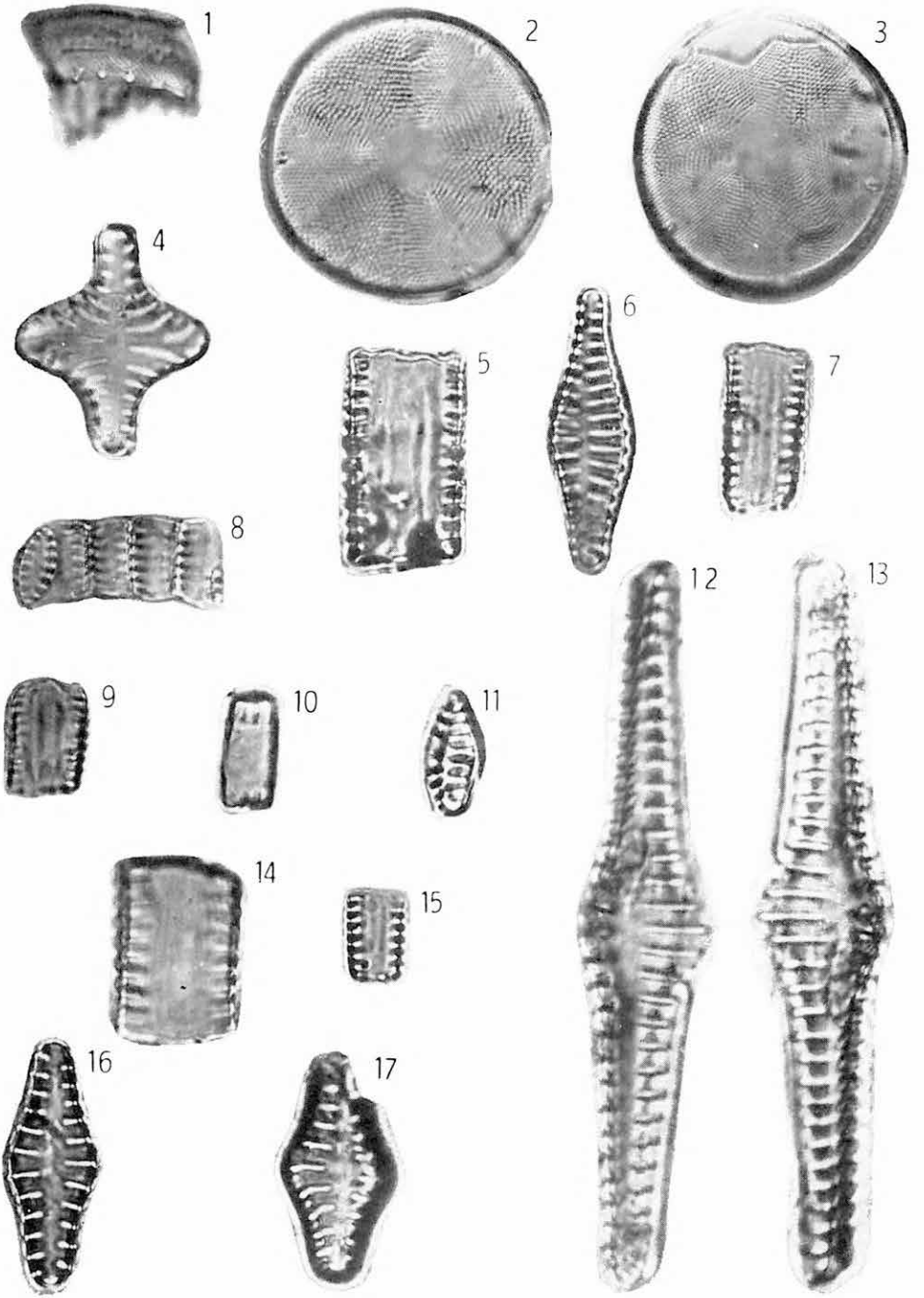
6—11, 15. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST. var. *dubia* GRUN.

12—14. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST. var. *fossilis* (PANT.) REH.

16—17. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST. var. *fossilis* (PANT.) REH.

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1—4., 10, 11, 14.: 135,0—140,0 m
6, 8, 9, 15.: 140,0—142,0 m
5, 7, 16, 17.: 142,0—147,0 m
12, 13.: 115,0—125,0 m


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

VII. Tábla — Tafel VII.

1000×

1—4. *Fragilaria brevistriata* GRUN.

5. *Fragilaria construens* (EHR.) GRUN.

6. *Fragilaria pinnata* EHR.

7. *Synedra pulchella* (RAFS) KÜTZ.

8. *Synedra tabulata* (AG.) KÜTZ.

9—10. *Cocconeis placentula* EHR. var. *euglypta* (EHR.) CL.

11—13. *Cocconeis placentula* EHR. var. *intermedia* (HÉRIB. et PERAG.) CL.

14—15. *Cocconeis diminuta* PANT.

16. *Achnantes lanceolata* (BRÉB.) GRUN. var. *elliptica* CL.

17. *Achnantes pantocseki* HAJÓS

18. *Mastogloia* sp.

19—21. *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL. var. *pannonica* HAJÓS n. var.

22. *Diploneis mauleri* (BRUN) CL.

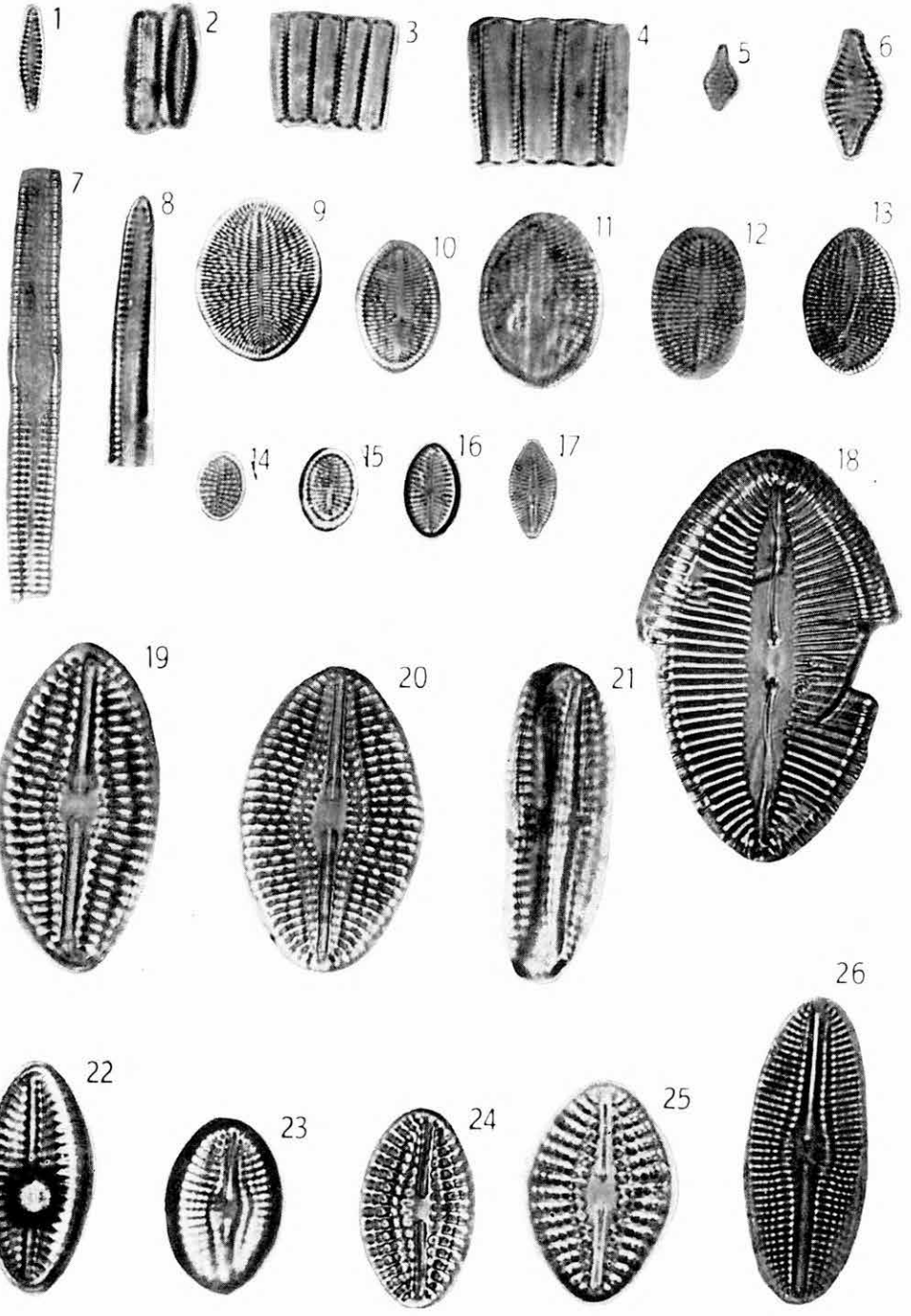
23. *Diploneis ovalis* (HILSE) CL.

24—25. *Diploneis esthereia* HAJÓS n. sp.

26. *Diploneis ovalis* (HILSE) CL. var. *oblongella* (NAEG.) CL.

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1, 5, 8, 18.: 142,0—147,0 m
2—4, 7, 11—13, 16, 19—23, 25, 26: 135,0—140,0 m
6, 9, 10, 14, 15, 17: 140,0—142,0 m
24: 147,0—150,0 m

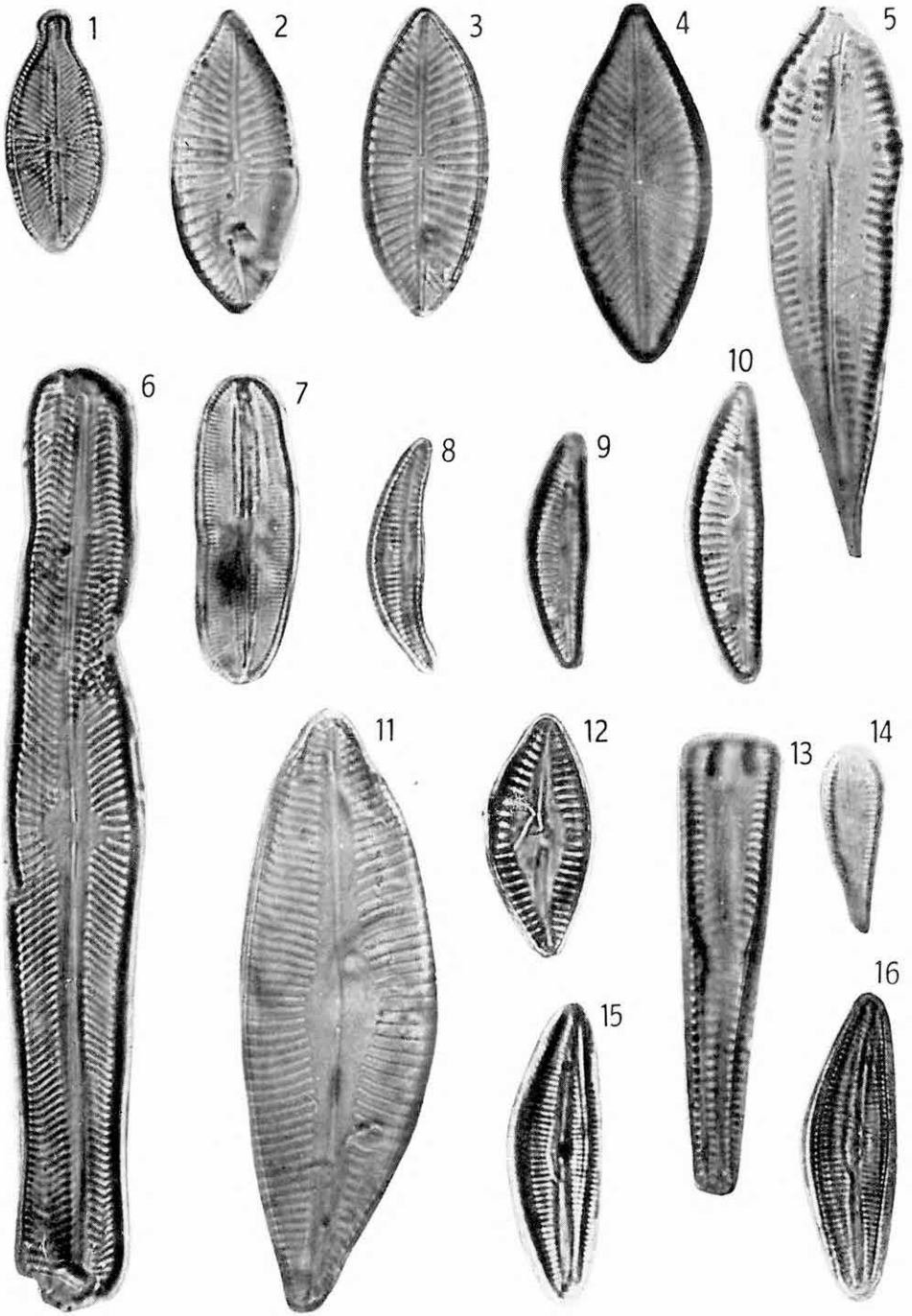

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

VIII. Tábla — Tafel VIII.
1000×

1. *Navicula jimboi* PANT.
2—4. *Navicula placentula* (EHR.) GRUN.
5. *Navicula* sp. I.
6. *Pinnularia gibba* EHR. var. *flexicostata* HAJÓS n. var.
7. *Navicula* sp. II.
8. *Amphora* sp.
9—10. *Cymbella turgida* (GREG.) CL.
11. *Cymbella cistula* (HEIMP.) GRUN.
12. *Cymbella* cf. *ehrenbergii* KÜTZ.
13. *Gomphonema intricatum* KÜTZ.
14. *Gomphonema herrmanniana* PALIK
15—16. *Cymbella affinis* KÜTZ.

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1—14.: 135,0—140,0 m
15—16.: 115,0—125,0 m


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

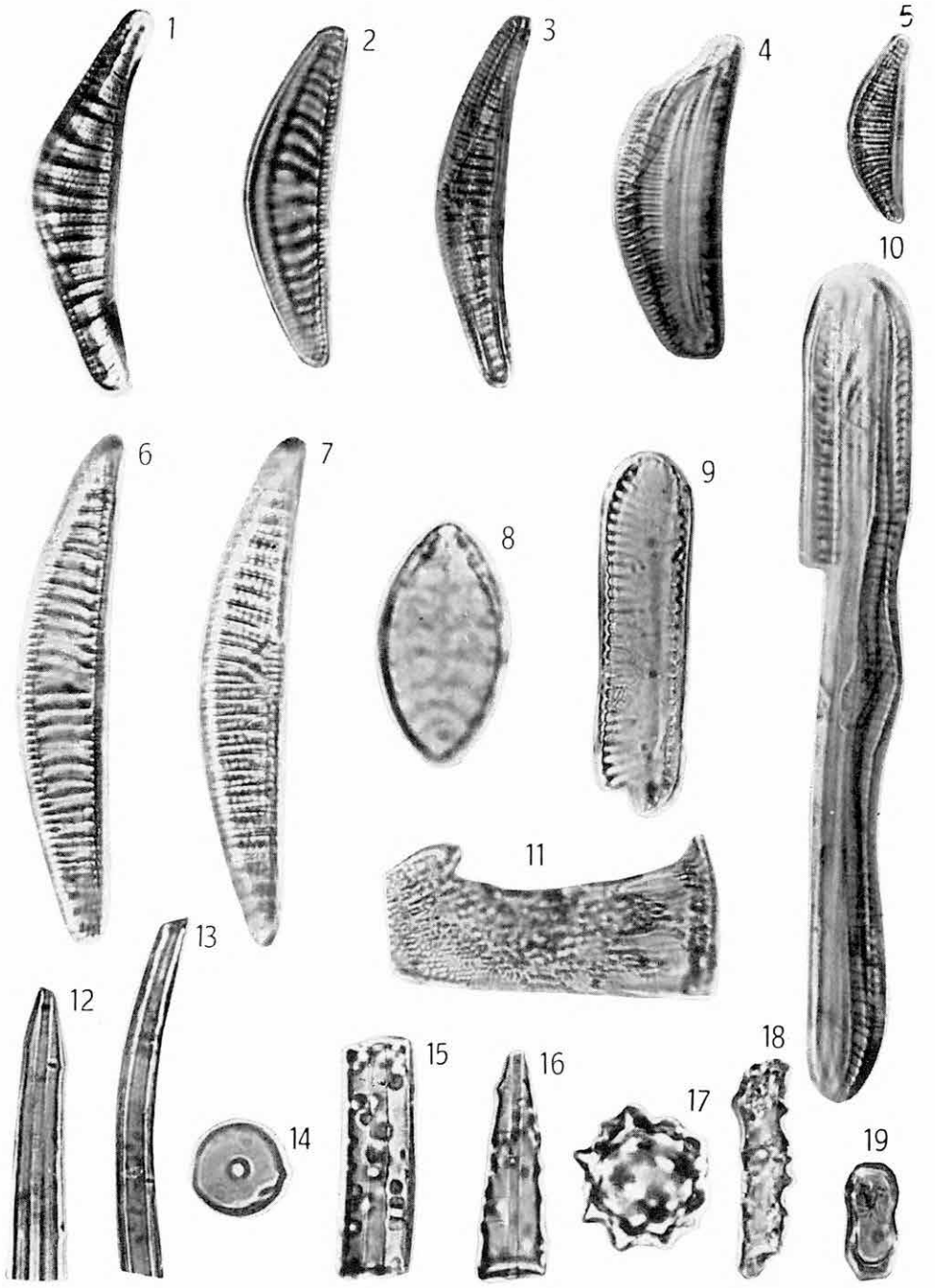
IX. Tábla — Tafel IX.

1000×

1. *Epithemia cistula* GRUN. var. *lunaris* GRUN.
2—4. *Epithemia sorex* KÜTZ.
5. *Epithemia reichelti* FRICKE
6—7. *Epithemia* cf. *turgida* (EHR.) KÜTZ.
8. *Cymatopleura* sp.
9. *Cymatopleura solea* (BRÉB.) W. SM.
10. *Rhopalodia frickeiana* PALIK
11. *Surirella* sp. töredék
12, 14. Szivacstű Monaxon; Acanthostyl
13. Szivacstű Monaxon; Oxea
15—16. Szivacstű Monaxon; Acanthostyl
17. Sphaeraster
18. Phytolitharia; Lithostylidium
19. Phytolitharia; Lithodontium

Lelőhely:

Bogács 9. sz. fúrás: 1—4, 6, 7, 9—11, 15, 19.: 135,0—140,0 m
5, 8.: 140,0—142,0 m
12—14, 16, 18.: 142,0—147,0 m
17.: 115,0—125,0 m


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

A PALEOTRIX KÉRDÉS
A FONALASALGÁK RÉTEGTANI SZEREPE A MECSEKI FELSŐJÚRÁBAN

Írta: NAGY ISTVÁN

A *Paleotrix* nemzetséget FERASIN, F. (1956) írta le a Cimolais (Udine) környéki felsőliász képződményekből. A szerzőt a vékonycsiszolatokban néhol kőzetalkotó mennyiségben fellelhető maradványok azokra a formákra emlékeztették, amelyek, mint írja, elsőként CUVILLIER, J. (1951) munkájában szerepelnek, mint Provence és Marocco júra formációjának jellegzetes maradványai és amelyek bizonytalanul algafonalaknak lettek minősítve. FERASIN éppen CUVILLIER munkája nyomán tanúsított nagy figyelmet az illető metszetek iránt. Megfigyelései alapján megállapítja, hogy a szóban forgó maradványok könnyen felismerhetők, mivel mindig azonos jellegzetességekkel bírnak. Ennek alapján azt a következtetést vonja le, hogy a metszetek egyetlen formára vezethetők vissza.

FERASIN a jellegzetes fonalszerű maradványok mellett rendszeresen észlelt gömbölyded, szferoidális formákat is, amelyeket szoros kapcsolatba hozott a fonalas formákkal.

FERASIN megkísérelte — LOMBARD, A. (1937, 1945) eljárását követve, aki az alpi felsőjúra két jellegzetes algamaradványát, a *Globochaete alpina*-t és az *Eothrix alpina*-t írta le — hogy kapcsolatot keressen az általa vizsgált maradványok és a recens algák között. Véleménye szerint megnehezíti az összehasonlítást, hogy a recens formákkal csak a fonal-maradványok engednek meg összevetést, mivel a szferoidális formák nem mutatnak jellegzetes struktúrát és emiatt túl sok az az alak, amellyel kapcsolatba hozhatók.

Több lehetséges összehasonlítás után FERASIN arra a következtetésre jutott, hogy maradványai egyik nagy algacsoportba sem sorolhatók be teljes biztonsággal. Ezek után annak az elgondolásának ad hangot, amely szerint az illető maradványokat legelőnyösebb a *Cyanophytákhoz* sorolni. A besorolás akadályaként említi azonban itt is, hogy szferoidális formáinak ebben a csoportban sem találja megfelelőjét, mert azok a *Cyanophytáknál* vagy nagyobbak, vagy teljesen hiányoznak.

FERASIN az alábbiakat említi maradványai fő jellemvonásaiként: a jellegzetes fonalak egyetlen formára utaló, azonos jellegekkel bíró, könnyen felismerhető, egyszerű kalcitfonalak, amelyek sohasem ágaznak szét. Vastagságuk 10—20 μ közti, legnagyobb megfigyelt hosszúságuk 2 mm. A fonalak vastagsága általában a teljes hosszukban állandó, ritkábban egyik végük felé hirtelen csökken.

FERASIN itt ismertetett felfogását több szerző elfogadta. Ennek alapján magam is több ízben alkalmaztam a „fonalszerű" maradványokra a „*Paleotrix*"

megjelölést (NAGY I. 1964, 1966). Vizsgálataim folyamán még 1962-ben kiderült, hogy a fonalszerű maradványok két, egymástól rétegtanilag is elkülönülő szintben jelennek meg. Ugyanakkor nyilvánvalóvá vált, hogy a mélyebb szintbeli (középsőjúra) maradványok semmiképpen sem azonosíthatók a magasabb szintbeli (kimmeridgei) formákkal. Ez a megfigyelés eredményezte, hogy a Mecsek hegység felsőjúra képződményeinek rétegtani és mikrofácies vizsgálata során nagyobb figyelmet szenteljek ezeknek a maradványoknak. Meg kell jegyeznem, hogy ez a munka az érintett kérdésben nem törekedhet teljességre. Az idevágó paleontológiai és sztratigráfiai irodalmi utalások maradéktalan összegyűjtése, a recens vonatkozások alapos áttekintése olyan követelmény, amely igen hosszú idő részletező munkáját igényelné. Úgy vélem azonban, hogy ennek hiányában is — éppen a fentebb említett rétegtani—mikrofaciológiai kérdések helyi, Mecsek hegységbeli tisztázása érdekében — eddigi vizsgálataim alapján is indokolt lehet, hogy a kérdést érintő megfigyeléseimet nyilvánosságra hozzam.

A mecseki felsőjúra képződmények közvetlen fekvőjében — az általam bath—kallóvinak jelölt rétegekben — tömegesen jelentkeznek a FERASIN által leírt „fonalszerű" maradványok. FERASIN leírásával és ábráival összevetve, a mecseki középsőjúrabeli metszetek tökéletesen azonosíthatók FERASIN példányaival. Nagyszámú vékonycsiszolat vizsgálata alapján a szóban forgó maradványok mibenléte tekintetében ellenben arra a következtetésre jutottam, hogy ezek a középsőjúra maradványok *semmiképpen sem lehetnek algák.* Minden sajátságuk arra vall, hogy *ezek kagylómaradványok.* Ezen állítás bizonyításának megkísérléséhez szükséges, hogy kitérjek részint saját megfigyeléseim, részint az idevonatkozó irodalom által nyújtott adatokra.

A mecseki felsőjúra fekvő-képződményeinek vékonycsiszolati vizsgálatánál feltűnt, hogy a „fonalszerű maradványokat" tartalmazó minták némelyikében több-kevesebb ún. „*Posidonia*" [amelyeket JEFFERIES, R. P. S.—MINTON, P. (1965) munkája alapján a következőkben *Bositra buchi* (RÖMER)-nek fogok jelölni] is látható. Ezekután céltudatosan kerestem olyan lelőhelyeket, ahol az említett *Bositrák* kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen. Az ilyen minták vékonycsiszolataiban is a FERASIN által leírt és ábrázolt metszeteket észlelhettem, nagy tömegben. Egyéb, ezektől elütő maradványt nem sikerült észlelni. Meg kell azonban jegyeznem, hogy a metszetek, bár bizonyos alapjellegben megegyeztek, a héjvastagság tekintetében nagy szórást mutattak. Bizonyosságot jelentett azonban számomra az együvétartozáshoz, hogy a különböző vastagságú héjmetszetek között az átmenetek is megvoltak. Az együvétartozás mellett szól az a megfigyelés is, hogy a vastag héjrészek végeik felé nagyon erősen elvékonyodnak, itt már optikailag is tökéletesen megegyeznek a nagyobb számú, vékony metszetekkel. További bizonyítékok lehetnek az együvétartozás mellett az alábbiak:

1. Egy vastagabb héjrészen sikerült megfigyelni, hogy a vastag kalcitos rész belső peremét vékony, nagyobb fénytörésű, „tisztább", kissé hyalinkalcitos anyag alkotja. Ez a hyalin-kalcitos rész a vastagabb héjrésztől egy ponton elválik, a továbbiakban külön áll és a típusos „*Paleotrix*" képét mutatja.

2. A „*Paleotrix*" metszeteknél gyakran megfigyelhető egy jellegzetes szinuszos hullámzás, amelynek hullámhegyei egyik irányban fokozatosan

csökkennek. Ezt a jelenséget a szórványos vastag héjmetszetek között is sikerült felismerni.

3. A vastag héjmetszetek egyes csiszolatokban kétséget kizáró módon mutatták a kagyló-jellegeket (pl. a búbrész domborodását és esetleges kivastagodását, az ívelt formát), ritkán a két teknő együttmaradását is. A vékony héjmetszetek, amelyek FERASIN „*Paleotrix*" formájával azonosíthatók, szintén jól mintázzák ezeket a jellegzetességeket. Az ívelt forma általános, a búbrész relatív kivastagodása is gyakran megfigyelhető. Közös vonás a már említett szinuszos hullámosság, az egyik irányban történő elkeskenyedés (amit FERASIN is megemlít leírásában), továbbá az a jelenség, hogy az ívelt metszetek konkáv részén a vastag és a vékony héjmetszeteknél egyaránt megtalálható az ív kalcitos kitöltése.

Az említett jellegzetességek, bár számos vékonycsiszolatban sikerült őket megfigyelni, mégis szerencsés leleteknek számítanak. A minták nagy részében ugyanis ezek a jellegzetességek nem mutatkoznak ennyire nyilvánvalóan. A metszetek gyakran egyenletes vastagságúak, csak enyhén íveltek, „körömszerűek", vagy éppen egyenesek. Ezekre a látszólagos ellentmondásokra talán választ adhatnak a TELEGDI ROTH K. (1953) által a *Posidonomyákról* írottak. TELEGDI ROTH K. említi, hogy a *Posidonomyák* héjában a „növekedési ráncok közeit finom sugaras szerkezet tölti ki és ez okozza ennek a formának a fosszilizáció folyamán lapossá válását". Ez magyarázatot adhat arra, hogy miért észlelünk leggyakrabban egyenes, vagy alig ívelt metszeteket a jellegzetesen „domborodó" kagylómetszetek helyett. Ezt a megállapítást támasztja alá az a megfigyelés, hogy ha a metszetek ritkásak, szórt elrendeződésűek, vagy csak gyengén irányítottak, akkor köztük sok az ívelt forma. Abban az esetben azonban, ha erős az irányítottság, még szórványos megjelenés esetén is alig találunk ívelt formát, a metszetek túlnyomó többsége egyenes, legfeljebb néha kissé hullámzó.

Mindezek mellett fel kell tételeznünk, hogy a szóban forgó képződményekben nem annyi kagyló fosszilizálódott, amennyi bennük szabad szemmel is felismerhető. Valószínű — és ezt sokszor a makroszkóposan is tömegesnek, sőt kőzetalkotónak tekinthető *Bositra*-leletek bizonyítják —, hogy ebben a fáciesben a *Bositrák* hihetetlenül nagy tömegben tenyésztek. A meglehetősen hosszú idő alatt a gyakran változó körülmények azonban többféle fosszilizálódási lehetőséget jelenthettek. Feltételezhetjük, hogy a *Bositrák* héjai a fosszilizáció folyamán lemezenként széthullottak, pl. úgy, mint ahogy azt a fentebb említett „leváló héjrész" is példázza. Elképzelhető, hogy az egyes héjrészek a TELEGDI ROTH K. által említett „sugaras szerkezetű" rész mentén szétestek, vagy akár az is, hogy a héjaknak csak bizonyos része volt fosszilizálódásra alkalmas.

Lehet, hogy a körömszerű kis ívek egy-egy növedék szakaszról váltak le, de elképzelhető az is, hogy juvenilis példányoktól erednek. (Ilyen nagy tömegű felhalmozódásnál nem lehet kizárni a juvenilis elemek nagyszámú jelenlétét sem.)

A mecseki vizsgálati anyag által biztosított adatokon kívül szükségesnek tartottam hazai, eltérő rétegtani helyzetű kagyló-maradványokat tartalmazó képződmények áttekintő vékonycsiszolati vizsgálatát is. Ebben kollegáim: NAGY GÉZA (pilisi mintákkal) és NAGY ELEMÉR (bakonyi mintákkal) voltak

segítségemre. A minták triász időszaki képződményekből származtak. Áttekintő vizsgálatuk az alábbi eredményre vezetett:

A p i l i s i minták — amelyek a karni és a nóri emelet képződményeiből származtak — *Aviculái,* de különösen *Halobiái* a *Positrákhoz* képest nagyon vastag héjúaknak bizonyultak. Egyes halobiás csiszolatokban akadt néhány rossz megtartású, vékony, körömszerű héjmetszet is, ami minden bizonnyal a vastagabb héjakról levált lemezke lehetett. A pilisi maradványok tehát szinte semmi hasonlóságot nem mutattak a mecseki *Positrákkal.*

A b a k o n y i „kagylósmészkő" vékonycsiszolatában néhány „túlkristályosodott" héjmetszet már erősebben emlékeztetett a mecseki kagylóhéj metszetekre. Végül a nosztori-völgyi füredi mészkő (ladini emelet) vékonycsiszolatában már a mecseki *Positrákhoz* hasonló metszeteket is sikerült megfigyelni. Még inkább vonatkozik ez a megállapítás a ladini tűzköves mészkő héjmetszeteire, amelyek vékonyak, jól mutatják a fentebb említett kagylójellegeket. Megjegyzendő különbség a mecseki középsőjúra *Positrákkal* szemben, hogy a ladini tűzköves mészkő kagylóhéjmetszetei íveltebbek, erősebben domborodó búbi résszel bírnak.

A hazai triász mintákkal való összevetés tehát azt eredményezte, hogy a ladini kagylómetszetek között sikerült a mecseki középsőjúra formákhoz hasonlókat felismerni. Ez a körülmény volt az indítéka, hogy a nemzetközi irodalomban is megkíséreljem áttekinteni a hasonló maradványok leírását.

Elsőként HAGN, H. (1955) munkáját tekintettem át. A Taf. VI. fig. 1. mikrofotón szép, ívelt, egyenletes peremű héjmetszetek láthatók. A szerző megjelölése szerint ezek kagylóhéjmetszetek, amelyeket CUVILLIER és SACAL az aquitaniai középsőjúrából algafonal?-nak írt le. A minta ladini korú.

A Taf. X. fig. 1. fényképen karni-nóri halstatti lumasellás mészkövet mutat be a szerző. A héjmetszetek az előzőhöz viszonyítva nagyon vastagok, többségük egyenes vagy enyhén hullámzó, peremük gyakran egyenetlen, a búbközeli részek néhol erősen kivastagodnak, összefüggő mésztestet képeznek.

Az itt említett két fényképről leolvasható jellegek jól egyeznek a pilisi—bakonyi mintákról fentebb leírtakkal. Itt is a ladini formák azok, amelyek a középsőjúra *Positrákhoz* hasonlóak — annyira, hogy ezt HAGN is megemlíti. A karni—nóri rétegek maradványai a Bajor Alpokban is ugyanúgy, mint a Pilisben, nem hozhatók összefüggésbe a *Positrákkal.*

Ezután CUVILLIER, J. (1956) munkáját vettem szemügyre. CUVILLIER a Pl. VIII. fig. 1. fénykép magyarázataképpen pelagikus *Mollusca* héjakat ír. A fényképen többnyire rövid, köröm alakú, vékonyhéjú formák láthatók, tömeges megjelenésben. A mintát bath emeletbelinek minősíti.

A Pl. VIII. fig. 2.-es fotográfia a szerző szerint középsőjúra mészkő vékonycsiszolatából készült felvétel. CUVILLIER ezeket „algafonalak?" megjelöléssel közli. Az itt látható metszetek az előző ábrán szereplőkhöz képest lényegesen hosszabbak, többnyire egyenesek, nagyon ritkán íveltek. A Pl. IX. fig. 1. fotográfián a szerző nagyobb nagyításban mutatja be az előbbi minta mikrofácies-képét. A formák az előzőkhöz hasonlók, de a kiemelt részlet néhány olyan metszetet is mutat, amely az egyik irányban erősen kivastagodik.

A CUVILLIER által közölt maradványok fenntartás nélkül azonosíthatók FERASIN *„Paleotrix"* metszeteivel. Feltűnő, hogy CUVILLIER az egyik minta metszeteit pelagikus *Mollusca*-héjaknak minősíti, míg a következő, középső-

júrának minősített mintákból származó maradványokat — amelyek bizonyos jellegekben, pl. hosszukban valóban elütnek az előző mintában látottaktól — már „algafonalaknak?" tartja. Ez a különbségtétel indokolatlan, az eltérések ellenére az illető formák együvé tartozása nem lehet kétséges.

Az AGIP Mineraria kiadványa (1959) szintén több fotográfiát közöl, amely a szóban forgó maradványokat is érinti. A T. IX. 1. sz. képen a szerzők megjelölése szerint ladini *„Posidonia wengensis* rétegek"-ből származó minta vékonycsiszolati képe látható. A metszetek itt „pelagikus *Molluscák*" névvel vannak jelölve. A képen látható formák szórt elrendeződésűek, többnyire egyenesek, vékonyak, FERASIN formáival kapcsolatba hozhatók.

Ezt követően ladini és karni korúnak minősített mintákból az előzőkhöz nagyon hasonló formákat ábrázol, egyformán „pelagikus *Molluscák*" megjelöléssel. A T. XVIII. fig. 3. sz. képen „pelagikus *Mollusca*" helyett „pelagikus *Lamellibranchiata*" szerepel. A kormegjelölés itt is karni. A metszetek a ladiniakkal elég jól megegyeznek — ugyanakkor közel állnak FERASIN formáihoz is. (Itt meg kell jegyeznem, hogy a fentebb leírtakkal szemben ez a megjelenési mód ellentmondásos. Az olasz szerzők által itt karninak minősített minták — a korábban tárgyaltak alapján — sokkal inkább illenek a ladini képződményekből megismert típusokhoz.)

A szerzők által karninak minősített képződmények vékonycsiszolati képein feltűnt, hogy elég gyakran jelentkeztek a domború, kagyló jellegű metszetek. Különösen feltűnő volt, hogy ezek határozott „búbközeli" kivastagodást is mutattak. Ezek mellett ritkán, de mégis szembeszökően jelentkeztek olyan formák is, amelyek egyirányban növekvő amplitúdójú szinusz-hullámosságot mutatnak. Gyakran megfigyelhető — még a legsimább falú példányoknál is —, hogy a homorú oldal kissé érdesebb.

Az ezeket követő fényképeken sekélyebb vízi, általában mészalgás fáciesekből származó triász mintákat mutatnak be, amelyekből a vékonyhéjú kagylómaradványok hiányoznak.

A júra képződményekből származó vékonycsiszolati fényképek közül először a felsőliász (toarci—aaleni)-nak jelölt mintákból származókon találkozunk újra a szóban forgó maradványokkal, „pelagikus *Lamellibranchiata*" megjelöléssel. Az utolsó, felsőliásznak tekintett mintánál a szerzők a pelagikus *Lamellibranchiaták* mellett *algafonalat* is említenek, ám azt nem jelölik meg, hogy melyik metszet melyik maradványtól származik.

A „felsőliász—dogger" megjelölésű mintából csak „pelagikus *Lamellibranchiatákat*", de az első „dogger"-nek minősített mintánál (T. XLIX. fig. 2.) ezek mellett feltételezett algafonalakat is említenek. Sajnos itt sem állapítható meg, hogy mely metszeteket tekintik algáktól eredőnek.

A többi „dogger" minta esetében már nem említenek algafonalakat. A tömötten jelentkező, jellegzetes köröm alakú metszeteket mutató fényképnél is e „pelagikus *Lamellibranchiata*" megjelölés szerepel.

A júra mintákból közölt metszetek között a fényképek alapján nem ismerhető fel olyan különbség, amely együvétartozásukat kétségessé tenné. FERASIN maradványaival is nagyon jól egyeztethetők. Hasonlítanak az olasz szerzők által a triászból közölt formákhoz is, közülük több a kagylóbúbnak megfelelő domborodást is mutatja, bár enyhébb lefutással, mint a triász formák.

Az összehasonlítás során áttekintettem RADOIČIĆ, R. (1966) munkáját is. A szerző több fényképen közöl FERASIN metszeteihez hasonlókat középső—felsőliász, felsőliász—dogger, alsódogger, bajóci, dogger—malm és felsőmalm (kimmeridgei—portlandi) rétegtani megjelöléssel. A szóban forgó maradványokat „pelagikus *Lamellibranchiaták*"-nak minősíti. Rétegtani okból ki kell emelnem a Pl. LXXXVI. fig. 2. fényképet, amelynél dogger—malm, és a Pl. CXLVII. fig. 2-t, amelynél felsőmalm (kimmeridgei—portlandi) kormegjelölés szerepel. Az előbbi képen nagyon vékony, szépen ívelt formák láthatók, amelyek gyakran összetapadnak, az utóbbin kalcitosodott *Radiolariák* között néhány gyengén ívelt metszet ismerhető fel, amelyek jól egyeznek a mecseki *Bositra*-metszetekkel. A Mecsekben az ilyen mikrofácies-képű képződmények még a doggerbe tartoznak.

DURAND DELGA, M. (1955) a Numidiai-hegylánc Ny-i részének középsőjúra mészkövéből ír le hasonló maradványokat. Jellemzése szerint ezek a mikroszkopikus rostok (filamentumok) általában egyenesek, néha hullámosak, egyetlen kalcitkristályból álló kampós rostok, amelyek hosszanti irányban elvékonyodnak. Megjegyzi, hogy néha úgy tűnik, a szálak axiális csatornával rendelkeznek. Azonosságot tételez fel a LUCAS, G. által említett *Alcionar*tűkkel, GLAVON Hodna hegységi dogger leleteivel, COLOM, G. baleari dogger—aaleni „*Halobia*"-héjaival és CUVILLIER, J. (1951) aquitaniai maradványaival. Megemlíti továbbá, hogy a rostok zoológiai természete kétes, nagy területen azonos rétegtani elterjedésűek: csak a liász legfelső részéből és a doggerből ismertek.

COLOM, G., aki behatóan foglalkozott a mediterrán régió júra mikrofácieseivel, a mallorcai dogger bathiális képződményei fő jellegzetességének azt tartja (1955), hogy a *Bivalva-Molluscák* hosszú, vékony, finoman ívelt töredékei óriási felhalmozódásokat alkotnak bennük. Megjegyzi, hogy ezeket LAPPARENT, J. (1923) a *Halobia* nemzetségbe sorolta, de véleménye szerint jelen vannak itt a *Posidonia alpina* héjai is. Megjegyzi továbbá, hogy CUVILLIER, J. (1951) Aquitaniából ábrázol hasonlókat.

COLOM, G. a Sierra de Ricote rétegsorainak leírásánál (1956) nagyon alaposan foglalkozik ezekkel a képződményekkel. Ebben a munkában megjegyzi, hogy a rendszeresen előforduló *Halobiák* mellett a Cuesta Alta-i rétegsor (22) rétegében hosszú kalcit-szálak vannak, amelyeket CUVILLIER, J. (1951) fonalas algákként írt le. A szálakról elmondja, hogy abban különböznek a *Halobia*-metszetektől, hogy csaknem mindig egyenesen vagy szabálytalanul rendeződnek, sohasem ív alakban hajlítottak, mint a valódi *Halobiák*, közülük soknak mindkét oldala füzérszerűen díszített. Végül megállapítja, hogy nem rendelkeznek olyan ismertetőjelekkel, amelyek lehetővé tennék, hogy egy bizonyos szervezetre utaló felépítés kimutatható lenne. Ennek ellenére megjegyzi, hogy a „vitathatatlan fonalasalgákon" megfigyelte, hogy azok mindkét oldalukon cikcakkos kiképzésűek és egész hosszukban egy finom vonal húzódik végig rajtuk, ami a fonalak egykori központi tengelye lehetett.

A rétegsorok mikrofaciológiai leírásánál az egyes rétegeknél „*Halobia* és fonalasalga", „*Halobia* v a g y fonalasalga" megjelöléseket használ, amelynek alapján feltételezhető, hogy a fenti különbségtétel ellenére sem lehetett az egyes preparátumokban következetesen szétválasztani a kétféle maradványt.

Egy későbbi munkájában (1967), amelynek fototábláin (Pl. I. A, B)

bajóci és dogger megjelöléssel láthatók a mecseki kagylóhéj-metszetekkel jól azonosítható formák, már COLOM is egyértelműen *Lamellibranchiata*-metszetekről beszél, zárójelbe téve, hogy ezek a CUVILLIER-féle „filament"-ek.

NOUET, G. (1957) a felsőliásztól az oxfordiig terjedően említi az alga „microfilamenteket". MARKOVÁ, M. (1959) a fonalszerű maradványokat növényi eredetűnek tekinti, CUVILLIER alapján a „filamenty" megjelölést használva, mivel FERASIN *Paleotrix*-évei a zoospórák hiánya miatt nem tudja saját leleteit azonosítani. A metszetek közepén csatornára emlékeztető vonalkát észlel. MIŠIK, M. (1966) a „fonalakat" kagylók juvenilis példányainak metszeteiként értékeli, megjegyezve, hogy az anizuszitól az oxfordiig jellemzőek, a triászban a *Halobia*-, a júrában a *Posidonia*-típusú kagylóktól származhatnak.

A magyar irodalomban először MAJZON L. (1956) közöl a tárgyalt alakokkal megegyező formákat. A kiskörösi fúrás vörös, gumós, agyagos mészkövéből „vékony, hosszúkás algák (?) metszetei"-t említi. Megjegyzi, hogy CUVILLIER és SACAL megegyező mikrofotográfiát közöl középsőjúra mészkőből. Fotótáblájáról (I. t. 4.) a viszonylag kis nagyítás (20×-os) miatt nehezen ítélhetők meg a metszetek, több—kevesebb biztonsággal mégis a kagylóhéjmetszetekkel azonosíthatók.

FÜLÖP J. és munkatársai (1965) a vértesi bath- és kimmeridgei képződményekből említenek „*Paleotryx* átmetszeteket". A közölt fényképek alapján (II. t. 5.; III. t. 10.; IV. t. 16.) a maradványok jól egyeznek a mecseki dogger kagylóhéj-metszetekkel.

A hazai irodalomban GÉCZY B. (1961) foglalkozott behatóbban a szóban forgó maradványokkal. Leírása szerint a bakonycsernyei Tűzkövesárok toarci képződményeit a *Paleotrix* felépítése és gyors elterjedése jellemzi. Tömegesen van jelen a *Paleotrix* az aaleni képződményekben is, de legfeltűnőbb a bajóciben dominanciája. A bath—kallovi—oxfordi tűzköves mészkőben is tömegesen lép fel a *Paleotrix*.

GÉCZY B. valószínűtlennek tartja a *Halobiák* júrabeli előfordulását, ellenben lehetségesnek tartja a *Steinmannia*- és *Posidonia*-félék jelenlétét. Saját metszeteit azonban egyikkel sem kívánja azonosítani, mivel azokon nem látszanak a jellegzetes növekedési vonalak, továbbá hiányoznak a többé—kevésbé kör alakú keresztmetszetek is. Emellett a faunában mindössze csak egy szabad szemmel is észlelhető *Posidonia* volt. Így teljes szétmorzsolódásra kellene számítani, aminek ellentmond a makrofauna zavartalan beágyazódási módja.

SZABÓNÉ DRUBINA M. (1962) szintén a bakonyi júra kőzetanyag vizsgálata során érinti a szóban forgó maradványokat. A kőzetvékonycsiszolatok leírásánál nála általában együtt szerepel a *Posidonia* és a *Paleotrix*. Összefoglaló tábláján a *Posidoniák* a lotharingiaitól a bathig terjedően toarci—bath maximummal szerepelnek, míg a *Paleotrix*-maradványok a toarcitól a titonig jelentkeznek, a toarcitól a bath végéig terjedő maximummal.

GÉCZY B. és SZABÓNÉ DRUBINA M. vékonycsiszolati fényképfelvételei tanúsága szerint az általuk tárgyalt maradványok tökéletesen azonosíthatók a megfelelő mecseki képződmények kagylóhéjmetszeteivel.

FÜLÖP J.—KNAUER J.—VÍGH G. (1965) a Vértes hegység első teljes júra szelvényének ismertetése kapcsán a szinemuriból „*Paleotrixre* emlékeztető, de jóval vékonyabb vázelemek"-et, az aaleni—bajóci és a bath képződményekből

kőzetalkotó mennyiségű *Paleotrix alpina* FERASIN-t, az oxfordi emeletből pedig paleotrixes mikrofáciest említenek. Mikrofácies diagramjukban a *Paleotrix* az aaleni—bajócitól az oxfordiig terjedően bath és gyengébben kallóvi maximummal van ábrázolva. Fényképfelvételeikről (III. t. 10., 11., 12.; IV. t. 13.) megállapítható, hogy a közölt maradványok jól egyeznek a mecseki dogger képződményekben előforduló kagylóhéj-metszetekkel.

KONDA J. (1967), aki szintén bakonyi rétegsorok vizsgálata során foglalkozik a júra képződményekkel, a felsőliász—bajóci rétegekből uralkodóan „*Posidoniákból* ill. *Paleotrixekből*" álló mikrofaunát említ. Leírásában több helyen a „*Posidonia—Paleotrix*" töredékek megjelölés szerepel.

SIDÓ M. (1966) a mecseki zengővárkonyi rétegsor bajóci—bath képződményeiből említ halobiás fáciest.

A mecseki felsőjúra algamaradványok leírása

ALGAE INCERTAE SEDIS

Axothrix nov. gen.

Derivatio nominis: Utalás a tengelyre és az algákhoz való tartozásra
Genotypus: Axothrix malmica n. sp.

Diagnózis: Központi tengellyel bíró, fonalszerű algaképletek.

Axothrix malmica n. sp.

Holotypus: I. tábla 7. ábra (Ób. I. 37. jelű vékonycsiszolat)
Derivatio nominis: Utalás a rétegtani megjelenésre
Stratum typicum: Kimmeridgei mészkő
Locus typicus: Óbánya (Mecsek hegység)

Diagnózis: Központi tengellyel bíró, fonalszerű algaképlet.

Leírás: A faj leírása kőzetvékonycsiszolatból történik. A holotypusként kiválasztott példány metszetbeli hossza: 530 μ, szélessége: 35 μ, központi tengelyének vastagsága: 11 μ. Metszete fonalszerű, enyhén hajladozó, többé—kevésbé szimmetrikus felépítésű. A fonaltest tejfehér, hyalin—kalcit anyagú, egyenes kioltású, peremei egyenetlenek. A központi tengely barnásfekete színű, mikrogranulált felépítésű, optikailag indifferens. Peremei egyenletesek.

Megjegyzés: A holotypusként leírt példány nagyon nagy számú metszet közül lett kiválasztva, azzal a szándékkal, hogy jól tükrözze a faj alapjellegeit. Nagyon sok metszet van azonban a vizsgált anyagban, amely a holotypustól bizonyos tekintetben eltér. Az eltérést részint a metszetbeli helyzet, részint a fosszilizációbeli különbség okozhatja.

A fonalszerű maradványok általában egyenesek, néha enyhén hajladozók, olykor éles szögben megtörtek. Mindez arra vall, hogy „hosszirányban" semmiféle jellegzetességet nem mutatnak, gyakorlatilag „egyenesnek" tekinthetők. Általános tulajdonságuk az egyenetlen perem és az emellett is kitűnő szimmetrikus felépítés. A központi tengely a metszetek jelentős részénél nem

vehető ki egyértelműen. Ilyenkor a központi részen gyakran a megnyúltsággal párhuzamos finom rostozottság, vagy rovátkoltság észlelhető. Ez a jelleg minden bizonnyal a metszetbeli helyzet következménye. A példányok egy részénél a tengelyre merőleges szegmentáltság tapasztalható (II. tábla, 6. ábra). A szegmensek vagy négyzet alakúak, vagy hosszirányban enyhén megnyúlva téglalap alakúak. Ebben az esetben a kioltás szegmensenként váltva történik. A szegmensek határa a tengelyen is érzékelhető. Ezt a jelenséget a fosszilizációs körülmények okozzák, de megjegyezhetjük, hogy a szervezetek felépítése is közrejátszhat a szegmenshatárok kialakulásánál. Egyes vékonycsiszolatokban erősen csipkézett falú maradványok észlelhetők (II. tábla 3. ábra). Ezt a jelenséget a következők magyarázhatják: a mésziszapba beágyazódó maradványok visszaoldódás hatásának voltak kitéve. A kalcitos megtartási mód a nagyobb kristályossági energia révén megóvta őket a teljes feloldódástól, de a hosszú idejű oldóhatás így is jelentős korróziót okozott rajtuk. A megmaradó kalcitos részek az időnként adódó kedvezőbb körülmények között továbbnövekedhettek, és így hozhatták létre bizarr formájukat. Itt is megjegyezhetjük, hogy a „csipkézés" esetenkénti szabályos elrendeződését a szervezetileg eleve meglevő osztottság (amelyről a szegmentációnál is szó esett) is befolyásolhatta.

Foglalkoznunk kell a metszetekben „fonalszerű"-nek észlelt maradványok valódi alkatával is. Ezzel kapcsolatban a következőkből indulhatunk ki: a metszetek többékevésbé egyenesek és párhuzamos falúak. Egyirányú kivastagodás csak rendkívül ritkán észlelhető. Ahol tengely észlelhető, az esetek túlnyomó többségében az is szimmetrikus elhelyezkedésű. A metszetek hosszirányban is lehatároltak, bár erősen differenciáltak, kb. 100 μ-tól 1000 μ-ig terjedőek. Ezt a jelenséget — pontosan a nagyságrendi határt is elérő differencia miatt — a fosszilizáció rovására írjuk. Fel kell tételeznünk, hogy a szervezetek a fosszilizáció következtében jelentősen szétdarabolódhattak, széthullhattak. Kérdéses marad ellenben a „hosszúság"-ra merőleges kiterjedés. Ezzel kapcsolatban feltételezhetjük, hogy a „fonalszerű" metszetek nem lehettek szabályos „hengeres testek", ugyanígy a tengely sem. Annak ellenére, hogy ezt a kérdést megnyugtatóan tisztázni tudnánk, a következő lehetőség képzelhető el: A „fonalszerű" metszetek eléggé lapos, lencseszerű keresztmetszetet adó testekből származhatnak, amelyekben a tengely nem tökéletes henger-, hanem enyhén lapult lencse alakú. Erre az elképzelésre az késztet, hogy a „fonalszerű" metszeteket „hengereseknek" felfogva, kör- vagy ellipszis-metszeteket is kellene kapnunk. Jól kivehető ilyen metszeteink nincsenek, de ha a fentebbieket is figyelembe vesszük és a fonalszerű maradványok mellett észlelhető eléggé jellegtelen, de megegyező anyagú metszetekre is tekintettel vagyunk, joggal foghatjuk fel ezeket úgy, mint a fonalszerű maradványok harántmetszeteit.

* * *

A fonalszerű maradványok mellett a vékonycsiszolatokban nagyon jellegzetes egyéb metszeteket is megfigyelhetünk. Ezeket a vizsgálatok folyamán „halmazformák"-nak neveztem, mivel többé—kevésbé lehatárolt, nagyrészt izometrikus sejtcsoportokból álló képleteket alkotnak. Sejtméretük 20 μ körüli, a sejt-elemek általában hatszögesek, többségük deformált hatszög. A deformáció néha redukcióba csap át, ami ötszöges formákat eredményez. A redukált formák között nagyon kevés négyszögű alak is található.

Az izometrikus elemek mellett kissé megnyúlt, négyszöges elemcsoportokat is észlelhetünk. Ritkán ezek egymáshoz csatlakoznak, oly módon, hogy pl. egy apró izometrikus elemcsoportra nagyobb, még szintén izometrikus elem-

csoport épül rá, amelyre azután megnyúlt sejtsor következik. Néhol úgy tűnik, mintha a megnyúlt sejtsorhoz egy-egy fonalszerű képlet is csatlakoznék. Ez a jelenség adott alapot ahhoz a feltevéshez, hogy a „halmazformák" és a „fonalszerű" maradványok szoros biológiai egységet képezhetnek, esetleg egyazon faj szervi—morfológiai változatai lehetnek. Ezt a feltevést kétséget kizáróan bizonyítani nem sikerült, annak ellenére, hogy a „halmazformák"-hoz néhol erősen megnyúlt, csőszerű elemek is csatlakozhatnak, amelyek többnyire kötegekben jelentkeznek. Ezek azonban bármennyire is emlékeztetnek a „fonalszerű" formákra, velük nem azonosíthatók, ugyanis elemeik vékonyabbak és a tengely sem ismerhető fel bennük. Ennek ellenére is elképzelhető, hogy ha a vékonycsiszolatokban nem is látható, élő állapotban mégis csatlakozhattak egymáshoz. Együvétartozásuk mellett szól a megegyező rétegtani jelentkezés is. Ahol ettől eltérés tapasztalható, az újra csak a fosszilizáció rovására írandó, amint erre majd a későbbiekben is kitérek.

Visszatérve a „halmazformák"-ra, itt még egy elemtípust meg kell említenem. A megnyúlt sejtformák között nagyon sajátságosak a fogszerűen kihegyesedő típusok. Ezek többnyire izometrikus sejtcsoportokhoz csatlakoznak. Akadt azonban egy speciális lelet, ahol *Lombardia*-maradványra sajátságosan „ránőtt" sejtsorokat észlelhettünk (II. tábla 1. ábra, és kinagyítva: II. tábla 2. ábra). A *Lombardia*-kar felső részére izometrikus, többségükben hatszögű sejtsorok „telepedtek", míg az alsó részére kissé megnyúlt, hegyesvégű, fogszerű elemek „nőttek" fel. Ha nem élünk azzal a feltevéssel, hogy a *Lombardia*-maradvány éppen a kétféle sejtsor határára „préselődött" fosszilizáció közben — ami eléggé valószínűtlen — úgy ez a lelet az algák életmódjával kapcsolatosan is adhat némi támpontot.

Az algamaradványok fosszilizálódási módja

Maradványaink eredeti anyagi felépítését nem ismerjük. Nem valószínű, hogy kifejezetten mészkiválasztó algák lettek volna. Mindemellett fosszilizálódásuk kizárólagos módja a kalcitosodás. Gyakran kovás kőzetekben jelentkeznek, kovás megtartási állapotuk azonban ugyanúgy utólagos, mint a velük együtt szereplő egyéb ősmaradványoké.

A megfigyelések azt mutatják, hogy ha a „fonalszerű" maradványok szórt elrendeződésűek, akkor mellettük általában megtalálhatók a „halmazformák" is. Ha erősen irányított elrendeződésűek és „tömötten" jelentkeznek, akkor a „halmazformák" általában hiányoznak. Ilyen elrendeződés közepette a „fonalszerű" alakok általában hullámzók, hajladozók, ami az erős rétegterhelési nyomásra vezethető vissza. Az irányítottság már a fosszilizáció kezdeti szakaszán is létrejöhetett, mégpedig erőteljes áramlat hatására. Ez a körülmény magyarázhatja, hogy miért nem találunk az erősen irányított elrendeződésű „fonalszerű" formák között „halmazformákat", ugyanis az intenzív áramlás következtében a „halmazformák" elemeikre estek szét és csak apró, jellegtelen mésztestecskék alakjában őrződtek meg a kőzetekben.

A „fonalszerű" formák erősebb hajladozását szintén a fosszilizálódási móddal magyarázhatjuk, ugyanis a nagy tömegben felhalmozódó szervezetek a rétegterhelés hatására helyzetüknek megfelelő formát vettek fel.

Az algamaradványok rendszertani besorolásának kérdése

Mindazon szerzők, akik fosszilis algamaradványokat írtak le, általában megkísérelték maradványaik rendszertani besorolását is. FERASIN is alapos fejtegetéssel készült fel algáknak vélt kagylóhéj-metszeteinek rendszertani helyretételére. Ennél a kérdésnél hadd jegyezzem ide ANDREÁNSZKY G. (1954) sorait, amelyekben a következőket írja: „A fonalasalgák maradványai sokszor egyformán tartozhatnak a kékalgák, de egyúttal a zöldalgák csoportjába is". Áttekintve az algák rendszertanát, figyelemmel kísérve FERASIN fejtegetéseit is — amelyek az algák vonatkozásában helyesek — arra a meggyőződésre jutottam, hogy az itt tárgyalt maradványokat egyik nagy algacsoportba sem lehet megnyugtatóan besorolni. Ezért is adtam a leírás kezdetén az „Algae incertae sedis" megjelölést. Ennek ellenére a maradványok értelmezése céljából „rokonságot" kívánok keresni az algák között. Anélkül, hogy rendszertani kapcsolatot tételeznék fel, meg kell említenem, hogy pl. a *Ralfsia verrucosa* ARESCH faj alapjellegeiben jól korrelálható az itt leírt maradványokkal. „Bazális" része megfelelhet az itt említett „halmazformáknak", míg a belőle kinyúló „szálak" a „fonalszerű" formák párhuzamosai lehetnek. Ezen nagyon általános példa felemlítésén túlmenően megemlíteném, hogy az itt leírt maradványok leginkább a *Cyanophytákkal* mutatnak kapcsolatot.

Az algamaradványok rétegtani szerepe

Az algamaradványok leírását jellegzetes morfológiai tulajdonságuk mellett tulajdonképpen rétegtani különállóságuk indokolja. A fentebb tárgyalt kagyló *(Bositra)*-maradványokkal szemben — amelyek a felsőjúra fekvőjét képező bath—kallovi képződményekben érik el utolsó virulenciájukat — az algamaradványok a kimmeridgei emelet kezdetén jutnak lényeges szerephez. A mecseki kimmeridgei képződményeket az oxforditól a *Lombardiák* fellépésével határoltuk el. A *Lombardiák* kezdeti megjelenése azonban meglehetősen szórványos. Pontosan itt, ezen a nehezen rögzíthető szakaszon lépnek fel tömegesen az algamaradványok, s emiatt a kimmeridgei alsó szakaszának nagyon jellemző meghatározóivá válnak. Rétegtani elterjedésük meglehetősen szűk határok között marad, éppen ezért használhatók fel, mint szintjelző maradványok, ugyanis a kimmeridgei alján jelennek meg, de az „acanthicum-szubzónából" már kimaradnak. Használhatóságukat leginkább tömeges előfordulásuk biztosítja.

A kagyló- és a fonalasalga-metszetek viszonya

A kagyló- és a fonalasalga-maradványok különbözőségét vizsgálva tekintsük először a morfológiai szempontokat. A kagylóhéjmetszetek általában íveltek (III. tábla 5. ábra), vagy hullámos lefutásúak (IV. tábla 1, 2. ábra), ritkán pedig búbszerűen hajlottak (IV. tábla 3. ábra). Egyenes formáik vagy a lepattogzás, szétszilánkolódás eredményei, vagy — a kötegekben, hosszúszálasan való megjelenésnél — a rétegterhelés következményei. Ezzel szemben az *Axothrix* metszetei általában egyenesek (II. tábla 5. ábra), ha hullámosság

tapasztalható náluk, ez többnyire a tömeges, erősen irányított megjelenés esetén van így, akkor ezt a fosszilizálódási körülmény és a rétegterhelés okozza. (Itt látszólag ellentmondás van: a kagylóknál egyenes, míg az algáknál hullámos formát eredményez a fosszilizációs körülmény és a diagenezis. Pedig ez így természetes: az eredetileg sajátalakúan íves vagy domború formák ezekre a hatásokra részben egyenesebbé, míg az eredetileg egyenes v. meghatározatlan formák részben ívessé, hullámossá változnak.)

A kagylóhéjmetszetek általában vékonyabbak (III. tábla 5. ábra), míg az *Axothrix* metszetei vastagabbak (II. tábla 4. ábra).

A kagylóhéjmetszetek többségükben aszimmetrikus felépítésűek, konvex oldaluk sima, konkáv oldaluk egyenetlen. Az erősen domborodó formáknál búbrészi kivastagodás, sőt a konkáv rész kalcitos kitöltődése is létrejöhet. A többé-kevésbé ép héjak vertikális hosszmetszeteinél a búbtól hátrafelé a héj vékonyodása figyelhető meg. Kevésbé látható az említett aszimmetria a levált, felszilánkolódott héjrészeknél. Az *Axothrix* metszetei a fentiekkel szemben általában bilaterális szimmetriát mutatnak, annak ellenére, hogy falai általában egyenetlen lefutásúak.

A kagylóhéjmetszeteknél nincs „tengely", ugyan megfigyelhető olykor a héjon belül húzódó sötétebb, pigmentes rész (III. tábla 6. ábra), ez az „áltengely" azonban nem hasonlítható az *Axothrix* határozott tengelyéhez: vékonyabb, kevésbé egységes felépítésű, többnyire aszimmetrikus elhelyezkedésű. Feltételezhető, hogy a kagylóhéjak a pigmentes rész mentén esnek szét. A fentiekkel szemben az *Axothrixnek* határozott tengelye van, amely általában a teljes szélesség 1/3-át teszi ki, egyenletes falú, egyenletes lefutású (I. tábla 7. ábra).

A kagylóhéjmetszetek többnyire egységes héjalkattal rendelkeznek, a néhol megfigyelhető „harántárnyékoltság" a héj prizmás felépítésének nyoma lehet (III. tábla 5. ábra). Az *Axothrix*-metszeteknél azonban olyan jellegzetességek is felléphetnek, amelyek a kagylóknál minden körülmények között hiányoznak. Ilyen pl. a szegmentáltság (II. tábla 4—6. ábra), amely csak néhol figyelhető meg, de az algajelleggel jól összevág. Ilyen továbbá a szintén nem általános, de mégis jellemző „fogazott" megjelenés is (II. tábla 3. ábra).

Még egy megjelenésbeli különbséget említhetünk, ami a metszetek optikai jellegéből adódik. Számos metszeten megfigyelhető, hogy az *Axothrix* falalkotása sokkal határozottabban hyalin-kalcitos, mint a kagylóhéj (pl. a III. tábla 5. ábra kagyló, a II. tábla 4. ábra *Axothrix).*

A fentiek mellett még egy jelenség említhető, amely a különbözőség mellett szól. A „halmazformák", amelyeket fentebb kapcsolatba hoztam a „fonalszerű" formákkal, csak az *Axothrix malmica* n. sp. kíséretében szerepelnek, a kagylóhéjmetszetek mellett sohasem észlelhetők.

Végül megjegyezhetjük, hogy a fosszilizációs körülmények „konvergenciát" is eredményezhetnek a két csoport között. Azokban a kovás kifejlődésekben, ahol a maradványok eléggé aprók, szétdarabolva és erősen irányítottan jelennek meg, morfológiailag közel azonos képet mutathatnak (a IV. tábla 5. ábra kagylókat, míg a III. tábla 3. ábra *Axothrix* metszeteket mutat be).

A morfológiai szempontok felsorolása után tekintsük át azokat a rétegtani szempontokat is, amelyek megerősíthetik a két alakkör elkülönülését és rávilágíthatnak biológiai mivoltukra is. Az itt tárgyalt kagylóhéjmetszetek tömege-

sen előfordulhatnak minden olyan rétegtagban, ahonnan makroszkóposan is észlelt vékonyhéjú kagylókat ismerünk. Így pl. a *„Posidonia wengensis"* által jellemzett ladini rétegekben, a *Posidonia radiata* GOLDFUSS-tartalmú felsőliász képződményekben és végül a *Bositra buchi*-t tartalmazó dogger rétegekben. Egymás között — a faji különbségek ellenére — feltűnő konvergenciát mutatnak (a metszetek nem feltétlenül alkalmasak faji elkülönítésre!). Eltérőnek bizonyultak azonban a *Halobia*- és *Avicula*-félék. Ennek alapján elmondhatjuk, hogy az itt tárgyalt kagylóhéjmetszetek, beleértve FERASIN *Paleotrix*-metszeteit is, a *„Posidonia—Bositra"* típusú, vékonyhéjú kagylóktól erednek. Természetesen a faji eltérés itt-ott másféle metszetekben is megnyilatkozhat (pl. a triász formák erősebben domborodók, mint a júrabeliek).

A fent leírtak talán kellően bizonyítják a kagyló-mivoltot. Hozzá kell tennem, valószínűtlennek tartom, hogy mindig ott szaporodjanak fel és váljanak tömegessé a fonalasalgák, ahol az említett vékonyhéjú kagylók is jelen vannak.

A kagylók nagy vertikális elterjedésével szemben az *Axothrix*-maradványok egyelőre meglehetősen szűk rétegtani tartományra korlátozódnak, mint már említettem, a kimmeridgei emelet alsó részére. Itt tömegesen, szinte kőzetalkotó módon vannak jelen. Természetesen feltehető korábbi megjelenésük, vagy a fiatalabb korokban való kitartásuk is, de mikrofáciest jellemző módon az eddigi megfigyelések szerint a Mecsekben csak a kimmeridgei alsó szakaszán jelennek meg.

A kagyló- és a fonalasalga-maradványok faciológiai kérdései

A kagylómaradványok részletes faciológiai elemzésére itt nem térhetünk ki. A tapasztalatok azt mutatják, hogy az ilyen típusú kagylók a mélyneritikum és a batiális öv felső régiói képződményeiben szerepelnek. Batimetrikus szerepük — ha a triász és a különféle júra formákat is tekintjük — nem tisztázott. JEFFERIES és MINTON szerint a *Bositrák* nektoplankton életmódot folytattak. Ez nem általánosítható az idősebb formákra, bár elképzelhető. Mindenesetre a vékony héj nemhogy kizárná, sokkal inkább alátámaszthatná a mélyvízi, fenéklakó életmódot is. Tudott dolog, hogy a kagylók a jelenkorban is tág batimetriai határok között élnek, akár az 5000 m-nél mélyebb tengermedencék aljzatán is előfordulhatnak, akár byssusszal, akár iszapba fúródva, vagy az aljzaton heverve.

Az algák esetében már merőben más a helyzet. Életterük csak a fotikus öv lehet. Ez ugyan tengerenként (és a földtörténeti múltra vonatkoztatva minden bizonnyal koronként is) változó, azonban a 100 m-t alig haladhatja meg. Elég gyakori azonban az algáknál a plankton életforma. Az itt leírt *Axothrix* minden bizonnyal plankton alak lehetett. Megemlíthetjük itt az algákkal kapcsolatos általános tapasztalatot, mely szerint az algák sejtmérete az élettér mélységének növekedésével csökken. Ennek tükrében az *Axothrix* nem a legfelső régiókban, hanem a kb. 100 m-es mélységben tenyészhetett.

Külön meg kell emlékeznünk a „fonalformákkal" kapcsolatba hozott „halmazformák"-ról. Ezek közel állnak az algák „szubsztrátumá"-hoz, amely általában az aljzathoz való rögzítődés szerepét tölti be. Ismeretesek viszont

olyan esetek is, amikor a szubsztrátum idősebb, nagyobb termetű algákra telepszik rá, epifita módon. Gyakori az is, hogy a thalluszok nagyon gyengén rögzítődnek a szubsztrátumhoz, esetenként le is válhatnak. Ez a tapasztalat magyarázatot adhat arra, hogy az *Axothrix* „fonalformái" miért nem csatlakoznak egyértelműen a „halmazformák"-hoz. Az egyik lelet, ahol „halmazformák" nőnek fel *Lombardiára*, pedig példa lehet az epifita életmódra.

Tehát az *Axothrix* plankton életmódja nem engedi meg azt, hogy jelenlétéből a mélységviszonyokra következtethessünk. Annyit azonban megállapíthatunk, hogy megjelenésük a kimondottan batiálisnak minősített radiolaritképződményeket követi, kíséretükben is kizárólag plankton szervezetek szerepelnek *(Lombardia, Radiolaria, Cadosina parvula* NAGY). A kőzetanyagból a terrigén elemek ugyanúgy hiányoznak, mint a radiolaritnál. Természetes a következtetés — különösen akkor, ha tekintetbe vesszük, hogy az *Axothrix* fellépésekor gyakran még a kovás fácies uralkodik — hogy maradányaink a bathiális régió fölötti pelagikus tengerrész plankton szervezetei voltak.

Összefoglalás

1. A FERASIN, F. által leírt *Paleotrix* nem alga, hanem kagyló.

2. A „fonalszerű metszetek", amelyek a ladini emeletben és a felsőliász—dogger képződményekben annyira jellemzőek, a *„Posidonia"*-típusú kagylók metszetei.

Ezen belül a fiatalabb dogger képződményekben tömegesen jelenlevő kagylóhéjmetszetek a *Bositra buchi* (RÖMER) faj képviselői.

3. A mecseki felsőjúrából itt leírt *Axothrix malmica* n. sp. fonalasalga az eddigi megfigyelések szerint kizárólag a kimmeridgei emelet alsó részén jelentkezik tömegesen, emiatt itt szintjelző értékű.

4. A dolgozatban tárgyalt maradványok — és az eddigi megállapítások — alapján a mecseki felsődogger—alsóbb malm rétegsorra a következő mikrofáciessor jellemző:

a) bath—kallovi bositrás mikrofácies
b) bath—kallovi bositrás—radiolariás mikrofácies
c) oxfordi radiolariás mikrofácies
d) kimmeridgei (lombardiás)-axothrixes mikrofácies
e) kimmeridgei lombardiás mikrofácies

IRODALOM

AGIP *Mineraria* 1959: Microfacies italiane (dal carbonifero al miocene medio). — Milano.

ANDREÁNSZKY G. 1954: Ősnövénytan. — Budapest.

COLOM, G. 1955: Jurassic—Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. — Micropaleontology **1, 2.**

COLOM, G. 1956: Litofacies y micropaleontologia de las formaciones jurasico—neocomienses de la Sierra de Ricote (Murcia). — Bol. Inst. Geol. Min. Esp. **67.**

COLOM, G. 1967: Sur l'interprétation des sediments profonds de la zone géosynclinale Baléare et Subbétique (Espagne). — Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., **3.**

CUVILLIER, J. 1951: Corrélations stratigraphiques par microfacies en Aquitaine occidentale. — Leiden.

CUVILLIER, J. 1952: Niveaux-Repères à algues calcaires dans la stratigraphie d'Aquitaine. — XIX. Congr. Géol. Int. Sect. XIII. Alger.

CUVILLIER, J. 1956: Stratigraphic correlations by microfacies in western Aquitaine. — Leiden.

CUVILLIER, J.—SACAL, V. 1951: Corrélations Stratigraphiques par Microfaciès en Aquitaine Occidentale. — Leiden.

DARRAH, W. 1960: Principles of paleobotany. 2. edit — N. Y.

DUFAURE, PH. 1958: Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitane à la Provence. — Rev. Micropal. 2.

DURAND DELGA, M. 1955: Étude géologique de l'Ouest de la Chaine numidique. — Bull. Serv. Cart. Geol. Algerie. 2.

FERASIN, F. 1956: Sulla presenza di supposte Alghe filamentose nel giurese del Veneto. — Riv. Ital. Pal. Strat. 3.

FERASIN, F. 1958: Geologia dei dintorni di Cimolais (Udine). — Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova. 1957—58.

FOTT, B. 1959: Algenkunde. — Jena.

FRITSCH, F. E. 1956, 1952: The structure and reproduction of the Algae. I—II. —Cambridge.

FÜLÖP J. 1960: A Vértes-hegység júraidőszaki képződményei. — Földt. Közl. 90. 1.

FÜLÖP J.—KNAUER J.—VÍGH G. 1965: Teljes júra szelvény a Vértes-hegységből. — Földt. Közl. 95. 1.

GÉCZY, B. 1960: Die zeitliche Verbreitung von Paleotrix in den jurassischen Schichten des Nördlichen Bakony Gebirges. — Ann. Univ. Sci. Bp. R. Eötvös nom. Sect. Geol. 3. 1959.

GÉCZY B. 1961: A bakonycsernyei Tűzkövesárok júra rétegsora. — Földt. Int. Évk. 49. 2.

GIANOTTI, A. 1958: Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile. — Rev. Micropal. 1.

GOTHAN, W.—WEYLAND, H. 1954: Lehrbuch der Paläobotanik. — Berlin.

HAGN, H. 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Leiden.

HIRMER, M. 1927: Handbuch der Paläobotanik. Bd. I. — München—Berlin.

HORTOBÁGYI T. 1953: Moszatok — Algae.— Budapest.

JEFFERIES, R. P. S.—MINTON, P. 1965: The mode of Life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). — Paleontology 8. 1.

JULLIAN, J. 1952: Présentation de microfaciès Jurassiques du Languedoc. — XIX. Congr. Géol. Int. Sect. XIV. Alger.

KONDA J. 1967: Biofáciesproblémák a középhegységi júrában. — Őslénytani viták. 8. (kézirat).

LAPPARENT, J. 1923: Leçons de Pétrographie. — Paris.

LOMBARD, A. 1937: Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. — Ecl. Geol. Helv. 30. 2.

LOMBARD, A. 1945: Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des chlorophycées (Proto-et Pleurococcacées). — Ecl. Geol. Helv. 38. 1.

MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. — Földt. Közl. 86.

Manual of Phycology. 1951. — Waltham.

MARKOVÁ, M. 1959: Vyskyt Valunov jury v terciérnych zlapencoch na juhozápodnom okraji juhoslovovenského krasn. — Géol. Prace, 55. Bratislava.

MIŠIK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathes. — Bratislava.

NAGY I. 1964: A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I.

NAGY I. 1966: A mikrofácies vizsgálatok szerepe a mecseki felsőjúra tagolásában. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

NOUET, G. 1957: Sur certains microfaciès du Jurassique, leur emploi et leur utilité. — Compt. Rend. Soc. Géol. France, no 11.
Osznovii paleontologii (Vodoroszli etc.) — Moszkva, 1963.
RADOIČIĆ, R. 1966: Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yugoslavie. — Geol. Razpr. por. 9.
SAID, R.—BARAKAT, M. G. 1958: Jurassic microfossils from Gebel Maghara (Sinai, Egypt). — Micropaleontology 4. 3.
SIDÓ M. 1966: A zengővárkonyi liász—dogger szelvény mikropaleontológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
SZABÓNÉ DRUBINA M. 1962: Bakony hegységi júra képződmények kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről.
TELEGDI ROTH K. 1953: Ősállattan. — Budapest.
ZANMATTI-SCARPA, C. 1956: Studio di alcune „microfacies" de Bresciano. — Bol. Serv. Geol. Ital. 78.
ZIMMERMANN, W. 1959: Die Phylogenie der Pflanzen. — Stuttgart.

LE PROBLÈME DE PALÉOTRIX LE RÔLE DES ALGUES FILIFORMES DANS LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR DE LA MONTAGNE DE MECSEK

par

I. NAGY

Le genre *Paléotrix* fut décrit par F. FERASIN (1956) dans le Lias supérieur des alentours de Cimolais (Udine, Italie du Nord). Trouvant dans les plaques minces des restes en quantité formant la roche, il les a qualifiés comme des Algues filiformes, remarquant qu'il préférait les classer parmi les *Cyanophytes*.

L'avis de FERASIN, accepté par plusieurs auteurs, était mis en pratique à plusieurs reprises également par l'auteur de la présente communication pour désigner des restes filiformes (I. NAGY 1964, 1966). Toutefois, l'auteur constata déjà en 1962, qu'ils apparaissent à deux niveaux stratigraphiques distincts, et les restes situés au niveau plus ancien (Jurassique moyen) ne sont nullement identiques avec ceux du niveau plus récent (Kimméridgien). C'est pourquoi l'auteur porta une attention particulière à ces restes.

Les couches bathoniennes-calloviennes du mur direct du Jurassique supérieur du Mecsek renferment en masse *Bositra buchi* (RÖMER), ensemble avec des restes identifiables comme *Paléotrix* de FERASIN. Ce fait, de même que de nombreuses observations morphologiques (traitées en détail dans le texte hongrois) prouvent que ces restes, et par conséquent, le genre *Paléotrix* de FERASIN, n'ont rien de commun avec les Algues. Toutes leurs caractéristiques portent à supposer qu'il s'agit des restes de *Pélécypodes*. Les descriptions et photos publiées à ce sujet, de même que quelques spécimens du Trias hongrois fournissent de bonnes preuves à l'appui de cette conception. (Voir les détails dans le texte hongrois).

* * *

Description des restes d'Algues du Jurassique supérieur de la Montagne de Mecsek:

ALGAE INCERTAE SEDIS

Axothrix nov. gen.

Derivatio nominis: référence à l'axe et à l'appartenance aux Algues.
Genotypus: Axothrix malmica nov. sp.

Diagnosis : structure d'Algues filiformes, à axe central.

Axothrix malmica n. sp.

Holotype: Tableau I. Fig. 7. Signe de la plaque mince: Ób. I. 37
Derivatio nominis: référence à la position stratigraphique
Stratum typicum: calcaire Kimméridgien
Locus typicus: Óbánya (Montagne de Mecsek) le midi de Hongrie

Diagnosis : structure d'Algue filiforme, à axe central.

Description : La description de l'espèce est faite d'après l'étude en plaque mince. Longueur de la coupe du spécimen choisi comme holotype: 530 nm, largeur: 35 nm, épaisseur de l'axe central: 11 nm. Coupe: filiforme, modérément ondulée, à structure plus ou moins symmétrique. Corps à fil d'un blanc laiteux, à texture de hyaline-calcite, à extinction directe, à rebords inégaux. L'axe central est noir brunâtre, d'une structure microgranulaire, optiquement indifférent, à rebords égaux.

Note : Le specimen décrit comme holotype fut choisi entre beaucoup de coupes destinées à bien représenter les caractères fondamentaux de l'espèce. Pourtant la matière examinée renferme beaucoup de coupes quelque peu différant de l'holotype en ce qui concerne quelques détails. La dissimilitude peut être due en partie à une différence d'orientation, et d'autre part, à une différence en fossilisation.

Les restes filiformes sont, en général, droits, quelquefois modérément recourbés ou rompus en angle aigu. Ceci porte à croire qu'ils ne représentent aucune caractéristique en longitude et pratiquement peuvent être considérés comme droits. Leurs particularités communes sont leurs bords inégaux et leur structure symmétrique. Pour la plupart des coupes, l'axe central ne peut être distingué nettement, mais alors la partie centrale présente souvent une fibration fine ou des pannelures longitudinales. A coup sûr ce trait est dû à la position de la coupe. Une ségmentation perpendiculaire sur l'axe peut être constatée pour une partie des spécimens (Tableau II. Fig. 6).

* * *

A part des restes filiformes, il y a encore d'autres coupes très caracté istiques à observer dans les coupes minces. L'auteur les a appelées «formesen amas», puisqu'elles constituent des agglomérations, composées, en majeure partie, de groupes de cellules isométriques, qui peuvent correspondre à la partie basale des Algues. Par endroit, une forme filiforme semble joindre la série de cellules. En raison de ce fait, l'auteur est porté à croire que les restes filiformes et les formes en amas appartiennent à la même unité biologique;

ils peuvent même représenter les variétés organiques et morphologiques d'une même espèce. L'identité de leur distribution stratigraphique supporte cette théorie.

En raison de l'impossibilité de classer ces restes avec certitude dans aucun des grands groupes des Algues, l'auteur les a désignés comme «*Algae incertae sedis*», algues de position incertaine. Toutefois il semble utile de mentionner qu'une relation entre elles et les Cyanophytes semble être indiquée.

Les restes d'Algues sont importants aussi du point de vue stratigraphique: ils jouent déjà un rôle essentiel au début du Kimméridgien, mais ils sont absents de la sous-zone à «acanthicum». En outre de leur distribution verticale très restreinte, leur présence en masse rend aussi de bons services à la stratigraphie.

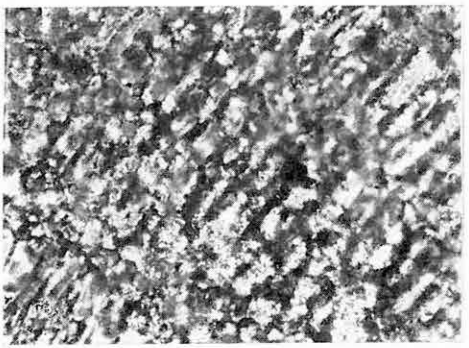
Assurément, *Axothrix* devait être une forme planctonique, donc il ne fournit aucun renseignement sur la profondeur des eaux. Cependant, le lithofaciès et l'association faunique indiquent l'appartenance d'*Axothrix* au plancton pélagique, flottant au-dessus de la région bathyale.

I. Tábla — Planche I.

Algamaradványok

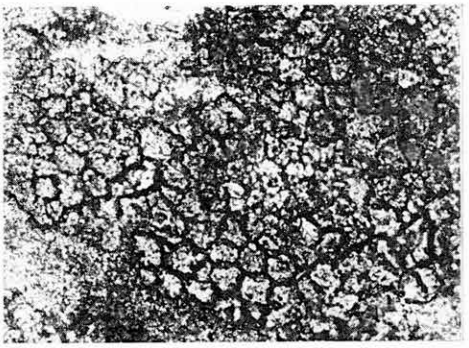
1. Bazális rész megnyúlt sejtsorokkal. Magyaregregy, Kimmeridgei kovás mészkő. 418×
2. Fonalkötegek a bazális részből való kiindulásnál. Óbánya. Kimmeridgei mészkő. 78×
3. A bazális rész izometrikus sejtcsoportjai. Kisújbánya. Kimmeridgei mészkő. 170×
4. A bazális rész megnyúlt fogszerű és csőszerű sejtjei. Magyaregregy. Kimmeridgei kovás mészkő. 170×
5. Karéjos lehatárolódású bazális sejtsorok és néhány fonal. Kisújbánya. Kimmeridgei mészkő. 68×
6. Bazális sejtcsoportok és fonalak. Kisújbánya. Kimmeridgei mészkő. 68×
7. Fonal a tengellyel. *Axothrix malmica* n. sp. Holotypus. Óbánya. Kimmeridgei mészkő. 170×

Foto: NAGY I.

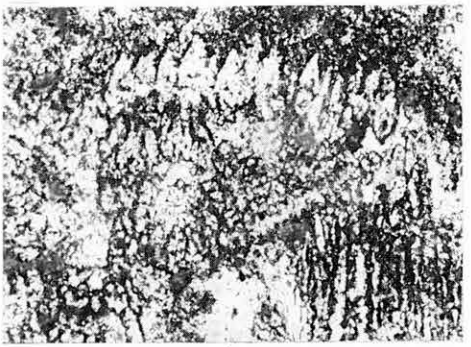


1

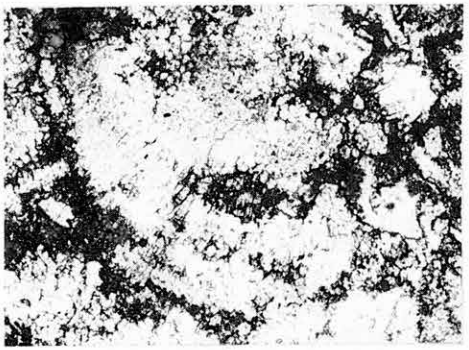
2



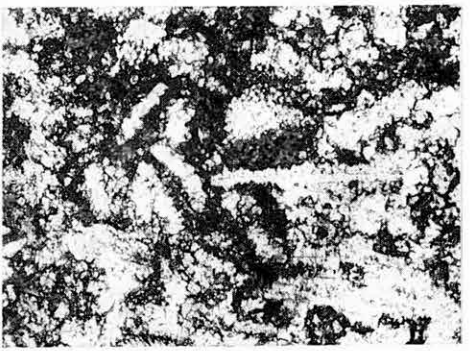
3



4



5



6

7

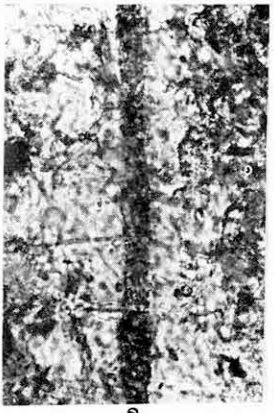
II. Tábla — Planche II.

Algamaradványok

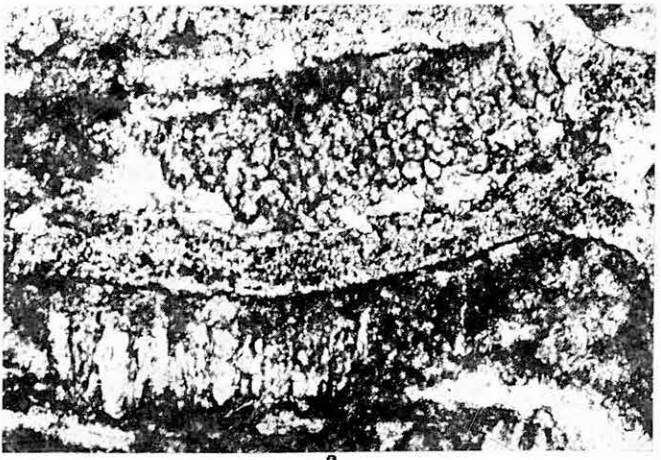
1. Izometrikus és fogszerű sejtsorok felnövése *Lombardia*-maradványra. Kisújbánya. Kimmeridgei mészkő. 68×
2. Részlet az 1. képből. 170×
3. Fonalak, csipkézett fallal, vékony tengellyel. Óbánya. Kimmeridgei mészkő. 170×
4. Fonalak, különböző vastagságú tengellyel. Óbánya. Kimmeridgei mészkő. 170×
5. Fonalak és szétszóródott bazális sejtek. Óbánya. Kimmeridgei mészkő. 68×
6. Fonal a tengellyel. Részlet az 5. képből. 418×

Foto: NAGY I.

1



5



2

6

3

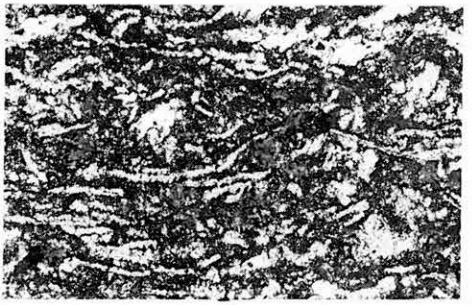
4

III. Tábla – Planche III.

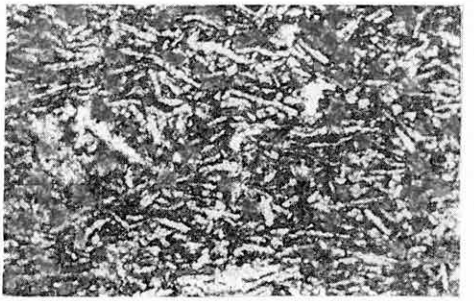
1–3: *Algamaradványok*, 4–6: *Kagylóhéjmetszetek*

1. Axothrixes szöveti kép. Kisújbánya. Kimmeridgei mészkő. 68×
2. Axothrixes szöveti kép. Szászvár. Kimmeridgei mészkő. 27,5×
3. Axothrixek kovás megtartásban. Magyaregregy. Kimmeridgei kovás mészkő, 27,5×
4–6. *Bositra* metszetek. Hosszúhetény. Bath-kallovi mészkő, gumós mészmárga. 170×

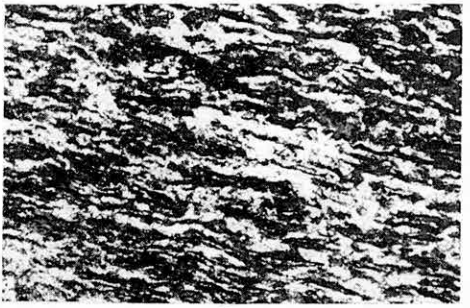
Foto: NAGY I.



1



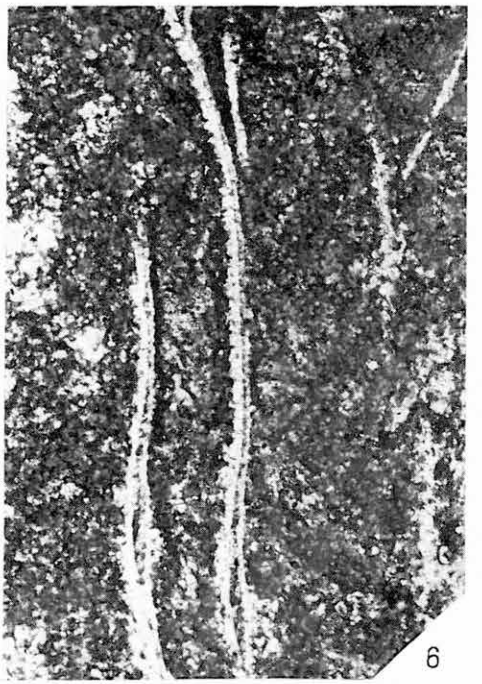
2



3

4

5



6

IV. Tábla — Planche IV.

Kagylóhéjmetszetek

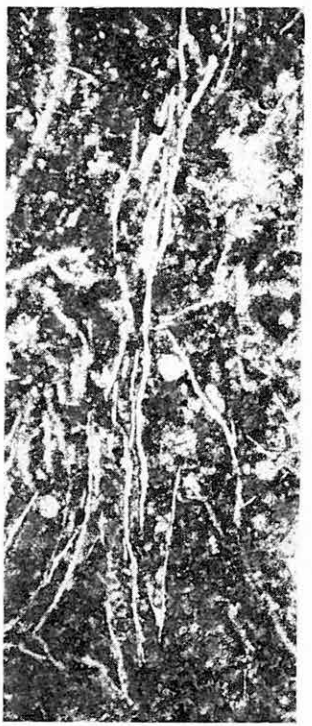
1—3. *Bositra* metszetek. Hosszúhetény. Bath-kallovi mészkőgumós mészmárga. 1: 68×, 2—3: 27,5×

4. Bositrás szöveti kép. Hosszúhetény. Bath-kallovi mészkőgumós mészmárga. 27,5×

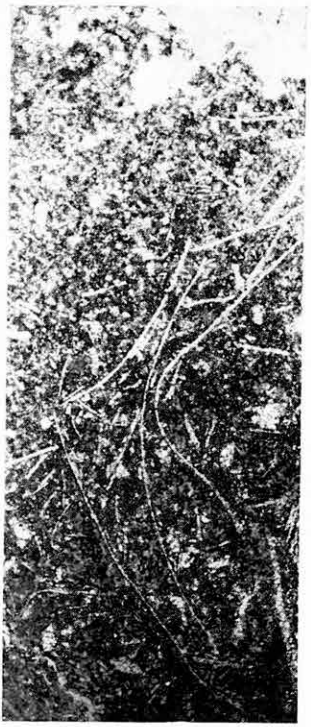
5. *Bositrák* kovás megtartásban. Hosszúhetény. Bath-kallovi kovás mészmárga. 27,5×

Foto: NAGY I.

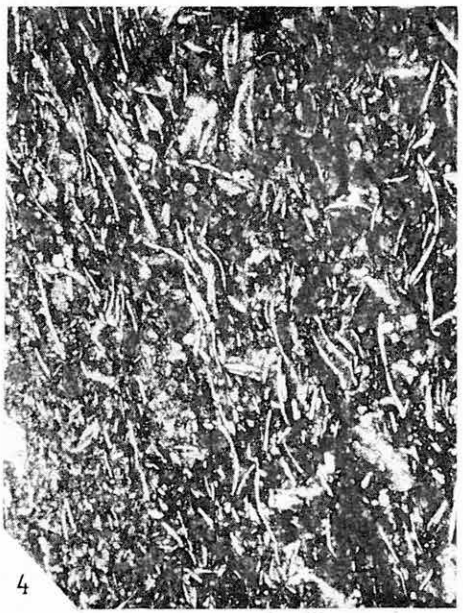
1



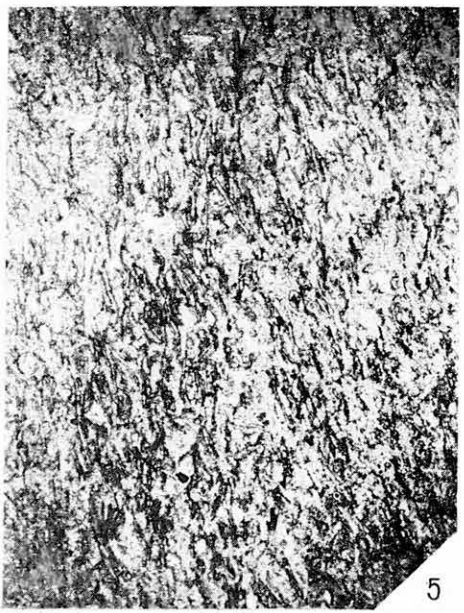
2



3



4



5

A MECSEKI FONOLIT KŐZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: VICZIÁN ISTVÁN

A mecseki alsókréta vulkanizmus monografikus feldolgozásának keretében alkalmam volt a hegység két felszíni fonolitelőfordulását részletesen megvizsgálni (VICZIÁN I. 1963, 1966, 1968, 1970). E munka kőzettani eredményeit az alábbiakban szeretném összefoglalni.

Földtani viszonyok

A Kövestető és a Somlyó—Szarmárhegy fonolit-intrúzióinak földtani viszonyait a kőzetleírások kiegészítése és a kőzetkeletkezési folyamatok jobb megértése céljából e helyen röviden összefoglaljuk.

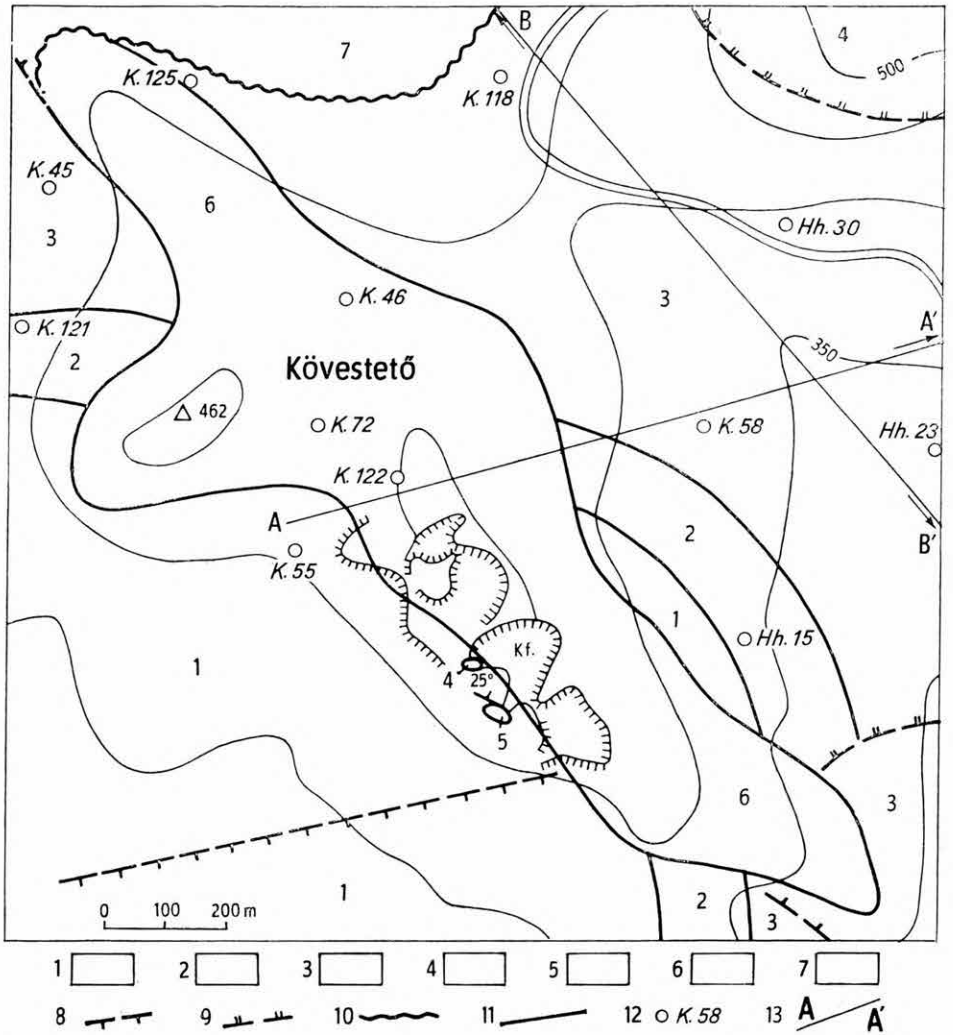
Kövestető

A Kövestető fonolitja szubvulkáni tömeg, amely az alsóbb szinteken főleg *teleptelér*, feljebb részben *bizmalit* ill. *lakkolit* jellegű (1. és 2. ábra). Az intrúzió eredeti mélysége a jelenleg feltárt szinten, a fedő üledékes kőzetek vastagsága alapján 3—3,5 km-re tehető, vagyis SZÁDECZKY-KARDOSS E. beosztása (1956) szerint már a *hemiplutonikus* szintbe tartozik.

Földtani kora a települési helyzet alapján csak tág határok között adható meg, kőzettani meggondolások alapján azonban kétségtelennek látszik az *alsókréta vulkanizmushoz* való tartozása.

A fonolit boltozatszerű szerkezetet harántol. Ez a megfigyelés indította NÉMEDI VARGA Z.-t arra a következtetésre, hogy a boltozatot az ausztriai fázis formaelemének tekintse („Kövestetői antiklinális" 1963, 1966) és a fonolitot korban ez utánra, a felsőkrétába helyezze (ezt a kort fogadta el CSALOGOVITS J. I. 1964 is).

Ez az értelmezés azonban több szempontból erősen kétséges (lásd VICZIÁN I. 1970), s rétegtani és szerkezeti szempontból sem fogadható el (FÖLDI M. 1967). Valószínűbb, hogy a boltozat kialakításában, majd annak áttörésében döntő szerepe volt az alsókrétában felnyomuló magma aktív erőhatásának (3. ábra). Hasonló áttört boltozatok nyugodt táblás területek alkáli intruzióí felett is kialakulhatnak (YATES, R. G.—THOMPSON, G. A. 1959). Az így létrejött boltozat a későbbi, ausztriai fázis során még tovább gyűrődhetett, ebben a gyűrődésben azonban a fonolit már mint merevebb tömeg vett részt, amit

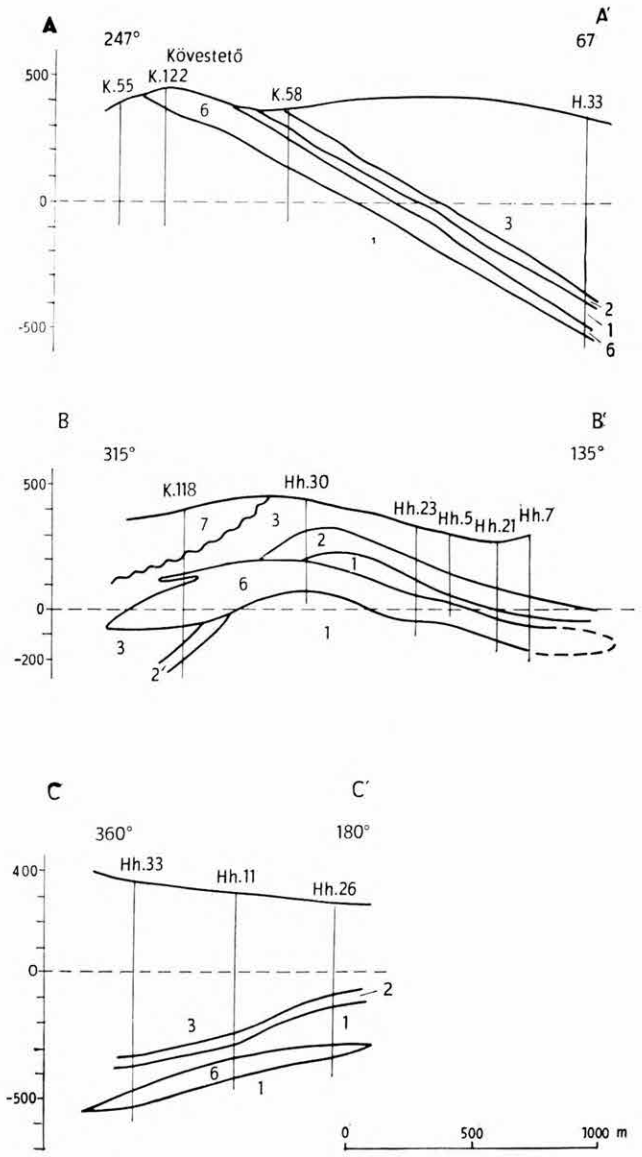


1. ábra. Kövestető környékének földtani térképe (NÉMEDI VARGA Z. 1963, FÖLDI M. 1967 és a Hosszúhetény-D 1: 10 000-es földtani térkép felhasználásával)

1. Hettangi—alsószinemuri kőszénösszlet, *2.* felsőszinemuri fedőhomokkő („a" tagozat), *3.* felsőszinemuri fedőmárga („b", „c" és „f" tagozat), *4.* középsőliász, *5.* alsókréta (valangini) diabáztelér, *6.* alsókréta (valangini?) fonolit, *7.* miocén, helvéti emelet, *8.* vető, *9.* feltolódás, *10.* diszkordáns képződményhatár, *11.* konkordáns képződményhatár és a vulkáni képződmények határa, *12.* mélyfúrás, *13.* szelvényvonal

Fig. 1. Geological map of the Kövestető area. (Made on the basis of the 1: 10 000 scale geological map Hosszúhetény-South further Z. NÉMEDI VARGA 1963, M. FÖLDI 1967)

1. Lower Sinemourian-Hettangian coal bearing sequence, *2.* Upper Sinemourian hanging sandstone (member "a"), *3.* Upper Sinemourian hanging marl ("b", "c" and "f" members), *4.* Middle Liassic, *5.* Lower Cretaceous (Valanginian) diabase dyke, *6.* Lower Cretaceous (Valanginian?) phonolite, *7.* Miocene, Helvetian, *8.* fault, *9.* reserve fault, *10.* discordant boundary, *11.* concordant boundary and boundaries of the volcanic formations, *12.* borehole, *13.* cross section line

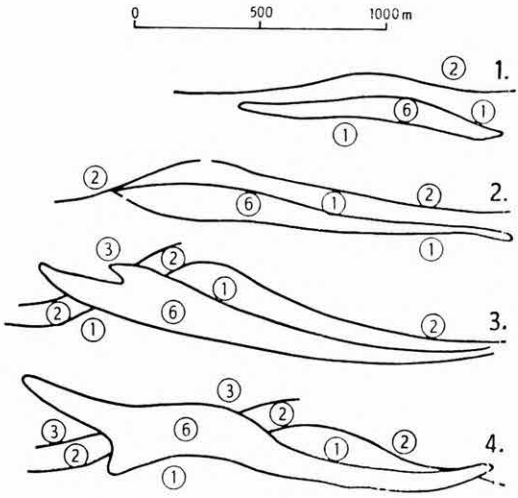


2. ábra. Földtani szelvények a kövestetői fonolitterületről

Jelmagyarázat, az A—A′ és B—B′ szelvények nyomvonala az 1. ábrán, a C—C′ szelvény helye a Hármashegy DK-i előtere, kb. 3 km-re a Kövestetőtől K-re

Fig. 2. Geological sections across the Kövestető phonolite area

Legend, lines of sections A—A′ and B—B′ on Fig. 1; section C—C′ is in the SE foreground of the Hármashegy at about 3 km East of Kövestető



3. ábra. Vázlatos csapásmenti elvi szelvények a kövestetői fonolit benyomulásának fokozatairól. (Jelmagyarázat az 1. ábrán.)

Fig. 3. Schematical theoretical strike-parallel sections on the gradual phonolite intrusion into the Kövestető area. (See legend on Fig. 1)

a fonolittest peremén NÉMEDI VARGA Z. által kimutatott torlódásos zóna is jelez (1963).

Az összefüggő szubvulkáni tömegből több kisebb teléres leágazás indul ki [a kőfejtő alsó szintjének ÉNy-i részén, valamint a Hh. 15, K. 58, K. 125, K. 118, Hh. 21 (?) mélyfúrásokban].

Somlyó—Szamárhegy

A Somlyó és a Szamárhegy (4. ábra) sok szempontból a Kövestető szimmetrikus É-i párjának tekinthető, bár vannak köztük lényeges különbségek is.

Bár a térképező fúrások (Va. IV, Va. V, Sz. XI, Sz. XII) csak a fonolit közvetlen környezetét tárták fel, ezek eredményei és a kövestetői analógia alapján a fonolit mélységbeli folytatását itt is a hegység központi területei irányában kereshetjük: D, DNy-i irányban, a bezáró júra sorozattal körülbelül megegyező dőlésben.

A mellékkőzet mindenhol középsőliász (NAGY I.). Figyelembe véve a hegység É-i területén a júra kisebb vastagságát, ez a kövestetőinél sokkal sekélyebb benyomulásnak, mintegy 1 km-nek, azaz jellegzetes *szubvulkáni* szintnek felel meg.

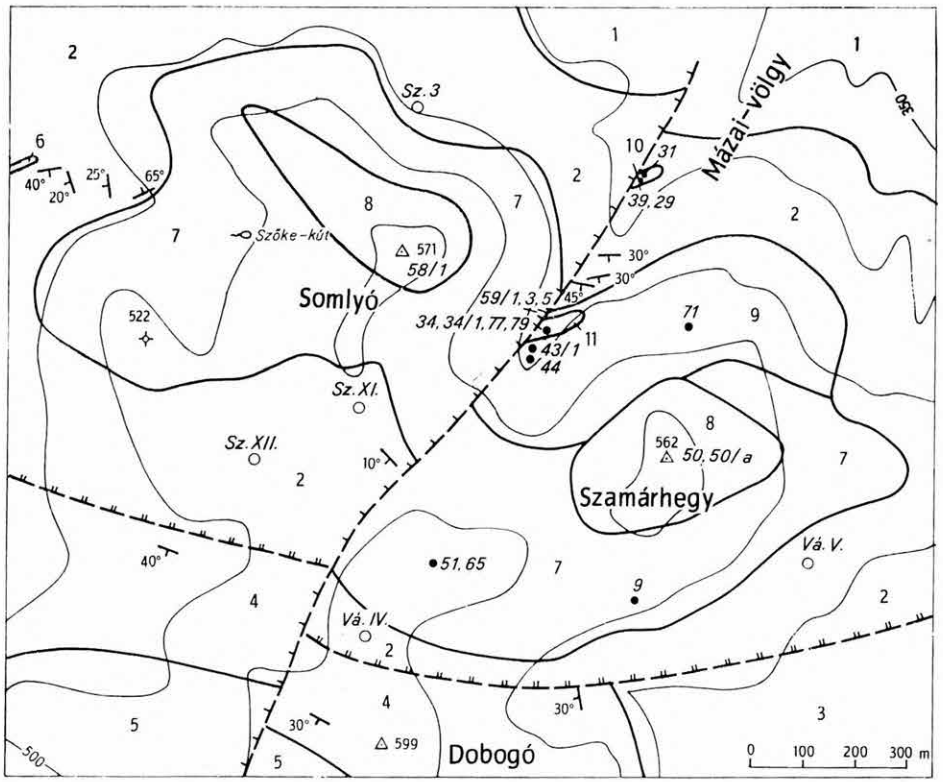
A szubvulkáni test alakjáról, fúrásos feltárások hiányában, nincsenek olyan részletes adataink, mint a Kövestető esetében. A felszíni elterjedés alapján az előzőnél nagyobb méretű lehetett a benyomulás, valószínűleg vastagabb, kevésbé elnyújtott. A fonolit É-i előterében a Mázai-völgyben kisebb teléres leágazást ismertünk fel.

NÉMEDI VARGA Z. (1967) szerint a fonolit a márévári antiklinális folytatását képező boltozatba utólag nyomult be. Ez az elképzelés azonban valószínűleg hasonló problémákat vet fel, mint a Kövestető esetében.

Az intrúzió korát igyekeztünk *abszolút kormeghatározással* is eldönteni. A mecseki alsókréta magmatizmus abszolút kormeghatározását a kőzetek erősen bontott volta nehezíti (OVSCSINNIKOV, L. N. et *al.* 1961, 1965). Ezért erre a célra az egész magmás összlet egyik legalkalmasabb kőzetének kínálkozott a teschenit. Ezt, a fonolit bázisos differenciátumaként fellépő, nagy, üde biotitokat tartalmazó kőzetet a Szamárhegy északi oldaláról, a Mázai-völgy felső szakaszáról ismerjük. A teschenit fajsúly szerint és mágnesesen szétválasztott ásványfrakcióin KOVÁCH Á. végzett Rb/Sr módszerrel abszolút kormeghatározást. Szóbeli közlése szerint meghatározása az eddigi földtani

megállapításokkal nincs ellentétben, a képződés kora a felsőjúra—alsókréta idejére tehető.

A fonolittestet egy kb. ÉK—DNy irányú törésvonal két fő szerkezeti egységre, a Somlyó és a Szamárhegy tömbjére tagolja. E két szerkezeti egység kőzettanilag is különbözik egymástól. A K-i rész (Szamárhegy, Mázai-völgyfő feltárásai) kiemeltebb helyzetben van és valószínűleg meredekebb dőlésű is mint a Somlyó csoportja, ezért ezen az eredetileg feltehetően függőleges irányú kőzettani tagolódás jobb feltárásokban tanulmányozható.



4. ábra. A Somlyó és Szamárhegy környékének földtani térképe (Wein Gy. és Nagy I. kéziratos földtani térképeinek felhasználásával)

1. Alsóliász fedőmárga, *2.* középsőliász, *3.* felsőliász, *4.* dogger, *5.* malm, *6.* alsókréta diabáztelér; alsókréta (valangini?): *7.* nátrolit-fonolit, *8.* nefelin-fonolit, *9.* analcim-fonolit, *10.* karbo-fonolit telér, *11.* teschenit; • = ásványtani, kémiai és nyomelemzések mintavételi helye; egyéb jeleket lásd az 1. ábrán

Fig. 4. Geological map of the Somlyó and Szamárhegy area. (Geological maps in manuscript made by Gy. Wein and I. Nagy were consulted)

1. Lower Liassic hanging marl, *2.* Middle Liassic, *3.* Upper Liassic, *4.* Dogger, *5.* Malm, *6.* Lower Cretaceous diabase dyke; Lower Cretaceous (Valanginian?): *7.* natrolite-phonolite, *8.* nepheline-phonolite, *9.* analcime-phonolite, *10.* carbo-phonolite dyke, *11.* teschenite; • = sites of sampling for mineralogical, chemical and trace analyses. For other signs, see legend of Fig. 1.

Kőzettani leírás

Megjegyzések egyes ásványok meghatározásához

Az eddig főleg MAURITZ B. által használt optikai módszereket röntgendiffrakciós meghatározásokkal igyekeztem kiegészíteni.

Az *alkáli földpátok* meghatározásához a következő röntgenadatokat vettem figyelembe:

1. *Szerkezeti állapot:*
   a) K-földpát: „triklinitás" $=\Delta=12{,}5(d_{131}-d_{\bar{1}31})$ (GOLDSMITH, J. R., LAVES, F. 1954); ill. $\Delta'=8(d_{130}-d_{1\bar{3}0})$ (MACKENZIE, W. S. 1954 nyomán).
   b) Na-földpát: $\Gamma=2\vartheta_{131}+2\vartheta_{220}-4\vartheta_{\bar{1}31}$ (SMITH, J. V., GAY, P. 1958); ill. $2\vartheta_{\bar{1}32}-2\vartheta_{131}$ (SMITH, J. V. 1956).
2. *Szételegyedés mértéke és a két fázis aránya:* $20\bar{1}$ $(=\bar{2}01)$ reflexió helyzete és intenzitása (BOWEN, N. L., TUTTLE, O. F. 1950, KUELLMER, F. J. 1959).
3. *Albit anortit-tartalma:*
   $2\vartheta_{111}-2\vartheta_{1\bar{1}1}$ (a szerkezeti állapot figyelembevételével) (SMITH, J. V. 1956).

Az átmeneti triklinitású K-földpátokat intermedier *mikroklinnek*, a kb. nulla triklinitásúakat *szanidinnek* neveztem.

A *nátrolit* pontosabb azonosítása céljából a kőzetből preparált tiszta ásványról készült felvételeken olyan reflexiók is jelentkeztek, amelyek nem szerepelnek az irodalmi adatok között (PENG, C. J. 1955, MEIXNER, H. et *al.* 1956 in DEER, W. A. et *al.* 1963 vol. 4., PANES, V. I. et *al.* 1967), de a vizsgált mintákban rendszeresen megjelentek. A reflexiók nem a mezolit—skolecit irányban tolódtak el, ezt már a kőzet igen kis Ca-tartalma is kizárja. Feltűnő e nátrolit nagy K_2O-tartalma, amely sokszor a 3—4%-ot is eléri, míg az eddig ismert nátrolitokban ritkán haladja meg az 1%-ot. Nem egyeznek azonban a reflexiók a tiszta K-nátrolit (ASTM 3-0062) vonalaival sem.

SZÉKELY Á. derivatográf felvétele az ásványról szinte teljesen megegyezik az irodalmi nátrolit-adatokkal (PENG, C. J. 1955, PÉCSINÉ DONÁTH É. 1963). A derivatográffal mért súlyveszteség és a kémiailag kimutatott $+H_2O$ (TOLNAY V.) is jó összhangban vannak az elméleti értékkel (9,5 ± 0,1%). A derivatográfiás vizsgálat során 1000 C°-ra hevített anyagot lehűtve, röntgenvizsgálattal nefelint és carnegieitet találtunk.

Mindez arra utal, hogy a vizsgált kövestetői *nátrolit* eddig ismeretlen, *nagy K-tartalmú típust* képvisel.

Megjegyzések a nevezéktanhoz

A mecseki fonolit világviszonylatban is ritka jellegzetessége a nátrolit szinte állandó (kőzetalkotó) mennyisége az alapanyagban. A nátrolit-fonolit klasszikus és egyetlen (általam ismert) másik lelőhelye a csehországi Ústí nad Labem (=Aussig) melletti Mariánská hora (=Marienberg) földtanilag sok szempontból hasonló helyzetű fonolit szubvulkánja [HIBSCH, J. E. 1904, KOPECKÝ, L. (red.) 1963]. Ennek a kőzetváltozatnak a *marienbergit* nevet adták, amely a cseh irodalomban ma is használatos (DUDEK, A. et *al.* 1962).

1. táblázat

A kőzettípusok közepes kémiai összetétele

Komponens	Kövestető			Somlyó-Szamárhegy		
	(ép) fonolit	hidrofonolit	leukofonolit	fonolit	teschenit*	karbofonolit-telér
SiO_2	58,2	—	—	56,9	49,3	53,0
TiO_2	0,15	—	—	0,19	0,58	0,11
Al_2O_3	19,8	—	—	20,4	18,6	19,8
Fe_2O_3	2,4	—	—	3,0	3,2	1,7
FeO	1,2	0,59	0,27	1,3	4,1	1,6
MnO	0,12	—	—	0,18	0,20	0,26
MgO	0,30	—	—	0,38	2,3	0,67
CaO	1,0	—	—	1,5	6,7	5,6
Na_2O	8,2	6,6	4,2	7,9	5,4	7,4
K_2O	4,7	4,9	3,6	4,4	3,1	2,2
$-H_2O$	0,34	0,85	3,1	0,33	1,6	0,76
$+H_2O$	2,8	2,7	4,4	3,1	4,7	3,3
CO_2	0,01	0,01	—	0,34	0,61	3,9
P_2O_5	0,02	—	—	0,04	0,58	0,05
SO_3	0,12*	—	—	—	—	—
Cl	0,44*	—	—	< 0,01*	—	—
Agp. eh.	0,96	—	—	0,90	0,66	0,53
O_{Fe}	4,0	—	—	4,6	1,5	2,1

—: nincs meghatározás

*: csak egy adat

Agp. eh.: agpaitási együttható $= \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ atom% arány (GERASZIMOVSZKIJ, V. I. 1956, FERSZMAN, A. E. nyomán).

A részletes elemzési adatokat l. VICZIÁN I. 1968: 2. táblázat.

Bár az ilyen lokális nevek alkalmazása nem helyeselhető és ezért a dolgozatban is megtartottam a jól ismert, nagyobb kőzetcsoportot jelölő elnevezéseket, megjegyezhetjük, hogy a mecseki fonolitok nagy része tulajdonképpen az igen ritka marienbergitek közé tartozik.

A Kövestető kőzetei

A Kövestető üde kőzettípusai között nagyobb eltéréseket mutató változatokat nem találunk, csak kisebb, helyi ingadozások figyelhetők meg. A kőzet ép, kemény, igen szívós, többé-kevésbé szabad szemmel is megkülönböztethető koncentrált sötétebb foltokat tartalmazó nátrolit- és analcim-fonolit. Az üde kőzetet hidrotermásan bontott zónák szakítják meg (1. táblázat).

Üde fonolit

A kőzetben alkáli földpátok, amfibol, nefelin, egirin, analcim, nátrolit és kalcit ismerhető fel. A porfíros elegyrészeket a néhány egirinesedő szegélyű *amfibol* képviseli. Igen ritka a *nefelin* is.

A kőzet *főásványa az alkáli földpát*. Legnagyobb része nagyobb szemcséjű,

táblás kifejlődésű, bonyolultan ikres, mozaikszerűen összenőtt szövedéket alkot. Az egyes egyedek nem egyenletes kioltásúak, valószínűleg az igen finom *mikro-* és *kriptopertites* szételegyedés miatt. Kifejezetten porfíros generáció ritka. A földpát másik típusa igen jól orientált, párhuzamosan összenőtt vékony lécekből álló ereket alkot.

Röntgenfelvételei alapján a földpátot *alacsony-albit-K-földpát pertitnek* határozhatjuk meg. A *K-földpát* triklinitása a kőzettest belsejében 0,6—0,9, tehát főleg intermedier mikroklin, a kontaktus közvetlen közelében (kb. 10—20 cm) és a kis teléres leágazásban a K-földpát kisebb mennyisége nagy triklinitású (kb. 0,6—0,8) intermedier *mikroklin*, nagyobb része viszont kb. 0 triklinitású *szanidin*. A pertites szételegyedés általában majdnem tökéletes, a Na- és K-földpát egymásban való oldódása 1—2% alatt marad. Az albit anortittartalma sem haladja meg az 5%-ot. A kétféle földpát súly%-os aránya a pertiten belül a következő:

alacsony-albit: 50—75% (a telérben 80%),
K-földpát: 25—50% (a telérben 20%).

A földpátok belseje általában erősen bontott (szericites?, zárványos?), míg a peremeken általában víztiszta (továbbnövés). Az utólagos zeolitos felemésztődés miatt általában reliktumszövet alakult ki.

Az *egirin* a földpáttal érintkező részen általában xenomorf, kissé bontott, a zeolitos alapanyagrészletek és üregek irányában víztisztán, idiomorf módon továbbnő. Az analcimban néhol igen apró, víztiszta tűit figyelhetjük meg.

A kőzetben a *zeolitokat analcim* és a már jellemzett típusú *nátrolit* képviseli. Az egyes változatok elsősorban a zeolit koncentrálódásának vagy szórtságának mértékében különböznek egymástól. Az analcim főleg a földpátok közötti alapanyagrészletekben, az egyes lécek által határolt szögletekben fordul elő, míg a nátrolit szegregálódásra hajlamos, többé-kevésbé elkülönülő, egymással összefüggő, gömbded foltokat, sávokat alkot. Ezek a mm-es, néha cm-es nátrolitos foltok okozzák a kőzet külső megjelenésében a jellegzetes, ún. „leopárdbőr" típust. Gyakori, hogy a földpátot utólag nátrolit szorítja ki. Végül a nátrolit egyes területeken a kőzet üregeit tölti ki, tömeges, igen ritkán fennőtt kristályhalmazok formájában. Mikroszkópban a nátrolit főleg nagy táblás kristályokban jelenik meg, amelyek a hamarabb kivált ásványokat poikilitesen körülveszik, vagy üregeket töltenek ki.

Néhol a zeolitos üregek közepén utolsó kiválásként *kalcit* jelenik meg.

Hidrotermás zónák

A hidrotermás zónákban először az egirin és a zeolitok közül a nátrolit bomlik el, ezáltal a kőzet lényegében csak földpátból és kevés analcimból álló, kevés limonittal festett, laza *hidrofonolittá* válik. Még erősebb bontás hatására a földpát is agyagásványosodik *(leukofonolit)*. A különböző bontottságú sávok sokszor éles határral, sűrűn váltakoznak. A bontott övek hasadékaiban főleg *(dioktaéderes) montmorillonit*, ritkábban *kaolinit* és *klorit*, ill. sötét, amorf vasas—mangános, koromszerű anyag halmozódik fel. Egy helyen az alsó kőfejtőszint DK-i részén egy repedés felületén *klinoptilolit*-tartalmú, porcelánszerű, kemény bevonatot sikerült kimutatni (röntgen és DTA).

Kontaktusok, telérek

A kontakt zónákat a szemcsenagyság csökkenése és kifejezett folyásos szövet jellemzi, az ásványos összetétel azonban nem változik lényegesen. Jellegzetes a nátrolittal kitöltött erek megjelenése a kontaktustól néhány dm távolságban. Közvetlenül a mellékkőzettel érintkező felületen teljesen bontott, néhány cm-es montmorillonitos—kaolinites sávot találunk. A mellékkőzet meredeken álló, gyüredezett, sötét-világos sávos, alsóliász kőszenes agyag, márga, homokkő.

Néhány méterre a fonolit-határtól a liász rétegek között teleptelérszerűen kb. 1 m vastag fonolit leágazás helyezkedik el, kőzetét aprószemcsés, folyásos szövetű földpátok és agyagásványosan bontott színes elegyrészek alkotják.

A Somlyó és Szamárhegy kőzetei

Az északi fonolitterületet a kövestetőivel szemben a kőzetfajták regionálisan is többé-kevésbé jól elkülöníthető nagy változatossága jellemzi (4. ábra, 1., 2. tábl.).

Fonolit

A terület legnagyobb részét itt is a fonolit foglalja el. Kissé bázisosabb jellegű, mint a kövestetői, ami az *amfibol* és az *egirinek* magjában megjelenő *egirinaugit* nagyobb gyakoriságában is kifejezésre jut. A földpát itt is *mikropertites*, ill. *kriptopertites alkáli földpát*, úgy tűnik, hogy a K-földpátok rendszeresen kissé kisebb triklinitásúak. Feltűnő a földpátpótlók (ill. *zeolitok*) területi elkülönülése. A déli részeket, az egykori szubvulkán felsőbb szintjeit, erősen zeolitosodott, igen tömött, jellegzetes porfíros szövetű *nátrolit-fonolit* alkotja. Az É-i oldalon, az egykori szubvulkán mélyebb szintjein, egységes, nagy szem-

2. táblázat

Mennyiségi ásványtani összetétel (térf.%)

Ásványok	Mintaszám							
	31	34	39	44	50	51	58/1	59/3
Apatit	—	< 1	—	—	—	—	—	—
Magnetit, ilmenit	—	1	—	—	—	—	—	—
Pirit	< 1	—	< 1	—	—	—	—	—
Biotit	—	3	—	1	—	—	—	—
Amfibol	—	3	—	—	< 1	—	< 1	—
Augit	—	8	—	—	—	—	—	—
Egirin (+ egirinaugit)	—	—	—	7	9	9	10	9
Alk. földpát	81	—	80	57	64	36	67	84
Nefelin (+ metanefelin)	—	< 1	—	4	7	3	6	—
Nátrolit	—	—	—	—	15	52	4	—
Analcim	2	3	5	26	4	—	12	6
Analcimos—szericites alapanyag	—	76	—	—	—	—	—	—
Bizonytalan zeolitos alapanyag	—	—	—	4	—	—	—	—
Bizonytalan kloritos alapanyag	2	5	—	1	—	—	—	—
Limonit	8	—	—	—	—	—	—	—
Kalcit	7	1	15	—	—	—	—	< 1

A minták származási helyét lásd a 4. ábrán

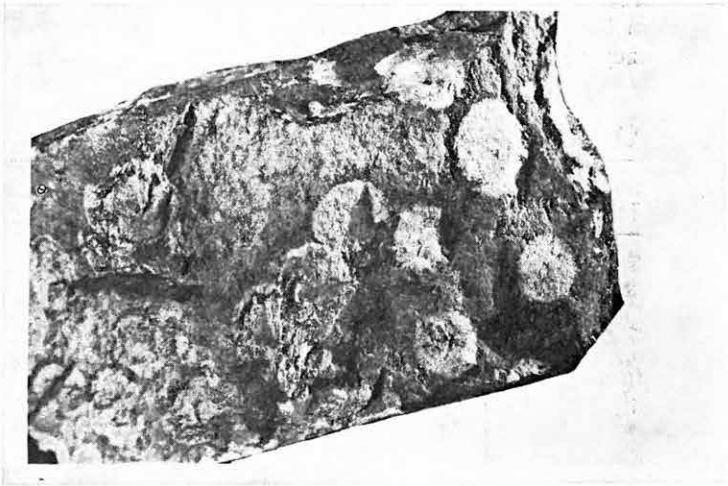
csenagyságú, néhol egészen mélységi megjelenésű *analcim-fonolitot* találunk. A nátrolit-fonolitban tömeges nátrolit, az analcim-fonolitban szép fennőtt analcim- és földpát-táblák töltenek ki üregeket. A két típust, a jelenleg morfológiailag legjobban kiemelkedő központi részeken, egy zeolitban szegényebb *nefelin-fonolit*-zóna választja el (Somlyó, Szamárhegy csúcsa).

Ez az elkülönülés főleg a Szamárhegy szerkezeti egységében látszik jól, a szomszédos Somlyó ÉK-i oldalán gyakoribb a kövestetőihez hasonló, kevésbé elkülönült, mind analcimot, mind nátrolitot tartalmazó, rózsaszínűre mállott, zeolitfoltos típus.

Kontaktusok, telér

A kontakt kifejlődéseket elsősorban a *kisebb szemcsenagyság* és a határozottan *irányított szövet* jellemzi. A zeolit a környezetében uralkodó nem kontakt kifejlődés zeolitjával azonos, így a Somlyó Ny-i oldalán nátrolit, a Mázai-völgyfőben analcim. Ez utóbbi helyen kevés kalcit is megjelenik.

A Mázai-völgyben, mintegy 300 m-re É-ra a fonolit határától egy vastagabb (kb. 10 m) *karbofonolit telér* található. Fő elegyrészei a folyásosan elrendeződött földpáton *(alkáli földpát)* és bontott színes elegyrészeken *(amfibol, egirin)* kívül *analcim*? és különösen a telér peremén *kalcit*. A peremhez közel eső részeken cm-es nagyságrendű, analcimban gazdagabb, gömbded részleteket láthatunk (5. ábra), ezek a telér belseje felé egymásba olvadnak és köztük analcimban szegényebb, sötétebb alapanyag-foszlányok maradnak fenn. A telér peremén jól megfigyelhető a sötét márgás mellékkőzet felemésztéses reakciós szegélye.



5. ábra. Az analcimban dúsabb részek elkülönülése gömb alakú „cseppekben" (folyadékoldhatatlansági jelenség a magmában). — Mázai völgyfő, karbo-fonolit telér pereme. Kb. 1:1

Fig. 5. The particles richer in analcime separate in ball-shaped „drops". (A liquid insolubility phenomenon in magma). — Edge of a carbo-phonolite dyke in the Mása valley. Scale at about 1:1

Teschenit

A Mázai-völgyfőben, kissé a fonolit É-i határa fölött, mintegy 50 m hosszúságban a fonolittest belsejében változatos bázisos alkáli kőzetek jelennek meg. Közös jellemzőjük a környező fonolitéval azonos *alkáli földpátot* tartalmazó, igen erősen *analcimmá* átalakult alapanyag. Ebben többé-kevésbé koncentráltan színes elegyrészek: *amfibol, biotit,* idiomorf *augit, magnetit, ilmenit* jelennek meg. Jellegzetesek a nagy, bontott *nefelinek.* Az amfibol és biotit gyakran csomókba rendeződik, bennük, ill. velük kapcsolatosan gyakoriak az *apatit*-tűs kristályai. Utolsó kiválásként az analcimos üregek belsejében *kalcitot* találunk. A szövet igen változatos, a félmélységi teschenitestől az egészen aprószemű bazaltosig minden változat megvan, sokszor a durvább szemcsés kőzetben a finomszemcsés változat zárványokként, breccsásan feldolgozva fordul elő.

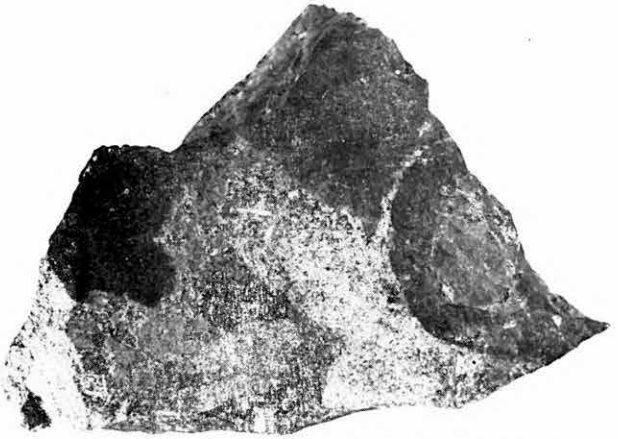
E kőzet első felismerője a Somlyó fonolitjához hasonlóan Hofmann K. (1907) volt, kőzettanilag először Maurítz B. (1913) írta le.

Zárványok, az egyes típusok érintkezése

Az egyes kőzettípusok megszilárdulásának és áttörésének időrendi sorrendjét jól rögzíthetjük a kőzetzárványok segítségével.

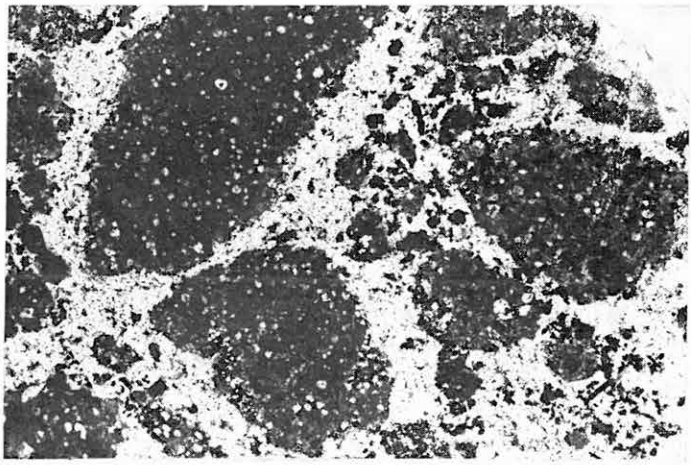
A teschenit egy apróbb szemcsés változatában zeolitosodott agyagzárványt sikerült találni (Mázai-völgyfő, 6. ábra).

Az analcim-fonolit és teschenit déli (felső) érintkezésén megfigyelhető, hogy az analcim-fonolit kisebb-nagyobb erekben, nyúlványokban átjárja a



6. ábra. Sötét, aprószemcsés teschenit és világos, durvaszemcsés analcim-fonolit áttöréses érintkezése. A teschenitben agyagzárvány. — Mázai völgyfő, teschenit—analcim-fonolit D-i határ. Kb. 1 : 1

Fig. 6. Piercing contact between the dark, fine-grained teschenite and the light, coarse-grained analcime-phonolite. Clay inclusion in the teschenite. — Valley head at Máza, Southern teschenite—analcime-phonolite boundary. Scale at about 1 : 1



7. ábra. Sötét teschenit-zárványok világos, durvaszemcsés analcim-fonolitban. — Mázai völgyfő, teschenit—analcim-fonolit D-i határ. Polírozott kőzetfelszín. Kb. 1:1

Fig. 7. Dark teschenite inclusions in the light, coarse-grained analcime-phonolite. — Valley head in Máza, Southern teschenite—analcime-phonolite boundary. Polished rock surface. Scale at about 1:1

teschenitet, annak egyes darabjait elszakítja (6. és 7. ábra). Ezáltal nagyon változatos szövetű és összetételű keverékkőzetek jönnek létre. Bázisos zárványok e fölött is, a Szamárhegy É-i oldalán, az analcim-fonolitban gyakran előfordulnak.

A legfelső nátrolit-fonolitos szintben mind az analcim-fonolit (Szászvár XI. 53,8—58,0 m), mind a bázisos differenciátumok (Vékény IV. 42,6—44,1 m) zárványait megtaláljuk.

Karbonátit (?)

A Mázai-völgyfőben törmelékből olyan uralkodólag kalcitból álló kőzetet sikerült gyűjteni, amely külső megjelenésére nézve eltér a környék üledékes eredetű mészköveitől és az azokban levő kalcitos erektől is. Szabad szemmel szürke, tömött, a mellékkőzetet alkotó rózsaszínes, durvaszemcsés analcim-fonolit breccsásan elszakított darabjait tartalmazó hasadékkitöltés. Mikroszkópban megnyúlt, „léces", nagytermetű *kalcit*-egyedek kúsza szövedékéből épül fel. Néhol *pirit* található benne.

A kőzetet összehasonlítva BORODIN, L. Sz. (1965) genetikai karbonátit-rendszerével, abban a „késői, kis- és közepes hőmérsékletű, földpátpótló-szienit szubvulkáni és mélységi intruziók hasadékaiban megjelenő, főleg hidrotermális működéssel kapcsolatos" karbonátitok csoportjába jól beilleszthető. Ezt támasztják alá a viszonylag nagy Mg, Fe, Sr, Ba(?), Nb, Ce és kis Zr tartalom, valamint a S megjelenése is (l. VICZIÁN I. 1968), amelyek jól egyeznek

a fenti csoport tulajdonságaival. Magmás eredetét támaszthatják alá azok a szórványos megfigyelések is, amelyek szerint mindkét területen utolsó kiválásként kalcit jelenik meg.

Mindezek ellenére a kőzet mibenlétét megnyugtatóan csak további vizsgálatokkal lehet majd tisztázni.

A kőzetek kialakulása

Kiválási sorrend

A szöveti megfigyelések alapján az egyes ásványok keletkezésének, ill. egymásba való átalakulásának időrendi sorrendje állapítható meg. A vizsgált kőzetek keletkezésében a következő folyamatokat tudjuk ilyen módon megkülönböztetni:

$F_1 = (M \rightarrow$ barkevikit$)$

$F_2 = (M \rightarrow$ nefelin$)$

$F_3 = (M \rightarrow$ alkáli földpát$)$

$F_4 = [(M \vee$ barkevikit$) \rightarrow$ egirin$]$

$F_5 = \{[(M \vee$ nefelin $\vee$ alk. földpát$) \rightarrow ($analcim $\vee$ nátrolit$)] \wedge (M \rightarrow$ kalcit$)\}$

$F_6 = \{[($nefelin $\vee$ alk. földpát $\vee$ analcim $\vee$ nátrolit$) \rightarrow ($montmorillonit $\vee$ kaolinit$)] \wedge [($barkevikit $\vee$ egirin$) \rightarrow$ klorit$]\}$

ahol M = „magma" (olvadék, oldat)

$M \rightarrow x$ = az „x" ásvány magmából való primer kristályosodása

$x_1 \rightarrow x_2$ = az „x_2" ásvány keletkezése az „x_1" ásványból ill. annak kiszorításával

$\wedge$ és $\vee$ = a matematikai logikai „és" ill. „vagy" jel.

Ezek a folyamatok a szöveti megfigyelések szerint a felsorolt sorrendben játszódnak le, általában úgy, hogy két szomszédos folyamat időintervalluma részben át is fedi egymást. Ezt a kiválási sorrendet agpaitos hipomagmásnak nevezhetjük. Két fő szakaszra tagolható:

a) nagyobb hőmérsékletű szakasz, főleg vízmentes ásványok olvadékból való kiválása (F_{1-4}) és

b) kisebb hőmérsékletű szakasz, nagy könnyen illó tartalmú ásványok (zeolitok, agyagásványok, kalcit) keletkezése, a már kivált ásványok elbontása (F_{5-6}).

Magmás kristályosodási szakasz (F_{1-4})

A magma víztartalma e szakaszban is fontos szerepet játszik a kristályosodásban, főleg a kiválási hőmérséklet csökkentése révén.

A színes szilikátok keletkezési viszonyaira viszonylag kevés kísérleti adat áll rendelkezésre. A *barkevikit* a legelső kiválások közé tartozhat. Az *egirin* Bowen, N. L. et *al.* (1930) vizsgálatai szerint a $Na_2O \cdot SiO_2 - Fe_2O_3 - SiO_2$ rendszerben 800—900° táján válik ki, de valószínű, hogy a víztartalom miatt ez a hőmérséklet is lecsökken, mert a megfigyelések szerint kristályosodása csak a hólyagüregek kialakulása után ér véget.

Vízmentes körülmények között a *nefelin* csak 1526°-on olvad meg (carnegieitté való átalakulás után), de YODER, H. S. (1958) vizsgálatai szerint 10 000 bár víznyomáson a nefelin-víz rendszerben az ásvány kiválási hőmérséklete 700°-ig csökken le. Rétegterheléses nyomással számolva a nyomás a Kövestetőn legalább kb. 1000 bár, a Somlyó—Szamárhegyen legalább kb. 300 bár lehetett. Bár ezek az értékek a 10 000 bárnál lényegesen kisebbek, mégis valószínű, hogy a nefelin kiválási hőmérsékletét néhány száz fokkal lejjebb szállították.

Hasonló módon a nagy víznyomás az *alkáli földpát* kiválási hőmérsékletét is lecsökkenti, ez a Kövestetőn kb. 850°-ra, a Somlyón kb. 1000°-ra tehető az említett nyomásadatok felhasználásával (BOWEN, N. L.—TUTTLE, O. F. 1950). Az Ab:Or arányból kitűnik, hogy a magma belsejében kivált földpátok körülbelül eutektikus összetételűek. A kontaktus közelében viszont az egyensúlyi viszonyok hiányával magyarázható a nagyobb Ab-tartalom (Kövestető), ill. a porfiros generáció megjelenése (Somlyó—Szamárhegy).

Az eredetileg valószínűleg nagy hőmérsékletű módosulatként kivált alkáli földpát, 650° táján, a röntgenadatok tanúsága szerint szinte tökéletesen szételegyedett. Az albit a szételegyedés után teljes egészében alacsony módosulattá alakult, míg a K-földpát szerkezeti állapota jól tükrözi a lehűlési sebesség változásait:

kontaktustól való távolság (nagyságrend)	triklinitás (Δ)	$\Delta T/\Delta t$ (nagyságrend)
10 m	0,8—0,9	C°/nap
0,1 m	kb. 0	C°/óra, C°/perc

(CZIPSZER J. diagramja alapján, SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1966: 2. ábra)

Hipomagmás és endometamagmás kristályosodási szakasz (F_{5-6})

A nagy könnyen illó tartalom következtében a víz kritikus pontja felett fluid állapotban *hipomagmás*, majd a hidrotermás vizes fázis hatására *endometamagmás* kristályosodás következett be. Ezt a két szakaszt nem lehet élesen elkülöníteni egymástól.

Néhány elemzési adat azt mutatja, hogy a víz mellett jelentős mennyiségben lehettek jelen a könnyen illók között CO_2, Cl és S is.

A könnyen illók származása

A könnyen illók nagy szerepe az egész alsókréta vulkanizmus közös tulajdonsága a Mecsek hegységben. Itt nem tárgyalhatjuk származásuk kérdését az egész hegységre kiterjedő módon, csak a fonolittal kapcsolatos megfigyeléseket foglaljuk össze.

A vizsgált kontaktusok közös tulajdonsága, hogy a magma belsejéhez képest lecsökken a zeolit mennyisége. Úgy tűnik, hogy a gyorsan megmerevedett, főleg földpátból álló külső réteg nem annyira közvetítette a vízfelvételt, mint inkább kristályosodása után elzárta a nagy vízgőz-koncentrációjú magmát a mellékkőzettől.

A két fonolitterületet összehasonlítva, mégis feltűnnek olyan különbségek, amelyek a mellékkőzetből való anyagfelvételre (elsősorban beolvasztásra) utalnak. A kb. 2 km-rel magasabb szinten megmerevedett Somlyó fonolitjában a kövestetőihez képest lényegesen több, néhány jellegzetesen üledékes környezetből származtatható elem (CaO, CO_2, B stb.), és a Mázai-völgy karbofonolit telérében, ill. a karbonátit megjelenésében ez a tendencia még erősebben jelentkezik.

A két terület különbségét a hosszabb kölcsönhatás mellett a mellékkőzetek különbözősége is okozhatja. Feltűnő, hogy míg a bizonyíthatóan több km hosszan a kőszéntelepes összletben haladt kövestetői fonolitban 40 elemzés közül 33 egyáltalán nem mutatott ki CO_2-t, addig a karbonátosabb, márgás környezetű somlyói fonolitban a CO_2 jelentősebb szerepet játszik. Itt ritkán meg is figyelhetők beolvasztásos kontaktusok és mellékkőzetzárványok is. Eszerint tehát a magma legkönnyebben a karbonátos mellékkőzetet tudta magába olvasztani.

Gáz-fázis elkülönülése a magmában

A kísérletek (pl. Hitarov, N. I. 1966) azt mutatják, hogy a magma nagy nyomáson nagy mennyiségű vizet képes oldani. Ennek egy része a vízmentes szilikátok kiválásának utolsó szakaszában oldhatatlanná válik a magmában és önálló gáz-fázis alakjában különül el. Tuttle, O. F., Friedman, I. I. (1948) és Friedman, I. (1950) kísérletei szerint a H_2O—Na_2O—SiO_2 rendszerben — amely a vizsgált fonolitok igen leegyszerűsített modelljének tekinthető — a fonolitnak megfelelő összetételi tartományban kb. 390°-tól felfelé még 450°-on is három fázis: egy szilárd, egy víztartalmú szilikátolvadék és egy főleg H_2O-ból álló gáz-fázis van egyensúlyban. A gáz-fázist a kritikus hőmérséklet alatt hidrotermás víz-fázis váltja fel. Ez a jelenség a Na_2O helyett csak K_2O-t tartalmazó rendszerben nem volt megfigyelhető.

Ezzel az elkülönült gáz-fázissal azonosíthatjuk azt a rendszert, amelyből a nátrolit keletkezett és amelyik később az endometamagmás elváltozásokat okozta. A petrográfiai megfigyelések közül főleg a nátrolit inhomogén eloszlása a kőzetben, erekbe, gömb alakú foltokba való koncentrálódása mutatja a magmában való oldhatatlanná válás szöveti jeleit. Az elsősorban az alapanyagban maradt és kisebb víztartalmú analcim ugyanakkor talán az oldott vizet tartalmazó szilikátolvadék termékének tekinthető. Úgy látszik, hogy míg a gáz-fázis a Kövestetőn csak néhány mm-es, ill. cm-es nagyságrendben tudott elkülönülni az olvadéktól és a buborékok mintegy „befagyott" állapotban maradtak meg, addig a Szamárhegyen ez a szeparálódás sokkal teljesebb volt és a gáz-fázis a szubvulkáni benyomulás boltozati részén halmozódott fel.

Itt említhetjük meg, hogy míg a nátrolit- és analcim-fonolit elkülönülését a Szamárhegyen valószínűleg a fenti gáz-fázis elkülönülésével magyarázhatjuk, addig a teschenit képződésében a likváció mellett gravitációs differenciáció is közrejátszhatott.

Hasonló folyadék-szételegyedési jelenségek gyakoriak az alkáli kőzetekben.

A gáz-fázis létrejöttét Verhoogen, J. (1949, pp. 99—101) szerint számos

termodinamikai tényező befolyásolja. Ezek közül többről még nincs kísérleti adatunk. Úgy látszik, hogy egyébként állandó feltételek mellett a vizsgált intrúziókban könnyebben keletkezik gáz azokon a helyeken, ahol az olvadékban a víz mennyisége nagyobb. A magma nyomásának növekedése viszont a vízgőz szintén ismeretlen parciális moltérfogatától függően gátolhatja is és segítheti is a gáz-fázis képződését. Mivel a magmában itt valószínűleg már a víz kritikus hőmérséklete fölött keletkezett a gáz-fázis, a hőmérséklet is hasonló kettős hatású lehet a parciális mol-entrópiától függően.

Eszerint nem tudjuk még biztos magyarázatát adni a két területen a gázfázis különböző fokú elkülönülésének. A mozgékonyság fokában mutatkozó eltérések mindenesetre a nyomás-okozta viszkozitás-különbségekkel lehetnek kapcsolatban.

Mivel az adott nyomástartományban a vízgőz moltérfogata nagyobb gáz-fázisban, mint olvadékban, a vízgőz felszabadulása az olvadék további lehűlését okozza (HITAKOV, N. I. 1966: 9. ábra).

A zeolitok kristályosodása (F_5)

A létrejött gáz-fázis reakcióba lép a már kivált ásványokkal, főleg a nefelinnel, de a földpát egy részével is és azokat újra feloldja.

A könnyen illó fázisnak ezt a nagy oldó hatását VERHOOGEN szerint elsősorban a nagy nyomás okozza, amelynek következtében sűrűsége a normális állapotú vízét közelítheti meg. A már említett nyomásértékek mellett pl. 450°-on a vízgőz sűrűsége a Kövestetőn kb. 0,5 g/ml, a Somlyó—Szamárhegyen kb. 0,2 g/ml lehetett (HITAROV, N. I. 1966 kísérleti adatai alapján).

SAHA, P. (1961) szerint „közepesnél nagyobb nyomáson" vízgőz jelenlétében 400—500° alatt a nefelin már nem stabilis és analcimmá (ill. kisebb hőmérsékleten inkább nátrolittá) alakulhat át. Ezek a kísérleti adatok jó összhangban vannak a kőzettani megfigyelésekkel.

A földpát hidrotermás közegben való oldódásának mechanizmusát jól megvilágították FREDERICKSON, A. F. és COX, J. E. (1954) kísérletei. Ezek szerint a 200° és 300° között vízgőz jelenlétében hevített albitkristályok kolloid méretű (kb. 1000 elemi cellánál kisebb) szilikát vázrészekre és kationokra esnek szét, amelyekből a jelenlevő vízgőz hatására zeolit kristályosodik ki.

Az oldási kísérletek bizonyos támpontot nyújtanak a reagáló gáz hőmérsékletére nézve is. ORVILLE, P. M. (1963) vizsgálatai szerint nagy hőmérsékleten a gőz-fázisban sokkal nagyobb a földpátból kioldott kationok között a K aránya, mint alacsonyabb hőfokon. Ugyanakkor a vizsgálatok azt mutatták, hogy a nyomásnak a K:Na arányra nincs jelentős hatása. Ez jól magyarázza a vizsgált fonolit nátrolitjának sajátságosan nagy K-tartalmát. Ez a ritka mértékű elemhelyettesítés valószínűleg a nátrolitnak szokatlanul nagy hőmérsékleten, magmás alapanyagként való kiválásával függ össze.

A hidrotermás kristályosodás záró szakasza (F_6)

A zeolitok kiválása után fennmaradó hidrotermális oldat koncentrációja és hőfoka csökkent; s az időközben megszilárduló és zeolitos alapanyaggal összecementált kőzet csökkenő porozitása miatt ez mindinkább a kialakuló

kihűlési repedésrendszerben gyűlt össze és ott a már kivált ásványokat (főleg a zeolitokat és az egirint) feloldotta. Így alakultak ki az agyagásványos, limonitos, hidrofonolitos zónák. Ezek a Somlyó—Szamárhegy területén a rossz feltárási viszonyok miatt nem ismertek, de valószínűleg szintén megvannak.

IRODALOM

Borodin, L. Sz. 1965: Parageneziszü mineralov Nb, Zr, Ti i facii glubinnoszti karbonatitov. — Szb.: Petrologija i geochimicseszkije oszobennoszti kompleksza ul'trabazitov, scselocsnüh porod i karbonatitov. pp. 221—245.

Bowen, N. L.—Willems, H. W. V. 1930: The ternary system: Na_2SiO_3—Fe_2O_3—SiO_2. — Am. J. Sci. (5th Ser.) 20. p. 405.

Bowen, N. L.—Tuttle, O. F. 1950: The system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—H_2O. — J. Geol. 58. pp. 489—511.

Csalogovits, J. I. 1964: De la palingenèse calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). — Ann. Hist. -Nat. Mus. Nat. Hung., Pars Min. Pal. 56. pp. 31—57.

Deer, W. A.—Howie, R. A.—Zussman, J. 1963: Rock-forming minerals. — 1—5. Longmans, London.

Dudek, A.—Fediuk, F.—Palivcová, M. 1962: Petrografické tabulky. — Nakl. ČS. a. v., Praha.

Földi M. 1967: A Mecsek hegységi felsőszinemuri képződmények szintezési lehetősége. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről. pp. 133—148.

Frederickson, A. F.—Cox, J. E. 1954: Solubility of albite in hydrothermal solutions. — Am. Min. 39. p. 738.

Friedman, I. 1950: Immiscibility in the system H_2O—Na_2O—SiO_2. — J. Am. Chem. Soc. 72. 10. pp. 4570—4574.

Geraszimovszkij, V. I. 1956: Geohimija i mineralogija nefelino-szienitovüh intruzij. — Geohimija (1956).

Goldsmith, J. R.—Laves, F. 1954: The microcline-sanidine stability relations. — Geoch. Cosmoch. Acta 5. pp. 1—19.

Hibsch, J. E. 1904: XVIII. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. — Blatt IV (Aussig). Min. Petr. Mitt. 23. pp. 305—383.

Hitarov, N. I. 1966: Voda v glubinnüh processzah. — Acta Geol. Hung. 10. 3—4. pp. 285—298.

Hofmann K. 1907: Adatok a pécsi hegység geologiájához. — Földt. Közl. 37. 4—5. pp. 111—116.

Kopecký, L. (red.) 1963: Děčín. Vysvetlivky k přehledné geologické mape ČSSR 1: 200 000 M-33-IX. Nakl. ČS. a. v., Praha.

Kuellmer, F. J. 1959: X-ray intensity measurements on perthitic materials. I. Theoretical considerations. — J. Geol. 67. 6. pp. 648—660.

MacKenzie, W. S. 1954: The orthoclase—microcline inversion. — Min. Mag. 30. 225. pp. 354—366.

Mauritz B. 1913: A Mecsek-hegység eruptivus kőzetei. — Földt. Int. Évk. 21. 6. pp. 153—190.

Némedi Varga Z. 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. — Földt. Közl. 93. 1. pp. 37—53.

Némedi Varga Z. 1966: A hosszúhetényi feketekőszénterület. — Komló (kézirat).

Némedi Varga Z. 1967: „Szászvár—Máza—Nagymányok déli" feketekőszénterület földtani felépítése. — Komló (kézirat).

Orville, P. M. 1963: Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. — Am. J. Sci. 261. 3. pp. 201—237.

OVSCSINNIKOV, L. N.—PANOVA, M. V.—SANGAREJEV, F. L. 1965: Abszoljutnüj vozraszt nekotorüh geologicseszkih obrazovanij Vengrii. — Acta Geol. Hung. 9. 3—4. pp. 305—312.

PANES, V. I.—NASZEDKINA, V. H.—NASZEDKIN, V. V. 1967: Mineralogo-petrograficseszkaja harakterisztika i oszobennoszti degidratacii mineralov gruppü ceolitov. Szb.: Vodnüje vulkanicseszkije sztekla i posztvulkanicseszkije mineralü. pp. 56—93. Nauka, Moszkva.

PENG, C. J. 1955: Thermal analysis study of the natrolite group. — Am. Min. 40. 9—10.. pp. 834—856.

PÉCSINÉ DONÁTH É. 1963: A zeolitok termikus bomlásának vizsgálata DTA módszerrel. — Földt. Közl. 93. Agyagásvány-f. pp. 32—39.

SAHA, P. 1961: The system $NaAlSiO_4$ (nepheline) — $NaAlS_3O_8$ (albite) — H_2O. — Am Min. 46. p. 859.

SMITH, J. V. 1956: The powder patterns and lattice parameters of plagioclase felspars. I. The soda-rich plagioclases. — Min. Mag. 31. 232. pp. 47—68.

SMITH, J. V.—GAY, P. 1958: The powder patterns and lattice parameters of plagioclase felspars. II. — Min. Mag. 31. 240. pp. 744—762.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1956: A magmás kőzetek képződési mélységének meghatározásáról. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 20. 3—4. pp. 235—251.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1966: On the migration of volatiles and the chemical changes at igneous contacts. — Acta Geol. Hung. 10. 3—4. pp. 263—283.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V. 1960: A preliminary proposition for developing a uniform nomenclature of igneous rocks. — Intern. Geol. Congr., Rept. XXIst Sess. Norden, Part XIII. pp. 287—292.

SZÉKY-FUX, V. 1952a: Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — Acta Geol. Hung. 1. pp. 269—294.

SZÉKYNÉ FUX V. 1952b: A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszletben. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3. pp. 187—209.

TURNER, F. J.—VERHOOGEN, J. 1960: Igneous and metamorphic petrology. — Intern. Ser. Earth Sci. McGraw—Hill, New York etc. (2. kiad.)

TUTTLE, O. F.—FRIEDMAN, I. I. 1948: Liquid immiscibility in the system $H_2O—Na_2O—SiO_2$. — J. Am. Chem. Soc. 70. 3. pp. 919—926.

VERHOOGEN, J. 1949: Thermodynamics of a magmatic gas phase. — Bull. Dept. Geol. Sci. Univ. California Publ. 28. 5. pp. 91—136. (Kéziratos magyar fordítás a MÁFI Könyvtárában.)

VICZIÁN I. 1963: A mecseki Somlyó és Szamárhegy fonolit vulkanizmusa és helye az alsó kréta magmatizmusban. — ELTE (szakdolgozat, kézirat), Bpest.

VICZIÁN I. 1966: A kövestetői fonolit ásványtani és kőzettani vizsgálata. — MÁFI Adattár (kézirat).

VICZIÁN I. 1968: A mecseki fonolit. — ELTE (egyetemi doktori értekezés, kézirat), Bpest.

VICZIÁN I. 1970: A mecseki alsókréta miogeoszinklinális jellegű alkáli magmatizmus nagyszerkezeti összefüggései. — Földt. Közl. 100. 4. pp. 372—378

YATES, R. G.—THOMPSON, G. A. 1959: Geology and quicksilver deposits of the Terlingua district Texas. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 312.

YODER, H. S. 1958: Effect of water on the melting of silicates. — Carnegie Inst. Washington, Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. (1957—1958) p. 189.

PETROLOGY OF THE MECSEK MTS. PHONOLITES

by

I. Viczián

The phonolitic and related alkaline minor intrusions of the Mecsek Mts. (Southern Hungary) well known from the classical petrographic literature (Mauritz, Rosenbusch, Zavaritsky) belong to the Lower Cretaceous miogeosynclinal volcanic series.

The rocks were submitted to optical, chemical and X-ray investigations.

The mineral assemblage represents an interesting example of hypomagmatic-hydrothermal low temperature crystallization in depths of 1 to 4 km. The particular volatile-rich conditions lead to the development of rare rock types such as natrolite phonolite (=marienbergite), carbo- and hydrophonolites accompanied by analcime, nepheline phonolites, teschenites, camptonites and carbonatitic veins.

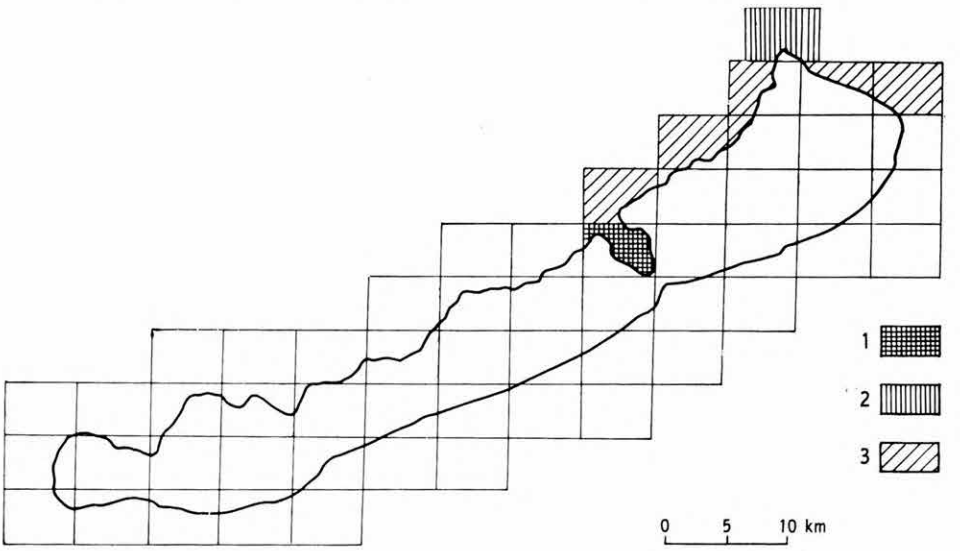
Liquid immiscibility and segregation of a water rich gas phase may have played an important role in the course of crystallization.

JELENTÉS A VÍZ- ÉS ÉPÍTÉSFÖLDTANI OSZTÁLY 1969. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

Írta: MOLDVAY LORÁND

1969-ben folytatódott a Balaton vidéki építésföldtani térképezés FODOR T.-né, GELEI G., SZÉKELY F. és a szerző részvételével. A tárgyévi feladat a „Balatonfűzfő" jelű 10 000-es lapsorozat megszerkesztése és az ÉK-i partvidékre eső lapok kiadásának előkészítése volt (1. ábra). 1968-ban befejeződött a Dörgicse—Balatonakarattya közötti terület 10 000-es Gauss—Krüger-lapokon való térképezése, ami lehetővé tette a kiadás megindítását, a nyílt 10 000-es („A/1-es") topográfiára való rádolgozást, esetleges kiegészítő vizsgálatok megejtését.

1969-ben megjelent a „Tihany" jelű, már ebben a keretben megszerkesztett lapsorozat is, amelyet a szakközönség elég széles körben megismert. A vele



1. ábra. A Balaton környékének részletes építésföldtani térképezése (a kinyomtatás helyzete)

1. Megjelent (kinyomtatott) lap, *2.* 1969-ben nyomdakész lap, *3.* előkészületben levő lap

Рис. 1. Детальное инженерно-геологическое картирование областей около оз. Балатон (находится в печати)

1. Лист, вышедший из печати, *2.* напечатанныйв 1969 г., *3.* лист, находящийся в работе

kapcsolatos észrevételek hasznosítása — az eredeti elgondolások érintetlenül hagyása mellett — az újabb lapok kiadásánál megtörténik. Emellett saját tapasztalataink is bővültek, lehetőség nyílt a problémák behatóbb tanulmányozására, abból a célból, hogy a kiadott lapok rendeltetésüknek minél jobban megfeleljenek.

A „Balatonfűzfő" jelű lap 4 db Gauss—Krüger-lap részleteiből áll. Területe, változatosságánál fogva, igen alkalmas építésföldtani kérdések további vizsgálatára. Ny-i részét a Balaton-felvidék kiemelkedő permi—mezozóos vonulata alkotja, közepén az alacsony felszínű Fűzfői-öböl, K-i részén pannon magvú dombok sora helyezkedik el, amelyek a Balaton felé meredek parttal határolódnak el. Az öböl mentén található Balatonfűzfő község.

Ezen a területen az 1967 évi térképezés adatait kiegészítendő további 67 db 15 m-es fúrást készítettünk, főleg a község körzetében, abból a célból, hogy a földtani képet részletekbe menően tisztázhassuk és elegendő adat álljon rendelkezésre az egyes talajmechanikai jellemzők statisztikus számításához.

A fúrások ilyen nagy összpontosítását a településfejlesztési kérdések előtérbe helyeződése indokolja. Ez egyes helyeken a községfejlesztési térképek 5000-es méretarányához igazodó részletességű térképek kidolgozását kívánta meg, az általánosabb ismereteket szolgáltató 10 000-es lapok megszerkesztése mellett. (Ezen 5000-es térképek a magyarázó füzet mellékletei lesznek.) Nem egyszerűen részletesebb ábrázolást jelentenek a 10 000-es méretarányban is megszerkesztett terület egy részéről, hanem településfejlesztési szempontból fontos, újabb változatokat. Ilyen változatok pl. az 1, 5, 3, 6, 12 méter mélységű szintek litológiai térképei, amelyek a statisztikusan számított talajfizikai jellemzőkkel és a hidrogeológiai adatokkal együtt távlatilag beható tervezési elemzésre alkalmasak. Úgy tervezzük, hogy a jövőben a fontosabb települések, üdülőhelyek területéről 5000-es feldolgozást is adunk.

A fúrások nagyobb összpontosítása a fontosabb területeken egyben a földtani feldolgozás és a felhasználás közötti kapcsolat elmélyítését is célozza, általános módszertani szempontból is.

Ebben ösztönzött bennünket a „Tihany" lapsorozatról és magyarázója kéziratáról adott lektori vélemények egyik legtanulságosabb megállapítása is. E bírálat lényege az, hogy a sorozat nem fejezi ki eléggé az *építkezések szempontjából fontos* jelenségek földtani alapjait s hogy a műszaki és földtani vonatkozás a munkában még csak egymás mellé van téve, a köztük levő *összefüggés* bemutatása nélkül. A bírálat sürgette az adatsűrűség fokozását és részletesebb szelvények szerkesztését is, valamint rámutatott egyéb olyan szempontokra, amelyek a tervezés, a talajfizika és a földtan jó együttműködésének területére vezetnek el. Ezek a kérdések menet közben váltak időszerűvé, a geológia szempontjából sem céltalan kérdések még élesebb megfogalmazásával. A „kérdések kérdése" az, hogy az „építés"-földtant a szűk határok közt mozgó prakticizmus műveletei közé lehet-e sorolni?

Az ilyen eltájolódás veszélye talán a kissé sántító fogalomkapcsolásra is visszavezethető, könnyen arra gondolhatunk ugyanis, hogy a „jelzett" földtan, azaz az „építés"-földtan már nem „tiszta" földtan, elegyedik és beszűkül, mihelyt az ilyenfajta gyakorlati célok szolgálatába szegődik. Megjegyezzük, hogy ez a veszély az építésföldtan különlegessége, talán éppen az építésföldtani térképezés hagyománytalansága miatt. A munkát a nyersanyagok feltárását szolgáló földtani kutatáshoz hasonlítjuk, amely éppen annyira

„alkalmazott", mint az építéstervezést szolgáló földtani kutatás. Az egyik esetben az anyagot kibányásszák, a másik esetben „helyben maradva" szolgálja céljainkat. Véleményünk az, hogy annál intenzívebb a földtan és a műszaki tervezés egymásrahatása, minél kevésbé fogadjuk el a műszakiaskodó „egybeötvöződés" fikcióját, amely óhatatlanul a földtani kutatás „limitálódásához" vezet. A talajmechanika adatai nálunk úgy képesek hatni, ha a földtanon belül maradó szintézis részévé tesszük őket. Nem változtat ezen a követelményen az sem, ha a munka végtermékei, pl. egyes térképváltozatok, bizonyos szűkebb szempontokra specializált ismeretekben csúcsosodnak ki.

Az 1969 évi terv megvalósítása amellett, hogy a beható földtani tanulmányozás megvalósítását szorgalmazta, a valódi alkalmazás (bizonyos gazdaságossági számítások) irányában is tett lépéseket, noha ezt a munkát távolról sem tekintjük földtani feladatnak. Ismeretes azonban, hogy hazánkban az építésföldtani térképezésnek nincsenek nagy hagyományai, tehát a hasznosítás problémaköre is kiműveletlen, kivált azért, mert ezek a térképek nem egyedi építkezéseket, hanem általános fejlesztési célokat szolgálnak. Erre való tekintettel szerződést kötöttünk a *Városépítési Tudományos és Tervező Intézettel,* hogy az elkészült térképek alapján beépítésgazdaságossági kutatást végezzen és olyan költségmutatókat dolgozzon ki, amelyek a beépítési módok gazdaságosságának közvetlen összehasonlítására alkalmasak. (A kiszámított jellemzőket a VÁTI 5000-es térképeken ábrázolja, amelyek szintén a *Magyarázó*-ba kerülnek.)

Az egyes képződményeket az 1,5—12 m-es szinttérképeken a Rónai-féle litológiai jelkulcs decimális számaival ábrázoltuk. Természetesen ehhez igazodott a makroszkópos meghatározás is. A szerkesztést a község területén 17 db, hálózatosan felfektetett részletes földtani szelvény készítése előzte meg, amely a nívófelületekre vetítve, pontos litológiai határok megvonását tette lehetővé. A sorozatvizsgálatok alapján a képződmények talajfizikai jellemzőit Gelei G. összeállításában az 1. táblázaton mutatjuk be.

A területen egyszeri alkalommal 249 ásott kút és 54 fúrás vízszintjének bemérése történt meg; 65 helyről vízkémiai elemzést készítettünk.

A helyi erózióbázissal (Balatonnal) összefüggő talajvíznek a terepszinthez viszonyított mélysége 0,5—10 m. Abszolút magassága a 104 m-es legalacsonyabb szintről mintegy 130 m magasságig terjed, ill. eddig, sok adat alapján, követhető. A magasabb helyzetű víz a felsőpannon összlet homokrétegeiből származik és a rétegeket metsző, gyengén lejtő felszín alatt egyesül a Balaton szintjében levő talajvízzel. A területhez csatlakozó kenesei magaspart lényegesen meredekebb oldalában a pannonból származó víz rétegforrásként is kilép. A felsőpannon összletben 155 m magasságban is van még egy, vizet tartalmazó homokszint, amelynek szintén a talajtakaró alatt lehet áramlási kapcsolata a tó felé, mivel ebben a magasságban felszíni szivárgás nincsen.

Ahol a dombok alig lejtő oldalát erózió és derázió vájta ki, kisebb kiterjedésű homokos proluviumkúpok képződtek. Az egyik ilyen kúpban magasabb a relatív vízszint, mint a környezet azonos magasságban megjelenő agyagos felsőpannon rétegeiben, mert a proluvium egy mélyebben fekvő, vizet nyomás alatt tároló pannon homokréteget csapol meg. Az uralkodó víztípus kalcium-magnézium-hidrokarbonátos és magnézium-hidrokarbonátos. A szulfáttartalom főleg a 0—400 és 400—1000 mg/l (építési szabvány) kategóriába sorolható, de elég nagy területen az 1000-es érték fölé emelkedik (a legnagyobb szám: 1453 mg/l). A szulfáttartalom főleg a felsőpannon rétegekbe ásott kutak-

1. táblázat

Talajmechanikai paraméterek

	W	n	e	$CaCO_3$	U	C	Pi	F	P	ϱ
222 középszemű homok	23,1	31,9	0,47	4,1	9,0	0,22	11,0	34,5	23,5	33
223 aprószemű homok, *23* durva kőzetlisztes (löszös) homok	23,7	29,3	0,41	8,3	11,8	0,24	16,5	39,5	23,0	31
224 finomszemű homok	24,2	29,3	0,41	17,1	9,4	0,25	20,0	43,0	23,0	30
3 durva kőzetliszt (lösz)	28,0	27,1	0,37	21,1	7,4	0,50	30,0	52,0	22,0	25
32 homokos, durva kőzetliszt (homokos lösz)	26,0	28,0	0,39	18,1	7,8	0,47	27,4	49,1	21,7	28
34 finom kőzetlisztes durva kőzetliszt (finom kőzetlisztes lösz), *35* agyagos durva kőzetliszt (agyagos lösz)	29,5	28,0	0,39	20,4	8,3	0,6	32,6	53,5	24,5	22
4 finom kőzetliszt, *43* durva kőzetlisztes (löszös) finom kőzetliszt	26,7	29,0	0,41	21,3	8,6	0,65	33,0	57,5	24,5	21
45 agyagos finom kőzetliszt, *46* humuszos, tőzeges finom kőzetliszt, *47* meszes finom kőzetliszt (mésziszap)	26,6	27,4	0,38	23,7	11,0	0,7	35,0	55,5	20,5	17
5 agyag	34,5	31,9	0,47	13,2	11,1	0,75	53,9	77,8	23,9	15
52 homokos agyag	24,6	29,2	0,41	13,2	16,4	0,45	27,8	49,5	21,7	23
54 finom kőzetlisztes agyag	28,2	30,2	0,43	17,2	10,9	0,8	43,5	63,9	20,4	16

A BADACSONY—SZIGLIGET KÖZTI TERÜLET PANNON UTÁNI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE MIKROMINERALÓGIAI VIZSGÁLATOK ALAPJÁN

Írta: GEDEONNÉ RAJETZKY MÁRIA

A Balaton környék építésföldtani térképezésével kapcsolatban a MÁFI Építés- és Vízföldtani Osztálya 1968—1969-ben a Badacsony—Szentgyörgyhegy—Szigliget közti területen számos térképező fúrást mélyített. A fúrások és a térképezés során érintett feltárások anyagát FODOR TAMÁSNÉ geológus gyűjtötte be; szíves segítségnyújtásáért ezúton mondok köszönetet.

A területen, mely a Tapolcai-medence déli részét alkotja, a pannóniai rétegek felett néhol 10 m-t is meghaladó felsőpliocén homok, ill. kavicsos homok települ. A dolgozat ezen üledék ásványos összetételével és ennek ismeretében az összlet eredetével foglalkozik. Röviden utalva az eddigi kutatások eredményeire, ID. LÓCZY L., CHOLNOKY J., BULLA B., STRAUSZ L., BARTHA F., SÜMEGHY J., GÓCZÁN L. munkáit említhetjük meg, CSÁNK E.-NÉ a Haláp, a Badacsony északi oldala (300 m körüli magasságból) és Sümegprága—Uzsa környékén a Tátika bazaltcsoport fekü- és fedőhomokjainak mikromineralógiai elemzését végezte el. A számos fúrásból és feltárásból gyűjtött anyag lehetőséget adott az eddigi eredmények kibővítésére. A mikromineralógiai értékelésen kívül megvizsgáltuk a minták koptatottságát is (MIHÁLTZ—UNGÁR módszerrel). Összesen 34 fúrás és 14 feltárás anyagát értékeltük ki (1. ábra).

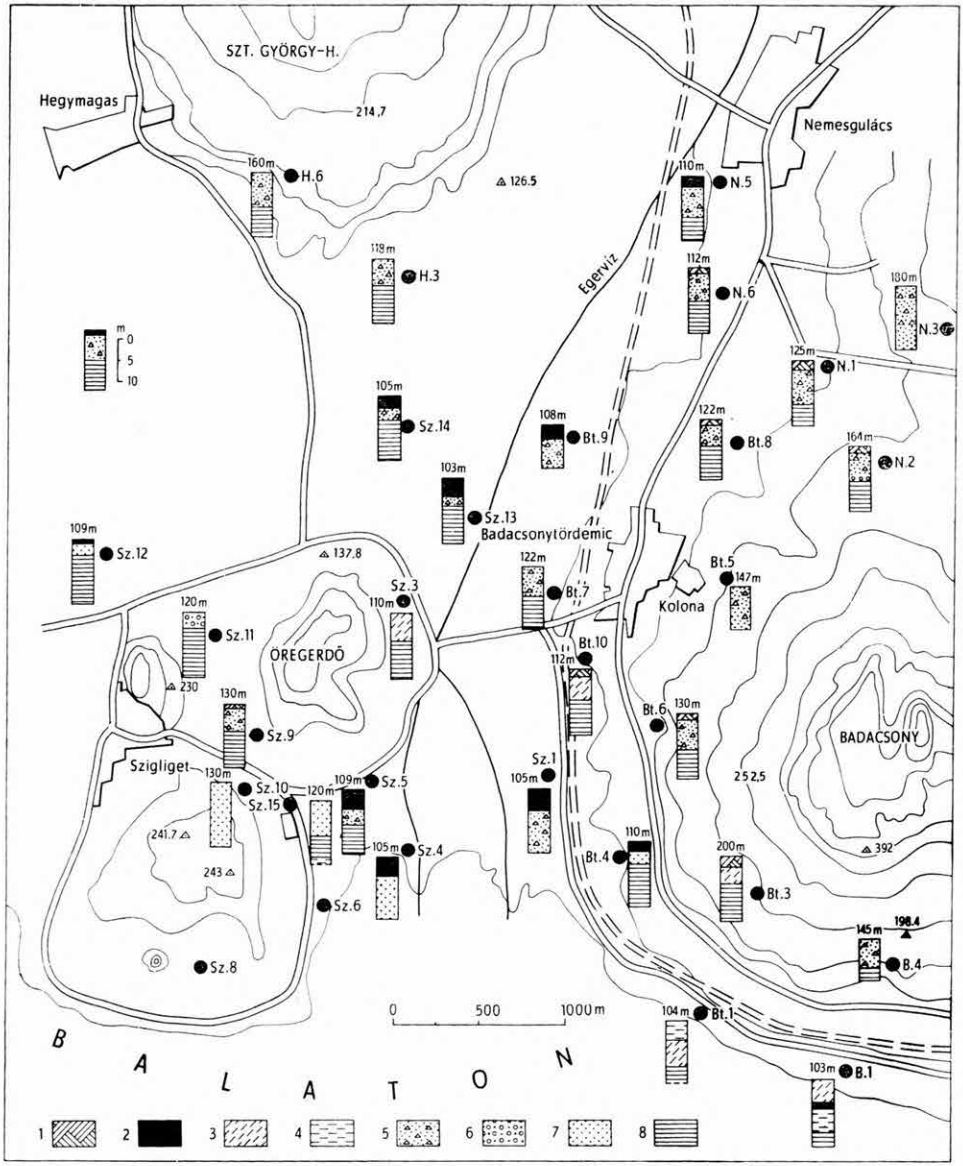
Az 1966 óta folyó Balaton menti építésföldtani térképezés keretein belül módunkban volt többszáz, részben pannóniai, részben ennél fiatalabb minta mikromineralógiai vizsgálatát elvégezni. Ez lehetőséget adott arra, hogy az üledékek részletes ásványos összetételének ismeretében megkíséreljünk törvényszerűségeket megállapítani.

A szigligeti területről az Sz-9, a badacsonyiról a Bt-6 és N-5 jelű fúrások anyagán mutatjuk be az üledékek törmelékes ásványainak jellemzőit (2. táblázat). A koptatottsági értékek változását háromszögdiagram tükrözi (3. ábra, 3. táblázat).

KRETZOI M., CSÁNK E.-NÉ, RAVASZNÉ BARANYAI L. értékes tanácsaiért ezúton szeretnék köszönetet mondani.

A terület földtani felépítése

A 103—110 m tengerszint feletti magasságú szinteken tőzeges talaj vagy réti agyag alatt 1—3 m vastagságú tőzegréteg helyezkedik el. Ez alatt bazalttörmelékes, néhol kvarc, dolomit, mészkőkavicsos (helyi patakok által szállított szögletes törmelék), homokos-agyagos üledékek települnek. Ezek a rétegek



1. ábra. Helyszíni vázlat a fúrások összevont rétegsorával és tszf. magasságával

1. Talaj, *2.* tőzeg, *3.* áthalmozott homokos—kavicsos összlet, *4.* mocsári iszap *(1—4.* holocén), *5.* aprókavicsos és bazalttörmelékes homok, *6.* homok, jól koptatott kavicsokkal, *7.* homok *(5—7.* felsőpliocén), *8.* felsőpannóniai rétegek

Abb. 1. Lageskizze mit der zusammengefaßten Schichtenfolge und der Meereshöhe der Bohrungen

1. Boden, *2.* Torf, *3.* umgehäufte Sand-Schotter-Serie, *4.* Moorschlamm *(1—4.* Holozän), *5.* Sand mit Feinschotter und Basaltschutt, *6.* Sand mit gut abgerollten Schottern, *7.* Sand *(5—7.* Oberpliozän), *8.* oberpannonische Schichten

általában kevert, áthalmozott, újra feldolgozott jellegűek. Az alattuk települő felsőpannóniai üledékeket a fúrások a felszíntől számított 6—12 m-ben érték el.

E fúrásokat 200 m-es szintmagasságig telepítették. A 110 m-es tengerszint feletti magasságot meghaladó területrészen a felszínt homokon kialakult ún. váztalaj borítja. E vékony talajréteg alatt törmelékes, kavicsos homok helyezkedik el (ez bazalttörmeléket, apró kvarc-, mészkő-, dolomit-, tűzkő-, lidit-, kovás mészkőkavicsokat, metamorf kőzettörmeléket tartalmaz). A rétegsorból gyakran kimarad a durva törmelék, ilyenkor egyenletes szemcseméretű homokrétegeket találunk, majd ismét megjelenik egy-egy vékonyabb kavicszsinór. A homok jól osztályozott, apró- vagy középszemű, sárgásszürke, sárga, fehéresszürke; limonitcsíkok, mészkonkréciók gyakoriak. Túlnyomó többségében rétegzetlen, laza. A kavicsok aprók, csak ritkán haladják meg a 2 cm-t, míg a szögletes bazalttörmelék a 10 cm-es nagyságot is elérheti. Az üledék vastagsága igen változó, 1—10 m közötti. Az összlet alatt felsőpannóniai képződményeket találunk.

A felsőpannóniai rétegeket homok, kőzetliszt, homokos kőzetliszt, alárendelten agyagos képződmények alkotják. Gyakori a nagyobb vastagságú apró-, középszemű homok megjelenése is kékesszürke, világosszürke, illetőleg sárga színeződéssel. A homok általában finoman rétegzett, több esetben keresztrétegzettség is felismerhető. Gyakran találunk benne héjtöredékeket, rossz megtartású *Mollusca* maradványokat, szenesedett növénytörmeléket.

A Szentgyörgyhegy ÉK-i oldalában mélyített Ka-2 jelű fúrás alsópannóniai (faunával igazolt) rétegeket, majd 42 m-ben szarmata mészkövet harántolt.

A Badacsony, Szentgyörgyhegy, Szigliget vulkáni kúpjainak bázisát felsőpannóniai üledékek alkotják. (A vulkáni képződményekkel nem foglalkoztunk.) Ezek megvédték a laza üledékeket a lepusztulástól, így következtethetünk a pannóniai összlet eredeti vastagságára.

Vizsgálati módszerek

Az ásványtani vizsgálatra előkészített anyagoknál 0,1—0,2 mm átmérőjű, ill. több esetben a 0,06—0,1 mm átmérőjű frakció anyagát tanulmányoztuk. Az ásványok %-os eloszlása mellett nagy figyelmet szenteltünk magának az ásványegyüttesnek, ill. szemcseegyüttesnek. Igen jellemző a különféle ásványok megjelenési formája mellett, hogy a meghatározható ásványszemcsén kívül milyen egyéb törmelék mutatkozik: elbontott ásványok, agyagszemcsék, karbonátszemcsék, mállott apró kőzettörmelék, limonitos, ill. kovás bekérgezések és ezek mennyisége. A mikroszkópban így elénk táruló összkép jellemző egy-egy üledék típusára és ezek egymástól való megkülönböztetésében vagy a szintezésben komoly segítséget nyújt.

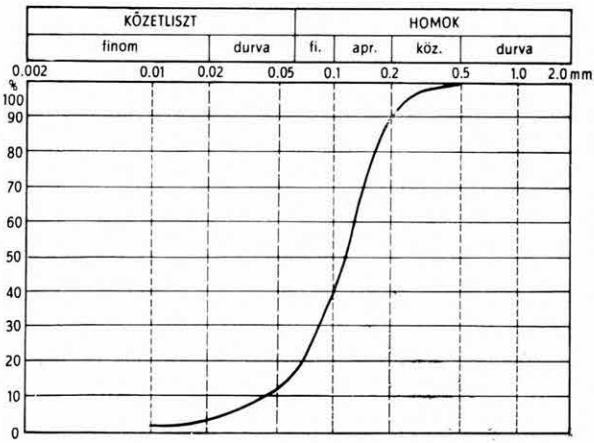
A vizsgálatok értékelése

A felsőpannóniai összleten belül módunkban volt számos fúrásból és feltárásból gyűjtött anyagot tanulmányozni. Az ásványos összetétel ismeretében két egymástól igen eltérő kifejlődést különíthetünk el.

Ezek egyike a kékesszürke, világosszürke, finomhomokos, kőzetlisztes, csillámos kifejlődés, mely a pannóniai beltó partoktól távolabbi üledékeként jórészt lebegve szállított, gyér nehézásványtartalmú (< 1%) összlet. A nehéz frakció ásványai csaknem kizárólag erősen fakult kerekded kloritból állnak, amely mellett néhány gránát, epidot, disztén, biotit, magnetitszemcse ismerhető fel. Sok az agyagszemcse és bontott ásványtörmelék, kovás vagy limonitos bekérgezés, karbonátszemcse, helyenként feldúsul a pirit. A könnyű frakciót jórészt kvarc alkotja, változatos megjelenéssel. Szabálytalan, többnyire éles szemcsék, eredetét tekintve zömmel metamorf kőzetből származó mozaikos, hullámos kioltású, zárványos, mellette néhány magmás eredetű kvarc is található. Egy-egy mintában feldúsul a muszkovit, mely néhány %-nyi mennyiségben mindenütt jelen van. A földpátok kis mennyiségben fordulnak elő, átlátszatlan, felhős, bontott, szericites állapotban: kevés káliföldpát, mikroklin (1—2%), albit-oligoklász (2—3%), ez gyakran albit-ikerlemezes. Helyenként egy-egy andezin is észlelhető. A földpátokra jellemző, hogy még az erősen bontott szemcsék is saját alakúak.

Mind makroszkóposan, mind az ásványos összetétel alapján a fenti típustól jól elhatárolható kifejlődés a többnyire sárga, szürkéssárga, esetleg kékesszürke, az előzőnél durvább szemű összlet. Finom- és aprószemű homok, jól osztályozott, gyakran keresztrétegzett, limonitcsíkos. Felszínen a Badacsonylábdihegy melletti vízmosásokban 6—10 m magas falban tanulmányozható. Ásványos összetételében nagy mennyiségű a kristályos palákból származó anyag (1. táblázat, 2. ábra).

Az ásványok megtartási állapota közepes, alakjuk többnyire szabálytalan, a turmalin, disztén, amfibol-félék kivételével. Az amfibol-félék erősen mállottak. A könnyű frakcióban az uralkodó kvarc mellett (részben metamorf, kis részben magmás, alakja szabálytalan, csipkés töredezett szélű) rossz megtartású káliföldpát (3%), albit-oligoklász (4%), andezin (2%), közelebbről meg nem határozható földpát (5%), muszkovit (4%), szericit (1%) észlelhető. A koptatottsági értékek mindenütt a folyóvíz útján történt szállítást valószínűsítik; a szemcsék mállottak, de nem koptatottak. Minden minta esetében jellemző a sok agyagszemcse, limonitos vagy kovás bekérgezés. Számos fúrás harántolta az összletet, mind Szigliget környékén, mind a Badacsony DNy-i oldalában.



2. ábra. Szemcseösszetételi görbe. A Badacsony ÉNy-i oldalán Badacsonylábdihegyen, kb. 250 m tszf. levő vízmosásból

Abb. 2. Granulometrische Kurve. Wasserriß in einer Meereshöhe von ca. 250 m am Badacsonylábdihegy-Berg an der NW-Seite des Badacsony

Néhány esetben ezen rétegek alatt az első típusként említett finomszemű, kloritdús összletet érték el a fúrások.

A pannóniai rétegek fölött települő (felsőpliocén), s e dolgozat tárgyát képező összletet meglehetősen változatos üledékek képviselik, ásványos összetételüket vizsgálva azonban a terület bármely pontjáról gyűjtött anyag feltűnően azonos képet ad. (Részletes ásványos összetételét a 2. táblázat mutatja be.)

Mikroszkópi vizsgálat esetén legszembetűnőbb az ásványok kitűnő megtartási állapota. A fényképtáblákon is láthatóan az egész látómezőt szép, változatos, ép ásványtársaság tölti ki. Csak elvétve találunk bontott szemcsét, kovás vagy limonitos bekérgezést, agyag-, illetőleg kőzettörmelék-szemcsét.

A *nehézásványok* súlyszázaléka többnyire túllépi a 2%-ot, helyenként 3% fölé is emelkedik. Feltűnő a gránátok nagy mennyisége, mely egyes esetekben a 60%-ot is meghaladja. A gránát többnyire kissé legömbölyített, leginkább átlátszó, színtelen, de gyakori a rózsaszínű, sőt elvétve húspiros változat is. A gránát túlnyomó többsége zárványos és optikailag anomálisan kettőstörő.

A jelentősebb mennyiségben szereplő ásványokról a következő jellemzést adhatjuk:

Epidot: 5—7%, szabálytalan, kissé lekerekített, többnyire sárga, erősen pleokróos, néha színtelen, gyakran zárványos, élénk interferencia színnel. Mindenütt találkozunk zöldes változatával, a *pisztacittal* is.

1. táblázat

Badacsonylábdihegyi vízmosásból gyűjtött felsőpannóniai homok ásványos összetétele

	0,1—0,2 mm ∅	0,1—0,06 mm ∅
Klorit	32	6
Gránát	12	30
Epidot	7	10
Pisztacit	3	5
Piemontit	—	1
Zoizit	—	1
Klinozoizit	2	9
Turmalin (pleokróos)	—	2
Kék turmalin	—	1
Tremolit	3	4
Aktinolit	—	1
Disztén	1	1
Staurolit	—	1
Kloritoid	1	—
Glaukofán	1	—
Titanit	—	1
Biotit	2	—
Apatit	1	10
Rutil	1	1
Augit	1	—
Magnetit	3	5
Ilmenit	2	3
Zöld amfibol	—	1
Barna amfibol	1	—
Sziderit	2	1
Karbonát	2	6
Agyagásvány szemcse	20	—
Metamorf kőzettörmelék	3	—
Szemcse% összesen:	100	100
Nehézásvány súly%:	0,47	0,25

Aktinolit: 3—10%, többnyire lekerekített, élénk kékeszöld, pleokróos, néhány zárvánnyal, kevés, de jól észlelhető hasadási vonallal.

Zoizit-klinozoizit: 2—4%, néha nagyobb mennyiségben is jelentkezik. Ez az ásványcsoport zömök, oszlopos habitusú, színtelen, ritkán zárványos, s jellegzetes anomális indigókék—sárga interferenciaszín jellemzi.

Turmalin: 2—4%. 1. Saját alakú, barna-sötétbarna, erősen pleokróos változat, gyakori opak zárványokkal; 2. szabálytalan alakú, alig pleokróos, sötét barnászöld, ritkán zöld, lila, vagy kék változata is megfigyelhető.

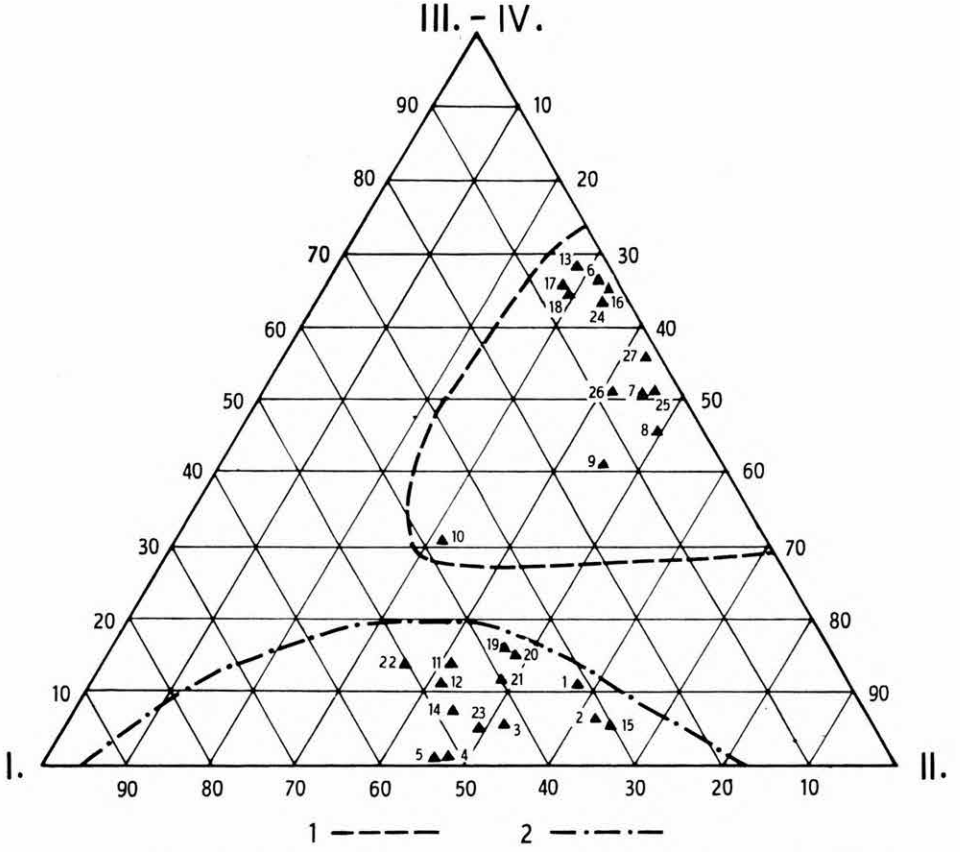
Disztén: 1—3%, a *c* tengely irányában megnyúlt habitusú, színtelen, kevés zárványt tartalmaz.

Staurolit: 1%, táblás, halványsárga, gyengén pleokróos, gyakran orientált kvarczárványokkal.

Kloritoid: 1—2%, kerekded, kékeszöld árnyalatú, pleokróos.

Magnetit-ilmenit: 2—10%, egyes mintákban nagyobb mennyiségben is észlelhető. Lekerekített opak szemcsék.

Kis mennyiségben, de következetesen előforduló ásvány még a *cirkon, rutil, apatit,* lekerekített élű kristályokként. Megfigyelhető *tremolit, klorit, augit, biotit,* ritkábban *zöld-,* ill. *barna-amfibol* és *hematit* is. Szórványosan *piemontit, bronzit, hipersztén, olivin* és metamikt *cirkon* fordul elő. Epigén ásványként *kalcit, dolomit, limonit,* ritkábban *sziderit, aragonit* figyelhető meg.



3. ábra. A koptatottsági értékek ábrázolása MIHÁLTZ-féle háromszögdiagramban
1. Szélfújta tartomány, *2.* folyóvízi tartomány

Abb. 3. Darstellung der Werte der Abrollung in MIHÁLTZ'schem Dreieckdiagramm
1. Äolischer Wertbereich, *2.* fluviatiler Wertbereich

Nehézásványok százalékos eloszlása a N-5., Bt-6. és Sz-9. sz. fúrásokban

Sorszám	Fúrások jele	Tengerszint feletti magasság (m)	Mélységköz m-ben	Kőzetnév	Kor	Nehézásványok súly%-a	Törmelékes eredetű ásványok																													Epigén eredetű ásványok				Megjegyzés
							Hematit	Magnetit	Ilmenit	Leukoxén	Rutil	Granát	Cirkon	Disztén	Staurolit	Titanit	Epidot, pisztacit	Piemontit	Zoizit	Klinozoizit	Turmalin	Augit	Antofillit	Tremolit	Aktinolit	Zöld amfibol	Barna amfibol	Lamprobolit	Biotit	Kloritoid	Klorit	Apatit	Limonit	Pirit	Karbonát	Összesen	
1.	N-5	110	4,0— 6,0	középszemű homok, aprókavicsos	felsőpliocén	2,62	1	8	5	1	2	44	1	2	1	1	9	—	2	1	3	1	—	1	6	7	1	—	—	1	—	1	1	—	—	100	Enyhén lekerekített szemcsék
2.	N-5	—	6,0— 8,0	középszemű homok, aprókavicsos	felsőpliocén	1,92	—	8	—	—	1	58	1	4	2	—	9	2	2	2	2	2	—	1	3	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	100	Enyhén lekerekített szemcsék
3.	N-5	—	8,0— 9,0	középszemű homok, aprókavicsos	felsőpliocén	0,72	1	9	—	1	3	41	3	2	1	—	12	—	3	1	2	1	—	—	4	1	2	5	—	2	2	—	—	4	—	100	Enyhén lekerekített szemcsék
4.	N-5	—	11,0—11,4	finomszemű homok	felsőpannon	1,24	—	1	—	—	—	1	—	1	—	—	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	90	—	—	1	1	100	Rossz megtartású ásványok
5.	N-5	—	13,0—13,5	finomszemű homok	felsőpannon	2,26	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	5	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	79	—	3	—	—	100	Limonitos, kovás bekérgezések
6.	Bt-6	130	0,7— 2,8	középszemű homok, bazalttörmelékes	felsőpliocén— pleisztocén	0,24	4	6	4	—	2	43	2	2	1	—	8	—	2	1	7	2	1	—	6	3	4	—	—	—	—	—	2	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
7.	Bt-6	—	2,8— 4,5	középszemű homok, bazalttörmelékes	felsőpliocén— pleisztocén	1,95	3	8	1	—	1	43	—	1	1	1	10	—	—	—	2	3	—	1	8	2	3	—	2	—	8	—	—	1	1	100	Erősen lekerekített szemcsék
8.	Bt-6	—	5,0— 6,0	kőzetlisztes homok, bazalttörmelékes	felsőpliocén— pleisztocén	2,51	—	13	3	—	2	43	2	2	1	—	10	—	2	—	3	2	—	2	4	3	3	—	—	1	2	2	—	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
9.	Bt-6	—	6,0— 8,2	aprószemű homok	felsőpliocén – pleisztocén	3,88	2	18	2	—	2	46	1	5	1	—	9	—	2	—	2	2	—	—	4	2	—	—	—	—	1	1	—	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
10.	Bt-6	—	10,4—10,5	finomszemű homok	felsőpliocén— pleisztocén	0,91	1	12	3	—	2	37	1	2	1	1	10	—	2	—	2	1	—	—	3	—	1	—	—	2	10	3	3	—	3	100	A szemcsék nem koptatottak
11.	Bt-6	—	12,0—12,4	aprószemű homok	felsőpannon	0,02	1	4	3	—	1	13	—	1	—	—	3	—	1	—	1	—	—	1	—	1	—	—	4	—	46	5	10	1	4	100	Rossz megtartású ásványok, limonitos kovás bekérgezések
12.	Bt-6	—	14,3—14,5	aprószemű homok	felsőpannon	0,36	—	10	3	—	—	25	1	2	1	—	10	1	2	2	2	1	—	2	—	2	—	—	3	1	14	6	3	—	9	100	Rossz megtartású ásványok, limonitos kovás bekérgezések
13.	Sz-9/2	130	3,0— 4,0	középszemű homok (kevés kaviccsal)	felsőpliocén	1,62	1	11	—	—	2	53	2	2	1	1	8	—	3	1	3	—	1	—	3	2	3	—	1	—	—	2	—	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
14.	Sz-9/3a	—	4,5— 4,7	finom-középszemű homok (kevés bazalttörmelékkel)	felsőpliocén	1,54	—	15	—	—	3	41	1	—	1	—	10	—	2	2	3	—	—	1	8	2	3	—	1	1	5	1	—	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
15.	Sz-9/3b	—	4,8— 5,0	finom-középszemű homok (kevés bazalttörmelékkel)	felsőpliocén	1,89	2	12	1	—	1	45	3	1	1	—	10	—	2	—	1	1	—	—	5	1	3	—	1	1	3	4	2	—	—	100	Erősen lekerekített szemcsék
16.	Sz-9/5	—	6,3— 7,3	durvaszemű kőzetliszt	felsőpannon	0,08	2	3	1	—	—	7	2	—	—	1	13	—	—	3	2	1	—	1	—	—	—	—	—	2	47	5	5	—	5	100	Rossz megtartású ásványok, kovás bekérgezések
17.	Sz-9/7	—	8,6— 8,9	finomszemű homok	felsőpannon	0,30	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	5	—	38	—	50	—	1	100	Rossz megtartású ásványok, limonitos bekérgezések
18.	Sz-9/8	—	9,0— 9,5	finomszemű homok	felsőpannon	0,12	1	4	—	—	—	4	—	—	—	—	3	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	77	—	6	—	—	100	Rossz megtartású ásványok, kovás bekérgezések
19.	Sz-9/9	—	9,5—10,5	agyagos kőzetliszt	felsőpannon	0,19	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	81	—	15	—	—	100	Rossz megtartású ásványok, limonitos és kovás bekérgezések
20.	Sz-9/10	—	10,5—11,3	finom- és középszemű homok	felsőpannon	0,19	—	10	—	—	1	13	1	2	—	—	19	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	41	2	5	—	4	100	Rossz megtartású ásványok, limonitos és kovás bekérgezések

3. táblázat

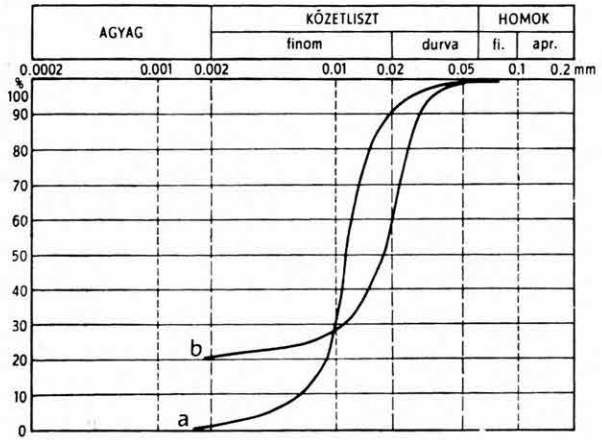
Koptatottsági értékek
(diagramja a 3. ábrán)

Mintaszám	Lelőhely		I.	II.	III. (IV.)
1.	N-5 sz. fúrás	4,0— 6,0 m	31	58	11
2.		6,0— 8,0 m	31	62	7
3.		8,0— 9,0 m	43	51	6
4.		11,0—11,4 m	52	47	1
5.		13,0—13,5 m	53	46	1
6.	Bt-6 sz. fúrás	0,7— 2,8 m	2	31	67
7.		2,8— 4,5 m	5	45	50
8.		5,0— 6,0 m	6	50	44
9.		6,0— 8,2 m	14	41	45
10.		10,4—10,5 m	37	32	31
11.		12,0—12,4 m	46	41	13
12.		14,3—14,5 m	41	48	11
13.	25. feltárás (1 réteg), Badacsonyhegy oldala, 300 m		4	28	68
14.	Badacsonylábdihegy		48	46	6
15.	Szentgyörgyhegy, homokos kavics		30	64	6
16.	Sz-9 sz. fúrás	3,0— 4,0 m	2	33	65
17.		4,5— 4,7 m	6	28	66
18.		4,8— 5,0 m	7	29	64
19.		6,3— 7,3 m	36	46	18
20.		8,6— 8,9 m	38	48	14
21.		9,0— 9,5 m	40	48	12
22.		9,5—10,5 m	35	50	15
23.		10,5—11,3 m	45	50	5
24.	Szigliget, Vár alatti feltárás *a)*		4	33	63
25.	Szigliget, Vár alatti feltárás *b)*		4	66	50
26.	Szigliget, Vár alatti feltárás *c)*		9	41	50
27.	Szigliget, Vár alatti feltárás *d)*		1	43	56

A *könnyű frakciót* legnagyobb %-ban *kvarc* alkotja. Nagy számban fordul elő a metamorf eredetű hullámos kioltású vagy mozaikos változat; míg a magmás származású kvarc kevés. Gyakori az ásvány-, vagy buborékzárvány. A kvarcszemcsék alakja általában enyhén lekerekített. A földpátok közül mindenütt előfordul a *káliföldpát* (1—3%), *albit, oligoklász* (2—5%), nem ritka egy-egy *andezit,* vagy *labradorit* sem. A legtöbb mintában rossz megtartású, közelebbről meg nem határozható földpátok is előfordulnak. A földpátok saját alakúak, élük kissé lekerekített. A könnyű frakcióban ezenkívül *szericit* (1%), *muszkovit* (2—5%), ritkábban *kvarcit,* egyes mintákban *agyagszemcsék* és *mállott kőzettörmelék* észlelhető.

A fúrásokból és feltárásokból vizsgált homokminták kvarcszemcséinek alakját elemezve, a felszínközeli rétegeknél kiugró koptatottságot állapíthatunk meg (3. táblázat; 2., 3., 4. ábra). Egy-egy szelvényt vizsgálva, a szél által koptatott, homályos felületű kvarcszemcsék aránya lefelé mindinkább csökken és a folyóvízi szállítást jelző üledék-jelleg mindinkább kidomborodik.

A homokban levő kavicsok anyagának részletes kőzettani feldolgozására később kerül sor.



4. ábra. Szemcseösszetételi görbe. Szigliget, Várhegy alatti útbevágás

a) Közvetlen a felszín alatti homokból, *b)* felszíntől 1 m-re levő homokból

Abb. 4. Granulometrische Kurve. Szigliget, Straßeneinschnitt am Fuß des Várhegy-Berg

a) Sand unmittelbar unter der Tagesoberfläche, *b)* Sand 1 m tief unter der Tagesoberfläche

Fejlődéstörténet

A felsőpannóniai üledékeket tanulmányozva, a jól rétegzett finomszemű beltavi üledékösszlet mellett mind makroszkóposan, mind az ásványos összetételt tekintve, jól körvonalazható egy deltaképződmény jelleget tükröző összlet. Az ásványok nagy része kristályos palák területéről történt lehordásra utal (gránát, disztén, staurolit, kloritoid, tremolit, aktinolit, antofillit, az epidot-csoport ásványai). SZTRÓKAY K. (1935) a Zala folyó Zalabér és Zalaszentlászló közti szakaszáról vizsgált felsőpannóniai deltaképződmény jellegű üledékeket, melyek ásványait az Alpok kristályos kőzeteiből származtatja. A pannóniai emelet alsó szakaszában a szerkezeti mozgások hatására a már szárazulattá váló kiemeltebb térszínen az Alpokról K-i, DK-i irányban lefutó folyók az enyhe lejtés következtében a Dunántúl belseje felé szállíthatták üledékeiket. A pannóniai medence széthúzásos magmafelvezető törésekkel jellemzett (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1968); a szerkezeti mozgások hatására, melyek a pannóniai emelet végén felerősödtek, keletkeztek a bazalterupciók. A területen legjobban tanulmányozható a badacsonylábdihegyi szelvény, melyet a vulkáni kúp megvédett a későbbi erős lepusztulástól.

Kutatásunk főként a felsőpannóniai rétegek fölött települő homok és kavicsos homok (felsőpliocén) vizsgálatára irányult. Ez az üledéktípus ásványos összetételét és az ásványegyüttes összképét tekintve is, eltér a pannóniai üledékektől. Az ásványok kitűnő megtartási állapota, a bontott, mállott szemcsék, a bekérgezések hiánya vagy elenyésző mennyisége jellemző az összletre. Az ásványok alakjának enyhe lekerekítettségét a hosszantartó szállítással magyarázhatjuk. A jó megtartási állapot nem ad támpontot olyan következtetésre, hogy idősebb üledékek áthalmozódását tételezzük fel. A feltűnően nagy gránáttartalom és más metamorf ásványok nagy hányada, kristályos palák területéről történő szállítódást igazol.

A következő kérdésre kell választ adnunk: mikor és milyen úton rakódott le ez az üledék területünkön?

A pannóniai emeletet követően, a szerkezeti mozgások hatására eltűnt beltó-rendszer helyén, élénk folyóvízi tevékenység indult meg. SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint a térszín enyhén déli, délkeleti lejtésű lehetett, a területnek a Dráva-árok, ill. a horvát-szlavónországi „levantei"-tó felé volt lefolyása.

Az Alpok kristályos vonulatainak területén eredő folyók Ny-Dunántúlon ezt a lejtésirányt követték. Az Ősduna, mely a brucki-kapun lépett a Kisalföldre, D felé Sárvár—Szombathely—Zalaegerszeg irányában haladt a Dráva vonala felé, útközben több mellékágat is felvett, sőt kisebb elágazások tételezhetők fel a Marcal-süllyedék felé is (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1941).

Bár az általunk vizsgált terület kicsinysége miatt általános érvényű következtetést nem vonhatunk le az üledék lerakódási körülményeiről, figyelembe véve vizsgálati eredményeinket, a felszíni és a szerkezeti viszonyokat, feltehető, hogy az Alpok és a Ny-Dunántúl felől induló folyóhálózat egy ága a vizsgált területen haladt át.

Utalni szeretnék a D-i Bakonyt a Keszthelyi-hegységtől elválasztó törésvonalra, melynek ÉÉNy—DDK irányú süllyedéke képezhette az ősfolyó egykori távolabbi medrét. JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ (1959) a Tátika bazaltcsoport fedőhomokjain végzett mikromineralógiai vizsgálatának eredményei szerint a bazaltot fedő homok ásványos összetétele közel azonos az általunk vizsgált anyagéval.

A homok között általában sok szögletes bazalttörmeléket is találunk. A bazaltkúpokról lefutó vízfolyások, záporok szállították a már említett, alig koptatott törmeléket, míg a mészkő- és dolomitkavicsot kisebb helyi patakok hozták a középhegységből. A folyóvízi tevékenység csak addig tarthatott, míg a pliocén végi—pleisztocén eleji mozgások következtében a térszín domborzati viszonyai ismételten meg nem változtak. A Keszthelyi- és Gleichenbergi-hegység összekötő vonalában új vízválasztó gerinc emelkedett ki és ezzel megszűnt a terület D-i irányú lejtése. Az új lejtésviszonyokat követve, ez után a folyók iránya is megváltozott.

Az üledék lerakódásának idejét a felsőpliocénben, esetleg a pleisztocén legelején rögzíthetjük.

A geográfusok, morfológusok a mai térszíni formák kialakulását vizsgálva, a pannon üledékek lepusztulásának (120—200 m vastag üledék elhordásáról van szó) okát kutatva, ezt részben a pannon utáni nagyarányú eróziós tevékenységnek, részben a jégkorszakok deflációs-szoliflukciós munkájának tulajdonítják.

A koptatottsági vizsgálatok a szél szerepének fontosságára hívják fel a figyelmet. A pleisztocén folyamán uralkodó É—D irányú széláramlás a felsőpliocénben lerakott üledékeket sok helyen áthalmozta. Ezen összlet koptatott és jól osztályozott anyagát megtaláljuk mind Szigliget, mind Badacsony magasabb tengerszint feletti pontjain.

A Balaton-tó kialakulása után a mocsarassá vált alacsonyabb térszínen tőzegréteg és mocsári talaj képződött. E képződmény alatt is sok helyen megtalálhatjuk a vizsgált felsőpliocén üledékek ásványos összetételét tükröző homokot, ez azonban mindig keveredik helyi törmelékanyaggal. A tó partvonalán mélyült fúrásokban szervesanyag tartalmú iszapos, lápi agyagos üledékekkel összevegyült homokot, kavicsos homokot találunk recens üledékként.

Dolgozatunk csupán egy kis terület vizsgálatának eredményeit közli, mely mikromineralógiai alapon a lehordási területre való következtetéssel kísérli meg alátámasztani azt a feltevést, hogy a területen az Alpok felől D, ill. DDK-i irányú folyóvízi tevékenység folyt. A munka tökéletesítését a Balaton D-i partjának térképezése során létesítendő fúrások és feltárások anyagának vizsgálatától várjuk. SÜMEGHY J. (1954) Somogy megyében vízmosásokból folyóvízi homokot és futóhomokot említ. E minták összehasonlító vizsgálata új adatokkal bizonyíthatja a folyók D-i irányú lefutásának még vitatott kérdését.

IRODALOM

ÁDÁM L. 1959: A Móri-árok és északi előterének kialakulása és fejlődéstörténete. — Földr. Ért. 8. 3.

BARTHA F. 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felsőpannon képződményeken. — Földt. Int. Évk. 48.

BULLA B. 1941: A Magyar-medence pliocén és pleisztocén terraszai. — Földr. Közl. 69. 4.

BULLA B. 1943: Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken. — Földr. Közl. 71. 1.

GÓCZÁN L. 1960: A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. — Földr. Ért. 9. 1.

HALAVÁTS GY. 1911: A balatonmelléki pontusi rétegek faunája. — A Balatonmellék paleontológiája 4. k. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm.

HERMANN M. 1956: A kisalföldi és dunántúli pannóniai homok mikromineralógiai vizsgálata. — Földt. Közl. 86. 1.

JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ 1956: A tapolcai Haláphegy bazaltjának fekvő és fedőhomokjai. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről.

JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ 1959: A Tátika bazaltcsoport fekü és fedőhomokjának eredete. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról.

JUGOVICS L.—KRETZOI M.—CSÁNK E.-NÉ 1954: Felsőjégkori emlősmaradványok a Badacsony bazaltkúpjáról. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. I.

KÉZ A. 1956: Az Ősduna és vízterülete. — Földr. Közl. Új Folyam. 4. 4.

LÁNG S. 1953: A Duna alpesi vízgyűjtőjének felszíne. — Hidr. Közl. 33. 9—10.

LÁNG S. 1955: A Duna kárpáti vízgyűjtőjének felszíne. — Hidr. Közl. 35. 1—2.

LÓCZY L. ID. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. Bpest.

MIHÁLTZ I.—UNGÁR T. 1954: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. — Földt. Közl. 84. 1—2.

MOTTL M. 1940: Pliocén problémák és pliocén pleisztocén határkérdés. — Beszámoló a Földt. Int. vitaüléseinek munkáiról. Földt. Int. Évi Jel. 1940. függ.

PÁVAI VAJNA F. 1925: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. — Földt. Közl. 55.

PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkata. — Akad. Kiadó. Bpest.

SALAMON F. 1878: Budapest története. 1.

SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. — Földr. Közl. Új Folyam 9. 1.

STRAUSZ L. 1941: A dunántúli pannon szintezése. — Földt. Közl. 71. 7—12.

STRAUSZ L. 1949: A Dunántúl Ny-i részének kavicsképződményei. — Földt. Közl. 79. 1.

STRAUSZ L. 1952: Kavicstanulmányok a Dunántúl középső részéből. — Földt. Közl. 82.

Sümeghy J. 1954: A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról II.

Szalai T. 1941: Tapolca és környékének, valamint Zánka és Antal-telep között fekvő területnek földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról. I.

Szádeczky-Kardoss, E. 1938: Geologie der Rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — Mitt. Berg. u. Hütten Abt. Kup Josef Univ. Sopron, 10. 2.

Szádeczky-Kardoss E. 1941: Ősi folyók a Dunántúlon. — Földt Ért. 6. 3.

Szádeczky-Kardoss E. 1968: A Föld szerkezete és fejlődése. — Akad. Kiadó.

Sztrókay K. 1935: A zalavölgyi pontusi homok szediment-petrográfiai vizsgálata. — Földt. Közl. 65. 10—12.

Treitz P. 1911: A Balaton-tó fenékiszapjának és altalajának fizikai alakulása és ásványtani összetétele. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. Geol. petrol. mineral és ásványkémiai függelék, Bpest.

Vadász E. 1955: Elemző földtan. — Akadémiai Kiadó, Bpest.

Vadász E. 1960: Magyarország földtana. — Akadémiai Kiadó, Bpest.

Varrók K. 1953: A Ny-dunántúli teraszhomokok és bazaltok kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.

Varrók K. 1954: A Ny-bakonyi mediterrán kavicstakaró anyaga, eredete és kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.

Vitális I. 1911: Adatok a balatonvidéki pliocén és pleisztocén korú képződmények sztratigráfiájához. — Földt. Közl. 41.

Zólyomi B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — MTA Biol. Oszt. Közl. 1. 4.

POSTPANNONISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES ZWISCHENRAUMES VON BADACSONY UND SZIGLIGET AUF GRUND MIKROMINERALOGISCHER UNTERSUCHUNGEN

von

M. Gedeon-Rajetzky

Im Raume zwischen Badacsony—Szentgyörgyhegy—Szigliget wurden in 1968—69 durch die Abteilung Hydrogeologie und Ingenieurgeologie der Ungarischen Geologischen Anstalt bodenmechanische Bohrungen niedergebracht. Die Bohrungen durchteuften oberpannonische Schichten, einen darüber lagernden Komplex von Sanden und schottrigen Sanden, sowie holozäne lakustrisch-palustrische Ablagerungen. Der Aufsatz befaßt sich eingehend mit diesem letzteren Komplex, mit dessen mineralogischer Zusammensetzung und — darauf fussend — mit der Genese der Sedimente.

In den sandigen und schluffigen Sedimenten des Oberpannons können anhand mikromineralogischer Untersuchungen zwei, voneinander gut unterschiedbare Komplexe verschiedenen Typs abgesondert werden:

a) feinkörniger Schluff und toniger Schluff mit spärlichen Schwermineralien (Binnenseeablagerungen);

b) fein- bis kleinkörniger, oft kreuzgeschichteter Sand mit reichen, vom alpinen Gebiet stammenden Schwermineralien (Deltaablagerungen).

Die (oberpliozänen) Schwermineralien der über den Oberpannon-Komplex lagernden, 3 bis 10 m mächtigen Sande bzw. schottrigen Sande stellen vorwiegend metamorphogene Minerale dar, die vom Gebiete alpiner kristalliner Schiefer abgetragen wurden und Auskunft über den Ursprung der Zufuhrflüsse geben.

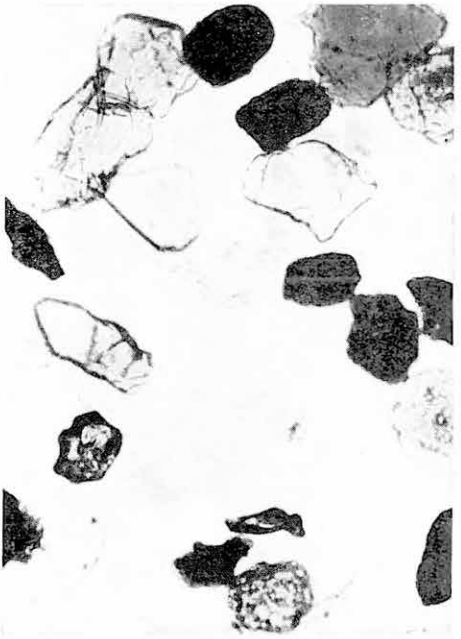
Im Westteil Transdanubiens in postpannonischer Zeit entwickelte sich ein Flußnetz von N-S bis SO-Richtung. Ein Zweig dieses Netzes scheint sein Geschiebe auf unser Gebiet eingeführt zu haben, da eine Prüfung der strukturellen und morphologischen Verhältnisse davon zeugt, daß die Bedingungen zum derartigen Lauf der Flüsse bestanden sein müssen.

Die postpliozänen tektonischen Bewegungen und die resultierenden Reliefverhältnisse haben für den Lauf der Flüsse eine andere Richtung bestimmt. Während des Pleistozän, unter der Wirkung der vorherrschenden starken Winde und der Solifluktion wurde das lockere Sediment an vielen Stellen umgelagert oder abgetragen.

Auf dem flacher gewordenen Gelände sind die älteren Formationen mit den holozänen Seeablagerungen des Balatons bedeckt.

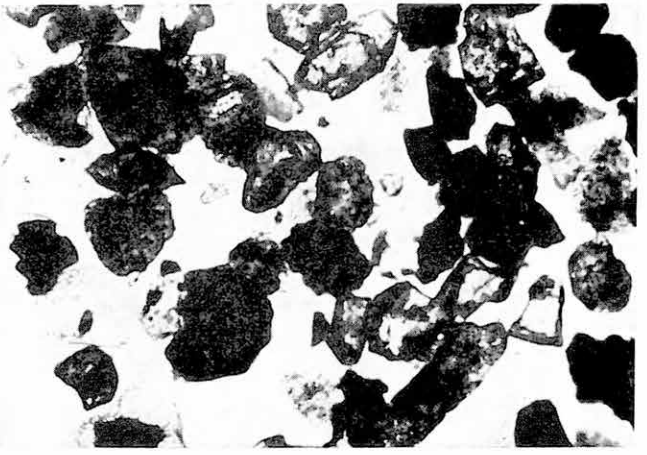
I. Tábla — Tafel I.

1. Felsőpannon klorit-gazdag összlet nehézásványai (0,1—0,2 mm ∅ frakció). 68× ||Nik.
2. Részlet a badacsonylábdihegyi vízmosás felsőpannon nehézásvány-együtteséből (0,1—0,2 mm ∅ frakció). 68× ||Nik.
3. Felsőpannon összlet nehézásványai a Badacsony oldalában mélyült Bt-4. sz. fúrásból (0,1—0,2 mm ∅ frakció, mállott szemcsék, gyakori kovás bekérgezések). 68× ||Nik.



1

2



3

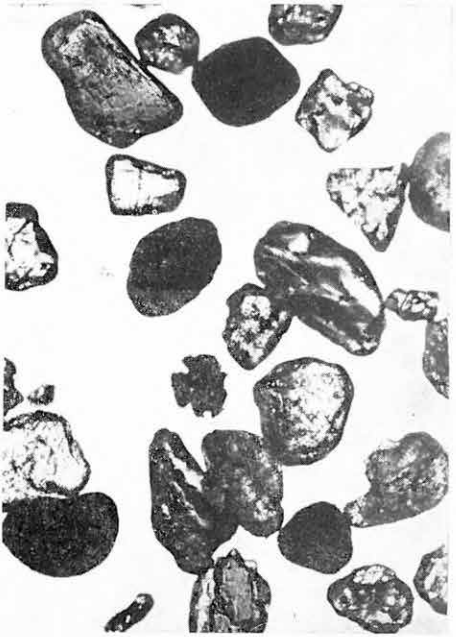
II. Tábla — Tafel II.

1. Nehézásványok — felsőpliocén — a szigligeti területről, felszíni feltárásból (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek). 68× ||Nik.

2. Nehézásványok — felsőpliocén — az Sz-9. sz. fúrás 3,0—4,0 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek, a fentivel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

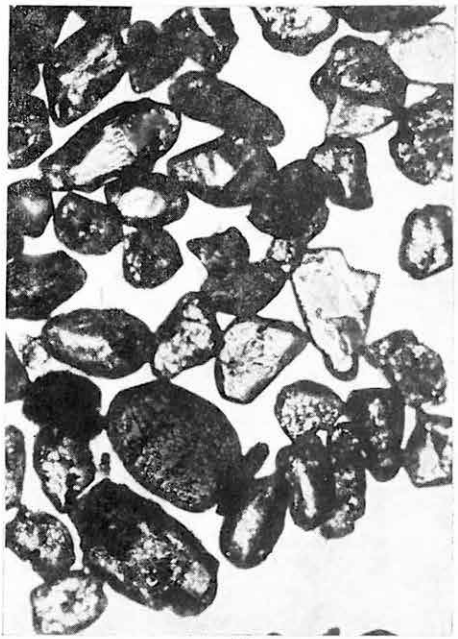
3. Nehézásványok — felsőpliocén — a Badacsony oldalában levő felszíni feltárásból (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek, fentiekkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

4. Nehézásványok — felsőpliocén — a Badacsony oldalán mélyült Bt-1. sz. fúrás 5,0—8,0 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek, fentiekkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

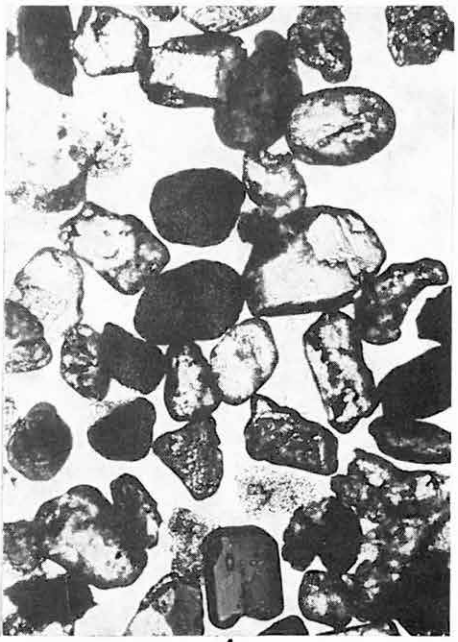


1

2



3



4

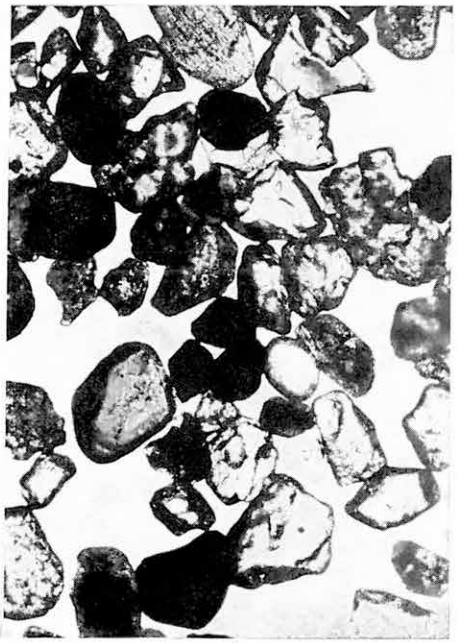
III. Tábla — Tafel III.

1. Nehézásványok — felsőpliocén — a Nemesgulács-2. sz. fúrás 3,7—6,0 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek, az előzőkkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

2. Nehézásványok — felsőpliocén — a Nemesgulács-3. sz. fúrás 4,0—6,0 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék lekerekítettek, az előzőkkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

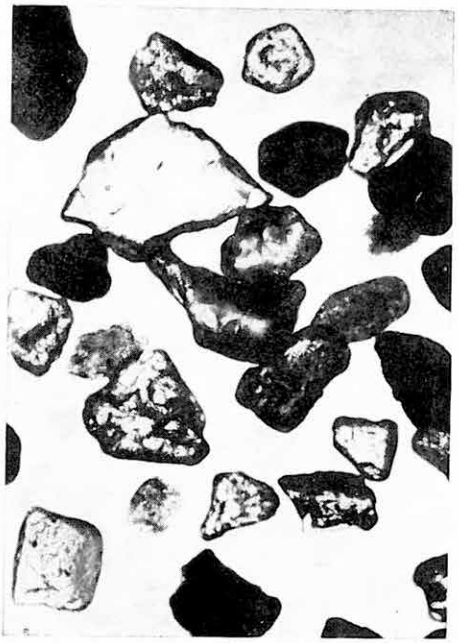
3. Nehézásványok — felsőpliocén — a Nemesgulács-5. sz. fúrás 4,0—6,0 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, az ásványszemcsék alig koptatottak, az előzőkkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.

4. Nehézásványok — felsőpliocén — a Szentgyörgyhegy D-i oldalán mélyült H-6. sz. fúrás 0,3—4,5 m-éből (0,1—0,2 mm ∅ frakció, lekerekített szemcsék, az előzőkkel azonos ásványtársulás). 68× ||Nik.



1

2



3

4

JELENTÉS AZ ALFÖLDI KUTATÓ OSZTÁLY 1969. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

Írta: RÓNAI ANDRÁS

Három folyamatos térképező munka, a velük járó anyagvizsgálat és feldolgozás, egy perspektivikus mélyfúrás ellenőrzése és anyagvizsgálata, több társintézménnyel kötött szerződés teljesítésének ellenőrzése, két vállalt szerződés követelményeinek teljesítése volt ez évben az Osztály feladata, az 1969. évi intézeti 100. éves jubileum előkészítése és lebonyolítása terén az Osztályra ruházott feladatok mellett.

A három folyamatos térképező munka:

1. Magyarország 200 000-es méretarányú földtani térképsorozata síkvidéki lapjainak elkészítése és nyomda alá rendezése.
2. A 100 000-es méretű komplex Alföld-kutatás sok változatú lapjainak felvétele és szerkesztése.
3. Budapest 10 000-es méretarányú építésföldtani térképsorozatának elkészítésében való közreműködés.

A két vállalt szerződés kapcsolódott a tervmunkákhoz. Az OKGT-vel kötött szerződés teljesítése a 200 000-es és a 100 000-es térképezéshez kapcsolódott, a KFH-val kötött szerződés az agrogeológia és építésföldtan kiépítését támogatta a részletes térképezésre került alföldi területrészeken.

Az intézeti jubileum előkészítésében, a kiadványok szerkesztésében, a térképkiállítás anyagának összeállításában, a rendezvények szervezésében, az előadások lektorálásában, a kirándulások lebonyolításában az Osztály tevékeny részt vett. Elsősorban a *Földtani Intézetek Napjának* rendezését és lebonyolítását bízták Osztályunkra. A 100 éves jubileummal párhuzamosan rendezett *Kárpát-Balkán Földtani Asszociáció* kongresszusának mérnökgeológiai és hidrogeológiai szekciójának üléseit és a szekció kirándulását szintén Osztályunk szervezte és vezette.

A nemzetközi rendezvények sorában a Síkvidéki Osztályt elsősorban a *Negyedkortudományi Nemzetközi Asszociáció* (INQUA) 1969. évi párizsi ülése foglalkoztatta. A kongresszusra az Osztály két előadást nyújtott be a sztratigráfiai és neotektonikai szakosztályok, ill. bizottság keretében.

1. A 200 000-es térképek síkvidéki lapjainak szerkesztése 1969. tavaszán befejeződött. Erre az évre csak a hegyvidékkel közös lapok egyeztetése, a térképek és magyarázó szövegek nyomda alá rendezése, ill. lektorálás utáni javítása maradt. A nyomdai kiadás ebben az évben a jubileumi munkák miatt háttérbe szorult és így a még nyomtatást váró 6 síkvidéki 5—5 változatban készült lap kiadása a következő évekre maradt.

A 200 000-es lapok szerkesztése az 1961-ben kidolgozott előírások szerint készült, a magyarázó füzetek kidolgozott tematikája is megmaradt, tartalmuk azonban jelentősen bővült. Különösen az alföldi medencealjzatra vonatkozó információk száma növekedett meg, a szénhidrogénkutató és vízkutató mélyfúrások és a fúrómagok újbóli részletes vizsgálat alá vetése nyomán. E vizsgálatok adtak lehetőséget új szintézisek létrejöttéhez, mint pl.: „Az Alföld északi részének kréta és paleogén korú üledékei" és „Kőzettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez" c. dolgozatok, mindkettő SZEPESHÁZY K. munkája. Ugyancsak ezekre a vizsgálatokra támaszkodik az 1969. évben tervbe vett nagyobb kollektív munka, amely az Alföld permnél idősebb képződményeinek összefoglalása lesz.

A 200 000-es térképek és magyarázók vetik meg az alapját az 1969-ben szervezni kezdett vidéki földtani kirendeltségek (területi geológiai osztályok) szakszerű tájékoztató és szakvéleményező munkájának. Az alföldi lapok különböző variációit a tervezőirodák nagyobb területre vonatkozó munkáiknál eddig is felhasználták. Különösen keresettek a sekélyfúrási profiltérképek és a talajvíz helyzetére és minőségére vonatkozó térképvariációk.

1969-ben a győri 200 000-es lap 5 változata hagyta el a nyomdát.

2. Az alföldi komplex 100 000-es térképezés 1964-ben Szolnoktól indulva és dél felé haladva a szegedi lap feltárásával az országhatárig ért. A folytatás további iránya a tiszai öntözési tervekhez igazodva Szolnoktól észak felé mutat. 1969-ben a Heves jelű lap került feltárásra, a folytatás pedig tervszerűen a Tiszafüred jelű lap. A két lap közös határvidékére esik Kisköre, a II. tiszai vízlépcső területe. A feltárási munka (10 m-es hálózatosan telepített fúrások) hagyományos módon és hagyományos eszközökkel folyik, így az egyes évek teljesítménye azonos. A szolnoki 100 000-es lapon 1964 és 1965-ben *418* sekélyfúrás mélyült, a csongrádi lapon 1966-ban *420* fúrás, a hódmezővásárhelyi lapon *425*, a szegedin (nem teljes lap) *363* fúrás, a hevesin 1969-ben *419* fúrás. A teljesítmények emelése csak a kézifúrások gépesítése és jobb közlekedési eszközök biztosítása révén érhető el. A szolnoki szedimentlaboratórium anyagfeldolgozása egy év fáziseltolódással lépést tartott a feltáró munkával. 1969-ben a szegedi lap sekélyfúrásait dolgozták fel és párhuzamosan ezzel a mindszenti mélyfúrás folyamatos magfúrással termelt anyagmintáit.

A laboratórium teliesítményét ez évben mennyiségileg és minőségileg is emelni sikerült. Utóbbi főleg a laboratórium új vezetőjének, SZENTGYÖRGYI KÁROLY-nak köszönhető, aki az üledékföldtan elméleti művelésében is jó eredményeket ért el.

Az eddig a szolnoki laboratóriumban feldolgozott, közel 50 000 alföldi anyagminta több mint 200 000 vizsgálati eredménye módot ad az alföldi fiatal laza üledékek szedimentológiai sajátságainak áttekintő megismerésére és üledékföldtani törvényszerűségek megállapítására. Különösen érdekesnek és fontosnak látszik a kőzetlisztféleségek genetikájának és települési sajátságainak megismerése. Ezzel az anyagféleséggel az építkezéseknek és a mezőgazdasági termelésnek egyaránt különös figyelemmel kell foglalkoznia. Ugyancsak részletes vizsgálatot kívánnak az agyagféleségek. Gyakorlati megfigyelés az, hogy azonos, vagy hasonló plasztikus vizsgálati eredményt mutató anyagok természetes helyzetben nagyon különbözőképpen viselkednek. Hosszú ideje

történnek kezdeményezések a plasztikus vizsgálatok célirányosabb vizsgálattal való helyettesítésére. Ez a feladat még megoldásra vár.

Az alföldi üledékek osztályozására és a talajfizikai viszonyok jellemzésére két kísérleti tanulmány készült, szerzőjük SZENTGYÖRGYI K.: „Adatok Újszász—Szolnok—Kőröstetétlen közötti terület felszínközeli rétegeinek földtanához" és „Megjegyzések a szolnoki százezres lap talajfizikai változatához".

Az anyagvizsgálati adatok és felszínföldtani térképezés alapján 1969-ben a Hódmezővásárhely jelű lap térképkéziratai készültek el 12 változatban. A mélyföldtani térképek megszerkesztésére eddig ezen a területen nincsen elég mélyfúrás és geofizikai mérési adat. A felszínközeli földtani térképváltozatok szerkesztésében a hódmezővásárhelyi lapnál, az előző két lappal szemben, határozott fejlődés tapasztalható. Az osztály létszámának növekedése jobb szakosítást és elmélyültebb feldolgozást tett lehetővé. Különösen talajvíztérképeink nyertek minőségben az új munkaerők beállításával. A talajfizikai adatok beható tanulmányozása a felszíni és felszínközeli földtani viszonyok jobb rendszerbe foglalását is elősegíti.

Ez évben sikerült kinyomtatni a részletes komplex Alföld-térképezés első, szolnoki lapsorozatát. Az *Alföld Földtani Atlasza* sorozat első füzete 21 színes térképváltozatot tartalmaz. Magyar és angol nyelvű magyarázó szöveg készült hozzá, 11 fekete-fehér ábrával. Az Atlasz első füzete kísérleti jellegű, a szakkritika, a további lapok szerkesztése közben nyert tapasztalatok, s nem utolsósorban a használat során mutatkozó érdeklődés fogja megszabni a további füzetek lapváltozatainak számát és tartalmát.

A részletes Alföld-kutatáshoz fűződik az Osztály által vállalt két szerződés teljesítése. Az OKGT-vel kötött szerződés a földtani térképező és anyagvizsgálati munkát támogatja, s egyrészt létszámot biztosít, másfelől a terepmunkák és laboratóriumi anyagvizsgálatok költségeinek fedezetét biztosítja. A KFH-val kötött szerződés teljesítéseképpen a térképezés alá vont területeken az altalajviszonyokat és a talajvízháztartást különös figyelemmel tanulmányoztuk, hogy a mezőgazdasági termelésirányítás, talajjavítás és öntözés kérdéseiben földtani tájékoztatást lehessen adni. A talajfizikai viszonyok és talajvízviszonyok részletes feldolgozása az építésföldtannak is alapjául szolgálnak, a KFH szerződés ezeknek az érdekeknek a szolgálatára is kiterjed.

A hódmezővásárhelyi lap területéről készült agrogeológiai és építésföldtani jellegű 100 000-es térképlapokon kívül az Osztály agrárprogramja keretében két tanulmány készült 1969-ben: RÓNAI A.: „Vízföldtani kapcsolatok a Bükkalja és a Tisza völgye között" és FRANYÓ F.: „Vízföldtani és építésföldtani áttekintés a hevesi 100 000-es térképlap területéről". Mindkét dolgozat a tiszai öntözési terület felszín alatti vízviszonyait kívánja megvilágítani.

Az Alföld-kutatás keretében folyt 1969-ben a Mindszent község melletti 1500 m mély magfúrás lemélyítése. A fúrás 1968. október 22-én indult és 1969. november hóban fejeződött be. A magnyereség helyenkint változó volt, de legnagyobbrészt kielégítő. A fúrás első szakaszában 55—60%-os, a középső és végső szakaszaiban 70—80%-os volt a magkihozatal. Az év végén a három legjobbnak mutatkozó vízadó réteg rétegvizsgálata és mérése folyik. A fúrás harántolta a teljes negyedkori rétegsort, a felsőpliocén rétegeket és elérte a felsőpannóniai üledékeket. Így sztratigráfiai célkitűzését teljesítette. A fúrás helyét úgy tűzték ki, hogy az a dél-alföldi negyedkori medence legmélyebb

részének közelébe essék. A legteljesebb negyedkori üledéksort kívánták vele feltárni. Paleontológiai leletek tekintetében a mindszenti fúrás nem volt olyan szerencsés, mint a kivételesen gazdag jászladányi alapfúrás, de jobb, mint az addig lemélyített 18 fúrás átlaga. Az anyagfeldolgozás a szolnoki laboratóriumban és a budapesti specialistáknál folyamatban van.

1969-ben tovább folyt az addig lemélyített alföldi magfúrások összehasonlító szedimentológiai és paleontológiai feldolgozása. Az üledékciklusok és klímaszakaszok több fúrásban korrelálhatók voltak. A jászladányi fúrás teljes pollenanyagának részletes feldolgozása, külföldi és belföldi összehasonlító kritikája lehetővé tette a plio-pleisztocén határ kijelölését az alföldi medence rétegsoraiban; továbbá a negyedkori klimaszakaszok számának és egymásutánjának megállapítását és a klímaszakaszok jellemzését. Ezen az alapon készült el az 1969. évi moszkvai alsó- és középsőpleisztocén szimpozionra a magyar medence alsó- és középsőpleisztocén növénytakarójáról szóló dolgozat és a párizsi INQUA kongresszuson a magyar medence negyedkori üledéktagozódásáról szóló tanulmány (RÓNAI A.).

Az Alföld-kutatás keretében tovább folyt az artézi vízfigyelő kutak kiépítése. A mindszenti fúrás felső szakaszából figyelő kút épült a 473—490 m mélységű rétegre. A víz nyugalmi szintje ebben a rétegben +7,87 m a felszín fölött, a próbaszivattyúzásnál mért vízmennyiség 440 l/p +1,0 m magasan a felszín fölött, a víz hőmérséklete a talpon 28 C°. A víz alsópleisztocén rétegből jön és nátriumhidrogénkarbonátos jellegű.

A második vízfigyelő kút kiépítése Mindszenten a fúrás 798—823 m mélységű rétegére folyamatban van. Ugyancsak tervezés alatt van a jászladányi fúrás figyelő kúttá való kiépítése. Ennek megvalósítása után az Alföld medencéjén át ÉÉNy—DDK irányban egy 90 km hosszúságú szelvény mentén 16 mélységi vízészlelő kúttal fogunk rendelkezni, ami lehetővé teszi a vízutánpótlás mértékének egy szelvény mentén az egész alföldi medencében való áttekintését. Az eddig kiépített 13 kútban az észleléseket 1969-ben is rendszeresen folytattuk. A kutak megfelelő műszerei tekintetében azonban további kísérletekre vagyunk utalva.

3. Budapest 10 000-es méretű mérnökgeológiai térképezésében intézetünk egyrészt közreműködő, másrészt koordináló szerepet játszik. 1969-ben a Síkvidéki Osztály munkaprogramjában a Cinkota és Budaörs jelű lapok földtani változatának elkészítése szerepelt. E lapokon a felvételi munka megtörtént, a mesterséges feltárások is elkészültek, a lapok a geológus év végére tervszerűen befejezést nyernek. Lemélyítettünk 27 db kis mélységű (10—15 m) térképező fúrást, melyeknek anyagvizsgálata az Intézet, ill. az FTV laboratóriumában most van folyamatban. Az együttműködés a térképezés terén a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalattal és az Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, valamint az Építőipari és Közlekedési Műszaki Egyetem Ásvány-Földtani Tanszékével megfelelően kiépült.

Két jelentősebb szerződéses megbízás járult hozzá ez évben adatgyűjtésünk növeléséhez és földtani térképező munkásságunk kiegészítéséhez. A MTA Talajtani és Agrokémiai Intézetétől és az Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézettől Szolnok és Nógrád megyék területére olyan talajtani feldolgozásokat kaptunk, amelyek az ásványi nyersanyagok mezőgazdasági hasznosítása terén tájékoztatást adnak, felhívják a figyelmet az öntözés

nyomán esetleg fellépő talajromlásra, adatokat szolgáltatnak a hegyvidéki eróziós talajpusztulásról. Az agrogeológiai irányzatnak foglalkoznia kell ezekkel a jelenségekkel és ki kell egészítenie a talajtani kutatásokat az altalaj pontosabb megismerésével, valamint a talajvíz mozgásviszonyainak és kémizmusának tanulmányozásával. A szerződéses megbízással nyert anyag elsősorban a helyi kirendeltségek tudományos felkészítését szolgálja.

Hasonlóan alapozó jellegű adatgyűjtéssel és feldolgozással járult hozzá ugyancsak Szolnok és Nógrád megyék területére vonatkozóan a MTA Földrajzkutató Intézete földtani regionális adattárunk kibővítéséhez. A földrajztudomány regionális feldolgozásai a társadalmi és gazdasági szükségleteket és igényeket is tükrözik s így elősegítik a földtani nyersanyagkutatásnak és térképezésnek megfelelő irányba való fejlesztését.

A terven kívüli munkák sorában a legfontosabb az INQUA sztratigráfiai bizottságának 1969. ápr. 12-én Cambridgeben tartott ülésén való részvételhez szükséges anyagfeldolgozás; az INQUA 1969. aug. 18. és szept. 15. között tartott és kirándulással egybekötött párizsi kongresszusára készített előadási anyag, az Intézet centenáriumával kapcsolatban a budapesti Földtani Intézetek Napjának előkészítése, a Kárpát-Balkán Földtani Asszociáció kongresszus mérnökgeológiai és hidrogeológiai szakosztályának előadási anyaga és az idegen előadások lektorálása, a bizottsági ülések levezetése, a kongresszusra készült kirándulásvezető elkészítése és a 4 napos kirándulás levezetése volt.

E nemzetközi értekezleteken az alföldi kutatómunka sztratigráfiai eredményei bemutatásra és megvitatásra kerültek. A negyedkori sztratigráfia éghajlattörténeten alapuló beosztásához az alföldi fúrások palynológiai eredményei nemzetközi tekintetben is igen fontos adatokat szolgáltattak, ami az eddigi eredmények sürgős közzétételét kívánja meg.

BERICHT ÜBER DIE TÄTIGKEIT DER FORSCHUNGSABTEILUNG FLACHLANDGEBIETE IM JAHRE 1969

von

A. Rónai

Die Redaktionsarbeiten mit der geologischen Kartenserie Ungarns im Maßstab 1 : 200 000 wurden abgeschlossen und das gesamte Kartenwerk ist in den kommenden Jahren zum Druck vorzubereiten. Im Rahmen der komplexen Erforschung der Ungarischen Tiefebene im Maßstab 1 : 100 000 wurden 1969 die Aufnahmen des 5. Blattes (Heves) beendet. Die Arbeiten werden nord- bis nordostwärts im Raume des Bewässerungsgebietes weitergeführt. In 1969 erschien das erste Heft des *Geologischen Atlasses der Tiefebene* und zwar das aus 21 Blättern bestehende Kartenwerk „Szolnok" im Maßstab 1 : 100 000 mit Erläuterungen in ungarischer und englischer Sprache. Besondere Aufmerksamkeit widmen die Kartenredakteure den Blattvarianten über Agrogeologie und Ingenieurgeologie.

Der Bau von Grundwasserbeobachtungsbrunnen für artesisches Wasser

führende Schichten wird fortgesetzt, und in den bisher ausgebauten 13 Brunnen erfolgen regelmäßige Beobachtungen. In 1969 wurden 2 neue Brunnen ausgebaut und weitere 2 sind in Konstruktion begriffen.

Die ingenieurgeologische Kartierung von Budapest im Maßstab 1 : 10 000 erfolgt in Kooperation mit den Universitätslehrstühlen für Geologie und dem Unternehmen für Geodesie und Konstruktion. Im Jahre 1969 wurden in der Anstalt 2 Blätter dieser Karten angefertigt.

Die Mitarbeiter der Abteilung nahmen an mehreren internationalen Konferenzen und Kongressen teil. Den bedeutendsten wissenschaftlichen Beitrag zu den Ergebnissen dieser Veranstaltungen haben die Bearbeitungen der Stratigraphie und Klimageschichte des Quartärs geleistet.

AZ 1968—1969. ÉVI HÉVÍZFÚRÁSOK A SZÁMOK TÜKRÉBEN

Írta: SCHMIDT E. R.

Az 1950-es évek elején újraéledt, majd csakhamar nekilendült a termálvíz-kutatás és -feltárás hazánkban. Ennek nyomán a hévízkutak száma változó ütemben bár, de gyorsan szaporodott, mégpedig az alábbiak szerint:

Év	*Kút* (db)	*Év*	*Kút* (db)
1952	1	1962	12
1953	1	1963	7
1954	2	1964	5
1955	2	1965	14
1956	5	1966	13
1957	—	1967	13
1958	9	1968	33
1959	12	1969	30
1960	17	1970	21*
1961	10		

1967. év végén a termelő hévizes kutak összhozama cca 360 m^3/min volt, ebből közel 200 m^3/min, vagyis 55% a 35 C° feletti vízhozam és 160 m^3/min, azaz 45% a 26—35 C°-os melegvíz mennyisége.

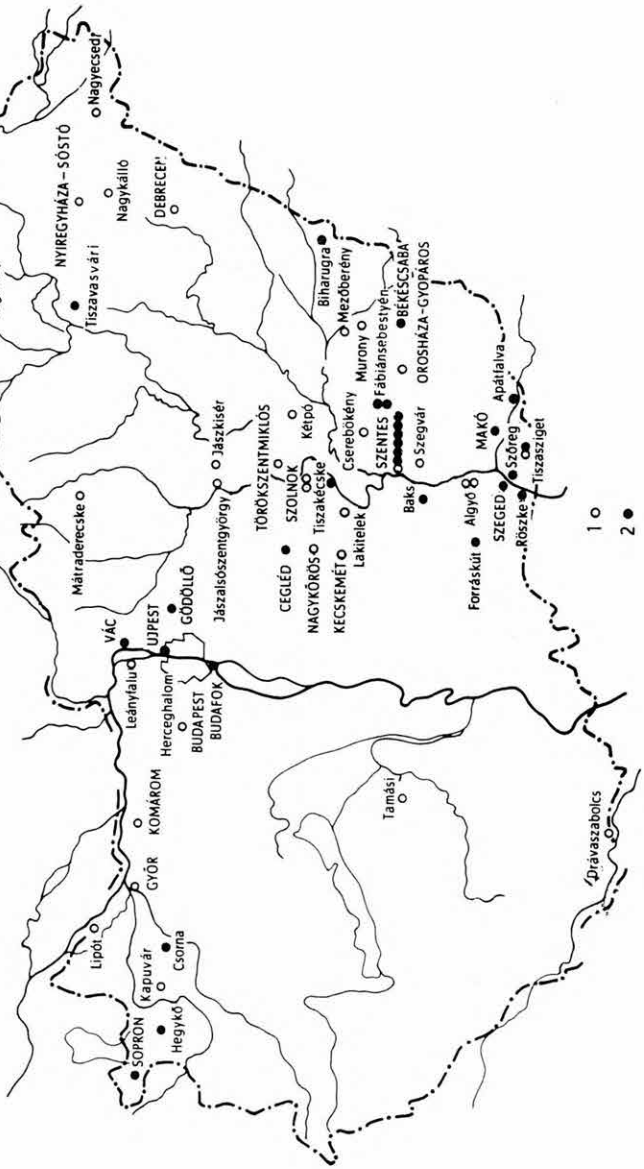
A feltárt hévizet 1967. végén 7 országos, 13 körzeti, 31 helyi jellegű gyógyfürdő, 28 tisztasági, strand- és sportfürdő, 12 mezőgazdasági termelőszövetkezet, 8 kertészet, 12 közműszerű fűtés, ill. melegvíz-szolgáltatás, 15 iparvállalat hasznosította, országszerte kitűnő tapasztalatokkal és anyagi eredménnyel (SCHMIDT 1969b).

1968-ban az évi kútnyitás száma 33, 1969-ben pedig 30 volt és ezzel az 1952. óta létesített hévizes kutak száma 180 fölé emelkedett (1. ábra), 1970. végéig pedig előreláthatóan meghaladja a 200-at.

Az 1968-ban feltárt hévíz mennyisége 33,5 m^3/min, amiből 32,5 m^3/min a 35 C° feletti, a többi 31, ill. 28 C°-ú. 1968. végén tehát az összesen feltárt hévíz kb. 393,5 m^3/min, amiből 232,5 m^3/min a 35 C°-nál melegebb hévíz. Az 1968-ban feltárt hévizes kutak egy része még régebbi szakvéleményeim alapján készült (SCHMIDT 1965a), a többi sűrítő fúrás volt.

Az 1969-es hévízfúrások közül a városiak véleményezésében vettem részt, a mezőgazdaság részére készültek túlnyomó többségükben sűrítő fúrások, de

* 1970 január elejéig bejelentett szándék



1. ábra. Az 1968—1969. években létesült hévízfúrások helye
1. 1968-ban, *2.* 1969-ben elkészült hévízfúrások

Abb. 1. Stellen der 1968—1969 niedergebrachten Thermalwasser-Bohrungen
1. Bohrungen von 1968, *2.* Bohrungen von 1969

van közöttük egy-két olajkutató fúrás is. (A különböző fúróvállalatoktól a kutak dokumentációs iratai jórészt még nem futottak be. Ezért az 1. sz. táblázat egyelőre még kiegészítésre szorul.)

A legtöbb kút vize a felsőpannon mélyebb és alsó részéből származik, kevésé a miocénből, néhányé az eocénből és triászból (1. táblázat), igazolva több évtizedes felismeréseim helyességét (SCHMIDT 1935).

Budapest hévízzel történő fűtésének kampányszerű propagálása elmúltával a hévízfeltárás és -hasznosítás nagymértékben a mezőgazdaság felé fordult. Utóbbi időben és egyes kedvező helyeken (pl. Szentes, Szeged) talán már túlzott mértékben is, úgy, hogy ott a feltárások helyeinek sűrűsödésével időszerűvé, sőt sürgőssé vált a kutak kölcsönhatásának állandó ellenőrzése. Ezt mutatja az utóbbi években a mezőgazdaságban való felhasználás céljából létesített hévízkutak domináns volta és feltűnően nagy száma, továbbá az 1970-re a *Geotermikus Tanácshoz* és az *Országos Vízügyi Hivatalhoz* állami segély céljából benyújtott kérelmek sokasága is. Ilyeneket terjesztettek elő, többnyire indokolt és részletes felhasználási tervekkel alátámasztott geotermikus hőigény bejelentése mellett a következők:

Balástya, „Egyetértés" tsz
Boldog, „Béke" tsz
Cegléd, „Vörös Csillag" tsz
Csánytelek és környéke, Palántanevelő és Hajtató Közös Vállalkozás
Csongrád, Palántanevelő és Hajtató Közös Vállalkozás
Csongrád, „Tisza" tsz
Deszk, „Kossuth" tsz és Gyógynövényfeldolgozó-Gyógyszeralapanyag Előállító és Értékesítő Szövetkezet
Dóc, „Virágzó" tsz
Fábiánsebestyén, Kertészeti Önálló Közös Vállalkozás
Földeák, „Dózsa" tsz
Hódmezővásárhely, „Vörös Csillag" tsz
Hódmezővásárhely, „Szántó Kovács János" tsz
Kémes, „Közös Út" tsz
Makó, „Úttörő" tsz
Mindszent, „Lenin" tsz
Nagybánhegyes, „Zalka Máté" tsz
Nagymágócsi Hévízhasznosítási Közös Vállalkozás
Pitvaros, „Vörös Csillag" tsz
Szeged, „Új Élet" tsz
Szegvár, „Puskin" tsz (II. sz. kút)
Szentes, „Árpád" tsz

Közös érdekvédelem és segítségnyújtás céljából, különösen a Dél-Alföldön számos termelőszövetkezet már eddig is nagyobb, ún. „Hévíz Társulás"-okba tömörült, vagy ilyen szándékot jelentett be. Emellett azonban továbbra is igen sokrétű, változatos és felelősségteljes az a munka, amelynek koordinálását, rendezését és levezetését a *Geotermikus Tanács* és *Országos Vízügyi Hivatal* ezen a vonalon vállalta.

A népgazdaság gyarapodása felett jogosan érzett örömbe itt-ott egy kis üröm is vegyül. Újra elszaporodtak az illetékes hatóságok tudta és hozzájárulása nélküli, ún. „fekete fúrások", amelyek nem kis veszéllyel fenyegetnek, úgy, hogy ezeket minél hamarább le kell állítani.

Egy másik, rendezésre váró kérdéskomplexum az erkölcsi, szakmai és anyagi támogatás közül az utóbbi visszafogása ott, ahol a fúrások elszaporodása

1968—1969-ben

Sor-szám*	Kút helye	Térszín A. f. m.	Mélység fm	Nyugalmi vízszint (±m)		Vízhozam		
				relatív	abszolút	l/p	üzemi szint relatív	üzemi szint abszolút
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
1968								
124	Tolnatamási, Koppány-völgy	107,65	1994,0			1500+		
125	Komárom, strand	108,83	1100 (1286)	+ 7,1	115,93	575	− 21	87,83
126	Dévaványa fürdő 2.	nem sikerült kiképezni						
127	Debrecen VI.	111,14	1100	+ 47,5	158,64	1200	+ 1,3	112,44
128	Szentes, Felszab. tsz.	82,70	2217	+ 22	104,70	2000	+ 2,2	84,90
129	Lipót, Búzakalász tsz.	116,8	2200	+ 25	141,8	1400	+ 1,8	118,6
130	Győr-Szabadhegy	117,57	2140	+ 28	145,57	750	+ 0,5	118,07
131	Cserebökény	84,02	2200	+ 38	122,02	2000	+ 2	86,02
132	Kétpó, Szenttamási áll. gazd.	85,2	1260	+ 23,5	108,7	1400	+ 1,4	86,6
133	Cegléd, Dózsa tsz.	98,1	1350	+ 14	112,1	1100	+ 1	99,1
134	Herceghalom	139,67	850	− 3,3	136,37	550	− 44	95,67
135	Nagykőrös, strand	110,19	950	− 0,3	109,88	550	− 10	100,18
136	Kecskemét, uszoda	116,33	1000	− 7,3	109,03	550	− 31	85,33
137	Murony, áll. gazd.	84,87	900	+ 8	92,87	500	− 25	59,87
138	Leányfalu, OKGT	134,7	1009	− 7,8	126,9	1050	− 32	102,7
139	Kapuvár, Kossuth tsz.	119,8	1801	− 8,8	111	520	+ 2	121,8
140	Nagyecsed, persp. f.	114,84	590	− 1,6	113,24	1350	− 13,3	101,54
141	Nyíregyháza-Sóstó 4	101,45	904	+ 2	103,45	1330	− 22,7	78,75
142	Végardó, fürdő 2	106,97	320	+ 5,6	112,57	850	+ 0,7	107,67
143	Jászalsószentgyörgy	86,32	756	+ 17	103,32	600	+ 1,8	88,12
144	Algyő-1, OKGT	79,81	1300	+ 19,6	99,41	1480	+ 1,5	81,31
145	Algyő-2, OKGT	79,16	1300	+ 22,1	101,24	1700	+ 1	80,16
146	Szegvár-2, Puskin tsz.	76,12	2202	+ 36	110,12	2140	+ 2,2	78,32
147	Tiszasziget	80,52	2000	+ 29,6	117,22	1270	+ 0,3	80,82
148	Orosháza-Gyopáros, Petőfi tsz.	84,22	1700	+ 33	112,12	3100	+ 7,0	91,72
149	Szolnok-MÁV	88,82	1100	+ 24,7	113,52	650	+ 0,8	89,42

1. táblázat

elkészült hévízfúrások

Hőmérséklet			„gg" (talp)	Rétegnyitások helye m és (száma)	Földtani kor	fm-enként		Megjegyzés
C°	Talp m	Kiömlő víz C°				l/p	l/p· (tC°—10°)	
10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
		55		582—2272 (9)	Pl_2, M, T			+ kompresszorozva, 200 l/p túlfolyásnál
51	1246	28	29,9	1100—1286 (nyitott)	T	0,44	7,92	
72	1095	69	17,7	1042—1099 (3)	Pl_2	1,08	63,72	
107	2090	98	21,7	1928—2202 (11)	Pl_2	0,9	79,2	
88	2090	65	26,8	1575—2200 (14)	Pl_2	0,64	35,2	
86	2000	53	26,4	1575—2122 (14)	Pl_2/Pl_1	0,35	15,0	
110	2000	99,5	20,2	1890—2176 (7)	Pl_2	0,91	81,45	
79	1254	75	18,3	1126—1245 (5)	Pl_2	1,11	72,15	
87,5	1350	68	17,5	1117,9—1337,8 (6)	Pl_2	0,81	47,0	
39	765	37	29,2	549,9—850 (nyitott)	T	0,65	17,55	
55	900	49	20,2	759—893 (3)	Pl_2	0,57	22,23	
57	992	47	21,5	819—980 (5)	Pl_2	0,55	20,35	
58	896	50	18,8	845—885 (2)	Pl_2	0,55	22,00	
49,5	715	56		715—1009 (nyitott)	T	1,04	47,84	
78	1753	66	25,8	1525—1757 (11)	Pl_2	0,29	16,24	
42,5	587	36	18	490—567 (5)	Pl_2	2,2	57,2	
60,5	800	49	15,9	680—890 (6)	Pl_2	1,47	57,33	
49	300	46	7,8	283—322	$M_{2-3}T$	2,65	15,90	
57	756	46	16,3	605,3—748 (4)	Pl_2	0,79	27,44	
64	1297	54	24	1035—1185 (3)	Pl_2	1,14	50,16	
67	1275	57	22,8	1028,5—1197 (4)	Pl_2	1,31	61,57	
92,5	1900	87	23,2	1810—2154 (11)	Pl_2	0,97	74,69	
96	1800	80	21,2	1734—1937 (10)	Pl_2	0,64	44,80	
119	1695	95	15,17	1485—1689 (11)	Pl_2	1,80	153,00	
64	1000	57	20,8	1016—1079 (3)	Pl_2	0,59	26,79	

Sor-szám*	Kút helye	Térszín A. f. m.	Mélység fm	Nyugalmi vízszint (±m)		Vízhozam		
						l/p	üzemi szint	
				relatív	abszolút		relatív	abszolút
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
150	Nagykálló	120,82	980	−12,6	108,22	1000	−33,5	87,32
151	Drávaszabolcs, Lengyár	91,45	834,8	+ 1,8	93,25	360	−54	37,45
152	Jászkísér, Tiszasülyi áll. gazd.	86,82	930	+14,6	101,42	900	+ 1,5	88,32
153	Mátraderecske	191,01	816 (1010,4)	−42,7	148,31	480	± 0	191,01
154	Mezőberény	84,97	900	+ 8	92,97	500	−25	59,97
155	Szolnok, Vegyiművek	88	1073	+35	123	250	+ 0,8	88,8
156	Törökszentmiklós áll. gazd.	85,19	1260	+23,5	108,69	1400	+ 1,4	86,59
1969								
108	Gödöllő, Kastélykert	202,35	2507			670 1000	−75	
157	Hegykő, Március 15. tsz.	126,32	1434,0 (1500,0)	+27	153,32	400	+ 0,7	127,02
158	Sopron, volt János szőlőtelep	158,15	453,0 (600,0)	+ 2,8	160,95	310	−34,5	123,65
159	Budafok		1800	+		450	−58	
160	Újpest (Tungsram)	104	618	+		320 1500	+ 0,5 −12,0	
161	Vác, strandfürdő	119,60	1101,0 (1177,0)	+ 6,0	116,28	1176	± 0,0	109,60
162	Békéscsaba II.	86,00	(2454,0)	+26,3	112,30	1325	+ 1,2	87,20
163	Szőreg, Egyetértés tsz.	80,13	1863,0 (2057,1)	+19,4	99,53	1650	+ 2,2	82,33
164	Biharugra, Halgazdaság	92,89	1150 (1400)	+10,0	102,89	1000	+ 1,5	94,39
165	Cegléd, „Vörös Csillag" tsz.	95,29	1330 (1351)	+20,0	115,29	450	+ 1,5	96,79
166	Tiszavasvári „Munka" Mgtsz.**	94,34	1197 (1200)	+19,0	113,34	600	+ 0,2	94,54
167	Tiszakécske tsz-közi társulás**	87,51	1425,8	+20,5	108,01	2012	+ 2,0	89,51
168	Lakitelek, „Szikra" áll. gazd.**	84,68	1050 (1200)	+15,3	99,98	1130	+ 2,3	86,98
169	Forráskút mgtsz.		1796			1800		

1. táblázat folytatása

Hőmérséklet			„gg" (talp)	Rétegnyitások helye m és (száma)	Földtani kor	fm-enként		Megjegyzés
C°	Talp m	Kiömlő víz C°				l/p	l/p· (tC°—10°)	
10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
73,4	933	47	14,4	558—877 (7)	Pl_2	1,02	37,74	
34	700	31	28,01	398—820 (3)	Pl_2	0,43	9,03	
60	925	56	18	480—914 (10)	Pl_2	0,97	44,62	
48,2	998	38	20,5	816,3—1010,4 (nyitott)	M	0,48	13,44	CO_2-vel termel
58	896	50	18,6	845—885 (2)	Pl_2	0,55	22,00	
64	1000	48	18,1	830—950 (2)	Pl_2	0,23	8,74	
79	1224	75	17,4	1126—1245 (5)	Pl_2	1,11	72,15	
		54		1146—1134	M			fúrás 1966, rétegnyitás 1969
80	1293	52	18,2	1151—1423 (4)	M_{2-3}	0,27	15,90	
31	575	21	26,4	298—423 (4)	M	0,50	5,61	
		54		1500—2000	T			
		23			E			
		24						
42	1098	29	33,7	1101—1177 (nyitott)	E, T	0,80	59,20	
134	2368	98	18,9	2149—2374 (8)	Pl_2	0,53	46,64	
97,5	1860	84	21,0	1197—1862	Pl_2	0,80	59,20	
75	1137	56	17,1	995—1079 (2)	Pl_2	0,71	32,66	
85	1200	67	15,7	1168—1304 (2)	Pl_2	0,32	18,24	
88	1193	67	15,0	1018—1075 (5)	Pl_2	0,50	28,50	
74,2	1081	63	16,5	925—1003 (4)	Pl_2	1,41	74,73	
51	1048	42	25,0	955—1025 (3)	Pl_2	0,98	30,00	
		87						

Sorszám*	Kút helye	Térszín A. f. m.	Mélység fm	Nyugalmi vízszint (±m)		Vízhozam		
						l/p	üzemi szint	
				relatív	abszolút		relatív	abszolút
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
170	Forráskút, „Haladás" tsz.		2000					
171	Fábiánsebestyén I.**	83,73	2004 (2010)	+ 34,0	117,73	1670	+ 2,2	85,93
172	Fábiánsebestyén II.**	83,73	1980,2 (2012)	+ 27,0	110,73	1900	+ 1,5	85,23
173	Szeged, Városi Kertészeti Váll.**	79,30	1995 (2000)	+ 40,0	119,30	2400	+ 1,5	80,80
174	Szentes, „Termál" tsz. IV.		2000					
175	Szentes, „Termál" tsz. V.		2000					
176	Szentes, „Termál" tsz. VI.		2000					
177	Szentes, „Termál" tsz. VII.		2000					
178	Szentes, Alkotmány tsz.					1600		
179	Szentes, Kertészeti Kutató	nincs adat						
180	Makó, József Attila tsz.					1650		
181	Baks, Magyar—Bolgár Barátság tsz.	nincs adat						
182	Tiszasziget, „Búzakalász" tsz. II.					2370		
183	Apátfalva, „Aranykalász" tsz.					2600		
184	Röszke, „Kossuth" tsz.					2200		
185	Csorna, Petőfi tsz.	116,13	1800	+ 37,6	153,73	1200	+ 1,8	117,93
186	Kiskörös, Strandfürdő**	98,06	1028,3 (1163)	- 7,8	90,21	400	- 21,7	90,21

* A sorszámozás folytatása a Hidrológiai Tájékoztató 1967. májusi számában (pp. 39—48) és a M. Áll. Földt. Int. 1967. évről szóló Évi Jelentésben (pp. 369—378) megjelent hévízkutak sorszámának.

** Befejező munkák 1970-re húzódtak át.

Pl_2 = középsőpliocén (felsőpannon), Pl_1 = alsópliocén (alsópannon), M_{2-3}=középső—felsőmiocén, M=miocén általában, E=eocén általában, T=triász általában.

1. táblázat folytatása

Hőmérséklet			„gg" (talp)	Rétegnyitások helye m és (száma)	Földtani kor	fm-enként		Megjegyzés
C°	Talp m	Kiömlő víz C°				l/p	l/p· (tC°−10°)	
10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
124	1986	96	18,9	1736—1948 (11)	Pl_2	0,83	71,38	
112	1990	95	19,3	1751—1994 (16)	Pl_2	0,99	84,15	
120	1914	90	17,2	1854—1937 (3)	Pl_2	1,20	108,00	
90,5	1793	69	25,1	1563—1792 (4)	Pl_2	0,66	38,94	
81	1018	58	14	814—1000 (4)	Pl_2	0,34	16,32	

már veszélyezteti a régebbi létesítmények zavartalan üzemelését, vagy igazságtalan előnyökhöz juttatja az új „furatokat". Támogatás helyett az ilyen kedvezettek méltányos hévíz-használati díjjal volnának megterhelendők. Az ily címen, egy megfelelő alapra befolyó összegeket a hévízkutatás, -feltárás és -felhasználás további úttörő munkáinak finanszírozására lehetne fordítani.

A geotermikus energiát hordozó hévíz korlátozott voltára és ezzel a készletgazdálkodás szükségességére utalnak bizonyos körülmények is. Így pl. a Mezőkövesd Zsóri-fürdői I. sz. kút vizének nyugalmi szintjét, hosszú szüneteltetés után —64 m-ben találták, üzemi szintje viszont nyári fürdőszezon alatt —90 m alá süllyedt és utána csak hosszú idő alatt regenerálódott. Az ok—okozati összefüggések egzakt tisztázása nélkül értelmetlen a további fúrások itteni engedélyezése.

Különösen a mezőgazdaságban újabban rohamosan szaporodó hévízigények új korszak bekövetkeztére utalnak (SCHMIDT 1965a), amely a hévízfeltárás és hasznosítás fokozottabb állami szabályozását és ellenőrzését teszi szükségessé. Ezen a vonalon is nagyon meggyorsult az élet, tehát sürgős és hathatós intézkedésekre van szükség, továbbá szoros együttműködésre a gáz- és olajkutatással ott, ahol ezek az energiahordozók együtt fordulnak elő, mint például az eddig energiahordozókban szegénynek tartott Tiszántúl jelentős részén, és ahol éppen ezért az érdeklődés az utóbbi időben érthetően nagy mohósággal fordult az újabban feltárt energiahordozók felé.

A most bemutatott fúrások közül a már régebbről ismert és az első dél-alföldi olajat szolgáltató tápéi kutunkon kívül, Szeged környékén az algyői és szőregi kutak voltak azok, ahol egy ilyen hidrogeológiai és szénhidrogén-földtani együttműködés nagyon is a helyén való volt.

A régi s újra felmerülő hibák közül meg kell említeni azokat, amelyekről legutóbb az 1963. Évi Jelentésben (pp. 19—22) esett szó. Ilyen például a rétegnyitás túl nagy mélységköze, teszem azt Drávaszabolcson, ahol 398 és 820 m között, vagyis 422 m szintkülönbségben 3 helyen is megnyitották a rétegeket, ami könnyen interferencia-jelenségekre, vízszökésre és nyomáscsökkenésre nyújt alkalmat.

A vízadó vagy vízrekesztő rétegek mélységmeghatározása érdekében végrehajtott geofizikai mérések és a geológiai interpretáció jobb összehangolásának (SCHMIDT 1969b) szükségességére utaló példákkal is találkoztunk a felsorolt kutak között. Sopronban a tellurikus mérések mélyebben sejttették az alaphegységet. Újpesten és Budafokon geofizikai mérések alapján a fúrópontok távolabb kerültek ugyan az eredeti vízföldtani szakvéleményekben megjelölt helytől (SCHMIDT 1969b), de ez nem vezetett szükségszerűen jobb hidrogeológiai körülményekhez.

A szénhidrogénkutatás érdekében lemélyített békéscsabai kútfúrás a térségre vonatkozó eddigi sztratigráfiai és tektonikai ismereteink újraértékelését teszi szükségessé. A hévíz szempontjából fontos felsőpannon mélyebbre nyúlik, ahol vízhozama is számottevően emelkedett és így az általános képbe is jobban beleilleszkedik.

1968-ban az *Országos Vízkutató és Fúró Vállalat* kezdeményezése alapján, a Vállalat kebelén belül, létrejött a hévízkutak helyes működését ellenőrző és hosszabb élettartamát biztosító szerviz-szolgálat. Ez szerződéses alapon, kútvizsgáló csoportja révén egyrészt a hévízkutak rendszeres műszeres ellen-

őrzését, másrészt — hévízkútjavító csoportja útján — az esetleg szükségessé vált javításokat végzi el. A rendszeres és szakszerű ellenőrzésnek és karbantartásnak ilyen módon való biztosítása régi hiányt pótol és nagyban hozzájárul a hévízkutak zavarmentes üzemeléséhez; végeredményben tehát a kutak szolgáltatta geotermikus energia, öntöző és ipari stb. víz leggazdaságosabb kihasználási lehetőségének megvalósításához.

A különböző fúróvállalatoknak a részvétele a geotermikus energia feltárásában is rendezésre, szabályozásra vár. Akárcsak a vízfeltárásnál, ahol az utóbbi időben ismét nőtt az 1949-ben az államosítás során csökkentett fúróvállalatok száma, ill. a kisipari módon fúrásokat vállaló fúrómestereké (20-ra, ill. 120-ra); ami a mi viszonyaink között működésében bizony már nehezen ellenőrizhető, és felszerelésben is alig korszerűsíthető vállalati, ill. vállalkozói létszám.

A *Magyar Állami Földtani Intézet* alapításának 100 éves évfordulójára idáig terebélyesedett az a palánta, amelyet a hévízkutatás és -feltárás előmozdítása, szorgalmazása révén kezdettől fogva — s a közelmúltig jóformán kizárólag — az Intézet és szakemberei ápoltak (SCHMIDT 1969a).

IRODALOM

SCHMIDT E. R. 1935: Ipari vízproblémák Budapest déli szomszédságában. — Bány. és Koh. Lapok 21. pp. 369—376.

SCHMIDT E. R. és *munkatársai* 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához. — MÁFI.

SCHMIDT E. R. 1965a: A magyarországi hévízkutatás rövid története. — Hidr. Tájékoztató 1965. VI. sz. pp. 12—14.

SCHMIDT E. R. 1965b: Az 1963-ban készült termálkutakról és a hévízfeltárásról általában. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. pp. 19—22.

SCHMIDT E. R. 1967: A hévízfeltárás adottságai és lehetőségei Magyarországon. — Hidr. Tájékoztató 1967. V. sz.

SCHMIDT E. R. 1969a: A Földtani Intézet szakembereinek szerepe a hévízkutatásban, különös figyelemmel az 1966—1967. évi hévízfeltárásokra. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 369—378.

SCHMIDT E. R. 1969b: Tapasztalataim a hévíz- és gyógyvízkutatás terén. Elért eredmények. Bány. Lapok 8. pp. 514—518.

DIE THERMALWASSERBOHRUNGEN VON 1968—1969 IM SPIEGEL DER ZAHLEN

von

E. R. SCHMIDT

Den Zuwachs der zu Beginn der 1950-er Jahre wieder aufgelebten Thermalwasserbohrungstätigkeit siehe in dem ungarischen Text.

Anfang 1968 war die Gesamtergiebigkeit der Thermalbrunnen ca. 360 m^3/min und davon beinahe 200 m^3/min waren Wasser von über 35° C.

Die erschlossenen Thermalwässer wurden Ende 1967 von 7 zentralen, 13 Bezirks- und 31 lokalen Heilbädern, 28 Reinigungs-, Strand- und Sportbädern, 12 LPGs, 8 Gärtnereien, 12 kommunalen Heizungs- bzw. Thermalwasserversorgungs-Betrieben und 15 Industrie-Betrieben benützt. Das Ergebnis war überall ausgezeichnet.

Im Jahre 1968 wurden 33,5 m³/min Wasser erschlossen, wovon 32,5 m³/min wärmer als 35° C waren. Ende 1968 waren also seit 1952 insgesamt 393,5 m³/min Thermalwasser und davon 232,5 m³/min über 35° C erschlossen.

Die Bohrungen für das 1968 erschlossene Thermalwasser wurden z. T. aufgrund der vom Verfasser gegebenen Gutachten niedergebracht, der Rest stellt Netzverdichtungs-Bohrungen dar. Von den Bohrungen von 1969 erteilte Verfasser Gutachten vor allem für die städtischen, der Rest wurde zwecks Netzverdichtung und 1—2 für Erdölprospektion abgeteuft.

Das Wasser der meisten Bohrungen stammt vom unteren Teil des Oberpannons, untergeordnet aus dem Miozän und Eozän, in ein paar Bohrungen aus der Trias.

[Siehe Tabelle 1, in welcher die Kolonnen geben Daten über folgendes an:

1. Fortsetzung für 1969 der laufenden Nummer der seit 1952 niedergebrachten Thermalbrunnen. Für die früheren Jahre siehe Stellen 4 und 5 der Literatur; *2.* Stelle des Brunnens (der Bohrung); *3.* Höhe der Tagesoberfläche über der Adria; *4.* Tiefe des Brunnens in m; *5.* Relativer Ruhespiegel in ±m; *6.* Absoluter Ruhespiegel in m; *7.* Ergiebigkeit l/min; *8.* Betriebsniveau ±m, relativ; *9.* Betriebsniveau, absolut; *10., 11.* Temperatur °C an der Sohle in m; *12.* Temperatur °C beim Ausfluß; *13.* Geothermischer Gradient an der Sohle in m; *14.* Stellen (m) und Zahl von Schichtenöffnungen (Perforationen); *15.* Geologisches Alter der wasserführenden Schicht; *16.* Ergiebigkeit bezogen auf Bohrmeter, l/min; *17.* Wärmemenge über 10° C Temperatur pro Bohrmeter in kg/cal; *18.* Bemerkung.]

Diese Ergebnisse beweisen die Richtigkeit der vom Verfasser vor mehreren Jahrzenten gemachten Feststellungen.

In den letzten Jahren dienten Thermalwassererkundung und -nutzung großteils zu Zwecken der Landwirtschaft. An manchen Stellen (z. B. Szeged, Szentes usw.) wurde diese Orientation vielleicht schon übertrieben, so daß dort die ständige Kontrolle der Interferenz der Brunnen erforderlich wurde. Insbesondere im Südteil der Großen Ungarischen Tiefebene haben sich zahlreiche LPGs und dergleichen zwecks Verteidigung von gemeinsamen Interessen und zwecks gegenseitiger Hilfe in Thermalwasser-Gesellschaften vereinigt.

In jüngster Zeit haben sich die ohne Bewilligung der Behörden vorgenommenen Thermalbohrungen wiederum beträchtlich vermehrt. Diese „Wildlinge" müssen abgeschnitten werden, da sie den normalen Betrieb der bestehenden Brunnen gefährden.

Wo es schon zu viel Thermalbrunnen vorhanden sind, wäre es ratsam die Unterstützung durch den Staat lediglich auf morale und fachmännische Unterstützung zu beschränken, ja sogar eine bestimmte Gebühr für die Benützung von Thermalwasser einzuführen. Dieses Einkommen könnte als Anreizmittel für weitere bahnbrechende Arbeiten im Bereich der Thermalwassererkundung und -nutzung verwendet werden.

Das Anzapfen des Thermalwassers in zu großen Intervallen wie es z. B. in Drávaszabolcs gemacht wurde, ist zu vermeiden, da dieses leicht zu einer

Interferenz, zum Wegfließen des Wassers und zur Abnahme des Wasserdruckes führen kann.

Eine bessere Abstimmung geophysikalischer Messungen und geologischer Interpretationen ist anzustreben.

Anhand der Erdölerkundungsbohrung von Békéscsaba muß die frühere Auffaßung bezüglich der Lage des oberen Pannons revidiert werden, weil dort diese Ablagerungen tiefer reichen und, wie dies im allgemeinen Ost der Theiß der Fall ist, an Thermalwasser reich sind.

Da aber die Thermalwasser- und Kohlenwasserstoffvorkommen — besonders im Gebiet Ost der Theiß — großteils zusammenfallen, wäre es zweckmäßig die Kooperation zu regeln und eine weitere Zusammenarbeit zwischen den beiden Industriezweigen zu entwickeln. Hierbei sei nur auf die Thermalwasserbohrung bei Tápé, die Erdöl erschlossen hat, oder auf die ebenfalls im Raume von Erdöl-Erdgasfeldern niedergebrachten Thermalwasserbohrungen von Algyő und Szőreg hingewiesen.

Zur 100. Jahreswende der Gründung der Ungarischen Geologischen Anstalt ist also der „Pflänzling", der vom Anfang an — und bis zur jüngsten Vergangenheit fast auschliesslich — durch die Mitarbeiter der Anstalt gepflegt wurde, so weit gewachsen.

JELENTÉS A MÁTRA HEGYSÉGI HIDROTERMÁLIS ÉRCESEDÉSI TERÜLETEK ÉRCÁSVÁNYAINAK ÁTTEKINTŐ GEOKÉMIAI VIZSGÁLATÁRÓL

Írta: NAGY BÉLA

A Magyar Állami Földtani Intézet Geokémiai Osztályán a ritkafémkutatási program keretében feladatom 1967-ben és 1968-ban a Mátra hegységi földtani képződmények áttekintő geokémiai vizsgálata volt. Ennek eredményeiről, a hidrotermális képződményeket kivéve, jelentés formájában már korábban beszámoltam (NAGY BÉLA 1968).

A hidrotermális képződményekre vonatkozó vizsgálati eredmények ismertetése és ezek értékelése jelen dolgozat feladata. A Mátra hegységi hidrotermális képződmények ércföldtani-, teleptani- és ásványtani viszonyaival eddig már többen, geokémiai vizsgálatával viszont csak kevesen foglalkoztak.

A hidrotermális ércesedések nyomelem-tartalmáról eddig minőségi adatokat ROZLOZSNIK P. (1942), KISS J. (1960) és KOCH S. (1966), mennyiségi adatokat SÁMSONI Z. (1966) közölt.

A Mátra hegység területén három különböző területen ismerünk hidrotermális ércelőfordulásokat. Ezek a következők:

1. Nyugat-mátrai, vagy gyöngyösoroszi ércesedési terület.
2. Közép-mátrai ércesedési terület.
3. Kelet-mátrai ércesedési terület:
   a) Recski, vagy lahócai tömzsös ércesedés
   b) Parádfürdői ércesedési terület
   c) Recsk, mélyszinti ércesedés. (Ez az ércesedési terület, mivel még kutatás alatt áll, vizsgálatunk tárgyát nem képezhette.)

I. A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércföldtani jellemzése

1. A nyugat-mátrai hidrotermális ércesedési terület a kutatások mai állása szerint a Gyöngyösoroszi, Mátrakeresztes és Mátraszentimre községek közötti, kb. 30 km²-nyi területre terjed ki. A terület határait északon a Mátraszentimre közelében levő Darázshegy és a Terézhegy, nyugaton a Tóthegyes és a Világoshegy, keleten a Nagyátalkő és a Nagy-Henc, délen az Asztagkő és a Hársashegy kiemelkedései alkotják. Az ércesedés ezen a területen teléres megjelenésű.

Az érctelérek mindenütt a *tortonai* emeletbeli sztratovulkáni képződményekben, az ún. *középső*, vagy változékony *andezitösszletben* fejlődtek ki. Helyzetüket és kifejlődésüket a területet ért tektonikus mozgások szabták meg.

A nyugat-mátrai ércesedési terület ércásványainak

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hg
galenit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	25	< 100	60	60	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200-as szint	> 320	< 100	< 25	25	< 4	400	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér, Ny-i 300-as szint	> 320	< 100	< 25	1 000	< 4	600	0,4	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér 350-es szint	> 320	< 100	< 25	< 16	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Arany-Péter-telér	200	< 100	< 25	25	< 4	60	0,16	< 6	< 100
	Bányabérci-akna hányó	60	< 100	< 25	100	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci I-es telér, jobb csapásvágat, 151 mér. p., 557-es szint	16	< 100	< 25	60	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci I-es telér, jobb csapásvágat, 210 mér. p., 557. szint	40	< 100	< 25	< 16	< 4	4 000	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci II-es telér, 159. mér. p. 557-es szint	16	< 100	< 25	< 16	< 4	100	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, Kutató-táró	320	< 100	< 25	< 16	< 4	60	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, Kutató-táró	320	< 100	< 25	600	< 4	60	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 422-es szint	> 320	< 100	< 25	60	< 4	400	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 515-ös szint	> 320	< 100	< 25	60	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 598-as szint	200	< 100	< 25	< 16	< 4	4 000	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 608-as szint	320	< 100	< 25	1 000	< 4	160	1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 2. sz. fúrás, 267,2 m	80	< 100	16	< 16	< 4	100	< 0,1	< 6	< 100
szfalerit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	60	< 100	16	1 600	160	10 000	10	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	40	< 100	< 25	2 500	< 4	2 500	100	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	10	< 100	< 25	1 600	60	160	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200-as szint	6	4 000	< 25	10 000	< 4	1 000	600	< 6	ny

1. táblázat

mennyiségi színképelemzési eredményei g/t-ban

In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	Zn	Fe	Saját mintaszám
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	600	< 6	< 250	< 1,6	4 000	—	98
< 6	< 0,4	< 2,5	6	> 10 000	1 600	< 6	< 250	< 1,6	1 000	—	209
< 6	1	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	202
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	> 10 000	600	< 6	< 250	< 1,6	10 000	—	204
< 6	10	< 2,5	< 0,4	sok	1 000	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	118
60	< 0,4	< 2,5	< 0,4	> 10 000	10 000	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	48
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	2 500	< 6	< 250	< 1,6	10 000	—	179
< 6	16	< 2,5	< 0,4	sok	4 000	< 6	< 250	< 1,6	600	—	181
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	1 600	< 6	< 250	< 1,6	1 600	—	184
< 6	10	< 2,5	< 0,4	> 10 000	400	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	263
< 6	10	< 2,5	< 0,4	> 10 000	600	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	254
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	6 000	—	217
< 6	0,4	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	216
< 6	2,5	< 2,5	< 0,4	sok	1 600	< 6	< 250	< 1,6	4 000	—	79
< 6	0,4	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	213
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	1 000	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	134
25	100	< 2,5	< 0,4	sok	100	16	< 250	< 1,6	sok	—	95
60	100	< 2,5	0,4	sok	60	16	< 250	< 1,6	sok	—	96
< 6	60	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	4	< 250	< 1,6	sok	—	147
< 6	100	< 2,5	< 0,4	1 600	2 500	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	208

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hg
szfalerit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200-as szint	6	< 100	< 25	1 600	10	160	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200-as szint	100	< 100	< 25	2 500	10	400	16	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér	320	< 100	< 25	1 600	< 4	6 000	1,6	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérc 300-as szint	40	< 100	< 25	6 000	60	600	250	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér 300-as szint	10	< 100	< 25	2 500	60	600	250	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér 350-es szint	100	< 100	< 25	2 500	40	600	40	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Aranybányabérci-telér 100-as szint	16	< 100	< 25	2 500	100	400	60	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Aranybányabérci-telér 250-es szint	6	< 100	< 25	4 000	1600	1 600	40	< 6	600
	Gyöngyösoroszi, Arany-Péter-telér	320	< 100	< 25	1 600	6	1 600	10	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Péter-Pál-telér	40	< 100	< 25	1 600	< 4	1 000	40	4	100
	Gyöngyösoroszi, Kiskúti-telér	40	2 500	< 25	1 000	< 4	10 000	40	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Béla-telér	10	< 100	< 25	4 000	400	4 000	0,6	< 6	100
	Gyöngyösoroszi, Bányabérci-feltörés	10	< 100	< 25	160	< 4	1 000	400	< 6	< 100
	Bányabérci-hányó	4	< 100	< 25	2 500	< 4	400	10	< 6	< 100
	Bányabérci I-es telér, jobb csapás, 15 mér. pont	4	< 100	< 25	2 500	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci I-es telér, jobb csapás, 210 mér. pont, 557-es szint	10	< 100	< 25	2 500	< 4	2 500	40	< 6	< 100
	Bányabérc II. telér, jobb csapás, 159 mér. pont, 557-es szint	10	< 100	< 25	4 000	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, kutató-tároó	160	6 000	< 25	600	< 4	1 000	10	< 6	400
	Mátraszentimre, kutató-tároó	< 0,1	< 100	< 25	1 000	< 4	1 600	10	< 6	600
	Mátraszentimre, kutató-tároó	160	< 100	< 25	1 000	< 4	600	10	< 6	< 100
	Mátraszentimre, kutató-tároó	< 0,1	< 100	< 25	1 600	< 4	60	10	< 6	< 100

1. táblázat folytatása

In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	Zn	Fe	Saját mintaszám
60	1 600	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	16	< 250	< 1,6	sok	—	154
60	100	< 2,5	< 0,4	sok	160	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	106
< 6	6	< 2,5	< 0,4	sok	600	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	105
100	160	< 2,5	< 0,4	> 10 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	2 500	201
40	160	< 2,5	< 0,4	6 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	2 500	210
40	100	< 2,5	< 0,4	> 10 000	600	16	< 250	< 1,6	≫ 10 000	16 000	203
100	160	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	10	< 250	< 1,6	sok	—	108
100	1 000	< 2,5	10	2 500	< 40	250	< 250	< 1,6	≫ 10 000	40 000	197
40	100	< 2,5	< 0,4	sok	160	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	117
< 6	16	< 2,5	< 0,4	sok	60	2,5	< 250	< 1,6	sok	—	113
25	100	< 2,5	< 0,4	6 000	250	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	114
60	160	< 2,5	10	4 000	< 40	100	< 250	< 1,6	sok	—	109
< 6	60	< 2,5	< 0,4	> 10 000	100	2,5	< 250	< 1,6	≫ 10 000	25 000	211
6	60	< 2,5	< 0,4	sok	160	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	47
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	6 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	178
< 6	600	< 2,5	< 0,4	sok	2 500	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	180
< 6	25	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	183
< 6	25	10	< 0,4	> 10 000	250	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	—	258
< 6	16	< 2,5	< 0,4	1 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	—	257
< 6	10	< 2,5	< 0,4	> 10 000	250	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	—	261
< 6	16	< 2,5	< 0,4	1 000	40	< 6	< 250	< 1,6	≫ 10 000	—	260

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hg
szfalerit	Mátraszentimre, kutató-tároló	100	< 100	< 25	1 000	< 4	600	10	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 422 m szint	16	< 100	< 25	4 000	< 4	10 000	1600	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 515 m szint	4	1 600	< 25	2 500	< 4	400	250	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 598 m szint	0,4	< 100	< 25	1 600	< 4	400	0,6	< 6	100
	Mátraszentimre, 608 m szint	16	< 100	< 25	4 000	< 4	1 000	1600	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 2. sz. fúrás, 267,2 m	< 0,1	< 100	< 25	2 500	< 4	160	60	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 2. sz. fúrás, 803,1 m	2,5	< 100	< 25	1 600	< 4	2 500	1,6	< 6	< 100
wurtzit	Gyöngyösoroszi, Károly-tároló 200-as szint	1,6	< 100	25	1 600	250	1 600	1	< 6	100
	Gyöngyösoroszi, Károly-tároló 250-es szint	6	< 100	< 25	10 000	250	6 000	60	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér	60	< 100	< 25	4 000	60	1 600	250	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Malombérci-telér	60	< 100	< 25	6 000	60	2 500	250	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Aranybányabérc II. telér	16	< 100	< 25	4 000	400	2 500	16	< 6	400
pirit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200 m. szint	1,6	< 100	< 25	< 16	< 4	400	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200 m. szint	25	4 000	< 25	100	< 4	400	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci hányó	6	4 000	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérci hányó	1	< 100	< 25	< 16	< 4	2 500	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, kutató-tároló	< 0,1	10 000	< 25	< 16	< 4	250	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, kutató-tároló	25	> 10 000	< 25	< 16	< 4	600	< 0,1	< 6	10 000
	Mátraszentimre, 2. sz. fúrás, 803,1 m	1,6	< 100	< 25	< 16	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Asztagkő	4	6 000	< 25	< 16	< 4	600	< 0,1	25	< 100
kalkopirit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	25	< 100	< 25	< 16	< 4	» 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér	10	< 100	< 25	< 16	< 4	» 10 000	< 0,1	< 6	< 100

1. táblázat folytatása

In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	Zn	Fe	Saját mintaszám
< 6	10	16	< 0,4	10 000	250	< 6	< 250	< 1,6	» 10 000	—	259
40	600	< 2,5	< 0,4	10 000	400	16	< 250	< 1,6	» 10 000	60 000	214
< 6	100	< 2,5	< 0,4	4 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	» 10 000	40 000	215
< 6	2,5	< 2,5	< 0,4	< 10	< 40	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	78
< 6	160	< 2,5	< 0,4	> 10 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	» 10 000	40 000	212
< 6	10	< 2,5	< 0,4	6 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	sok	—	133
25	10 000	< 2,5	< 0,4	6 000	< 40	16	< 250	< 1,6	sok	—	136
25	100	< 2,5	1	sok	< 40	60	< 250	< 1,6	sok	—	72
160	1 000	< 2,5	6	2 500	< 40	40	< 250	< 1,6	» 10 000	60 000	207
100	160	< 2,5	< 0,4	> 10 000	600	< 6	< 250	< 1,6	» 10 000	25 000	199
100	250	< 2,5	< 0,4	> 10 000	400	< 6	< 250	< 1,6	» 10 000	25 000	200
100	600	< 2,5	6	400	< 40	40	< 250	< 1,6	» 10 000	25 000	198
< 6	250	< 2,5	< 0,4	10 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	152
< 6	600	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	< 6	< 250	< 1,6	1 000	—	153
40	1 000	25	< 0,4	10 000	< 40	160	< 250	< 1,6	> 10 000	—	50
40	< 0,4	< 2,5	< 0,4	6 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	51
< 6	60	< 2,5	< 0,4	2 500	600	< 6	< 250	60	1 000	—	262
< 6	1 000	160	< 0,4	10 000	600	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	256
< 6	100	< 2,5	< 0,4	600	< 40	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	135
< 6	2 500	< 2,5	16	160	1 000	< 6	< 250	< 1,6	1 000	—	307
< 6	160	< 2,5	< 0,4	10 000	< 40	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	97
< 6	60	< 2,5	< 0,4	600	< 40	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	128

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hg
kalkopirit	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 200-as szint	160	< 100	< 25	< 16	16	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Károly-telér 250-es szint	100	< 100	< 25	< 16	40	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Gyöngyösoroszi, Bányabérc-hányó	160	4 000	< 25	400	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Bányabérc I. telér, jobb csapásvágat, 210 mér. p., 557 m. szint	40	< 100	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, 608 m. szint	40	6 000	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
antimonit	Mátraszentimre, kutató-tároló	6	< 100	< 25	< 16	< 4	10 000	< 0,1	< 6	< 100
	Mátraszentimre, mélyszint	1,6	< 100	< 25	< 16	< 4	160	< 0,1	< 6	< 100
	Asztagkő	< 0,1	400	< 25	< 16	< 4	400	< 0,1	< 6	10 000
	Asztagkő	< 0,1	< 100	< 25	< 16	< 4	100	< 0,1	< 6	1000

A telérek csapásirányuk szerint három csoportba oszthatók: ÉÉNy—DDK-i, ÉÉK—DDNy-i, NyÉNy—KDK-i telércsoportok. Ezek közül a NyÉNy—KDK-i csapásúak biztosan idősebbek, de lényeges korkülönbség a telérek képződésében nincs.

A területről VIDACS A. (1967) 19 érctelért ismertetett:

1. Károly-telér
2. Péter-Pál-telér
3. Aranybányabérc-telér
4. Arany Péter-telér
5. Kiskút-telér
6. 1600-as-telér
7. Hidegkúti-telérek
8. Szákacsurgói-telér
9. Malombérci-telér
10. Szentimre-telér
11. Vereskői-telér
12. Pelyhes-telérek
13. Bányabérci-telérek
14. Béla (Beszekunyhó)-telér
15. Katalin-telér
16. István-telér
17. Nagytölgyes-telér
18. Kistölgyes-telér
19. Gubolaházi-telér

Ezeken kívül, véleményünk szerint, az asztagkői szulfidércelőfordulást is ide kell sorolnunk.

Az érces telérek felépítésében változatos *ásványtársaság* vesz részt. KOCH S. (1966) összefoglalása szerint — kiválási sorrendben — ezek a következők:

kvarc I, kalcedon, pirit I
galenit I, arany, kalkopirit I
szfalerit I, galenit II, szfalerit II
fluorit I, wurtzit, kalkopirit II
stannit, mátrait, kvarc II
tetraedrit, arzenopirit, bournonit

1. táblázat folytatása

In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	Zn	Fe	Saját mintaszám
< 6	250	< 2,5	< 0,4	10 000	< 40	60	< 250	< 1,6	> 10 000	—	205
< 6	250	< 2,5	< 0,4	100 000	< 40	60	< 250	< 1,6	6 000	—	206
40	> 10 000	60	< 0,4	> 10 000	10 000	400	< 250	< 1,6	> 10 000	—	49
< 6	160	< 2,5	< 0,4	10 000	2 500	< 6	< 250	< 1,6	2 500	—	182
< 6	160	< 2,5	< 0,4	10 000	2 500	< 6	< 250	< 1,6	> 10 000	—	218
40	< 0,4	< 2,5	< 0,4	10 000	sok	< 6	< 250	< 1,6	600	—	35
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	400	sok	< 6	< 250	< 1,6	600	—	177
< 6	< 0,4	< 2,5	4	160	sok	< 6	< 250	160	< 100	—	305
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	16	sok	< 6	< 250	25	< 100	—	306

jamesonit, semseyt, boulangerit
miargirit, antimonit, pirit II
kalcit, pirit III, markazit
fluorit II, ametiszt, barit
célesztin, gipsz I, inezit
rodokrozit, kalcit II, dolomit
kvarc III (máramarosi gyémánt)

2. A közép-mátrai ércesedés kutatása 1958-ban kezdődött. Jelenleg a kutatás alatt álló új hidrotermális ércterület a Mogyorósorom, Nagy- és Kis-Lipót, Rudolftanya, Csatornafolyás, Nagylápafő, Csórhegy, Nyirjesi vadászház, Névtelenbérc, Aranybányafolyás vidékét öleli fel.

Az érces telérek itt is az ún. *középső*, vagy változékony *rétegvulkáni andezitösszletben* fejlődtek ki és a kutatás eddigi eredményei szerint kivétel nélkül ÉNy—DK-i törésrendszerekhez kapcsolódnak.

A hidrotermális telérek kitöltésében a nyugat-mátrai területtől némileg eltérő, szegényesebb elsődleges *ásványtársaság* vesz részt. A legnagyobb különbséget az jelenti, hogy itt az uralkodó érckísérő meddőásvány — a nyugat-mátrai ércesedési területen megszokott kvarc helyett — a durvakristályos fehér kalcit. Az ércesedés ásványtársasága az irodalmi adatok (Kiss J. 1960, Vidacs A. 1965, Koch S. 1966) és saját megfigyeléseink szerint a következők:

arany kalkopirit, pirit
galenit, szfalerit, tetradimit
bizmutin, markazit, arzenopirit
fakóérc, kalcit, kvarc, ametiszt
fluorit, barit, paligorszkit

A közép-mátrai ércesedési terület ércásványainak

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga
galenit	Nagylápafő 7-es táró hányó	100	< 100	16	60	< 4	160	< 0,1
	Nagylápafő 7-es táró hányó	> 160	< 100	< 25	100	< 4	> 10000	< 0,1
	Nagylápafő 7-es táró hányó	160	< 100	40	25	< 4	600	< 0,1
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	100	< 100	< 25	25	< 4	400	0,1
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	100	< 100	< 25	250	< 4	600	0,1
	Nagylápafő 7-es táró, 660 telér, 1353 mér. pont	160	< 100	10	< 16	< 4	160	< 0,1
	Nagylápafő 7-es táró, irányvágat, 3145 mér. pont	100	< 100	10	< 16	< 4	250	< 0,1
	Nagylápafő 4-es táró	> 160	< 100	25	< 16	< 4	> 10000	< 0,1
	Parádsasvár 4-es táró, Béke-táró, 550-es telér, 495-ös szint	> 160	< 100	25	< 16	< 4	> 10000	< 0,1
	Parádsasvár 4-es táró, Béke-táró, 550-es telér, 495-ös szint	> 160	< 100	16	< 16	< 4	> 10000	< 0,1
szfalerit	Nagylápafő 4-es táró hányó	0,16	< 100	< 25	2500	60	60	16
	Nagylápafő 4-es táró hányó	0,6	< 100	< 25	2500	40	1000	1
	Nagylápafő 4-es táró hányó	2,5	< 100	< 25	2500	6	400	10
	Nagylápafő 7-es táró	2,5	< 100	< 25	1600	1,6	400	10
	Nagylápafő 7-es táró	2,5	< 100	< 25	1600	< 4	400	16
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	4	< 100	< 25	1000	< 4	400	1
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	1	< 100	< 25	1600	16	400	6
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	4	< 100	< 25	1600	< 4	2500	40
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	10	< 100	< 25	1600	< 4	160	16
	Nagylápafő 7-es táró, irányvágat, 3145 mér. p.	0,6	< 100	< 25	1600	6	400	4
	Nagylápafő 7-es táró, VIII. telérvágat	6	< 100	< 25	1600	1,6	250	6
	Nagylápafő 660-as telér, 3153 mér. p.	4	< 100	< 25	1600	< 4	250	1,6
	Nagylápafő 7-es táró, 1044-es telér	2,5	< 100	< 25	1600	< 4	250	1,6
	Parádsasvár, Béke-táró	0,25	< 100	< 25	1600	25	400	6
	Parádsasvár, Béke-táró, 550-es telér	< 0,1	< 100	< 25	2500	16	160	250
	Nagylipót, II. telér	16	< 100	< 25	1600	40	250	40
	Nagylipót, II. táró	10	< 100	< 25	2500	60	40	16
	Nyírjesi táró hányó	10	< 100	< 25	2500	< 4	160	16
	Nyírjesi táró, 64. m	0,6	< 100	< 25	2500	< 4	600	100
	Nyírjesi táró, 64. m	16	< 100	< 25	2500	< 4	1000	100
	Nyírjesi I-es táró, II-es telér	10	< 100	< 25	2500	< 4	160	600
	Névtelen-bérci táró	16	< 100	< 25	1000	< 4	4000	4

2. táblázat

mennyiségi színképelemzési eredményei g/t-ban

Ge	Hg	In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Zn	Saját mintaszám
< 6	< 100	16	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	250	< 6	> 10 000	6
< 6	< 100	40	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	4 000	< 6	10 000	32
< 6	< 100	16	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	250	< 6	> 10 000	31
< 6	< 100	16	0,1	< 2,5	< 0,4	sok	600	< 6	> 10 000	24
< 6	< 100	16	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	400	< 6	> 10 000	15
< 6	< 100	16	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	600	< 6	60	3
< 6	< 100	16	1,6	< 2,5	< 0,4	sok	600	< 6	> 10 000	9
< 6	< 100	25	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	> 10 000	< 6	6 000	44
< 6	< 100	40	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	> 10 000	< 6	1 600	57
< 6	< 100	40	25	< 2,5	< 0,4	sok	> 10 000	< 6	250	60
< 6	100	16	< 0,4	< 2,5	< 0,4	10000	< 40	< 6	sok	41
< 6	< 100	60	25	< 2,5	< 0,4	4000	400	10	sok	43
4	400	< 6	6	< 2,5	< 0,4	600	60	6	sok	26
6	100	< 6	2,5	6	< 0,4	400	100	6	sok	27
10	100	10	60	< 2,5	< 0,4	400	160	16	sok	28
< 6	< 100	25	0,4	< 2,5	< 0,4	60	< 40	< 6	sok	13
4	100	0,6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	100	< 40	< 6	sok	14
4	100	16	60	< 2,5	< 0,4	sok	60	60	sok	22
4	< 100	6	25	< 2,5	< 0,4	400	1 000	25	sok	23
< 6	< 100	< 6	2,5	< 2,5	< 0,4	160	< 40	< 6	sok	10
4	100	< 6	1	< 2,5	< 0,4	400	60	4	sok	1
< 6	< 100	< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	25	sok	4
< 6	< 100	< 6	0,6	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	2,5	sok	7
4	< 100	< 6	2,5	< 2,5	< 0,4	600	< 40	4	sok	65
< 6	< 100	< 6	16	< 2,5	< 0,4	2500	< 40	< 6	sok	160
< 6	< 100	< 6	0,6	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	< 6	sok	121
< 6	< 100	< 6	0,4	< 2,5	< 0,4	4000	< 40	< 6	sok	122
< 6	< 100	< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	sok	< 40	< 6	sok	187
4	160	< 6	1,6	< 2,5	< 0,4	400	< 40	16	sok	123
4	400	< 6	1	< 2,5	< 0,4	4000	60	4	sok	124
< 6	< 100	< 6	16	< 2,5	< 0,4	10000	< 40	6	sok	185
< 6	< 100	100	2,5	—	0,4	2500	< 40	40	sok	125

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga
pirit	Nagylápafő 4-es táró hányó	160	>10000	<25	<16	<4	10000	<0,1
	Nagylápafő 7-es táró hányó	1,6	2500	<25	<16	160	160	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró hányó	10	10000	<25	<16	<4	10000	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró hányó	16	>10000	<25	100	40	2500	1
grauwackit	Nyírjes I-es táró, II-es telér	0,4	<100	<25	sok	<4	100	<0,1
kalkopirit	Nagylápafő 7-es táró hányó	16	600	<25	<16	<4	>10000	<0,1
	Nagylápafő 7-es táró, Teodor-telér	16	<100	<25	160	<4	>10000	0,1
	Nyírjes 1-es táró, a táróval párhuzamos telér	25	<100	<25	<16	<4	>10000	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró hányó	10	<100	<25	<16	<4	>10000	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró hányó	160	<100	<25	<16	10	>10000	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró, 550 telér, ereszke	16	<100	<25	<16	<4	>10000	<0,1
	Parádsasvár, Béke-táró, 550 telér, 495 sz.	160	<100	<25	<16	<4	>10000	<0,1

3. A kelet-mátrai ércesedési terület Parádfürdő, Recsk és Mátraderecske községek között terül el. Az ércesedés központja a recski Lahócahegy, de ettől távolodva Parádfürdő felé, a Fehérkő, a Hegyeshegy, a Vörös-vár és a Veresagyagbérc kőzetei is ércet tartalmaznak.

Az ércesedés mellékkőzete (a nyugat- és közép-mátrai ércesedési területekénél idősebb) eocén korú *biotit-amfibolandezitből* és *dácitos andezitből* álló, rétegvulkáni összlet.

A Lahócahegy és a környező parádfürdői hegyek biotit-amfibolandezitje a hidrotermális oldatok hatására csaknem teljes tömegben átalakult. Főleg az agglomerátumok és a tufa képződmények lazább szerkezete kedvezett a hidrotermális oldatok széles területen való szétáramlásának, melyek következtében ezek a kőzetek teljesen elbontódtak.

A hidrotermális működés során az erőteljes kovásodással tömzsös, fészkes, gumós és néha teléres szerkezetű érctelepek alakultak ki.

a) A Lahócahegy gerincének középső részén — eddigi ismereteink szerint — nagyjából ÉÉNy—DDK-i elrendeződéssel 11 szabálytalan alakú, 10—120 m ∅-jű érces tömzs alakult ki. Ezek a változó érceloszlású és változó fémtartalmú érckiválások, mint finom hintésű átitatódások (impregnációk), az eredeti szilikátkőzetanyag nagymérvű kiszorítása és átalakítása révén jöttek létre.

Az érctestek legjelentősebb ércásványai az enargit, luzonit, tennantit és a pirit.

2. táblázat folytatása

Ge	Hg	In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Zn	Saját mintaszám
< 6	< 100	40	10 000	160	< 0,4	> 10000	< 40	250	> 10 000	42
< 6	< 100	< 6	60	< 2,5	60	2500	< 40	< 6	10 000	30
< 6	< 100	40	1 000	40	< 0,4	> 10000	< 40	400	2 500	63
< 6	< 100	40	1 600	60	< 0,4	6000	< 40	< 6	> 10 000	66
< 6	< 100	< 6	1 000	< 2,5	0,4	100	< 40	< 6	2 500	161
25	< 100	40	160	40	< 0,4	600	< 40	160	600	29
4	< 100	16	16	< 2,5	< 0,4	400	< 40	4	> 10 000	12
< 6	< 100	< 6	160	< 2,5	< 0,4	> 10000	< 40	< 6	600	186
< 6	< 100	40	1 000	25	< 0,4	> 10000	< 40	250	1 600	64
16	< 100	40	100	40	< 0,4	6000	< 40	60	10 000	67
< 6	< 100	< 6	160	< 2,5	< 0,4	10000	< 40	< 6	2 500	165
60	< 100	40	600	40	< 0,4	> 10000	400	250	> 10 000	59

Az ércesedés *ásványtársasága* Sztrókay K. (1940) és Koch S. (1966) vizsgálatai alapján a következő:

pirit, enargit, luzonit
tennantit, galenit, szfalerit
tenorit, seligmanit, lautit
markazit, arany, klaprothit
wittichenit, emplektit, galenobizmutit
guanajuatit, kalcedon, kvarc
kaolinit, dickit, hidromuszkovit
kalcit, dolomit, barit

b) A parádfürdői ércesedés az előzőekben már említett Fehérkő, Vörösvár, Hegyeshegy és Veresagyagbérc nevű hegyek környezetében fejlődött ki. Ezt a területet erősen elbontott (agyagásványosodott, alunitosodott) amfibolandezit és dácit építi fel. Ezekben a kőzetekben több helyen előbukkan az érc, de legtöbbször csak nyomokban.

Az ércesedés Kisvarsányi G. (1954) szerint teléres és hintett jellegű, amely a Recsk környéki, Lahóca központú főércesedés peremi kifejlődésének tekinthető.

A terület elsődleges ásványai Koch S. (1966) szerint a következők:

galenit, szfalerit, pirit
kalkopirit, tennantit, kvarc

A kelet-mátrai ércesedési terület ércásványainak

a) *Recsk—lahócai*

		Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Ga	Ge	Hg
galenit	Recsk VIII. tömzs	80	< 100	< 25	250	< 4	10 000	10	< 6	< 100
szfalerit	Recsk VIII. tömzs	160	4 000	< 25	2500	< 4	10 100	1600	100	600
pirit	Recsk, Lahóca	100	> 10 000	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
fakóérc	Recsk, Lahóca	100	6 000	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
enargit	Recsk II. tömzs, MÁFI Múzeum L. sz. 3906	60	> 10 000	600	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	160
	Recsk II. tömzs, MÁFI Múzeum L. sz. 3906	4	> 10 000	40	100	40	4 000	< 0,1	< 6	< 100
	Recsk VIII. tömzs	100	> 10 000	600	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	100	< 100
luzonit	Recsk, Lahóca	40	> 10 000	< 25	< 16	< 4	> 10 000	< 0,1	< 6	< 100
luzonit	Recsk VIII. tömzs	16	> 10 000	400	10 000	< 4	> 10 000	< 0,1	160	< 100
markazit	Recsk, Lahóca	10	< 100	< 25	< 16	< 4	10	< 0,1	< 6	< 100
markazit	Recsk, Lahóca	40	< 100	< 25	< 16	< 4	600	< 0,1	< 6	< 100

b) *Parádfürdői*

galenit	Parádfürdő, Orczy-táró	100	2 500	< 25	400	< 4	6 000	100	< 6	< 100
szfalerit	Jószomszéd-táró	40	4 000	10	1 600	< 4	6 000	100	10	100
	Parádfürdő, Etelka külf.	320	4 000	40	1 000	< 4	10 000	600	25	100
	Parádfürdő, Orczy-táró	16	< 100	< 25	2 500	< 4	6 000	1600	< 6	400
	Parádfürdő, Hegyeshegy	25	4 000	< 25	2 500	< 4	> 10 000	4000	400	< 100
fakóérc	Parádfürdő, Hegyeshegy	40	> 10 000	100	1 000	< 4	> 10 000	1600	100	< 100

3. táblázat

mennyiségi színképelemzési eredményei g/t-ban

tömzsös ércesedési terület

In	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	Au	Fe	Zn	Saját mintaszám
40	600	< 2,5	< 0,4	sok	2 500	< 6	< 250	< 1,6	< 10	—	10 000	100
250	600	100	< 0,4	10 000	2 500	160	< 250	< 1,6	< 10	—	sok	102
< 6	250	< 2,5	< 0,4	600	> 10 000	< 6	< 250	< 1,6	< 10	—	10 000	169
< 6	10	< 2,5	< 0,4	600	10 000	6	1600	< 1,6	< 10	—	sok	149
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	2 500	6 000	400	< 250	< 1,6	< 10	—	1 000	142
< 6	1000	< 2,5	< 0,4	10 000	< 40	< 6	< 250	160	< 10	—	2 500	128
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	10 000	4 000	400	< 250	< 1,6	< 10	—	6 000	143
< 6	< 0,4	< 2,5	16	1 000	6 000	600	< 250	< 1,6	< 10	—	< 100	145
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	10 000	4 000	600	< 250	< 1,6	< 10	—	600	144
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	1 600	< 40	400	6000	25	< 10	—	100	
< 6	< 0,4	< 2,5	< 0,4	100	< 40	1000	4000	60	< 10	—	100	
ércesedési terület												
100	1 600	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 600	< 6	< 250	< 1,6	< 10	—	> 10 000	220
100	25	< 2,5	< 0,4	sok	600	16	< 250	< 1,6	< 10	—	sok	101
100	100	10	< 0,4	sok	1 600	100	250	< 1,6	< 10	—	sok	104
250	10 000	< 2,5	< 0,4	> 10 000	1 000	< 6	< 250	< 1,6	< 10	25000	> 10 000	219
160	600	< 2,5	< 0,4	4 000	6 000	< 6	< 250	< 1,6	< 10	—	sok	150
160	6000	< 2,5	< 0,4	4 000	1 000	25	1600	< 1,6	< 10	—	sok	151

II. A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek geokémiai jellemzése

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedések geokémiai vizsgálatánál csak a fő ércásványok színképelemzéseire szorítkoztunk.

Vizsgálatainkhoz az előzőekben ismertetett részterületekről számos érces mintát gyűjtöttünk, melyekből 131 db ércásvány-preparátumot készítettünk. Az érces minták begyűjtésében a nyugat-mátrai területen SIKLÓSSY S. és FÉLEGYHÁZI ZS., a közép-mátrai területen FÉLEGYHÁZI ZS. és NAGYMÁNYOKI F., a kelet-mátrai területen TÖRÖK K. volt segítségünkre, amit ezúton is köszönünk.

Az ércásvány-preparátumokból a MÁFI Színképlaboratóriumában ZENTAI P. (1967) módszere szerint speciális mennyiségi színképelemzések készültek. Ezek eredményeit ércesedési területenként és ércásványonként az 1—3. táblázaton foglaltuk össze.

Vizsgálati eredményeink értékelését elemenként a következőkben adjuk meg:

Ag. Mindhárom ércesedési területre jellemző ritkaelem. Önálló ércásványa ásványtani ritkaságként (miargirit) csak Gyöngyösoroszin ismert. A vizsgált ércásványok átlagos ezüsttartalmát a 4. táblázat szemlélteti.

Az átlagokból kitűnik, hogy a galenitek ezüsttartalma a legjelentősebb, de a kelet-mátrai szfaleritek, a recski pirit és a parádfürdői fakóérc is jelentős mennyiségű Ag-t tartalmaznak. A többi ércásvány ezüsttartalma lényegesen ezek alatt marad.

As. Az arzén a kelet-mátrai ércesedési területen főelemként, önálló ásványokat alkotva fordul elő (enargit, luzonit, fakóérc stb.), de ezen a területen a többi ércásvány is jelentős mennyiségű As-t tartalmaz (5. táblázat).

A nyugat-mátrai és közép-mátrai ércesedési területen az arzenopirit ásványtani ritkaságként ugyan ismert, mégis az As fő hordozó ásványa a pirit. Itt jegyezzük meg, hogy a gyöngyösoroszi területen az As a piritekben a mélyebb szintek felé dúsul.

Bi. Gyenge nyomként mindhárom ércesedési területen előfordul. A legnagyobb koncentrációit a recski rézércekben találtuk, ahol mennyisége az enargitokban átlagosan 400 g/t, a luzonitokban 200 g/t.

Cd. A Mátra hegységi ércásványok jellemző ritkaeleme. A legnagyobb koncentrációit a recski luzonitokban és a gyöngyösoroszi wurtzitokban találtuk (6. táblázat).

Vizsgálati eredményeink szerint a Cd, koncentrációit illetően, a Mátra hegységi ércesedési területeken az egyik legfigyelemreméltóbb nyomelem, ami ipari szempontból is érdekes lehet. A teljesség kedvéért megemlítjük, hogy a Cd-nak, a közép-mátrai ércesedési területről, cementációs zónából önálló szulfidásványa (greenockit) is ismert, ami a szfaleritek magas Cd-tartalmából másodlagosan keletkezett.

Co. A kobalt gyenge nyomként mindhárom mátrai ércesedési területen jelentkezik, wurtzitban, szfaleritben, piritben és enargitban. Legnagyobb koncentrációját a gyöngyösoroszi wurtzitokban találtuk, ahol az átlagos mennyisége 200 g/t.

Cu. A Mátra hegységi polimetallikus érctelepek jellemző főeleme. Önálló ércásványai: kalkopirit, enargit, luzonit és fakóércek. Ezek mellett a réz az

4. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Ag-tartalma g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedés	195	55	30	75	—	10	—	—	—	-
Közép-mátrai ércesedés	135	5	—	60	—	45	—	—	—	-
Kelet-mátrai ércesedés, Recsk	100	100	—	—	40	100	55	30	10	-
Parádfürdő	80	160	—	—	100	—	—	—	—	-

5. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos As-tartalma g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedés	<	<	<	<	—	5 300	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedés	<	<	—	<	—	8 200	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedés, Recsk	<	4000	—	—	sok	10 000	sok	sok	<	—
Parádfürdő	2500	3000	—	—	6000	—	—	—	—	—

6. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Cd-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	230	2300	5100	<	—	<	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedési terület	65	1900	—	<	—	50	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	250	1900	—	—	<	1000	33	10 000	<	—
Parádfürdő	400	2500	—	—	1000	—	—	—	—	—

összes többi ércásvány felépítésében is, mint lényeges és állandó nyomelem részt vesz (7. táblázat).

Ga. Mind a három ércesedési területen előfordul. Hordozó ásványai a szfalerit, fakóérc és a galenit. A legnagyobb koncentrációját a kelet-mátrai ércesedési terület szfaleritjeiben és fakóércében éri el (8. táblázat).

Ezek a koncentrációk feltétlenül figyelemre méltók, mert FEISER, J. (1966) szerint külföldön már ennél lényegesen kisebb koncentrációkat is gazdaságosan kinyernek.

A nyugat-mátrai területen — a Szentimre-telér adatai alapján — úgy tűnik, hogy a Ga mennyisége a szfaleritekben a mélység felé nő.

Ge. A kelet-mátrai és közép-mátrai ércesedési terület jellemző nyomeleme. Legnagyobb koncentrációit (9. táblázat) a kelet-mátrai fakóércekben és szfaleritekben találtuk.

A kelet-mátrai ércásványok magas Ge-koncentrációja FEISER, J. (1966) és FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1967) adatai alapján ipari szempontból is érdekes lehet, ezért célszerű lenne a recski rézérckoncentrátum Ge-tartalmát is megvizsgálni.

Hg. Mindhárom Mátra-hegységi hidrotermális ércesedési területen előfordul. Önálló ércásványa (cinnabarit) ásványtani ritkaságként csak a nyugat-mátrai ércesedési területen ismert, ahol a többi ércásvány is Hg-tartalmú. Maximális mennyisége szfaleritben 600 g/t, wurtzitban 400 g/t, piritben és antimonitban 10 000 g/t.

A közép-mátrai és kelet-mátrai ércesedési területen csak a szfaleritek tartalmaznak maximálisan 400—600 g/t Hg-t.

In. Mindhárom ércesedési területre jellemző ritkaelem. A legnagyobb koncentrációit a ZnS ásványokban és a fakóércekben találtuk. A szfaleritek In-tartalmával, az indium keresettsége miatt, már korábban külön dolgozatban foglalkoztunk (NAGY B. 1969), ahol megállapítottuk, hogy a kelet—mátrai szfaleritek In-tartalma műrevaló, másrészt kimutattuk, hogy a gyöngyösoroszi területen a szfaleritek In-tartalma a mélység felé nő. A szfaleritek mellett néhány egyéb ércásvány is In-tartalmúnak bizonyult (10. táblázat).

Mn. A Mátra hegységi ércásványokban gyakori nyomelem. Átlagos mennyiségeit, részterületenként és ércásványonként a 11. táblázat szemlélteti.

Mo. Mind a három ércesedési területen kimutattuk. Mennyisége jelentéktelen. Maximális mennyiségei: a nyugat-mátrai ércesedési területen szfaleritben 16 g/t, kalkopiritben 60 g/t, piritben 160 g/t; a közép-mátrai ércesedési területen: szfaleritben 6 g/t, kalkopiritben 60 g/t, piritben 160 g/t; a kelet-mátrai ércesedési területen: Recsken szfaleritben 100 g/t, Parádfürdőn szfaleritben 10 g/t.

Ni. A vizsgált nyomelemek közül a Mátra hegységi ércesedési területek egyik „legritkább" nyomeleme. Mind a három területen kimutattuk; maximális koncentrációját (60 g/t) egy gyöngyösoroszi piritben találtuk.

Pb. A Mátra hegységi polimetallikus hirdotermális ércesedések egyik főeleme. Legfontosabb önálló ásványa a galenit, mely mellett — ásványtani ritkaságként — a nyugat-mátrai területen bournonit, jamesonit, semseyit és

7. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Cu-tartalma g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	1 250	2 000	2800	sok	—	2 000	—	—	—	160
Közép-mátrai ércesedési terület	4 200	1 000	—	sok	—	5 700	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk-Lahóca	10 000	10 000	—	—	10 000	10 000	sok	sok	250	—
Parádfürdői ércesedés	6 000	10 000	—	—	10 000	—	—	—	—	—

8. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Ga-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	luzonit	markazit	antimonit	enargit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	<	190	115	<	—	—	—	<	—
Közép-mátrai ércesedési terület	<	220	—	<	—	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	10	1600	—	—	<	<	<	—	<
Parádfürdő	100	1825	—	—	1600	—	—	—	—

9. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Ge-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	<	<	<	<	—	<	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedési terület	<	3	—	20	—	<	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	<	100	—	—	160	<	90	80	<	—
Parádfürdő	<	100	—	—	100	—	—	—	—	—

10. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos In-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	<	40	100	<	—	<	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedési terület	25	20	—	30	—	<	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	40	250	—	—	<	<	<	<	<	—
Parádfürdő	100	180	—	—	160	—	—	—	—	—

11. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Mn-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	17	500	420	1600	—	470	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedési terület	5	110	—	320	—	3200	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	600	600	—	—	10	250	330	<	<	—
Parádfürdő	1600	2700	—	—	6000	—	—	—	—	—

boulangerit, a kelet-mátrai terülten (Recsken) galenobizmutit és guanajuatit fordul elő. Ezeknél azonban lényegesen jelentősebbek az egyéb ércásványokban nyomelemként lekötött ólom-mennyiségek (12. táblázat).

Sb. A Mátra hegységi polimetallikus hidrotermális ércesedési területek jellemző ritkaeleme. Önálló ércásványai csak ásványtani ritkaságként fordulnak elő, ezek antimonit, bournonit, jamesonit, semseyit, boulangerit. Az ezekben lekötött Sb-mennyiségnél lényegesen nagyobb az a mennyiség, ami a főbb ércásványokban nyomelemként van lekötve (13. táblázat).

Sn. Mind a három ércesedési területen jellemző ritkaelem. Ásványtani ritkaságként önálló ásványa (stannin) is ismert. A vizsgált ércásványokban nyomelemként is gyakran előfordul. Mennyisége jelentéktelen (14. táblázat).

12. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Pb-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	sok	7 750	6500	8600	—	7800	—	—	—	600
Közép-mátrai ércesedési terület	sok	4 100	—	6700	—	7100	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	sok	10 000	—	—	2500	600	10 000	6000	1000	—
Parádfürdő	sok	sok	—	—	4000	—	—	—	—	—

13. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Sb-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	1790	400	<	3300	—	<	—	—	—	sok
Közép-mátrai ércesedési terület	3670	150	—	—	—	<	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	2500	2500	—	—	6000	<	3300	6000	<	—
Parádfürdő	1600	2300	—	—	1000	—	—	—	—	—

14. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Sn-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	<	25	35	110	—	<	—	—	—	<
Közép-mátrai ércesedési terület	<	15	—	120	—	230	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	160	160	—	—	<	<	300	500	<	—
Parádfürdő	<	30	—	—	25	—	—	—	—	—

15. táblázat

A Mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak átlagos Zn-koncentrációi g/t-ban

	galenit	szfalerit	wurtzit	kalkopirit	fakóérc	pirit	enargit	luzonit	markazit	antimonit
Nyugat-mátrai ércesedési terület	5800	sok	sok	7300	—	6400	—	—	—	600
Közép-mátrai ércesedési terület	6800	sok	—	5000	—	8000	—	—	—	—
Kelet-mátrai ércesedési terület, Recsk	sok	sok	—	—	sok	1000	3000	300	100	—
Parádfürdő	sok	sok	—	—	sok	—	—	—	—	—

Te. Vizsgálataink során csak a kelet-mátrai ércesedési területről származó ércásványok bizonyultak Te-tartalmúaknak, ahol a Te koncentrációja a fakóércekben átlagosan 1600 g/t, a markazitban pedig 6000 g/t volt.

Tl. A vizsgált ércásványok közül a nyugat-mátrai piritek (max 60 g/t) és antimonitok (max 160 g/t), valamint a kelet-mátrai enargitok (max 160 g/t) és markazitok (max 60 g/t) bizonyultak Tl-tartalmúnak.

Zn. A Mátra hegységi polimetallikus hidrotermális ércesedési területek fő érces eleme. Legfontosabb ércásványai a szfalerit, wurtzit és a fakóércek, ásványtani ritkaságként ezeken kívül még a mátrait ismert.

A fő ZnS ásványokon kívül a többi ércásvány is komoly Zn koncentrációval bír (15. táblázat).

III. Geokémiai vizsgálati eredményeink értékelése

Geokémiai vizsgálataink során az egyes ércesedési területeken a következő, figyelemre méltó dúsulásokat mutattuk ki.

1. A *nyugat-mátrai* területen a főbb érces elemek (Pb, Zn, Cu) mellett számos nyomelem (Ag, As, Bi, Cd, Co, Ga, Ge, In, Hg, Mo, Ni, Sb, Sn, Tl) is megjelenik. Ezek közül az Ag a galenitben, a Cd és In a wurtzitban, illetve a szfaleritben fordul elő jelentősebb mennyiségben. A többi nyomelem mennyisége jelentéktelen.

2. A *közép-mátrai* ércesedési terület a ritkafém-dúsulási viszonyok tekintetében a nyugat-mátrai ércesedési területhez hasonló. Ezen a területen is a galenitek Ag- és a szfaleritek Cd-tartalma lehet jelentős.

3. A *kelet-mátrai* ércesedési terület a ritkafém-dúsulások tekintetében az egyik legreményteljesebb terület. A fő érces elemek (Cu, As, Sb, Pb, Zn) mellett itt a szfaleritekben és a fakóércekben jelentős mennyiségű Ga, Ge és In fordul elő, de említésre méltó a piritek Ag- és a fakóércek Te-tartalma is.

Vizsgálati eredményeink szerint a Mátra hegységi ércesedési területek

geokémiai szempontból rendkívül hasonlók egymáshoz. A Te kivételével mind a három területen ugyanazokat a nyomelemeket találtuk. Eltérés az egyes területek között csak a nyomelemek mennyiségi viszonyaiban mutatkozik. Tendenciaként megállapítható, hogy *a vizsgált elemek nagy része a kelet-mátrai terület ércásványaiban éri el a maximális koncentrációt.*

A ritkafém-prospekción túl vizsgálatainkkal néhány, geokémiai szempontból érdekes genetikai kérdést is érintettünk. Így a teléres ércesedési területek (nyugat- és közép-mátrai terület) ércásványainak ritkaelem-adatai alapján megállapítottuk, hogy a különböző csapásirányú telérek közel egyidőben keletkeztek, mivel az ércásványaik nyomelem-asszociációiban nincs különbség. Nem találtunk különbséget az eltérő meddőásvány-tartalmú telérek ércásványainak ritkaelem-asszociációjában sem, ami azt jelenti, hogy az ércásványok keletkezésekor a hidrotermák fiziko-kémiai viszonyai még azonosak voltak. Néhány nyugat-mátrai telér ércásványainak vizsgálati adataiból (Károly-telér, Szentimre-telér stb.) figyelemre méltó zónáció állapítható meg, ahol a mélyebb szintek felé a legszembetűnőbb az As, Ga, In és Sn dúsulása. Az egyes ércásvány-generációk vizsgálatával megállapítottuk azt is, hogy az első generációjú ércásványok többféle és nagyobb koncentrációjú ritkaelem-társulást tartalmaznak, mint a második, illetve harmadik generációk, melyekben főleg az alacsonyabb hőmérsékletre jellemző Sb és Hg dúsult.

IRODALOM

Feiser, J. 1966: Nebenmetalle. — Die Metallischen Rohstoffe, 17 Bd.

Földváriné Vogl M. 1967: A ritkaelem dúsulások felismerésének alapelvei. — Földt. Int. alkalmi kiadv.

Kiss, J. 1960: A new ore occurrence in the environment of Nagygalya, Nagylipót and Aranybányafolyás, Mátra Mountains, NE Hungary. — Ann. Univ. Sci. Bpest de R. Eötvös Nom. Sect. Geol. Tom. III. 55.

Kisvarsányi G. 1954: Parádfürdő környéki ércesedés. — Földt. Közl. 84.

Koch S. 1966: Magyarország ásványai. — Akadémiai Kiadó, Bpest.

Nagy B. 1968: Jelentés a Mátra hegységi földtani képződmények áttekintő geokémiai vizsgálatáról. — Kézirat, MÁFI Adattár.

Nagy B. 1969: A magyarországi hidrotermális szfaleritek In-tartalmának vizsgálata. — Kézirat, MÁFI Adattár.

Rozlozsnik P. 1942: Adatok a Gyöngyösoroszi környéki érctelérek ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról II.

Sámsoni Zoltán 1966: Néhány magyarországi galenit és szfalerit nyomelem-vizsgálata. — Földt. Közl. 96. 4. pp. 387—402.

Szádeczky-Kardoss E. 1955: Geokémia. — Akadémiai Kiadó, Bpest.

Sztrókay K. 1940: A recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. — Math. Term.-tud. Ért. 59. p. 722.

Vidacs A. 1965: A közép-mátrai új színesfémterület kutatásának összefoglaló értékelése. (2 kötet.) — MÁFI Adattár.

Vidacs A. 1967: A gyöngyösoroszi ércbánya hidrotermális telérei. — Földt. Int. Évi Je 1957—58-ról.

Vidacs A. *és szerzőtársai* 1966: Ásványtelepeink földtana. Nyersanyag lelőhelyeink (szulfidos érctelepek, Mátra hegység). — Műszaki Könyvkiadó, Bpest.

Zentai P. 1967: Spectrochemical methods for geochemical purposes. — Acta Chimica Acad. Sci. Hung. Tom. 53. 4. pp. 323—333.

ORE MINERALS' GEOCHEMISTRY OF THE HYDROTHERMAL ORE MINERALIZATION AREAS IN THE MÁTRA MOUNTAINS

by

B. NAGY

In 1967 and 1968 the Geochemical Section charged the author with the geochemical survey of the Mátra Mountains. The other results having been already issued (B. NAGY 1968), the present paper deals with the data concerning the hydrothermal formations.

Hydrothermal ore mineralization is known in three different sectors of the Mátra Mountains. It has developed in form of veins in the West and Central Mátra while in the East Mátra meso-epihydrothermal stocks and impregnations have been formed. The country rock is represented by a Middle Miocene stratovolcanic andesite sequence in the West and Central Mátra, and by an Upper Eocene dacite-andesite one in the East Mátra. The mineral assemblage of the hydrothermal formations is extremely varied. The author had to restrict his investigations to the main ore minerals only.

All the three ore mineralization areas having been sampled, 131 slides were made representing the main ore minerals. The Spectral Laboratory carried out quantitative spectrographic analyses by applying P. ZENTAI's method (1967) (Tables 1—3). Where possible, the average minor element contents were calculated per mineral and individual element enrichments were examined (Tables 4—15). The following could be stated.

1. Several minor elements show considerable enrichment in some parts of the ore mineralization areas such as Ag in galena, Cd and In in wurtzite and sphalerite of the West Mátra, Ag in galena and Cd in sphalerite of the Central Mátra, Ga, Ge and In the enargite-type ores of the East Mátra.
2. The areas reveal no specific minor element markers, the elements occurring are practically the same in all the three areas. Differences exist in the quantitative concentrations only the majority of elements revealing the relatively highest concentration in the East Mátra area.
3. Minor element data suggest the simultaneous origin of the various veins of different strike in all vein-type mineralization areas, no differences having been detected in their minor element association.
4. The vein-filling barren minerals have not affected the minor element assemblages of ore minerals, which are both qualitatively and quantitatively the same in the veins of different (quartz, calcite, clay minerals) filling.
5. In some veins known at several levels (Károly vein, Szentimre vein) a zonality could be established by means of the minor elements. The enrichment of As, Ga, In and Sn in the deeper levels is to be mentioned.
6. The older generations are richer in minor elements, but the younger ones contain more Sb and Hg.

AZ ŐSLÉNYTANI OSZTÁLY 1969. ÉVI MUNKÁJA

Írta: NAGY LÁSZLÓNÉ

Az 1969. év, Intézetünk centenáriumának éve, az *Őslénytani Osztály* feladatait és tevékenységét is megszabta. Az évi munkát — a szeptemberi centenáriumi kongresszusi hónapig — még a felkészülés jellemezte, ami azonban már csak kis részben volt anyagvizsgálat. Az osztály kutatóinak nagy része ugyanis igen aktívan szerepelt a különböző párhuzamos rendezvények tudományos fórumain, s az előző évek vizsgálatainak eredményei alapján előadások, kirándulásvezetők készültek. NAGY L.-NÉ néhány összefoglaló jellegű kiadvány összeállításában (centenáriumi kötet, Földtani Kutatás, ill. Magyar Tudomány) vett részt. Az eocén sztratigráfiai kollokvium előkészítő és szervező bizottságában és a kirándulásvezető elkészítésében JÁMBORNÉ KNESS M. és RÁKOSI L. jelentős munkát végeztek. A kollokviumon bemutatott területegységek dokumentációs anyagából rendezett tihanyi kiállítás rendezését és kivitelezését RÁKOSI L. vállalta, JÁMBORNÉ KNESS M. és KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. közreműködésével. A kollokviumi kötetbe „A dorogi barnakőszénmedence eocén képződményeinek palynofáciesei" címmel RÁKOSI L. és „Áthalmozott alsóeocén Nummuliteszek az ÉK-dunántúli középsőeocén üledékekben" címmel JÁMBORNÉ KNESS M. írt tanulmányt.

A neogén sztratigráfiai kollokvium előkészítő és szervező bizottságában NAGY L.-NÉ, HAJÓS M., KORECZNÉ LAKY I. és BOHNNÉ HAVAS M. vettek részt. A neogén előadásokat tartalmazó kötetben „Vergleichende palynologische Untersuchungen im ungarischen Neogen" címmel jelent meg NAGY L.-NÉ-nak az ülésen elhangzott előadása. NAGY L.-NÉ elnökölt az őslénytani szekcióülés paleobotanikai előadásain. Előadást tartott még HAJÓS M.: „A magyarországi diatomás üledékek rétegtani és paleogeográfiai helyzete" címmel. A centenáriumi neogén kötetbe KORECZNÉ LAKY I. „Plankton Foraminiferák a Mecsek hegységi tortonból" címmel írt cikket. BOHNNÉ HAVAS M. és KORPÁSNÉ HÓDI M. miocén, ill. pannon molluszka vizsgálati eredményei a neogén kirándulásvezetőben jelentek meg.

Az osztály tagjai számára nagyon hasznos volt a külföldi szakmai kapcsolatok létesítése, ami részint a kirándulásokon résztvevőket, részint az osztály valamennyi tagját érintette a külföldi látogatások által. Csaknem 100 külföldi vendég kereste fel osztályunkat és nem kevés azoknak a száma, akik elismerő nyilatkozatot tettek a látottak alapján. A centenáriumi ünnepségek után az osztály két tagja, NAGY LÁSZLÓNÉ és GÓCZÁN F. részt vett a Kárpát-Balkán Asszociáció paleontológiai tárgyú ülésein és az UNESCO bizottsági ülésein.

Az osztály emellett a tervfeladatokat és szerződéses munkákat is elvégezte

koncentrált erőfeszítéssel. A feladatok fő célkitűzése a térképező osztályok által begyűjtött, s részint saját gyűjtésű anyagainak korszerű őslénytani, biosztratigráfiai feldolgozása volt. Személyek és témák szerint a következő feladatokat teljesítettük:

Mikroflóra vizsgálatok: BÁLDINÉ BEKE M. „Bakonyi eocén nannoplankton vizsgálatok" című témakörben Bakonyjákó és Bakonybél, Csehbánya területén az eddig faunamentesnek tartott, bizonytalan korú konglomerátum összlet rétegtani helyét a felsőeocénben rögzítette. A legfontosabb alakok, az *Isthmolithus recurvus* DEFL. és *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFL.) a felsőeocénben lépnek fel, ugyanakkor egyes *Discoasterek* (pl. *Discoaster barbadiensis* TAN) fajöltője az eocén tetején lezárul. A Déli-Bakony területéről a Halimba 849. sz. fúrás feldolgozása a plankton Foraminiferákkal (TOUMARKINE 1969) azonos rétegtani eredményre vezetett. Ugyanakkor érdekes fáciesbeli eltérés mutatkozott az É-bakonyi kifejlődéstől a lutéci rétegek legfelső részén az ún. glaukonitos szintben. A szintet jellemzi a sok *Chiasmolithus grandis* (BRAML. et RIED.), néhány *Zygolithus dubius* DEFL., kevés *Discoaster* cf. *crassus* MARTINI és *Discoaster floreus* BYSTRICKÁ, kevés *Reticulofenestra placomorpha* (KAMPTNER) és néhány *Discolithina* div. sp. A Dorogi-medence területéről mélyebb lutéci képződményt az ótokodi rézsű újabb feltárásából vizsgált. Ezt összefogva a Tokod 527. sz. földtani alapfúrás anyagával, valamint néhány Tatabánya-medencei összehasonlító mintával, gazdag és egységes faunaegyüttes állt rendelkezésére. A teljes nannoplankton fauna őslénytani feldolgozásával és rétegtani kiértékelésével adatokat szolgáltatott az ún. „operculinás márga" sokat vitatott kor-kérdésének tisztázásához. E témakörben az *Évi Jelentés* számára készített dolgozatot. Ezenkívül a Bakony és Vértes területéről egyes térképezési pontok anyagvizsgálatát is elvégezte.

Az egyelőre 2 éves felmérésre tervezett, *paleozóos* (permnél idősebb) képződményeink újravizsgálatának őslénytani részében HAJÓS M. *Conodonta vizsgálatokba* kezdett. Noha a szomszédos országok hasonló képződményeiben e kutatás eredménnyel járt, itt — annak ellenére, hogy mind a Szendrő—Upponyi hegységből, mind Szabadbattyán területéről, valamint a mecseki paleozóos fúrásokból és a cáki konglomerátum anyagából jelentős mennyiségű mintát tártak fel, ill. vizsgáltak meg (184 oldási maradék, 197 vékonycsiszolat), *Conodonta* maradványok mind ez ideig nem kerültek elő. A vizsgálatok során előkerült egyéb ősmaradványok azonban igazolták e képződmények sekélytengeri-, partközeli-, részben zátony-kifejlődését. „Paleozóos kőzetminták kísérleti Conodonta-feltárása" címmel HAJÓS M. jelen kötetben számol be eredményeiről. Továbbra is foglalkozott a *neogén Diatomák kutatásával*, erről is az *Évi Jelentésben* ad számot: „A Sárospatak 10. sz. fúrás diatomás rétegei" című, GYARMATI P.-lal közösen írott cikkében az üledékképződés idején végbement gyors fáciesváltozásokra utal, a RADÓCZ GY.-val közösen írott: „Diatomás rétegek a bükkalji alsópannonból" c. dolgozatában pedig az alsópannont igazolja.

A palynológiai vizsgálatokat az eddigiekhez viszonyítva nagy mértékben kiterjesztettük. A hazai paleozóos területekről jelentős mennyiségű anyagot gyűjtöttünk be Észak-Magyarországról: Szendrői—Upponyi—Bükk hegységből, Dunántúlról: Szabadbattyán-10. sz., Siklósbodony-1, Bogádmindszent-1. sz. fúrásokból és a Cák-i konglomerátumból. A néhány pozitív minta GÓCZÁN F.

vizsgálatai alapján alkalmas volt kormegállapításra és rétegtani azonosításra. Így a Siklósbodony-1. sz. fúrásból, ill. a nagyvisnyónyi 1. sz. vasúti bevágás szelvényéből származó minták közül a növénylenyomatos agyagpala-rétegeket a felsőkarbon, westfaliai emeletének B—C zónáiba sorolta (lásd ugyanezen kötetben). A mongol expedíció szerződéses anyagából a paleozóosnak jelzett anyag palynológiailag meddő volt. A palynológiai vizsgálatok alapján az oroszlányi és pusztavámi alsókréta munieriás agyagmárgát Góczán F. az *alsóalbaiba*, a turriliteszes márgát pedig a *középsőalbaiba* helyezi. A *szenon* témával kapcsolatosan a rétegtani palynológiai vizsgálatokon kívül terepi munkákat is végzett. Mind ezek, mind a kőolaj- és bauxitkutató fúrások rétegsorain végzett palynológiai vizsgálatok a szenon képződmények öves elrendeződésére vonatkozó megállapításait támasztják alá, amely adatok a kőszén-, kőolaj- és bauxitkutatásban nagy jelentőségűek.

A *paleogén rétegösszletek palynológiai vizsgálatát* Rákosi L. végezte és a Középhegység területéről számos fúrást vizsgált. A Városmajor-1. sz. fúrás anyaga az eocén—oligocén között folyamatos üledékképződést bizonyít és etalonként használható fel a további vizsgálatoknál. Az Észak-Magyarországról vizsgált Alsószuha-1. sz. fúrás csak palynológiai szintek megállapítására volt alkalmas. Rákosi L. végezte a mongol expedíció mezozóos anyagának vizsgálatát is. A sok meddő minta mellett néhány mintából nagyon szép középsőjúra flóra került elő, mely kapcsolatot mutat a K-szibériai középsőjúrával. Kőszén- és baxitkutató fúrások anyagából, valamint térképező munkák számára is végzett vizsgálatokat. Ez évben rendezte sajtó alá a dorogi monográfia palynológiai fejezetét is.

A *neogén palynológiai vizsgálatok* tervmunkából és szerződéses munkából tevődtek össze, amit Nagy L.-né végzett (409 db minta). A pannon vizsgálatok során a tatai területen igen érdekes alsó- és felsőpannon, s ezek fáciesváltozásait igazoló, gazdag flóra mutatkozott. Az É-magyarországi tengeri eredetű minták szegényesek, a dunántúli és Pest környéki minták gazdagabb, fácieseket is bizonyító sporomorpha-együtteseket tartalmaztak. Hasonlóak a kőolajszerződéses Lajoskomárom-1. sz. és Tököl-1. sz. fúrások anyagai is. Az említett centenáriumi cikkeken és előadásokon kívül Nagy L.-né az MTA ankétján „Paleoklimatológiai kapcsolatok" címmel tartott előadást. A centenáriumi ülésszak után az év utolsó két hónapjában ausztriai tanulmányúton volt, ennek során a bécsi *Geologische Bundesanstaltban* dolgozott, neogén anyagot tanulmányozva.

Pleisztocén palynológiai vizsgálat során a Mindszent K-88 jelzésű 1500 m-es mélyfúrás feltárási és mikroszkópos vizsgálatai folytak. Az év első felében Lőrincz H., majd július 1-től Miháltz I.-né kapcsolódott be ebbe a feladatkörbe. A fúrás 0—800 m-ig értékelt szakaszából a paleoflóra-együttesek alapján paleoklimatológiai következtetések adódtak. A továbbiakban a fúrás teljes anyagának ismeretében lehet a végleges értékelést megadni és az eredményeket összefoglalni.

Mikrofauna vizsgálatok: Ennek keretében a *Foraminifera vizsgálatok* a legkiterjedtebbek. Néhány paleozóos minta vizsgálatát Sidó M. végezte. Az alsóőrsi és mecseki sötétszürke palákból kerültek elő említésre érdemes szervesmaradványok, a szilúrra jellemző *Graptolithokkal*. A szabadbattyáni és a Bükk hegységi mintákból aránylag gazdag karbon mikrofauna-

társaság került elő. E témakörből a kutató „Adatok a hazai paleozóikum mikropaleontológiájához" címmel az *Évi Jelentés* számára dolgozatot készített.

A *mezozóos Foraminifera vizsgálatok* során SIDÓ M. az ÉNy-i Vértes előterében mélyült Mór-15. sz. fúrás (245 minta) és Bokod-1828. sz. mélyfúrás (176 minta) ún. apti tarkaagyag-sorozatát igen részletes mikropaleontológiai vizsgálatnak vetette alá. Az eredmények alapján készült grafikonokból kitűnik, hogy az egyes területek rétegsorában szakaszonként többször ismétlődve mészalgás, ostracodás, molluszkás, foraminiferás és echinodermatás padok váltják egymást. Ebből megállapítható a biofáciesek változása és az ősföldrajzi helyzet kialakulása. A Mór-15. sz. fúrás és a régebben vizsgált Mór-VII. sz., továbbá a Pusztavám-980. sz., valamint a Bokod-1828. sz. fúrás rétegsora jól párhuzamosítható egymással. Mindegyik fúrásban többé-kevésbé azonos biofáciesek váltakoztak. Az összlet alján legtöbbször közel azonos vastagságú rétegben echinodermatás—pseudotextulariellás—marssonellás együttes mutatkozik. A mikrofaunakép alapján a rétegsor regressziós, vagy ingressziós jellegű. Az ún. „apti tarkaagyag-összlet" alsó szakaszán az említett echinodermatás—foraminiferás biofácies nyílttengeri összeköttetésre utal. A fölötte következő vastagabb rétegcsoport alján megjelennek a zátonyképző, nagytermetű *Molluscumok*. A zátony mögötti lagúna fáciese jellegzetes mészalgás, charás, foraminiferás, ostracodás, molluscumos, ritkábban csökkentsósvizet tűrő *Foraminiferákkal* jellemezhető. Ez gyakran édesvízi, sőt szárazföldinek tekinthető, kövületmentes (vagy bemosott kövületes) tarkaagyag-rétegekkel és ingressziós padokkal váltakozik. Közvetett rétegtani korrelációt a tatabányai és olyan bakonyi területekkel lehet végezni, ahol a tarkaagyag-összlet alatt megvan a crinoideás mészkő, a felsőaptira biztosan jellemző *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN et TEN DAM fajjal. Erre a biztosan felsőapti crinoideás mészkőösszletre települ diszkordánsan a tanulmány tárgyát képező vastag tarkaagyag-összlet, alján az echinodermatás—pseudotextulariellás—marssonellás mészkővel.

A rotaliporás—turriliteszes márgaösszlet *Foraminifera*-társulásai rögzítették a biofácieseket, a jellemző plankton és bentosz fajok alapján pedig 3 bentosz és 3 plankton biozónát lehetett elkülöníteni.

Eocén nagy-Foraminifera vizsgálatokat JÁMBORNÉ KNESS M. végzett elsősorban a Dorogi-medence centenáriumi feltárásainak anyagán. Sajtó alá rendezte a dorogi monográfia *Nummulites* fejezetét, ezen kívül a Dunántúli-középhegység délkeleti részéről két olyan, rétegtanilag jelentős felsőeocén nagy-Foraminifera társulást vizsgált (Csákvár-32 és Tabajd-6 sz. fúrásokban), amelynek finomrétegtani jelentőségéről eddig nem volt tudomásunk. (Lásd „Nagy-Foraminifera vizsgálatok a Csákvár-32 és a Tabajd-6. sz. mélyfúrások felsőeocén rétegsorából" c. alatt, jelen kötetben.)

Eocén kis-Foraminifera vizsgálatokat végzett a dunántúli eocén területről KOLLÁNYI K. (127 minta).

Az *oligocén üledékek Foraminifera vizsgálatait* NAGYNÉ GELLAI Á. végezte. Az É-magyarországi vizsgálatok során aránylag kevés foraminiferás minta került elő, ugyancsak kevés *Foraminiferát* tartalmaztak az idén vizsgált Bakony hegységi és a Tata környéki fúrások is. A Tököl-1. sz. és a Rákoskeresztúr-1. sz. fúrások tengeri felsőoligocént harántoltak. A Budapest környéki rupéli foraminiferás agyag igen gazdag faunatársaságot tartalmazott.

Nagyné Gellai Á. elvégezte az *Almaena osnabrugensis* (Roemer) taxon revízióját, mely annak több fajra bontását eredményezte.

Nagytömegű *miocén Foraminifera vizsgálatot* végzett Koreczné Laky I. különböző mélyfúrások miocén mintáin és a térképező osztályok mintaanyagán. Az É-Magyarországról feldolgozott anyagok főleg a helvéti emeletbe tartoznak. A felsőhelvéti képződmények gazdag *Foraminifera* faunája biofáciesek megkülönböztetését teszi lehetővé. Az alsóhelvéti rétegek *Foraminiferákban* szegényebbek. A Rákoskeresztúr-1. sz. fúrás vizsgálata arra utal, hogy a Budapest környéki helvéti üledékek kifejlődése az É-magyarországihoz hasonló. A Budapest környéki miocén megismerését segítette elő a *Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat* részére végzett anyagvizsgálat is.

A Vértes előterében mélyült fúrások apti rétegeinek *Ostracoda vizsgálatát* Oravecznè Scheffer A. végezte. Az *Ostracoda* anyagon kívül a teljes mikropaleontológiai anyag mennyiségi, grafikus ábrázolását végezte el és segítségével jellegzetes biofácieseket állapított meg. A Mór-15. és a Pusztavám-980. sz. fúrások gyakori és hirtelen fáciesváltozásaival szemben, a Bokod-1828. sz. fúrásból megismert rétegsorra a nyugodtabb, egyöntetűbb üledékképződésre mutató, lassúbb, fokozatosabb fáciesváltozások jellemzőek. A fenti három fúrás mikrofauna változásai alapján a következő biofácies-sorrend figyelhető meg:

1. Foraminiferás, Echinodermatás, Cythereis, Cytherella, Stravia és *Bythocypris* fajokkal jellemezhető sekélytengeri, partközeli biofácies. Ezen belül vékony, élesen elhatárolható mészalgás pad közbetelepülése tűnik fel mindhárom fúrásban.

2. Csökkentsósvizet kedvelő, majd édesvízi fajok megjelenésével és helyenként teljes virágzásával (főleg *Dusormideák)* jellemezhető szakasz, melyet a Pv-980. és M-15. sz. fúrásokban gyakran szakít félbe újabb tengerelöntésre mutató, tengeri mikrofaunát tartalmazó képződmény.

3. Ezután vastag, faunamentes, erősen limonitos rétegsor következik, helyenként gyér bemosott szervesmaradvánnyal.

4. A Bo-1828 sz. fúrás rétegsora a faunamentes összlettel zárul, míg a másik két fúrás rétegsorában ezután mintegy 40 m vastag újabb édesvízi és tengeri szakaszok váltakozásából álló, változatos rétegsor figyelhető meg, rossz megtartású *Schulleridea, Paracypris* és *Protocythere* fajokkal.

Makrofauna vizsgálatok. A *paleozóos témába* augusztus 1-évelMihály S. kapcsolódott be. Először a hazai földtani és őslénytani, majd a külföldi devon *Anthozoákra* vonatkozó irodalmat gyűjtötte össze. Katalogizálta a hazai begyűjtött paleozóos anyagot (kb. 1000 db a MÁFI Múzeumából). A Szendrői-hegységben csaknem 100 kövületet gyűjtött és elkezdte ezek meghatározását. A rakacaszendi kopaszhegyi földtani árkolás műszaki ellenőrzését végezte. Részt vett a feltárás földtani szelvényének elkészítésében s a szelvényt be is gyűjtötte anyagvizsgálat céljára.

A Dorogi-medence *eocén Molluscum vizsgálatait* ez évben Kecskeméténé Körmendy A. a kongresszusi kiránduláson bemutatott szelvénnyel, az ótokodi külfejtés A. és B. rézsűjének molluszkavizsgálatával zárta le. A B. rézsűben az operculinás agyagmárga és a *Nummulites perforatus*-os szint közötti átmenet van feltárva, az A. rézsűben az e felett levő molluszkás összlet következett. Mindkét rézsűből 11—11 minta molluszkáinak részletes feldolgozása történt meg. Részletes feldolgozásra került a nyergesújfalui búzáshegyi vízmosás felső részének eocén molluszkafaunája. Az I—VI. szint a középsőeocén *Nummulites*

perforatus-os szintjébe tartozó képződményben kevés, de nagy termetű molluszka van. A lazább, köztes rétegekben tömegesen találhatók korallok is. A VIII—XV. szint, a dorogi területen több szelvényben megtalálható, ún. növénylenyomatos homokkőnek felel meg.

KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. malakológiai vizsgálatainak zöme áttevődött a *Bakony hegység eocén Mollusca* faunájának biofaciológiai és biosztratigráfiai feldolgozására. Ez évben számos felszíni feltárás és 11 fúrás eocén molluszkáinak begyűjtésére, ill. meghatározására került sor. (Bcs-3, Bcs-12, Dudar-220, Dudar-240, Fenyőfő-1245, Mór-5, Mór-10, Nv-1, Pgyt-31, Szápár-42.) A felszíni feltárások közül az eocén kollokviumon bemutatott Veimpusztai, Ree-hegyi és szőci szelvények szolgáltatták a molluszkaanyagot, melyek értékelése is megtörtént.

Az *É-magyarországi miocén Mollusca* feldolgozásokat főleg a centenáriumon bemutatott szelvényekből és azokat kiegészítő fúrásokból végezte BOHNNÉ HAVAS M. A szelvényekből előkerült fauna segítségével a *Rzehakia* genus feldolgozása folyamatban van. A *Középhegységi Osztálynak* az *Őslénytani Osztályhoz* komplex kutatásra leadott fúrásainak molluszkaanyagát biosztratigráfiai és paleoökológiai szempontból értékelte.

A *pannon Mollusca vizsgálatok* a terepi osztályok munkájához kapcsolódtak, amit KORPÁSNÉ HÓDI M. végzett. Vizsgálatai eredményei alapján értékelte a Tatai-medence pannon üledékeit. A Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében csak a *Congeria czjzeki*-s biosztratigráfiai szint van kifejlődve: ugyanis ez a terület a pannon kezdetén szárazulat volt, s csak az alsópannon felső szakaszában borította el a pannon beltó. A Dunántúli-középhegység DK-i előterében 3 biosztratigráfiai szintet különített el, erről az *Évi Jelentésben* JÁMBOR Á.-nal közösen írott, „A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében" c. cikkében számol be.

A *módszertani témában* — a nagy mennyiségű anyagvizsgálat és a centenáriumi felkészülés ellenére — jelentős eredményeket ért el az Osztály. A palynológiai rétegazonosítási módszert RÁKOSI L. kiterjesztette a bakonyi területre. A középhegységi fúrások alapján GÓCZÁN F. megállapította a dunántúli szenon képződmények kifejlődésének öves elrendeződését.

Statisztikai módszerekkel történt a Sárospatak 10. sz. fúrás *Diatoma* anyagának értékelése, a Középhegység, a Mecsek és É-Magyarország több alapfúrásának palynológiai vizsgálata, a Vértes-előtér fúrásainak apti rétegösszletében talált szervesmaradvány együttesek feldolgozása és grafikus ábrázolása, ismert mennyiségű anyag iszapolási maradékából *(Foraminifera, Ostracoda)*, az eocén *Mollusca* vizsgálatok a kongresszusi szelvényeken, valamint a rákoskeresztúri, tököli és lajoskomáromi fúrások miocén és pannon szelvényeinek értékelése.

Filogenetikai vizsgálatokra került sor a *Diatoma*-kutatásban a Csákvári-medencében, ahol az alsópannon tenger sócsökkenése következtében a tengeri fajok, alkalmazkodva a fácies változásához, új formákat hoztak létre. Ezek a taxonok a fáciesváltozást túlélték, így alkalmasak az alsópannon szintezésére.

A nannoplankton faunából a *Chiasmolithus* és *Pemma* genus fajainak filogenetikai és morfológiai vizsgálata, valamint a rétegtanilag fontos eocén fajok morfológiai elemzése finomrétegtani értékelésre nyújtott lehetőséget.

A paleozóos anyagvizsgálat során a spórák alapos *morfológiai elemzésével*

sikerült kimutatni a karbont a nagyvisnyói anyagból, továbbá a mongóliai mintákban a középsőjúrát meghatározni, a Középhegység területén a miocén—oligocén átmenetet igazolni.

Ez évben is tovább folytattuk a kutatások pontosságát és gyorsaságát fokozó *rendszertani katalóguskartonok* készítését (kb. 1600 db). Elkészült továbbá 2200 db irodalmi címkarton is.

Doktori szigorlatot tettek ez évben KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A., NAGYNÉ GELLAI Á., JÁMBORNÉ KNESS M.

Külföldi *tanulmányúton* vettek részt: NAGY L.-NÉ, HAJÓS M. (Ausztria), KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. (Jugoszlávia), KORECZNÉ LAKY I. és NAGYNÉ GELLAI Á. (Csehszlovákia).

ANNUAL REPORT OF THE PALEONTOLOGICAL SECTION — 1969

by

E. NAGY

Apart from carrying out the preparations for the Centenary and taking an active part in its scientific meetings (2 papers presented orally and 6 in writing), the staff of the Paleontological Section did all the work planned for the year, and met their contractual duties as well. All in all 7231 different samples had been tested by the Section's research workers. Part of the results, with their significant scientifical data have deserved to be published in the *Annual Report* (a total of 9 papers); the rest have been specified in fuller detail in the present report. Some of the methodological achievements are noteworthy.

NAGY-FORAMINIFERA VIZSGÁLATOK A CSÁKVÁR-32 ÉS A TABAJD-6 SZ. FÚRÁSOK FELSŐEOCÉN RÉTEGSORÁBÓL

Írta: JÁMBORNÉ KNESS M.

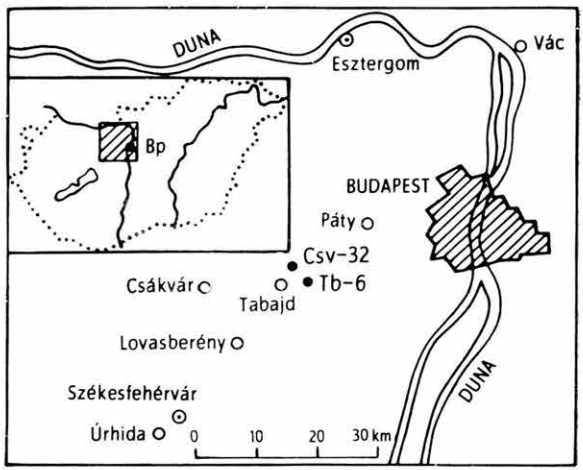
Az 1969. év során nyílt alkalmam a szóban forgó két fúrás felsőeocénje nagy-Foraminifera asszociációjának tanulmányozására.

A Tabajd-6 sz. fúrást SZABÓ I. és BARANYI I. az itt megismert mágneses anomália hatójának megállapítására, a Csákvár-32 sz. fúrást pedig a Központi Földtani Hivatal bizottsága bauxitkutatás céljából telepítette (1. ábra). Az egymástól kb. 3 km-re levő két fúrás 38 (Tabajd-6), illetve 135 m (Csákvár-32) vastag felsőeocén tengeri összletet harántolt. Ez utóbbi fúrás rétegsorában a felsőeocén üledékek alatti, kérdőjelesen lutéciai emeletbe sorolt, 174,8—191,8 m közötti szakaszból mindössze 2 mintát kaptam vizsgálatra, ezek jellegtelen volta miatt a helyszíni megfigyelések alapján végzett elhatárolást vettem figyelembe. Az eocén szakaszok vázlatos rétegsorát a 2. és 3. ábrán tüntettem fel.

A harántolt felsőeocén tengeri rétegösszlet, még a tufaréteg is, szervesmaradványokban igen gazdag. A leggyakoribbak a szabad szemmel is könnyen felismerhető *Nummulites, Operculina, Spiroclypeus, Grzybowskia, Lithothamnium* fajok. Egyes mintákban jelentékeny azonban a *kis-Foraminifera, Korall, Bryozoa, Brachiopoda, Echinoidea* fauna is.

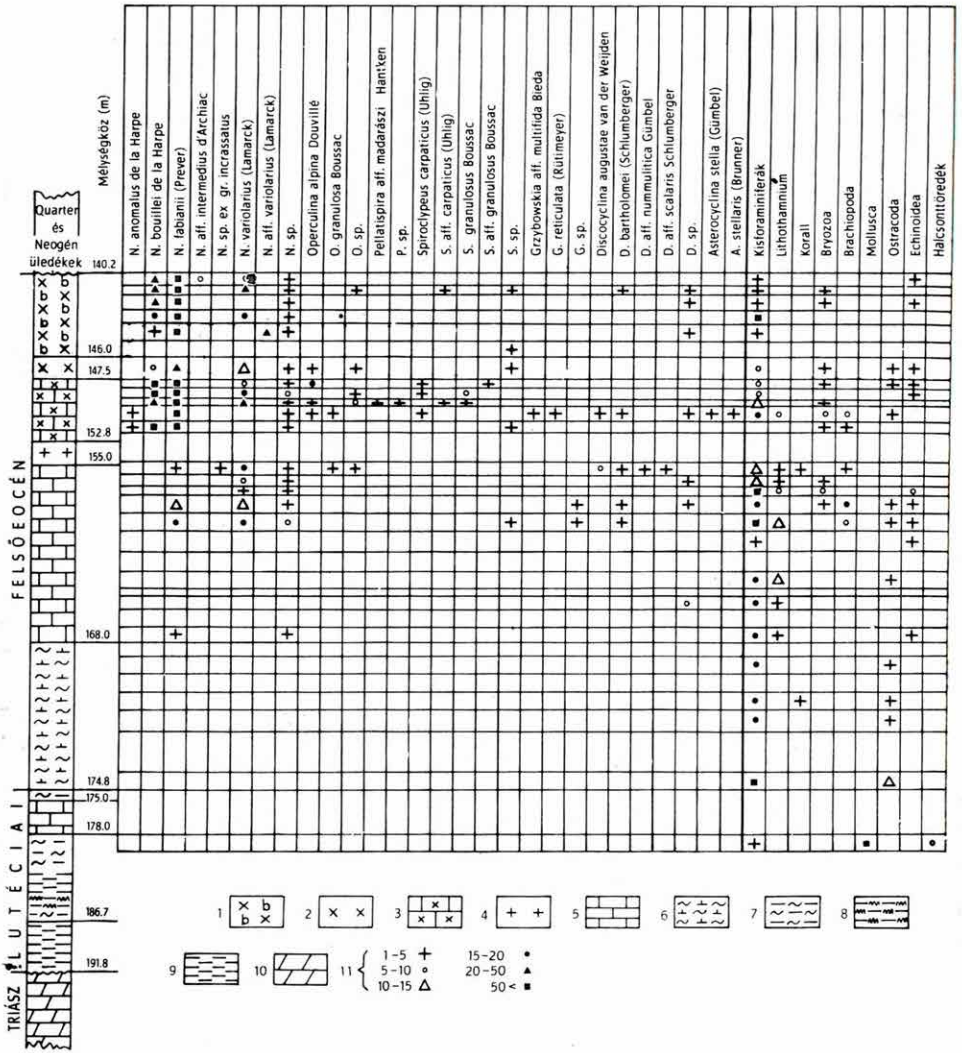
Paleoökológiai megfigyelések

A vizsgált terület faunaegyüttese olyan ideális, sekélytengeri, normál menynyiségű mészszap tartalmú, meleg, tisztavízű környezetet jelez, amely az itt élt fauna számára kedvező volt, egészen addig, amíg az időszakos tufaszóródás a miliő



1. ábra. A Tabajd-6 és Csákvár-32 sz. fúrások helyszínrajza

Fig. 1. Plan des sondages de Tabajd-6 et de Csákvár-32



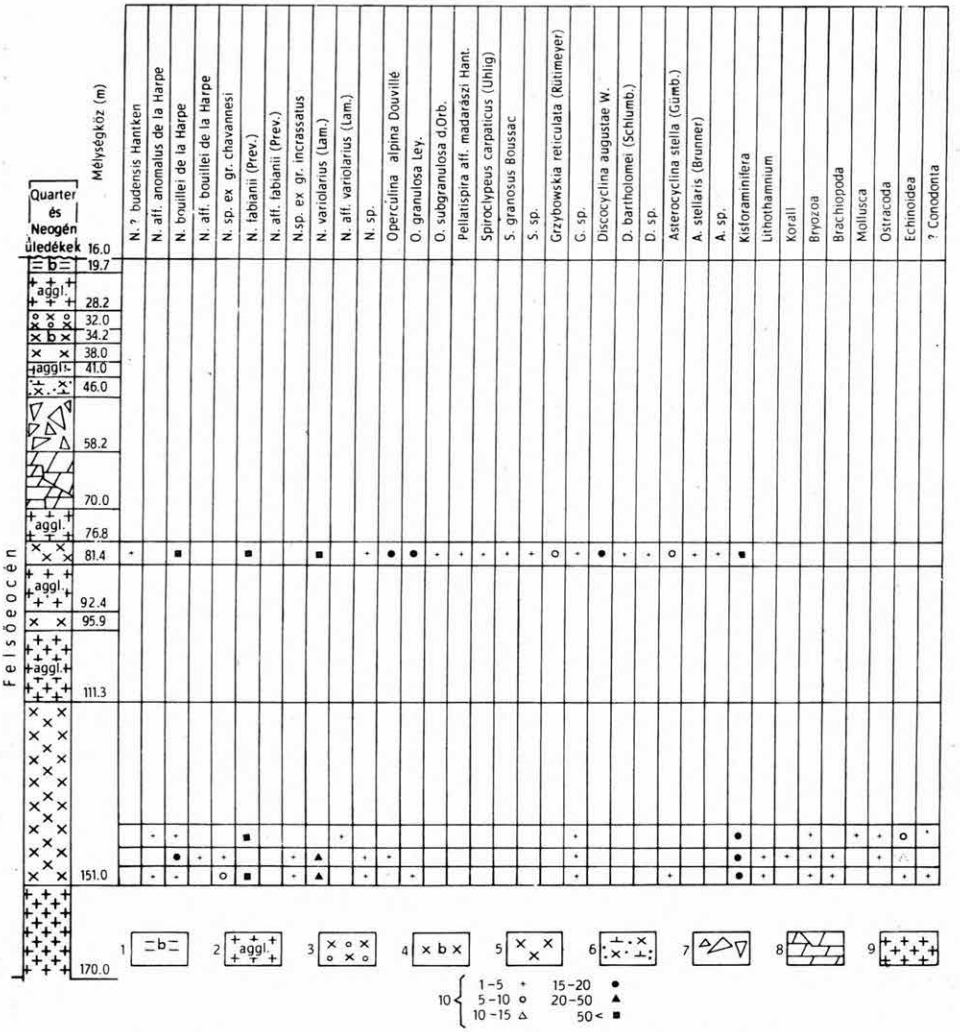
2. ábra. A Csákvár-32 sz. fúrás rétegsora és felsőeocén ősmaradványai

1. Bentonitos tufit, *2.* tufa, tufit, *3.* tufás mészkő, *4.* andezit, *5.* mészkő, *6.* mészmárga, *7.* agyagmárga, *8.* szenes agyag, *9.* agyag, *10.* dolomit. — *11.* Ősmaradvány-gyakoriság (db)

Fig. 2. Profile et fossiles de l'Éocène supérieur du sondage Csákvár-32

1. Tuf à bentonite, *2.* tuf, tuffite, *3.* calcaire tufacé, *4.* andésite, *5.* calcaire, *6.* marne calcaire, *7.* argilo-marne, *8.* argile ligniteuse, *9.* argile, *10.* dolomie. — *11.* Abondance des fossiles (nombre des spécimens)

szakaszos és katasztrófaszerű elváltozását okozta. Erre utal sok nagy-Foraminifera-ház, amelyeken a fosszilizáció után is megmaradtak a tufaszóródás nyomai. E tufaszóródás azonban — bár a Foraminifera-házakon maradandó nyomokat hagyott — sem fizikai, sem kémiai szempontból nem volt annyira káros, hogy a normál sekélytengeri szerves életet teljesen megszüntesse. Erre utal az a nyu-



3. ábra. A Tabajd-6 sz. fúrás rétegsora és felsőeocén ősmaradványai

1. Bentonit, *2.* andezitagglomerátum, *3.* kavicsos tufit, *4.* bentonitos tufit, *5.* tufa, tufit, *6.* homokos mészmárga tufit, *7.* breccsa, *8.* dolomitbreccsa, *9.* andezit. — *10.* Ősmaradvány-gyakoriság (db)

Fig. 3. Profile et fossiles de l'Éocène supérieur du sondage de Tabajd-6

1. Bentonite, *2.* agglomerat d'andésite, *3.* tuffite graveleuse, *4.* tuffite à bentonite, *5.* tuf, tuffite, *6.* tuffite sableuse à marno-calcaire, *7.* brèche, *8.* brèche de dolomie, *9.* andésite. — *10.* Abondance des fossiles (nombre des spécimens)

godt, tiszta vizet kedvelő Korall, Bryozoa, Brachiopoda társulás, amely — a vizsgálatok tanúsága szerint — azonos környezetben élt együtt a Foraminiferákkal.

E két fúrás felsőeocén faunaösszetételének lényegét egyrészt az adja, hogy olyan rövid fajöltőjű nagy-Foraminifera fajok együttes jelenlétét sikerült észlelni [*N. fabianii* (PREVER), *N.* aff. *intermedius* D'ARCHIAC, *Pellatispira* aff.

madarászi HANTKEN, *Spiroclypeus carpaticus* (UHLIG), *S. granulosus* BOUSSAC, *Grzybowskia multifida* BIEDA, *G. reticulata* (RÜTIMEYER)] (lásd a fényképtáblákon), amelyek segítségével biztosan elkülöníthető a lutécium fauna-asszociációjától, másrészt a közbetelepülő vulkanitok keletkezési idejét is rögzíti.

Vizsgálataim során a fősúlyt a nagy-Foraminiferákra helyeztem, bár a kis-Foraminiferákkal is foglalkoztam. Részletvizsgálatokat azonban ez utóbbiakon nem végeztem, csupán néhány fontosabb fajt határoztam meg. Ezek a következők:

Siphotextularia olianensis COLOM et RUIZ DE GAONA
Haddonia cubensis CUSHMAN et BERMUDEZ
Clavulina cf. *parisiensis* D'ORBIGNY
Sphaeroidina aff. *megalosphaerica* (GÜMBEL)
Discorbis eximius (HANTKEN)
Anomalina grosserugosa (GÜMBEL)
Anomalina coronata (UHLIG)
Anomalina sublobatula (GÜMBEL)
Stomatorbina torrei (CUSHMAN et BERMUDEZ)
Queraltina epistominoides MARIE
Planorbulinella mediterranensis D'ORBIGNY
Sphaerogipsina globula (REUSS)
Rupertia incrassata UHLIG
Rupertia stabilis WALLICH
Asterigerina rotula (KAUFMANN)

E kis-Foraminifera társuláshoz hasonló együttest hazánkban eddig csak VITÁLISNÉ ZILAHY L. (1965, pp. 398—399) mutatott ki Felsőtárkánynál a felsőeocén rétegekből.

A nagy-Foraminiferák megoszlását a 2., 3. ábra és 1. táblázat tartalmazza.

A nagy-Foraminifera fauna jellegei

Az egymáshoz közel levő két fúrás felsőeocén kifejlődései alapján megállapítható, hogy azok mind kőzettani, mind faunaösszetétel szempontjából köztes helyzetben vannak ÉK-Magyarország és DNy-Dunántúl felsőeocén kifejlődései között. A fúrásainktól DNy-ra levő Balatonbozsok-1 sz. mélyfúrásban (SCHWÁB M. 1960) harántolt tufitos, tufás homokkövekből KECSKEMÉTI T. határozta meg és sorolta a bartoni emeletbe az 1. sz. táblázatban feltüntetett fajokat. Mint az a balatonbozsoki nagy-Foraminifera felsorolásból kitűnik, a *N. fabianii*, *N.* aff. *intermedius* fajok a *Spiroclypeus*, *Grzybowskia* nemzetségek hiányoznak, viszont a *Discocyclina* fajok feldúsulása észlelhető.

A kissé távolabb, DNy-ra levő Ságvár-2 sz. fúrás rétegsorából az 1. sz. táblázatban feltüntetett fajokat mutattam ki (1969). Itt már megjelenik a *N. fabianii*, viszont a *Discocyclina* fajok egyedileg és számbelileg minimálisra csökkentek, a *Spiroclypeus* és a *Grzybowskia* nemzetség ez esetben is hiányzik.

A területünktől ÉK-re levő esztergomi-medencei és budai-hegységi kifejlődéseket VITÁLISNÉ ZILAHY L. (1965, pp. 397—398) már részletesen értékelte,

1. táblája t

Néhány hazai felsőeocén nagy-Foraminifera asszociációjának és egyéb ősmaradványainak összehasonlítása

	Balatonboyzok-1 sz. f. (SCHWAB M. 1960)	Ságvár-2 sz. f. (JÁMBORNÉ KNESS M. 1969)	Csákvár-32 Tabajd 6 sz. fúrások	Esztergomi-medence és Budai-hegység (VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1965)	Felsőtárkány (DNy-Bükk) (VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1965)
Nummulites aff. *anomalus* DE LA HARPE			+		
N. ? *budensis* HANTKEN			+	+	+
N. bouillei DE LA HARPE			+		+
N. aff. *bouillei* DE LA HARPE			+		
N. chavannesi DE LA HARPE				+	+
N. sp. ex gr. *chavannesi* DE LA HARPE			+		
N. fabianii (PREVER)		+	+	+	+
N. aff. *fabianii* (PREVER)		+	+		
N. aff. *intermedius* D'ARCHIAC			+		
N. incrassatus DE LA HARPE				+	
N. sp. ex gr. *incrassatus*		+	+		
N. irregularis DESHAYES	+	+			
N. striatus (BRUGUIÈRE)	+	+			
N. variolarius (LAMARCK)			+		
N. aff. *variolarius* (LAMARCK)		+	+		
N. millecaput BOUBÉE				+	
Operculina alpina DOUVILLÉ		+	+	+	+
O. granulosa BOUSSAC			+		
O. subgranulosa D'ORBIGNY			+		+
O. canalifera gomezi COLOM et BAUZA				+	
Pellatispira aff. *madarászi* HANTKEN			+		
Heterostegina aff. *heterostegina* HOTT.			+		
Spiroclypeus carpaticus (UHLIG)			+	+	+
S. aff. *carpaticus* (UHLIG)			+		
S. granulosus BOUSSAC			+		+
S. aff. *granulosus* BOUSSAC			+		
Grzybowskia multifida BIEDA			+		+
G. reticulata (RÜTIMEYER)			+		+
Discocyclina augustae VAN DER WEIJDEN	+		+	+	

1. táblázat folytatása

	Balatonbozsok-1 sz. f. (SCHWÁB M. 1960)	Ságvár-2 sz. f. (JÁMBORNÉ KNESS M. 1969)	Csákvár-32 } sz. fúrások Tabajd 6 }	Esztergomi-medence és Budai-hegység (VITÁLISSÉ ZILAHY L. 1965)	Felsőtárkány (DNy-Bükk) (VITÁLISSÉ ZILAHY L. 1965)
D. archiaci (SCHLUMBERGER)	+			+	
D. bartholomei (SCHLUMBERGER)	+		+	+	
D. fortisi (D'ARCHIAC)	+	+		+	
D. aff. *nummulitica* GÜMBEL			+	+	
D. papyracea (BOUBÉE)	+			+	
D. pratti (MICHELIN)	+			+	
D. aff. *scalaris* SCHLUMBERGER			+	+	
D. sella D'ARCHIAC	+			+	
D. varians (KAUFMAN)	+			+	
Asterocyclina stella (GÜMBEL)			+	+	
A. stellata (D'ARCHIAC)			+	+	
Lithothamnium		+	+	+	+
Korall	+		+	+	
Bryozoa		+	+	+	+
Brachiopoda			+	+	+
Mollusca	+	+	+	+	
Rák (Ostracoda, Brachyura)	+	+	+		+
Echinoidea	+	+	+	+	+

ezért itt csak annyit említek meg, hogy ott szintén megtalálhatók az általunk is kimutatott *N. fabianii* (PREVER), *Operculina alpina* DOUVILLÉ, *Spiroclypeus carpaticus* (UHLIG) fajok, azonban hiányzik a *Pellatispira* aff. *madarászi* (HANTKEN), *Spiroclypeus granulosus* BOUSSAC, *Grzybowskia multifida* BIEDA és *G. reticulata* (RÜTIMEYER), ami viszont a mi fúrásainkból kimutatható (1. táblázat). Az esztergomi-medencei és budai-hegységi területeken a *Discocyclinák* jelentősen felszaporodnak.

A „köztes helyzet" megjelölés kőzetkifejlődés szempontjából is indokoltnak látszik, ugyanis míg e szintben a DNy-i területen intenzív tufaszórás mutatkozik, addig az ÉK-i területen csaknem tufamentes biogén mészkövek ismertek, területünkön viszont tufitos, biogén mészkő jelentkezik.

Még távolabb, ÉK irányban a Bükk hegység DNy-i részén a mészkő-, agyagos mészkő-, márgakifejlődésű felsőeocén összlet Foraminifera-asszociációja, mint azt az 1. sz. táblázat is mutatja, lényegében megegyezik az általunk vizsgált szelvények felső szakaszának társulásával. Kisebb eltérés mutat-

kozik a kis-Foraminiferák és a kőzetkifejlődésben, e két utóbbi tényező valószínűleg a fácieskülönbségből adódik.

A fentiek figyelembevételével, a fúrás által harántolt felsőeocén szelvény a *priabónai emelet alsó tagozatához* tartozik, de úgy tűnik, az esztergomi-medencei és a budai-hegységi kifejlődéseknél valamivel fiatalabb szakaszt is képvisel, amelyet az infraoligocén denudáció nem pusztított le. E fiatalabb tagozat leginkább a Bükk hegység D—DNy-i vonulata felsőeocénjének lehet időbeli megfelelője.

IRODALOM

JÁMBORNÉ KNESS M. 1969: Nagy-Foraminifera vizsgálatok a Ságvár-2. sz. fúrásból. — Kézirat.

SCHWÁB M. 1960: Az 1957—1958. évi távlati kutatófúrások. (A Balatonbozsok-1. sz. távlati kutatófúrás). — Földt. Int. Évi Jel. pp. 309—323.

VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1965: Felsőeocén Foraminiferák Felsőtárkány környékéről (DNy-Bükk). — Földt. Int. Évi Jel. pp. 393—399.

ÉTUDE DES GRANDS FORAMINIFÈRES DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DES SONDAGES DE CSÁKVÁR-32 ET DE TABAJD-6

par

M. JÁMBOR-KNESS

La présence des grands Foraminifères pilotes [*Nummulites fabianii* (PREVER), *N.* aff. *intermedius* D'ARCHIAC, *Pellatispira* aff. *madarászi* HANTKEN, *Spiroclypeus carpaticus* (UHLIG), *S. granulosus* BOUSSAC, *Grzybowskia multifida* BIEDA, *G. reticulata* (RÜTIMEYER)] permet de distinguer l'association de l'Éocène supérieur de la faune lutétienne, et de préciser la datation des volcanites intercalées.

Les litho- et biofaciès de l'Éocène supérieur mis à jour occupent une place intermédiaire entre ceux se trouvant dans le NE de la Hongrie et ceux du SO de la Transdanubie.

La coupe de l'Éocène supérieur creusée par les deux sondages appartient au terme inférieur du Priabonien; néanmoins, il semble que des dépôts un peu plus anciens que ceux du bassin d'Esztergom et des monts de Buda y sont aussi représentés ce qui est dû au fait qu'ils ont échappé à la dénudation infra-oligocène. Ce terme plus récent correspond, semble-t-il, à l'Éocène supérieur de la chaîne du SSO de la montagne de Bükk.

I. Tábla — Planche I.

1—2. *Nummulites fabianii* (PREVER) forma B, főmetszet. 10×

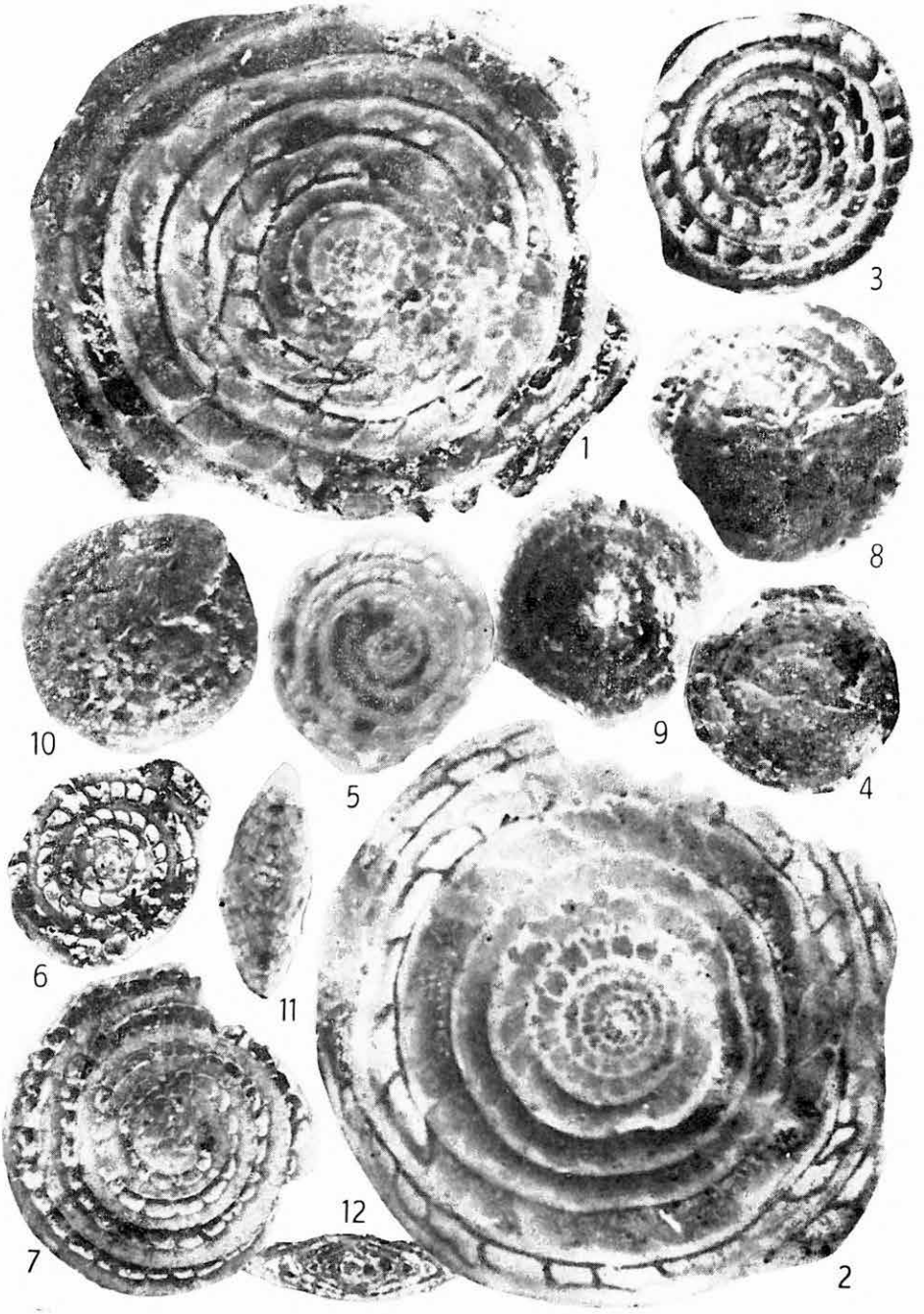
3—7. *Nummulites fabianii* (PREVER) forma A, főmetszet. 10×

8—10. *Nummulites fabianii* (PREVER) forma A, felület. 10×

11—12. *Nummulites fabianii* (PREVER) forma A, keresztmetszet. 10×

Tabajd-6. sz. fúrás 76,8—81,4 m. Priabónai emelet, *N. fabianii*-szint

Foto: Pellérdyné

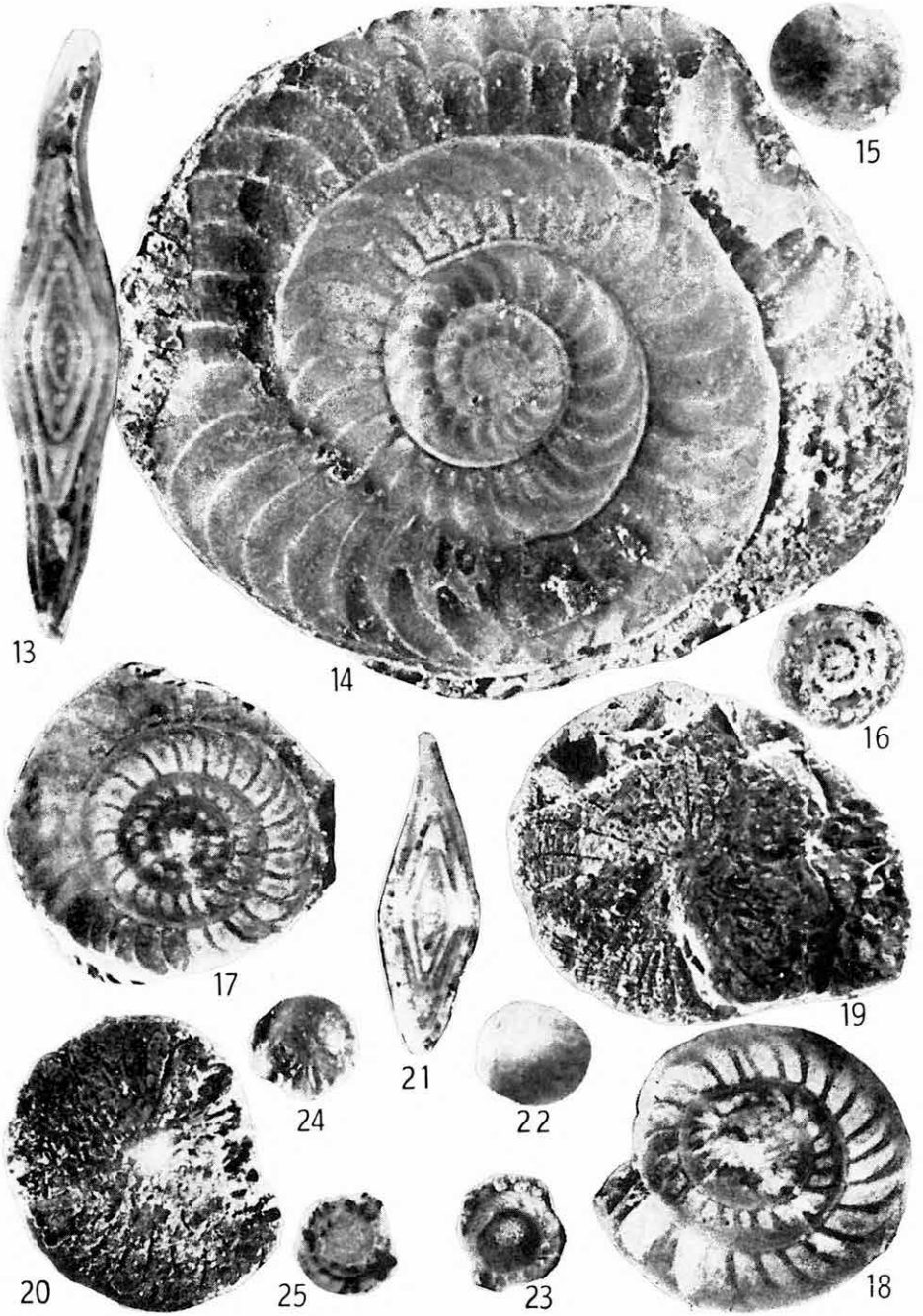

1
3
8
10
5
9
4
6
11
2
7
12

II. Tábla — Planche II.

13. *Nummulites irregularis* DESHAYES forma B, keresztmetszet 10×
14. *Nummulites irregularis* DESHAYES forma B, főmetszet. 10×
15. *Nummulites variolarius* (LAMARCK) forma A, felület. 10×
16. *Nummulites variolarius* (LAMARCK) forma A, főmetszet. 10×
17—18. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, főmetszet. 10×
19—20. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, felület. 10×
21. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, keresztmetszet. 10×
22. *Nummulites* sp. ex gr. *chavannesi*, felület. 10×
23. *Nummulites* sp. ex gr. *chavannesi*, főmetszet. 10×
24. *Nummulites* sp. ex gr. *incrassatus*, felület. 10×
25. *Nummulites* sp. ex gr. *incrassatus*, főmetszet. 10×

13., 14. Ságvár-2. sz. fúrás 160,0—162,0 m. Priabónai emelet legalsó szakasza
15—25. Tabajd-6. sz. fúrás 143,0—148,0 m. Priabónai emelet, *N. fabianii*-szint

Foto: Pellérdyné


13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

III. Tábla — Planche III.

26. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, főmetszet. 10×
27. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, felület. 10×
28. *Nummulites bouillei* DE LA HARPE forma A, keresztmetszet. 10×
29. *Nummulites ? budensis* HANTKEN forma A, főmetszet. 10×
30. *Nummulites ? budensis* HANTKEN forma A, felület. 10×

31—32. *Operculina granulosa* LEYMERIE forma A, felület. 10×

33—34. *Operculina alpina* DOUVILLÉ forma A, felület. 10×

35. *Operculina subgranulosa* D'ORBIGNY forma A, főmetszet. 10×

36—37. *Spiroclypeus granulosus* BOUSSAC forma A, főmetszet. 10×

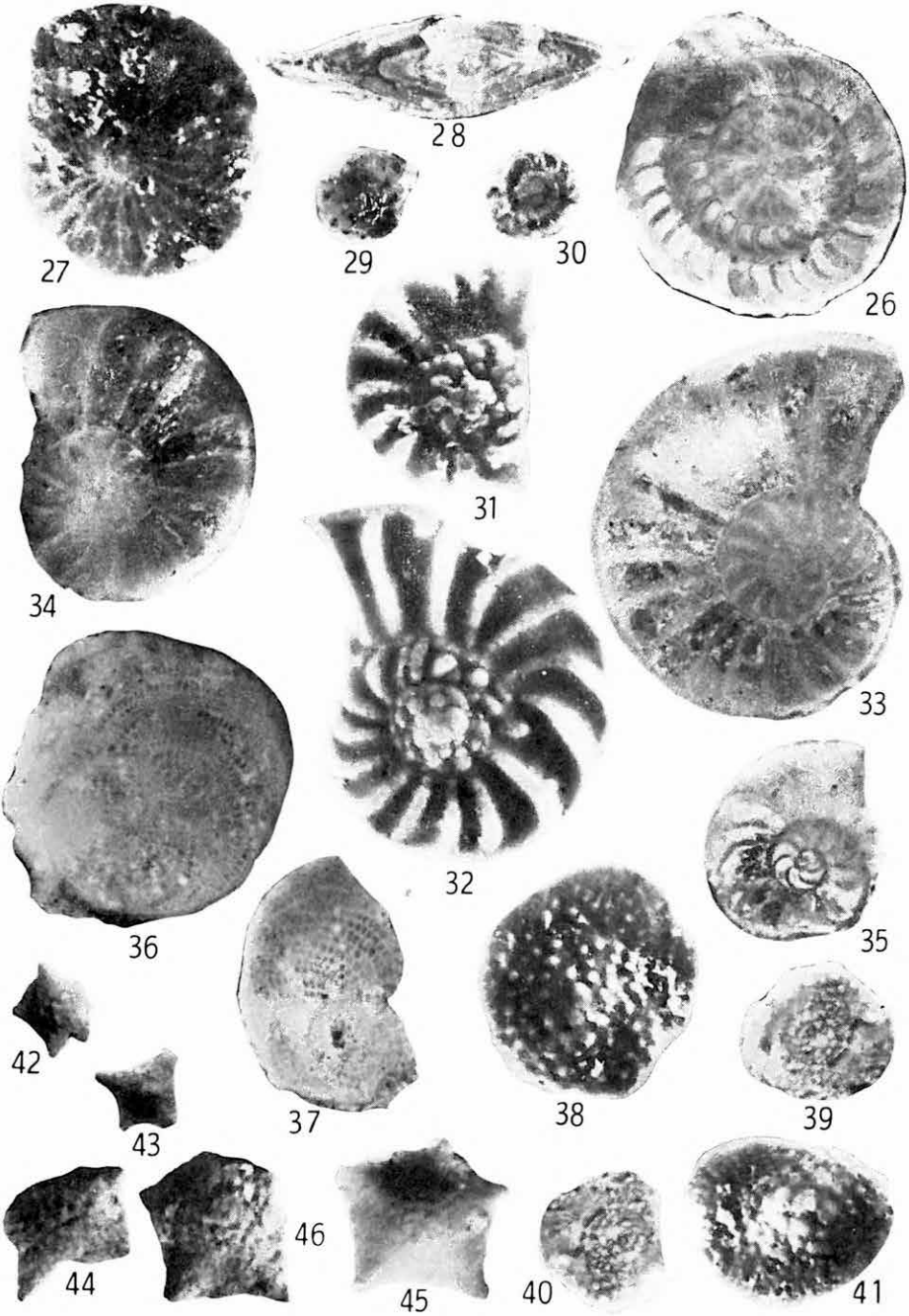
38., 41. *Spiroclypeus granulosus* BOUSSAC forma A, felület. 10×

39—40. *Spiroclypeus carpaticus* (UHLIG) forma A, főmetszet. 10×

42—46. *Asterocyclina stella* (GÜMBEL), felület. 10×

Tabajd-6 sz. fúrás 76,8—81,4 m. Priabónai emelet, *N. fabianii*-szint

Foto: Pellérdyné


27
28
29
30
26
31
34
33
32
36
35
42
43
37
38
39
44
46
45
40
41

IV. Tábla — Planche IV.

47. *Grzybowskia multifida* BIEDA forma A, főmetszet. 10×
48. *Grzybowskia reticulata* (RÜTIMEYER) forma A, főmetszet. 10×
49. *Grzybowskia* sp., főmetszet. 10×

50—53. *Grzybowskia reticulata* (RÜTIMEYER) forma A, felület. 10×

54—55. *Discocyclina augustae* VAN DER WEIJDEN forma A, felület. 10×

56. *Discocyclina augustae* VAN DER WEIJDEN forma A, főmetszet 10×
57. *Discocyclina nummulitica* (GÜMBEL) forma A, felület. 10×

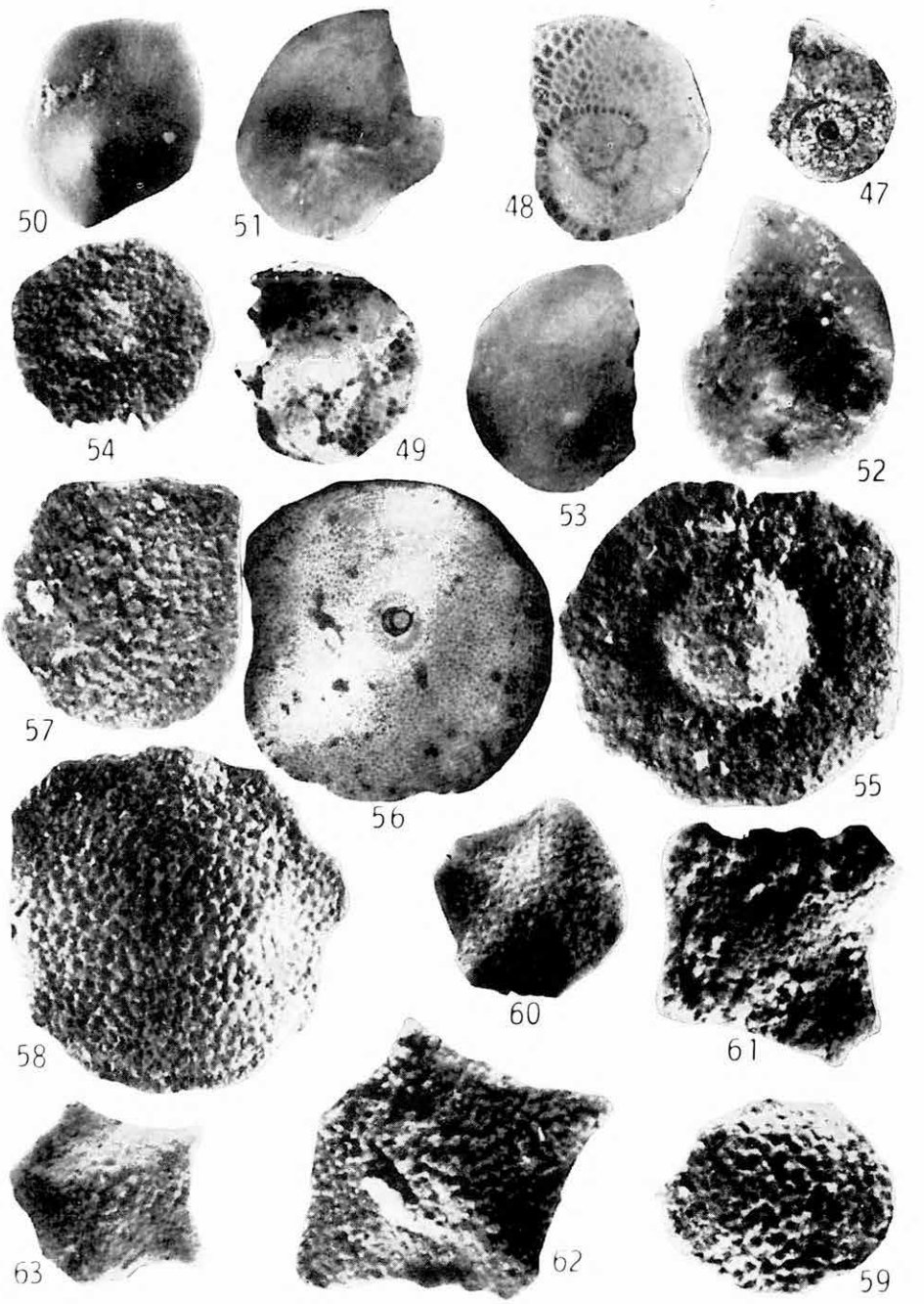
58—59. *Discocyclina bartholomei* (SCHLUMBERGER), felület. 10×

60—62. *Asterocyclina stellaris* (BRUNNER), felület. 10×

63. *Asterocyclina stella* (GÜMBEL), felület. 10×

Tabajd-6. sz. fúrás 76,8—81,4 m. Priabónai emelet, *N. fabianii*-szint

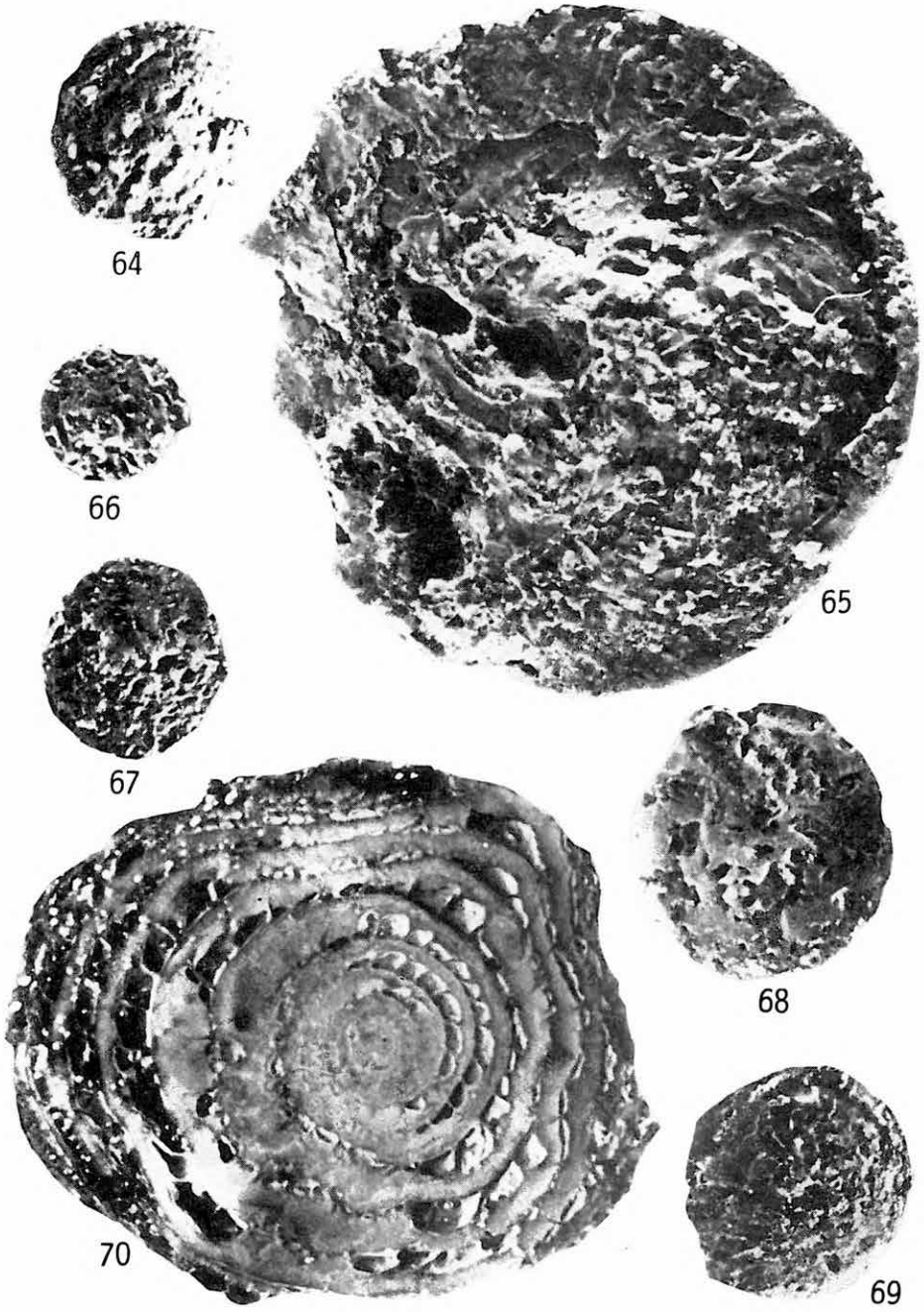
Foto: Pellérdyné


50
51
48
47
54
49
53
52
57
56
55
58
60
61
63
62
59

V. Tábla — Planche V.

64—70. Tufaszóródás okozta roncsolódások *N. fabianii* forma A (64, 66, 67, 68, 69 ábra) és *N.* aff. *intermedius* D'ARCHIAC forma B (65, 70 ábra) példányok felületén és belsejében. Csákvár-32 sz. fúrás 141,2—142,0 m. Priabónai emelet, *N. fabianii*-szint 10×

Foto: Pellérdyné

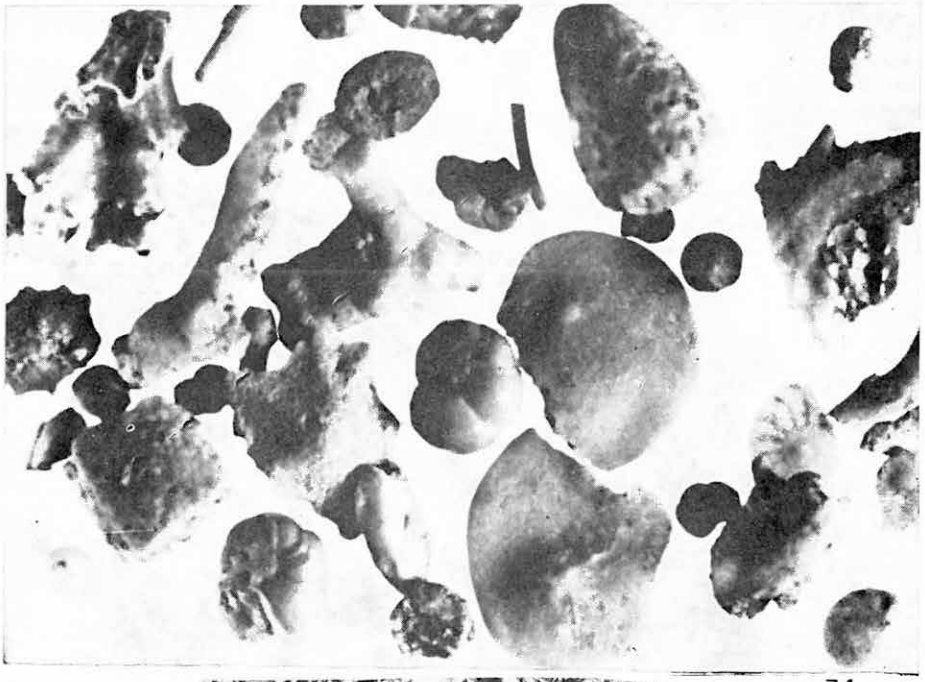

64
65
66
67
68
69
70

VI. Tábla — Planche VI.

71. Foraminifera, Lithothamnium, Bryozoa asszociáció a Csákvár-32. sz. fúrás 150,0 m-éből. 10×

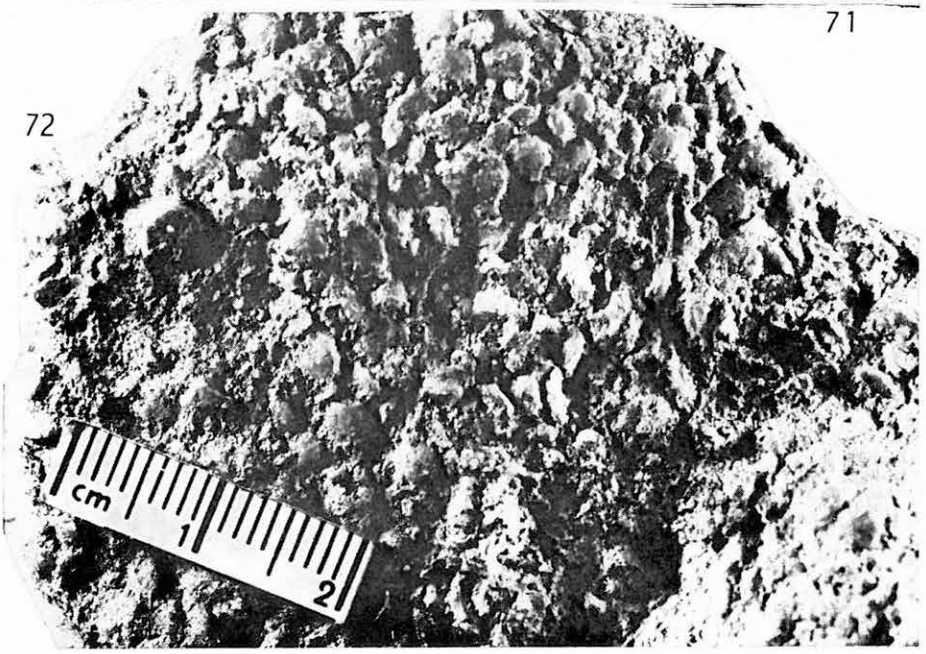
72. *Nummulites fabianii* tartalmú tufitos, márgás mészkő a Csákvár-32. sz. fúrás 152,8 m-éből

Foto: Pellérdyné



71

72



VII. Tábla — Planche VII.

Kis-Foraminifera, Lithothamnium, Bryozoa, Echinoidea,
?Chonodonta asszociáció a Tabajd-6. sz. fúrás 148,0—153,0 m-es szakaszából

Foto: Pellérdyné

NÉHÁNY ÚJ ŐSMARADVÁNY A CSŐVÁRI ALSÓKARNI RÉTEGEKBŐL

Írta: DETRE CSABA

A csővári alsókarni bitumenes mészkőből a Kecskés-patak kanyarulatában levő nagy kőfejtő alsó, lemezes elválású rétegeiből NAGY ELEMÉR, BADINSZKY PÉTER, valamint jómagam gyűjtöttem ősmaradványokat 1968—69-ben. Ezek közül kiemelünk néhány érdekesebb, Magyarországról ez ideig ismeretlen alakot és a következőkben ismertetjük azokat:

Classis: *Lamellibranchiata*
Ordo: *Pterioida*
Subordo: *Pteriina*
Superfamilia: *Limacea*
Familia: *Limidae*
Genus: *Plagiostoma* SOWERBY, 1814
Subgenus: *Pseudacesta* WAAGEN, 1907

Plagiostoma (Pseudacesta) inaequicostata (SCHAFHÄUTL, 1851)

1923. *Lima inaequicostata* SCHL.: DIENER: p. 105 (cum syn.)
1966. *Plagiostoma (Pseudacesta) inaequicostata* (SCHL.): ALLASINAZ: p. 676, tav. 48, fig. 3—6.

Megjegyzés: Egy bal és egy jobb teknő ugyanabból a kőzetmintából, amelyben a *Badiotites eryx* (MUENST.) Ammonites-maradványok vannak.

Aequivalvis, erősen inaequilaterális teknők, radiális bordázottsággal. A bordák a posterior harmadban még nem látszanak, a perem felé egyre erősebbek.

Előfordulás: A régi „*Lima inaequicostata*" fajt a régi irodalom alapján rendszertanilag igen nehéz lehatárolni, így vertikális elterjedése is bizonytalan. ALLASINAZ (1966) szerint a faj a Juli-Alpok *Trachyceras aonoides* zónájában fordul elő.

Magyarországról ez ideig ismeretlen volt.

Classis: *Cephalopoda*
Ordo: *Ammonoidea*
Subordo: *Ceratitina* HYATT, 1884
Superfamilia: *Clydonitaceae* MOJSISOVICS, 1879
Familia: *Lacantidae* HYATT, 1900
Genus: *Badiotites* MOJSISOVICS, 1882

1. ábra – Abb. 1.
Badiotites eryx, 4×

Badiotites eryx (MUENSTER, 1834)

1. ábra

1882. *Badiotites Eryx* (MÜNST.); MOJSISOVICS: p. 91, Taf. XXVII, Fig. 19–31; Taf. LXXX, fig. 7.
1915. *Badiotites Eryx* (MÜNST.); DIENER: p. 61. (cum syn.)
1932. *Badiotites Eryx* (MÜNST.); KUTASSY: p. 430.
1957. *Badiotites eryx* (MÜNST.); ARKELL et al.: p. 164; 195/4. fig.
1969. *Badiotites eryx* (MÜNST.); DETRE: p. 9.

M e g j e g y z é s : NAGY E. gyűjtéséből 2 példány (kőbél) került elő és két lenyomat. A példányokon kivehetők az alábbi faji jellegzetességek: Platycon-típusú ház. A köldök közepesen tág, nem bemélyedt. Enyhén előrehajló, az apertura közelében szigmoid bordák. Az externális oldal, az apertura, valamint a köldöki kanyarulatok finomabb szerkezete nem tanulmányozható. Lóbavonalak nem észlelhetők.

A legjobb megtartású kőbél méretei:

legnagyobb átmérő: 7,5 mm
köldökátmérő: 3,5 mm

A faj e l t e r j e d é s e : *Trachyceras aon* (legalsó karni) zóna: Déli-Alpok, Görögország; *Protachyceras archelaus* (felsőladini) zóna: Déli-Alpok.

A faj ezek szerint nem tartozik a jó szintjelzők közé. Előfordulása a csővári bitumenes mészkőben ennek ellenére is érdekes, mivel az e rétegekből korábban meghatározott fauna a magasabb *Trachyceras aonoides* zónára volt jellemző (ORAVECZ 1963, DETRE 1967) és a Csővár 1. sz. alapfúrás 347,40–352,40 m mélységköze is erre a zónára jellemző *Halobia styriaca* (MOJS.) kagylómaradványokat tartalmaz.

Magyarországról a faj ez ideig ismeretlen volt.

Superfamilia: *Ceratitaceae* MOJS., 1879
Familia: *Aplococeratidae* SPATH, 1951
Genus: *Apleuroceras* HYATT, 1900

Apleuroceras sp. ex gr. *sturi* (MOJS.)

1882. *Ceratites Sturi* MOJSISOVICS: p. 44, Taf. XXXIV., Fig. 1.
1969. *Apleuroceras* sp.: DETRE: p. 11.

M e g j e g y z é s : Egyetlen példány a bitumenes mészkő vastagabb pados rétegeiből. A mintegy 16 cm átmérőjű Ammonites-maradvány erősen kopott és hiányos megtartású. A kőbelen itt-ott kisebb héjfoszlányok maradtak meg. Legjobban az *Apleuroceras sturi* (MOJS.) alpi, ladini fajjal hozható kapcsolatba.

Ordo: *Orthoceratida*
Superfamilia: *Orthoceracea*
Familia: *Orthoceratidae*
Genus: *Michelinoceras* FOERSTE, 1932

Michelinoceras cf. *politum* (KLIPSTEIN, 1843)

2. ábra

1843. *Orthocera politum* KLIPSTEIN: p. 144, Tab. IX., Fig. 6.
1915. *Orthoceras politum* KL.; DIENER: p. 341 (cum syn.)
1933. *Orthoceras politum* KL.; KUTASSY: p. 721

Megjegyzés: Egyetlen példány a vékonylemezes mészkőből, amely a hossztengelyre merőleges irányban erősen összenyomott.

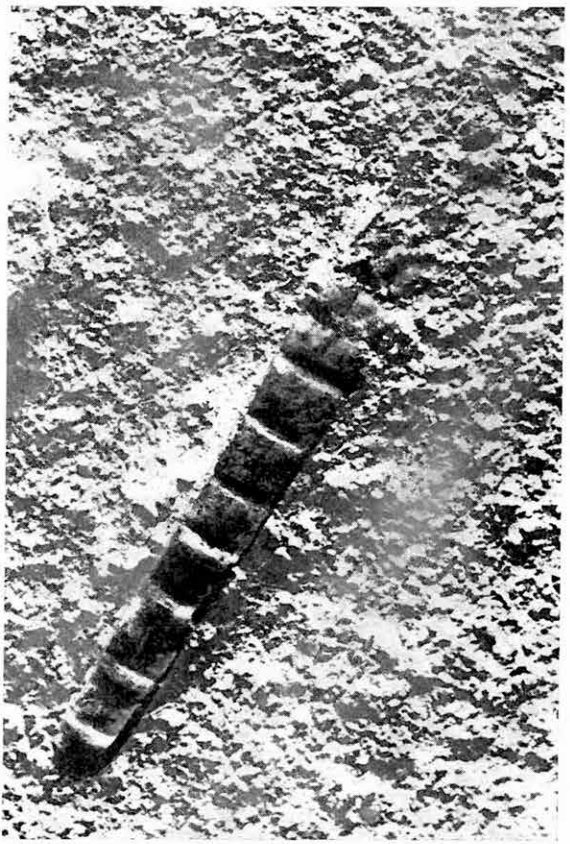
A házból 7 légkamra és a lakókamra egy része maradt meg. Az erős összenyomódás következtében a szifó a felületen látható, ott, ahol a légkamrák behorpadtak. A szifó látszólag középállású. Amennyiben azonban eredetileg nem középállású volt, úgy csak egyetlen olyan irányú nyomóerő működhetett (3. ábra: k), mely következtében nem középállású szifó látszana (3. ábra). Ennek valószínűsége pedig rendkívül kicsi. Eredeti középállású szifó esetében bármely irányú utólagos nyomóerő látszólagosan is csak középállású szifót eredményezhet (4. ábra).

Az ősmaradvány ezek szerint az *Orthoceratidák* közé tartozik. Az *Orthoceratidák*nak viszont a triászban már csak egyetlen nemzetsége élt, a *Michelinoceras* FOERSTE.

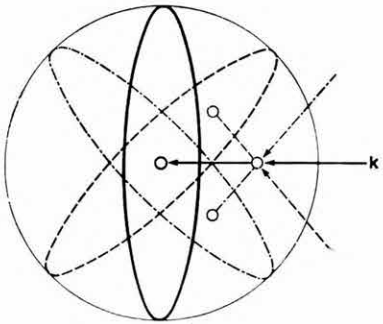
Az egész váz magassága: 26 mm.

Csúcsszögérték: 6—8 fok.

Az egyes kamrák magasság – átmérő aránya rendkívül nagy. A kezdőkamránál csaknem 2,0, a 7. kamra esetében kb. 0,8. (Az egymásra következő kamrák esetében az arány-

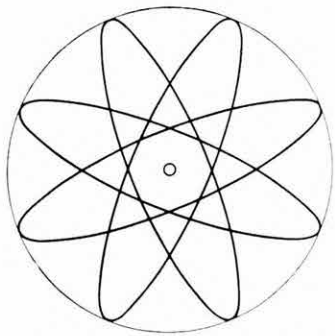


2. ábra – Abb. 2.
Michelinoceras cf. *politum*, 4×



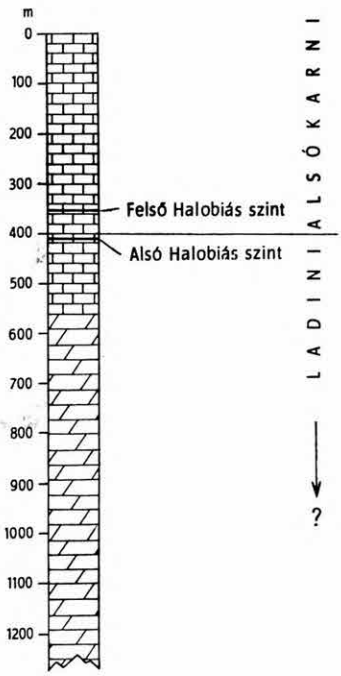
3. ábra. Az eredetileg nem középállású szifónál az összenyomott példány esetében csak egyetlen olyan irányú nyomóerő működhetett volna (k), mely következtében nem középállású szifó látszana

Abb. 3. Zusammengedrucktes Exemplar mit einem Sipho, der u-r sprünglich nicht eine Mittellage eingenommen haben muß, k = die einzige Druckrichtung, bei welcher nicht eine Mittelstellung zu sehen wäre



4. ábra. Középállású szifónál bármely irányú nyomóerő esetén látszólagosan is csak középállású szifó mutatkozik

Abb. 4. Bei einem Sipho von Mittellage ist auch im zusammengedruckten Exemplar nur eine Mittellage zu beobachten, unabhängig von der Druckrichtung



szám csökkenő értékű.) Megközelítően ilyen nagy értékek csak a *M. politum* (KLIPST.) faj esetében észlelhetők.

Az összenyomódás miatt a fent említett morfológiai tulajdonságokban lehetséges bizonytalanság miatt a nomenclatura aperta-t alkalmazom.

Elterjedés: A *M. politum* faj Magyarországról még ismeretlen, az Alpok, a Dinaridák, valamint Görögország anizuszi, ladini és karni rétegeiben fordult elő.

Rétegtani megjegyzések

Az 1200 m mélységig lemélyített Csővár 1. sz. alapfúrás 564,30 m-ig gazdag mikroősmaradvány tartalmú mészkő és dolomitos mészkőrétegeket harántolt. A fúrás anyagában szá-

5. ábra. A Csővár 1. sz. alapfúrás vázlatos rétegsora

Abb. 5. Skizzenhafte Schichtensäule der Bohrung Csővár-1

mos makroősmaradványt is találtunk. Külön kiemelhető két lamellibranchiatás szint, mely révén a fúrás felső szakaszát szintezni tudtuk.

1. *Felső halobiás szint* (347,40—352,40 m):

A fent megjelölt mélységközből a *Halobia styriaca* (Mojs.) maradványai tömegesen kerültek elő. Ez a faj a karni emelet alsó részére jellemző.

2. *Alsó halobiás szint* (403,50—406,20 m):

Ebből a mélységközből a Balaton-felvidéki ún. „daonellás mészkő" jellegzetes két kagylófaja, a *Daonella pichleri* Mojs., valamint a *Halobia cassiana* (Mojs.) szintén tömegesen találhatók. Ez azt jelenti, hogy ebben a mélységben már legfelső ladini vagy a ladini—karni határrétegeket képviselő mészkőrétegek vannak (5. ábra). Az 564,3 m-ig lehúzódó mészkő-, ill. dolomitos mészkőrétegek jórészt ladini korúak is. Az alatta következő teljesen faunamentes dolomit kora bizonytalan.

IRODALOM

Allasinaz, A. 1966: Il trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici). XVIII. La fauna a Lamellibranchi dello Julico. (Carnico medio). — Riv. Ital. Paleont., v. 72, n. 3.

Allasinaz, A. 1968: Ibid., XXIII. Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia. — Ibid., v. 74, n. 2.

Arkell, W. J.—Kummel, B.—Wright, C. W. 1957: Systematic Descriptions. In Moore, R. C. (ed.): Treat. Inv. Pal. Part „L".

Detre Cs. 1967: A Nézsa-környéki triász. — ELTE szakdolg.

Detre Cs. 1969a: A csővár-nézsai triászrög őslénytani vizsgálatának legújabb eredményei. — Őslénytani Viták, 11. f.

Detre Cs. 1969b: A Csővár 1. alapfúrás makrofauna-vizsgálata. — Kézirat, MÁFI-Adattár.

Diener, C. 1915: Cephalopoda triadica. — Foss. Cat. I. Anim., Pars 8.

Diener, C. 1923: Lamellibranchiata triadica. — Ibid., Pars 19.

Klipstein, A. v. 1843: Beiträge zur geologischen Kenntniss der östlichen Alpen. — Giessen, Heyer's Verlag.

Kutassy E. 1930: Lamellibranchiata triadica II. — Foss. Cat. I. Anim., Pars 51.

Kutassy E. 1932: Cephalopoda triadica II. — Ibid., Pars 56.

Mojsisovics, E. 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Trias-Provinz. — Abhandl. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. 10.

Oravecz J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — Földt. Közl. 93.

EINIGE FÜR UNGARN NEUE MOLLUSKEN AUS DEM UNTEREN KARN VON CSŐVÁR

von

CS. DETRE

In 1968–69 wurden in den unterkarnischen bituminösen Kalken der Umgebung von Csővár folgende, bisher aus Ungarn unbekannte Fossilien angetroffen:

Lamellibranchiata

Pterioida: *Plagiostoma (Pseudacesta) inaequicostata* (SCHAFHÄUTL, 1851)

Cephalopoda

Ammonoidea: *Badiotites eryx* (MUENSTER, 1834)
Apleuroceras sp. ex gr. *sturi* (MOJS.)

Orthoceratida: *Michelinoceras* cf. *politum* (KLIPSTEIN, 1843)

In der bis 564,30 m Tiefe reichenden Kalksteinserie der 1200 m tiefen Basisbohrung Csővár-1 waren zwei Halobien-Horizonte zu finden: *1.* der *Halobia styriaca* (MOJS.) — Horizont (unteres Karn) im Intervall von 374,40 bis 352,40 m und *2.* der *Halobia cassiana* (MOJS.) — *Daonella pichleri* (MOJS.) — Horizont (oberstes Ladin bzw. Ladin—Karn-Grenze) im Intervall von 403,50 bis 406,20 m.

A TOKAJI-HEGYSÉG FÖLDTANI VIZSGÁLATA 1969-BEN

Írta: GYARMATI PÁL

A Tokaji-hegységben dolgozó Kutatócsoport tevékenysége 1969-ben a 25 000-es földtani térképsorozat utolsó lapjainak lezárására, a munka tudományos és gazdasági eredményeinek összefoglalását jelentő monográfia főbb fejezeteinek megalapozására, valamint (szerződéses kereten) a Kishuta-1. sz. alapfúrás anyagfeldolgozására irányult.

A 25 000-es térképsorozat kilenc térképlapjának (Makkoshotyka, Sárospatak, Tarcal, Tokaj: GYARMATI P.; Füzérradvány, Füzérkajata, Széphalom, Sátoraljaújhely: PENTELÉNYI L.; Hollóháza: ILKEYNÉ PERLAKI E.) lezárása még az év első felének jelentős részét kitöltötte. Ezt a munkát a több éves tapasztalatnak és gyakorlatnak megfelelően végeztük el. A térképeket két — észlelési és fedetlen — változatban készítettük el, előzőhöz földtani alapadat-gyűjteményt, utóbbihoz pedig térképmagyarázót állítottunk össze. Az egész munka alapját képező, egy-egy laphoz tartozó mintaanyag-gyűjteményt, mely egyaránt tartalmazza a korábbi gyűjtők mintáit és saját gyűjtésünket, koordináta-hálózat szerint átszámozva és rendezve, az Intézet múzeumában helyeztük el.

Ez az igen nagy munkával, fáradsággal összeállított mintaanyag-gyűjtemény kiindulópontja, alapdokumentációja a 25 000-es földtani térképeknek és a tervezett monográfiának. Térképlaponként ez átlagosan mintegy 800 kőzetmintát, a hegység 17 térképlapjára vonatkozóan pedig mintegy 13 600 mintát jelent. Ha ehhez mintánként átlagosan csak a főbb vizsgálati eredmények (ásványos összetétel, szövet, kémiai összetétel) 10 adatát vesszük számításba, ez az egész hegységre vonatkozóan minimálisan 136 000 adat kézbentartását, azonnali áttekintésének lehetőségét kívánja meg.

A 25 000-es térképszerkesztés és magyarázó-írás munkája után az első nehézséget éppen ez a megnövekedett adatmennyiség jelentette. A monográfia-munka megkezdése elképzelhetetlen e nélkül a rendezett, a hegység egész területét, összes képződményét egyaránt képviselő, különféle szempontok szerint nyilvántartott, azonnal kézbevehető mintaanyag-gyűjtemény nélkül.

A 25 000-es térképek lezárásával egyidejűen tehát sürgetően jelentkezett ennek a 25 000-es térképek kívánalmainak jól megfelelő, de a monográfia-munka igényeitől távol álló mintagyűjteménynek átrendezése, a monográfia szempontjai szerinti kiegészítése, újragyűjtése, új feltárások létesítése az egyidejűleg felmerülő problémák tisztázására.

Ezek között legjelentősebb a Kishuta-1 sz. alapfúrás továbbfúrása 800 m-től 1000 m-ig, az Erdőhorváti-13 sz. sekély szerkezetkutató fúrás mélyítése 500 m-ig

és az 1000 m mélységűre tervezett Sátoraljaújhely-8 sz. alapfúrás 600 m-es szakaszának lefúrása. A már lezárt 25 000-es térképlapokat ezek eredményei már lényegesen nem változtatják meg, annál jelentősebbek viszont a készülő monográfia riolitos fejezete szempontjából. Előzetes feldolgozásuk mellett elkészült a Kishuta-1 sz. alapfúrás 0—800 m-ig terjedő szakaszának részletes, sokoldalú anyagvizsgálata ILKEYNÉ PERLAKI E. munkájaként. E fúrásban feltárt kőzettípusok felszíni és kisebb mélységű feltárásokból már ismertek voltak, egymással és képződésükkel kapcsolatos összefüggésükre csak a fúrás szelvénye derített fényt (1. ábra). A riolitos vulkanizmus kora — a faunával igazolt alsószarmata üledékes fekü és az egyébként ismert felsőszarmata andezit fedőképződményekkel határoltan — biztosan az alsószarmatára tehető. Érdekes és a hegység szerkezetére jellemző új adat az üledékes kifejlődésű felsőtorton fokozatos átmenete az alsószarmata üledékes sorozatba; tekintettel arra, hogy az ugyancsak a hegység belsejében mélyített Telkibánya-2 sz. alapfúrás a felsőtorton üledéksorból keveset, a Baskó-3 sz. alapfúrás pedig semmit sem tárt fel.

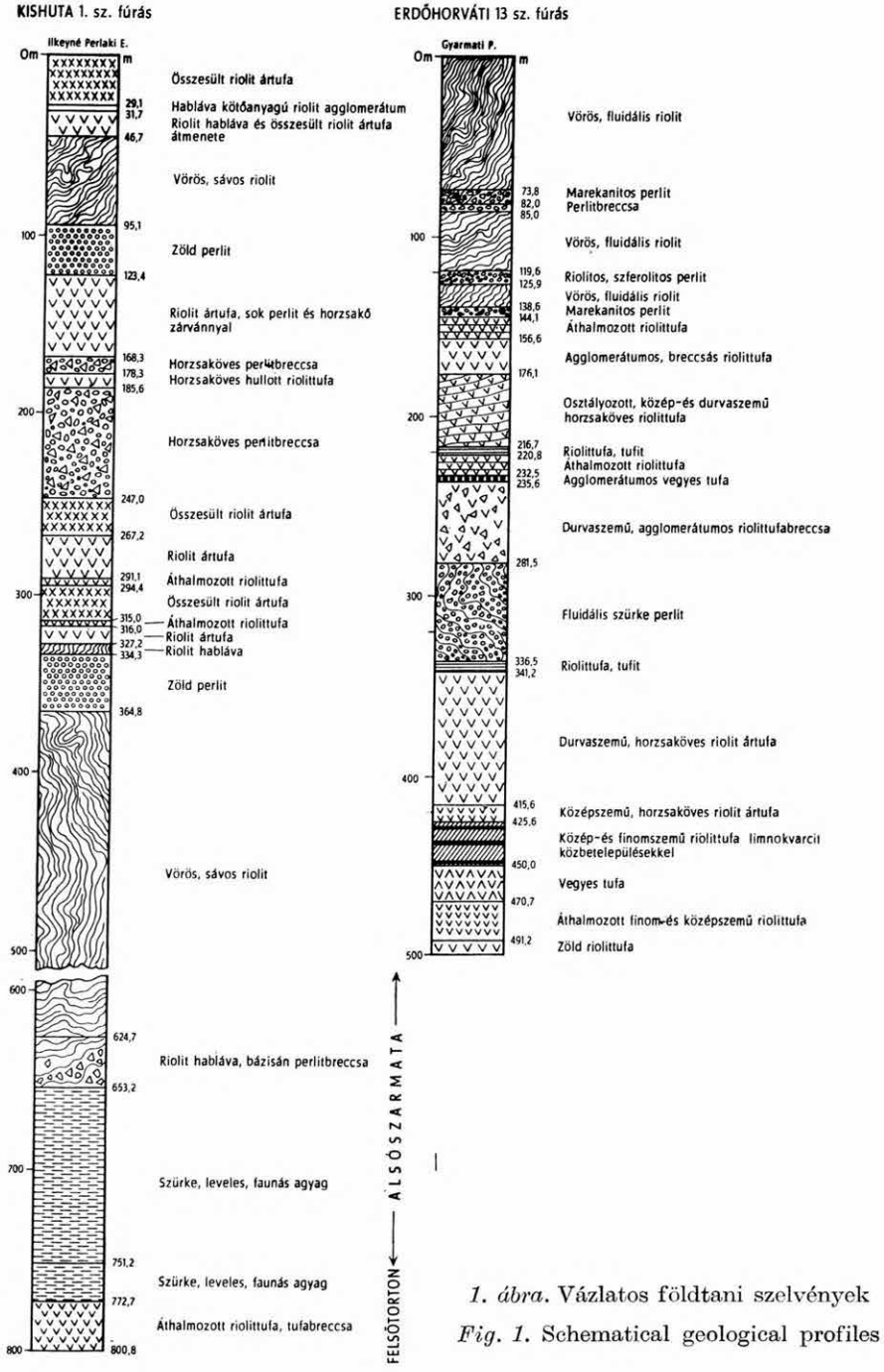
A hegység déli riolitos területének középpontjában, a Szokolya-hegyen GYARMATI P. javaslatára mélyített Erdőhorváti-13 sz. fúrás a tervezett szelvényt fúrta (1. ábra), igazolva, hogy a (piroklasztikum és láva többszöri váltakozásából álló) „dobostorta" szelvények közül, legalábbis a hegység DK-i részén, néhány a valóságban is létezik. Bár a fúrás részletes feldolgozása még hátra van, a fúrás szelvényéből már így is értékes adatokat kaptunk az egyes riolit- és riolittufa-változatok vertikális átmeneteire.

A fúrásban feltárt áthalmozott riolittufa, diatomás tufit limnokvarcittal váltakozó sorozatát azonosítjuk az erdőbénye—ligetmajori sorozattal, a felette levő riolittufa-összletet pedig a Mondoha—Tolcsvai-hegy—Térhegy jól feltárt, felszínről is jól ismert riolittufa-összletével.

A Zempléni-szigethegység paleo—mezozóos sorozatát a Tokaji-hegységtől elválasztó tektonikai vonal tengelyében telepített Sátoraljaújhely-8. sz. fúrás, jórészben a felszínről is ismert torton riolit-ártufa-összletet fúrta, mely itt az eddig ismert legnagyobb vastagságnál (Sárospatak-6. sz. fúrás 367 m) is vastagabbnak bizonyult, mivel az alatta következő alaphegység-zárványos tufakonglomerátummal együtt 600 m-t meghaladó vastagságban jelentkezett.

A monográfia összeállításán, a már korábban kialakított elképzelésnek megfelelően, a következő vázlat szerint dolgoztunk:

1. Földtani megismerés története (PANTÓ G.)
2. A kutatás célkitűzései, megvalósításuk (PANTÓ G.)
3. Földrajzi áttekintés (PANTÓ G.)
4. Az alaphegység és üledékes aljzat képződményei (PANTÓ G.—PENTELÉNYI L.)
5. Vulkáni képződmények: *a)* riolitos vulkánosság (PERLAKI E.); *b)* andezites vulkánosság (GYARMATI P.)
6. Fedő képződmények (PENTELÉNYI L.)
7. Szerkezetföldtan, fejlődéstörténet (PANTÓ G.)
8. Gazdaságföldtan (PANTÓ G.—ZELENKA T.)



1. ábra. Vázlatos földtani szelvények

Fig. 1. Schematical geological profiles

9. Őslénytani munkák: Foraminiferák (NYÍRŐ R.—KORECZNÉ LAKY I.); Malakológia (CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I.—BODA J.—BARTHA F.—KROLOPP E.); Diatomák (HAJÓS M.); Palynológia (NAGY L.-NÉ); Paleofitológia (PÁLFALVY I.); Ostracoda (PIETRZENIUK, E. Berlin)

10. 50 000-es monográfia térkép (GYARMATI P.—PERLAKI E.—PENTELÉNYI L.)

Így a főbb fejezetek megírása (riolitos vulkanizmus: ILKEYNÉ PERLAKI E., andezites vulkánosság: GYARMATI P., üledékes képződmények: PENTELÉNYI L.), valamint a monográfia 50 000-es térképének megszerkesztése az Intézet Tokaji Csoportjának feladata.

A munka jelenlegi fázisában a legfontosabb feladat a monográfiatérkép, elsősorban azonban jelkulcsának összeállítása, mely a tervezett monográfia főbb fejezeteinek vázlata is lesz.

A térkép szerkesztésével kapcsolatos terepi kiegészítő felvétel egy részét elvégeztük, jelenleg a monográfiaszintű, részletes vizsgálatra érdemes anyag kiválasztására törekszünk. Ezek közé sorolhatók a már 1968-ban megkezdett derivatográfiás és infravörös spektroszkópiás elemzések folytatása 1969-ben a főbb riolittípusokon (SZŐŐR GY.), röntgendiffraktométeres vizsgálatok a főbb riolit és andezit—dácit típusokon (PÉTER T.-NÉ). E vizsgálatoknak gyakorlati vonatkozásban is nagy jelentőségük van (perlit- és kőbányászati kutatás).

Gyümölcsözőnek bizonyult a júliusi kárpátaljai tanulmányút (HÁMOR G.—RADÓCZ GY.—GYARMATI P.—PENTELÉNYI L.—VETŐ I. részvételével), mely során — különösen a beregszászi geológiai expedíció (SZASZIN, G. G.) jóvoltából — értékes megfigyeléseket gyűjthettünk a miénkhez hasonló kifejlődésű vulkáni területen. Ez a kapcsolat tovább mélyült a szeptemberi nemzetközi kongresszus alkalmával tett közös kirándulásokon. SZPITKOVSZKAJA, SZ. M. (LVOV) mintegy 10 kőzetminta abszolút kormeghatározásának elvégzését vállalta, melynek eredményétől néhány fontosabb kőzettípusunk pontosabb korbesorolását várjuk. Ugyancsak SZPITKOVSZKAJA, SZ. M.-től értékes útmutatást kaptunk a Fedorov-módszer gyakorlati alkalmazására vonatkozóan, melytől a kőzetalkotó ásványok pontosabb optikai meghatározását reméljük.

Bár az üledékes eredetű képződmények kisebb elterjedésűek, jelentőségük a vulkáni képződmények korbesorolásánál figyelemre méltó. PENTELÉNYI L. elsősorban Füzérkajata, Füzérradvány, Tállya, Abaújszántó, Erdőbénye környékén végeztetett újabb feltárásokat. Ennek során a füzérkajatai Bábahegyen eddig ismeretlen szarmata faunás rétegeket tárt fel, melyek az ottani riodácit korbesorolását teszik biztosabbá. Füzérradványban a tortónai üledékek újabb, a korábban sejtettnél nagyobb elterjedését mutatta ki. Tállya—Abaújszántó—Erdőbénye közti területen a finomszemű, helyenként diatomás tufitok elterjedését nyomozta, elsősorban a bennük gyakran megjelenő növénymaradványok miatt. Különösen az erdőbényei Hidegpatak új feltárásaiból gyűjtött szép flóraanyagot. Erdőbényén és Tállyán a nagy mennyiségű levéllenyomat mellett jó megtartású rovarmaradványok is előkerültek.

A csoport 1969-es tevékenységét tehát elsősorban a monográfia-munkára áttéréssel járó minőségi változás határozta meg, a monográfia-térkép szerkesztése folyamatban van, a következő év feladata ennek alapján az egyes képződmények részletes, monográfiaszintű jellemzése lesz.

GEOLOGICAL STUDIES ON THE TOKAJ MOUNTAINS IN 1969

by

P. GYARMATI

Studies on the Tokaj Mountains reached their last stage in 1969. After completion of mapping, map-drafting and -printing at 25,000, the author's team has set to sum up the results, both of the scientific and practical work done and to compile monographs of this kind. During the first stage of the work planned for two years a geological map is to be plotted at 50,000, and its legend will provide a sketch for the monograph; next year's task, based on this sketch, will be to cover each particular formation by special detailed monographs.

A SÁROSPATAK 10. SZ FÚRÁS DIATOMÁS RÉTEGEI

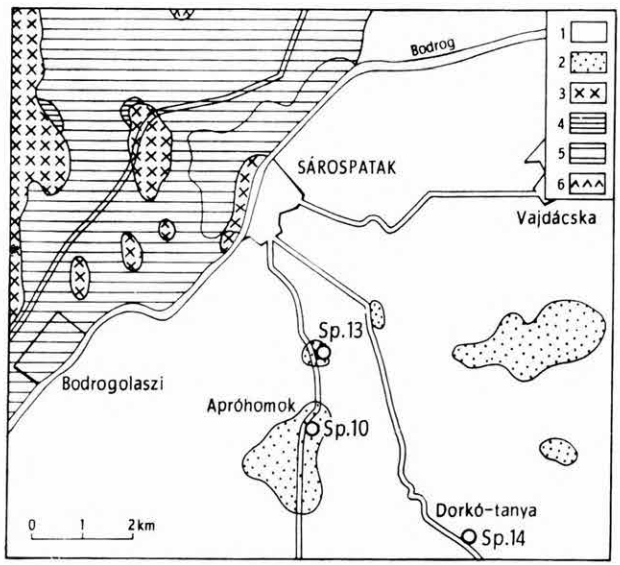
Földtani rész

Írta: GYARMATI P.

A Sárospatak 10. sz. fúrás 1967-ben Sárospataktól 4 km-re délre mélyült, az Apróhomok tanyacsoport iskolája mellett (1. ábra).

A fúrás tervezésekor a kiadásra kerülő sárospataki 25 000-es földtani térképnek, sőt a Bodrogköznek a Tokaji-hegységgel szomszédos sávjára vonatkozó ismereteink bővítése szerepelt célként. A korábban mélyített artézi kútfúrások, de különösen az 1966-ban mélyített vissi kenézlői vízkutató fúrás adatai alapján nyilvánvalóvá vált, hogy a Tokaji-hegység miocén vulkáni képződményei a Bodrogköz holocén, pleisztocén folyami hordaléka alatt 40—80 m mélységben mindenhol megtalálhatók. Változatosságuk épp olyan nagy, mint a Tokaji-hegységben felszínre búvóké. A Sárospatak 10. sz. fúrás ezt a változatos képet tovább gazdagította, hiszen a Tokaji-hegységből ismert és az olivintartalmú piroxénandezittől a riolitig terjedő kőzetsort eddig sem a felszínről, sem mélyfúrásból nem ismert olivinbazalttal bővítette. Ezt előzetes rövid bejelentésben már ismertettük (GYARMATI P. 1969). Itt az ennek feküjében levő diatomás riolittufa, -tufit rétegösszlet földtani helyzetét ismertetjük.

A fúrás újholocén kötött futóhomokon indult, mely alatt 6,7—16,7 m-ig óholocén, 33,3 m-ig pleisztocénbe sorolható laza,



1. ábra. Sárospatak 10. sz. fúrás vázlatos helyszínrajza

1. Alluvium, *2.* futóhomok *(1—2.* holocén), *3.* savanyú piroxénandezit, *4.* vegyes tufa, *5.* áthalmozott riolittufa *(3—5.* szarmata), *6.* riolit ártufa (torton)

Abb. 1. Plan der Bohrung Sárospatak-10

1. Alluvium, *2.* Flugsand *(1—2.* Holozän), *3.* saurer Pyroxenandesit, *4.* Mischtuff, *5.* umgehäufter Rhyolithtuff *(3—5.* Sarmat), *6.* Rhyolithfluttuff (Torton)

szürke, közép- és durvaszemű homokot harántolt. Az ez alatt 84,5 m mélységig túlnyomóan áthalmozott bentonitos tufamálladékból álló rétegsort kőzettani, fáciesbeli hasonlóság alapján az alsópannóniai—felsőszarmata alemeletekbe tesszük.* 62,1—64,9 m mélységben szárazföldi tarkaagyag, 81,0—83,5 m mélységben pedig lignitcsíkos tufa tette ezt a rétegsort változatosabbá. 84,5—88,5 m mélységben az olivinbazalt közvetlen fedője áthalmozott, riolittól bazaltig változó összetételű piroklasztikum volt. Az olivinbazalt összletet, mely 142,6 m mélységig terjedt, két salakos bazaltagglomerátum közbetelepülés (98,0—101,0 és 131,0—134,8 m mélységben) három, jól elkülönülő lávaárra bontotta. Salakos, agglomerátumos kérge, gyakori hólyagossága, a lávapadok vastagsága (10—23—8 m) döntően e vulkánosság felszíni jellege mellett szól.

Az olivinbazalt alatti rétegzett, osztályozott vegyes, riolitos anyagot is bőségesen tartalmazó tufa 181,1 m mélységben átment tisztán riolitos anyagú, áthalmozott, változó szemnagyságú, rétegzett, osztályozott riolittufába. Ennek a tufasorozatnak az alja 224,6—241,6 m mélységben tartalmazta azokat a diatomás rétegeket, melyeknek ismertetése a dolgozat tulajdonképpeni célja. Közvetlenül a diatomás rétegek alatt az áthalmozott tufasorozatot szürke agyag és tufit közbetelepülések tarkítják (275,1 m-ig). A fúrás talpán (300,0 m) az áthalmozott riolittufát obszidiánlapillis, hullott riolittufa váltja fel. A 234,4—270,8 m mélységközben talált makrofaunát BODA J. 265,8 m mélységig a szarmata emelet felső [*Cardium vindobonense* (PARTSCH), *Irus gregarius* (PARTSCH), *Ervilia podolica* (EICHW.), *Mactra* ? sp., *Mactra podolica* (EICHW.)], ez alatt levőt pedig az alsó [*Abra reflexa* (EICHW.), *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Cardium vindobonense* (PARTSCH), *Irus gregarius* (PARTSCH)] tagozatába helyezte. Ugyanezek a rétegek KORECZNÉ LAKY I. vizsgálata szerint mikrofaunát nem tartalmaznak.

1968-ban a közelben (a vízkutatási célnak megfelelően, sajnos csak szakaszos magvétellel) ismét két fúrás mélyült. A Sárospatak 10-hez közelebb levő Sp-13. sz. fúrás 200 m mélységig csak áthalmozott riolittufát harántolt a holocén—pleisztocén alatt, a távolabb fekvő Sp-14. sz. fúrás (Dorkó-tanya) emellett a már megismert bazaltot itt is átfúrta.

Őslénytani vizsgálatok

Írta: HAJÓS M.

Őslénytani szempontból a Sárospatak 10. sz. fúrás négy tufás diatomaföld mintájának (224,6—229,5; 229,5—234,4; 234,4—239,4; 239,4—241,6 m) mikroflóráját vizsgáltuk.

A rétegminták maradványegyüttesét egyrészt a kovás egysejtűek feltárásánál bevezetett vegyszeres kezelés és ülepítéses kimosás után készült csepp-preparátumból, másrészt kőzettani vékonycsiszolatokból határoztuk meg.

* EZT NAGY L.-NÉ palynológiai vizsgálata is alátámasztja, mely szerint a talált pollenszemek ugyan a pontos kor meghatározására alkalmatlanok, viszont frissek, jó megtartási állapotúak és ez a pannon alakokra jellemző.

1. táblázat

Maradványegyüttes	Sp. 10				Megjegyezés
	224,60–229,50 m	229,50–234,40 m	234,40–239,40 m	239,40–241,60 m	
Pyrrhophyta:					
Gymnodiniales:					
Actiniscus stella EHR.				×	pl
Crysophyta:					
Crysomonadales:					
Archaeomonas angulosa DEFL.				×	pl
Archaeomonas colligera HAJÓS				×	pl
Archaeomonas dubia DEFL.				×	pl
Archaeomonas inconspicua DEFL.			×	×	pl
Archaeomonas mangini DEFL.				×	pl
Archaeomonas punctata DEFL.				×	pl
Archaeomonas sphaerica DEFL.			×	×	pl
Archaeomonas spinosa HAJÓS				×	pl
Carnegia frenguelli (CLER.) DEFL.		□			pl
Chrysostomum sphaericum HAJÓS	□	□			l, pl
Chrysostomum spinosum n. sp.		□			pl
Cleritia paradoxa n. sp.		□			pl
Cleritia punctata HAJÓS		□			pl
Cleritia spinigera FRENG.		□			pl
Outesia laevis FRENG.				□	Bemosott
Outesia membranosa (FRENG.) DEFL.		□			pl
Silicoflagellales:					
Dictyocha crux EHR. f. *longispina* SCHULZ				×	pl
Ebriidales:					
Ebriopsis valida DEFL.			×	×	pl
Bacillariophyta:					
Bacillariales:					
Achnantes lanceolata (BRÉB.) GRUN.		□		□	ubiquista, e, bemosott
Actinocyclus octonarius EHR. var. *minuta* (PANT.) HAJÓS				×	l, pl
Actinocyclus octonarius EHR. var. *tenella* (BRÉB.) HAJÓS				×	l, pl
Actinoptychus senarius (EHR.) EHR.		○			eu, pl, l
Actionoptychus senarius (EHR.) EHR. var. *minor* (A. CL.) HAJÓS				×	l, eu, pl

1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	Sp. 10				Megjegyzés
	224,60–229,50 m	229,50–234,40 m	234,40–239,40 m	239,40–241,60 m	
Actinoptychus senarius (EHR.) EHR. var. *tamanica* (JOUSÉ) HAJÓS				×	l, pl
Actinoptychus sp.				×	l, pl
Amphora ovalis KÜTZ. var. *libyca* (EHR.) CL.		□			l, detritusban élő
Amphora proteus GREG. f. *brockmanni* n. f.				×	földközi-tengeri
Anaulus minutus GRUN.				×	földközi-tengeri, Nápoly, Baleárok, e
Caloneis bimaculata (PANT.) JURILJ			×		fossilis, szarmata, bentikus
Campylosira cymbelliformis (A. SCHM.) GRUN.				×	partvidéki, l
Chaetoceros sp. (kitartó spóra)			×	×	pl
Clavicula sp.				×	tengeri, fossilis, neogén
Climacosphaenia sp. töredék				×	melegtengeri, l
Cocconeis californica GRUN.	□				e
Cocconeis placentula EHR. var. *euglypta* (EHR.) CL.		□			e
Cocconeis sp. I.			×	×	e
Cocconeis sp. II.		□			e
Coscinodiscus excentricus EHR.				×	pl.
Coscinodiscus impressus n. sp.				×	pl, eu
Coscinodiscus oculus-iridis EHR.				×	pl
Coscinodiscus plicatus GRUN. var. *hyperboreus* (GRUN.) A. CL.		○			pl, eu
Coscinodiscus subsalsus DANNF.		○			pl, folyótorkolatokban, eu
Coscinodiscus sp. (töredék)				×	pl
Cymatosira hungarica n. sp.				×	l
Cymbella helvetica KÜTZ.	□				l, állóvizekben
Cymbella cfr. *sinuta* GREG.		□			
Cymbella turgida (GREG.) CL.	□				oligotroph
Cymbella sp. I.	□	□			
Cymbella sp. II.		□			
Denticula indica GRUN.				×	pl
Denticula kamtschatica ZAB.				×	fossilis, pl
Denticula lauta BAIL.				×	fossilis, pl
Dimerogramma marinum (GREG.) RALFS				×	l
Diploneis coffaeiformis (A. SCHM.) CL.				×	földközi-tengeri, l, szarmata, fossilis
Diploneis constricta (GRUN.) Cl.			×		l
Diploneis interrupta (KÜTZ.) Cl.		○			fossilis
Diploneis ovalis (HILSE) Cl.		○			halophyl, bentikus
Diploneis puella (SCHUM.) Cl.		□			l
Diploneis smithi (BRÉB.) Cl.			×		eu, l, miocén-interglaciális
Diploneis sp. I.			×		l
Diploneis sp. II.			×		l
Diploneis sp. III.		○			l

1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	Sp. 10				Megjegyzés
	224,60–229,50 m	229,50–234,40 m	234,40–239,40 m	239,40–241,60 m	
Epithemia ehrenbergii PANT.		□			e
Epithemia reichelti FRICKE		□			e
Epithemia sp.	□				e
Fragilaria bituminosa PANT.		○			szarmata, fossilis
Fragilaria brevistriata GRUN.	□			□	l, bemosott
Fragilaria brevistriata GRUN. f. *punctata* HAJÓS		○			fossilis, miocén
Fragilaria construens (EHR.) GRUN.	□				mesotroph, eutroph, l
Fragilaria construens (EHR.) GRUN. var. *subsalina* HUST.		○			mesotroph, eutroph, l
Fragilaria construens (EHR.) GRUN. var. *venter* (EHR.) GRUN.		○			mesotroph, eutroph, l
Fragilaria leptostauron (EHR.) HUST.	□	□		□	fenékiszapban, állóvizekben, l, bemosott
Fragilaria leptostauron (EHR.) HUST. var. *elongata* HAJÓS	□				fossilis, miocén
Fragilaria leptostauron (EHR.) HUST. var. *fossilis* (PANT.) REH.		○			fossilis, miocén
Fragilaria pinnata EHR.	□			□	l, bemosott
Fragilaria sp. I.		□			
Fragilaria sp. II.		□			
Fragilaria sp. III.				□	bemosott
Gomphonema intricatum KÜTZ.	□	□			mesohalob, eutroph, állóvízi
Grammatophora oceanica (EHR.) GRUN. var. *macilenta* (W. Sm.) GRUN.			×		l
Grammatophora oceanica (EHR.) GRUN. var. *subtilissima* BAIL.			×		l
Grammatophora stricta EHR. var. *fossilis* GRUN.		×		×	l
Haynaldia antiqua PANT. (töredék)		○			fossilis, szarmata
Hemiaulus sp. (töredék)			×		pl
Hemidiscus sp.				×	l
Hyalodiscus laevis EHR.			×		pl
Hyalodiscus radiatus (O. MEARA) GRUN.			×		pl
Hyalodiscus scoticus (KÜTZ.) GRUN.			×		pl, eu
Hyalodiscus sp. I.			×		pl
Hyalodiscus sp. II. (töredék)		×	×		pl
Isthmia sp. (töredék)		×			e, l
Mastogloia apiculata W. SM.				×	földközi-tengeri, l
Mastogloia asperula GRUN.				×	földközi-tengeri, l
Mastogloia entoleia CL.				×	fekete-tengeri
Mastogloia tokajensis n. sp.		○			fossilis
Melosira arenaria MOORE		□			l, pl, lapos homokos partokon
Melosira binderiana KÜTZ.		□			eutroph, pl, l, eu
Melosira bituminosa PANT.		□			fossilis, torton, szarmata

1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	Sp. 10				Megjegyzés
	224,60–229,50 m	229,50–234,40 m	234,40–239,40 m	239,40–241,60 m	
Melosira distans (EHR.) KÜTZ.		□			l, pl
Melosira jurilji n. sp.				×	fossilis, szarmata
Melosira sol (EHR.) KÜTZ.		○			melegtengeri, l, pl
Melosira undulata (EHR.) KÜTZ.	□	□			trópusi, l
Navicula gastrum EHR.		□			
Navicula gastrum EHR. var. *boryana* PANT.		□			fossilis, szarmata
Navicula halionata PANT. var. *magna* HAJÓS			×		fossilis, torton, szarmata
Navicula jimboi PANT.		□			fossilis, miocén
Navicula menisculus SCHUM.	□				
Navicula sp.		□			
Nitzschia doljensis PANT.			×		szarmata, fossilis
Nitzschia frustulum (KÜTZ.) GRUN.				□	bemosott
Nitzschia frustulum (KÜTZ.) GRUN. var. *acuta* PANT.		○			
Nitzschia kittlii GRUN. (töredék)		○			
Nitzschia thermalis KÜTZ.				□	bemosott
Nitzschia sp. I.		○			
Nitzschia sp. II.		○			
Opephora marina (GREG.) PETIT				×	pl, l
Paralia sulcata (EHR.) CL.			×	×	pl, l
Paralia sulcata (EHR.) CL. var. *crenulata* GRUN. f. *radiata* GRUN.			×	×	pl, l
Paralia sp.				×	pl
Plagiogramma biharense PANT.			×		szarmata, fossilis, l
Plagiogramma pulchellum GREV. var. *acuta* HAJÓS			×		fossilis, l
Plagiogramma sp.				×	l
Pinnularia quadratarea (A. SCHM.) CL.				×	földközi-tengeri, l
Raphoneis obesula HANNA				×	fossilis
Raphoneis obesula HANNA var. *trigona* HAJÓS				×	fossilis
Rhisosolenia sp.				×	pl
Rhopalodia gibba (EHR.) O. MÜLL. var. *ventricosa* (EHR.) GRUN.		□			
Rhopalodia gibberula (EHR.) O. MÜLL.			×		l
Rhopalodia sp.				×	l
Stauroneis capitata n. sp.		○			fossilis, szarmata
Stauroneis sp.		○			
Stephanodiscus cfr. *mecsekensis* HAJÓS			×		pl, fossilis, miocén
Surirella ovata KÜTZ.		□			
Surirella sp.		□			
Terpsinoë americana (BAIL.) RALFS			×		eu, lagunaforma, l
Terpsinoë intermedia GRUN.			×	×	fossilis
Thalassionema nitzschioides GRUN.			×	×	pl, l
Thalassiosira decipiens (GRUN.) JOERG.				×	pl

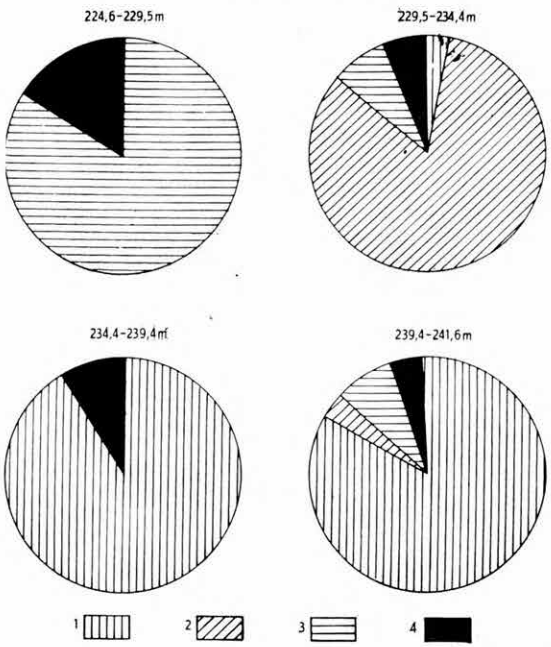
1. táblázat folytatása

Maradványegyüttes	Sp. 10				Megjegyzés
	224,60—229,50 m	229,50—234,40 m	234,40—239,40 m	239,40—241,60 m	
Phytolitharia:					
Lithodontium		□	□	□	bemosott
Lithomesites		□	□		bemosott
Lithostylidium			□	□	bemosott
Porifera:					
Monaxon; *Oxea*	□		×	×	
Monaxon; *Acanthostyl*		□			
Sphaeraster			×		

× = tengeri (sótartalom: 20—40‰)
○ = csökkentsósvízi (sótartalom: 5—20‰)
□ = édes—aligsósvízi (sótartalom: <5‰)

pl = plankton
l = litorális
e = epiphita
eu = euryhalin

A négy egymást követő rétegminta maradványai az üledékképződés négy egymást követő különböző szakaszát dokumentálják. Ezért az egymást követő rétegek mintáit különkülön tárgyaljuk. A meghatározott maradványokat az 1. táblázaton, az ökológiai, az élettérre és az életmódra utaló adatok fajszám szerinti %-os megoszlását a 2. ábrán közöljük.



2. ábra. A rétegminták biofáciesének fajszám szerinti százalékos megoszlása (Sárospatak 10. sz. fúrás)
Kovás egysejtűek: *1.* tengeri, *2.* csökkentsósvízi, *3.* édesvízi; *4.* Phytolitharia

Abb. 2. Prozentuelle Verteilung der Biofazies der Schichtenproben nach Artenzahl (Bohrung Sárospatak-10)
Kieselige Einzeller: *1.* marine Formen, *2.* Brackwasserformen, *3.* Süßwasserformen; 4. Phytholitharia

239,4—241,6 m. A tufás diatomaföld mikroflórája tengeri planktonegyüttes. Kőzetalkotó mennyiségben összefüggő ép *Paralia*-láncok, ép *Coscinodiscus*, ép *Hemiaulus*-héjak, *Thalassionema*-tűk, *Silicoflagellata*-vázak és *Archaeomonas*-ciszták fordultak elő. Az édes—aligsósvízi fajok száma elenyészően csekély, valószínűleg a közeli, parti régiókból mosódtak be.

A flóraegyüttesből a *Coscinodiscus impressus* n. sp., a *Cymatosira hungarica* n. sp. és az *Amphora proteus* GREG. var. *brocmanni* n. forma a szarmata tenger sótartalmának csökkenéséhez alkalmazkodó új fajok.

A *Coscinodiscus impressus* n. sp. a Mecsek hegység szarmata diatomás üledékeiben is előforduló új faj, melynek e kistermetű alakja esetleg helyi, földrajzi endemikus változat.

A tengeri flóraegyüttes főként földközi-tengeri rokonságú.

A kőzet vékonycsiszolati képén jól láthatók az összefüggő ép *Paralia*-láncok, a *Thalassionema nitzschioides* planktonforma vékony tűi, *Silicoflagellata*-vázak és *Archaeomonas*-ciszták (I. tábla).

Az üledék mélyebb tengervízben, a litorális övezetben képződött.

234,4—239,4 m. A tufás diatomaföld flóraegyüttese melegebb vízű lefűződő tengerparti lagúnában ülepedett. A gyors, nyugodt üledékképződést jelzi, hogy a vastaghéjú lagúnaformák, a *Terpsinoë* 2—3 sejtből álló összefüggő láncai, a *Grammatophora* és *Plagiogramma* ép héjú példányai nagyjából a kőzet rétegzettségével párhuzamosan helyezkednek el (II. tábla). E rétegre még mindig jellemző a tengeri fáciest jelző *Archaeomonas*-ciszták faj- és egyedgazdagsága.

A tengeri planktonformák, *Hyalodiscus*, *Coscinodiscus*, *Paralia*-héjak többnyire töredékesek, esetleg korrodáltak is.

Az általános kép azt mutatja, hogy az üledékgyűjtő melegebb tengeri lagúna, melynek vize sekély, a planktonformák beszállítottak, ezért héjaik töredezettek, korrodáltak.

229,5—234,4 m. A diatomaföld flóraegyüttese édes és csökkentsósvízi, melyben néhány tengerparti, vastaghéjú forma (*Grammatophora stricta* var. *fossilis*) még ép, de ezek mennyisége alárendelt. A planktonformák száma alárendelt, mind euryhalin litorális formák, melyek többnyire töredékesek, valószínűleg áthalmozottak. A *Coscinodiscus plicatus* var. *hyperboreus* és a *Coscinodiscus subsalsus* jellegzetes csökkentsósvízi formák.

A flóraegyüttes igazi képét a csiszolati vizsgálat tükrözi (III. tábla). Ez alapján kétségtelen, hogy az üledék már a lefűződött tengerpart kiédesülő, csökkentsósvízi öblében képződött. Az üledékképződés gyors és zavartalan volt, az édesvízi *Melosira undulata*, *M. arenaria*, *M. binderiana* és *Fragilaria* láncok épek, többnyire a kőzet rétegzettségének lapjaival párhuzamosan helyezkednek. A *Melosira binderiana* nyugodt vizű tavak, gyengén sós tengeröblök planktonja, a *Melosira undulata* jelenleg édesvízi trópikus tavak litorális részének jellemző algája; fosszilis példányai csökkentsósvízi tortónai üledékeinkből, Szurdokpüspökiről, ismertek (HAJÓS M. 1968). A *Melosira sol* melegtengeri, litorális faj, mely több magyarországi miocén és pliocén előfordulás csökkentsósvízi üledékéből is előkerült (HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963; HAJÓS M. 1970).

224,6—229,5 m. Az összlet zöme édesvízi, aránylag fajszegény; gyengén sós vízre a *Navicula menisculus* jelenléte utal. A tengeri fajok közül csupán a *Hyalodiscus* sp. két töredékes, feltehetőleg idősebb, tengeri rétegekből átmosott példánya fordult elő. Uralkodnak a *Fragilaria, Cymbella, Epithemia* és *Gomphonema* édesvízi fajok, melyek az üledékben épek, helyben éltek és ülepedtek. A *Fragilaria* nemzetség fajai többnyire hosszabb-rövidebb összefüggő láncot alkotnak, ezzel is bizonyítva az üledékképződés zavartalanságát. Az édesvízi fajok különösen érzékenyek a közeg sókoncentrációjának változására. E rétegben a *Fragilaria leptostauron* a kiédesülés következtében kereszt alakúvá kiszélesedett sejtjei fordultak elő. A *Cymbella turgida* a jelenkorban trópusi elterjedésű faj. Általában jellemző, hogy a maradványegyüttes édesvízi, ma is élő fennőtt (epiphyta) fajai legtöbbje sekély állóvizek partja mentén él.

A Sárospatak 10. sz. fúrás 224,6—241,6 m-ében magfúrással harántolt diatomás rétegösszlet négy egymásra települő tufás diatomaföld, illetve diatomás tufitrétegét vizsgáltuk. A fúrás rétegsora a következő:

Újholocén

0,00— 6,70 m kötött futóhomok

Óholocén

6,70—16,70 m laza folyami homok

Pleisztocén

16,70—33,30 m laza folyami homok

Alsópannon—felsőszarmata

33,30—84,50 m áthalmozott bentonitos tufamálladék, szárazföldi tarka agyag és lignitközbetelepüléssel

Felsőszarmata

84,50—88,50 m áthalmozott vegyes piroklasztikum
88,50—142,60 m olivinbazalt összlet, két salakos agglomerátum közbetelepüléssel
142,60—181,10 m áthalmozott vegyes tufa
181,10—224,60 m áthalmozott riolittufa
224,60—241,60 m diatomás rétegek
241,60—275,10 m áthalmozott riolittufa; agyag, tufit közbetelepülésekkel

Alsószarmata

275,10—300,00 m áthalmozott riolittufa

A vizsgált négy rétegminta kőzettani különbözősége, négy egymást követő regressziós üledékképződési szakasz eredménye. A legmélyebb helyzetű diatomaföld-réteg még erősen tufitos. Ez az üledék még mélyebbvizű tengerparti régióban képződött. E rétegmintában még a normál sótartalmat igénylő *Silicoflagellaták* és az ép tengeri planktonformák száma jelentős.

A második réteg tiszta diatomaföld, melyben ugyan még tengeri, de vastaghéjú, litorális, parti sekély vizet kedvelő fajok uralkodnak. A planktonformák héjai töredékesek, korrodáltak. Ez a réteg már lefűződött, kiédesülő

tengeröbölben, lagúnában rakódott le. A diatomás rétegösszlet harmadik és negyedik tagja a regressziós szakasz befejeztét, a fokozatos, majd teljes kiédesülést jelzi. A legfelső rétegben már édesvízi fajok uralkodnak.

A rétegösszletből hat új fajt és egy ismert faj új változatát ismertük meg (1. táblázat).

IRODALOM

GYARMATI P. 1969: A Tokaji-hegységi térképezés és térképkiadás újabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről. pp. 287—299.

HAJÓS M. 1959: Az Erdőbénye—Ligetmajor-i kovaelőfordulás. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. pp. 65—71, 1—4. ábra, 1. táblázat.

HAJÓS M. 1968: Mátraalja miocén üledékeinek Diatomái. — Geol. Hung. ser. Paleont. Fasc. 37. pp. 1—401., I—LXVIII. tábla.

HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannon diatómás rétegeinek mikroflórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról.

HAJÓS, M. 1971: Diatomées du Pannonien inférieur du basin neogène de Csákvár. I. — Acta Bot. (Nyomás alatt).

HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyaregregy diatomás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 89—119. 1—5. ábra, I—III. t.

HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1964: A Tokaj-hegység szarmata üledékeinek ősnövénytani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. pp. 517—534. 1—4. ábra. I—III. t.

HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1964: A Tokaji-hegység szarmata növénytársulásai. —Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 427—435. 1—2. ábra. I. mell.

DIATOMEENFÜHRENDE SCHICHTEN DER BOHRUNG SÁROSPATAK-10

von

P. GYARMATI—M. HAJÓS

Vier aufeinander folgende tuffige Kieselgur- bzw. diatomeenführende Tuffitschichten der diatomeenführenden Serie des Intervalles 224,6—241,6 m der Kernbohrung Sárospatak-10 (Abb. 1) wurden paläontologisch untersucht.

Diese Schichten überlagern umgehäufte Rhyolithtuffe und sind ihrerseits durch tonige Tuffite eines mächtigen Rhyolithtuffkomplexes überlagert (Abb. 2). Die makroskopisch wahrnehmbaren Unterschiede in der Petrographie der vier untersuchten Schichtenproben sind auf vier aufeinander folgende Regressionsphasen der Sedimentation zurückzuführen. Die am tiefsten gelegene Kieselgurschicht ist noch stark tuffitführend. Das Sediment wurde in tieferen Wassern einer Küstenzone abgelagert. In dieser Schichtenprobe ist noch die Zahl der normalen Salzgehalt beanspruchenden Silicoflagellaten und der unversehrten marinen Planktonformen beträchtlich.

Die zweite Schichtenprobe stellt eine reine Kieselgur dar, in welcher bereits die dickschaligen, litoralen, d. h. das Seichtwasser der Küstenzone bevorzugenden Formen vorherrschen. Die Schalen der Planktonformen sind unvoll-

ständig, korrodiert. Die Ablagerung der Serie erfolgte in einer bereits abgeschnürten, ins Süßer-Werden begriffenen Meeresbucht bzw. Lagune. Das dritte Glied der diatomeenführenden Serie bezeichnet den almählichen Abschluß der Regressionsphase, das vierte das völlige Einsetzen des Süßwasserregimes. Hier dominieren schon die Vertreter der Süßwasser-Arten.

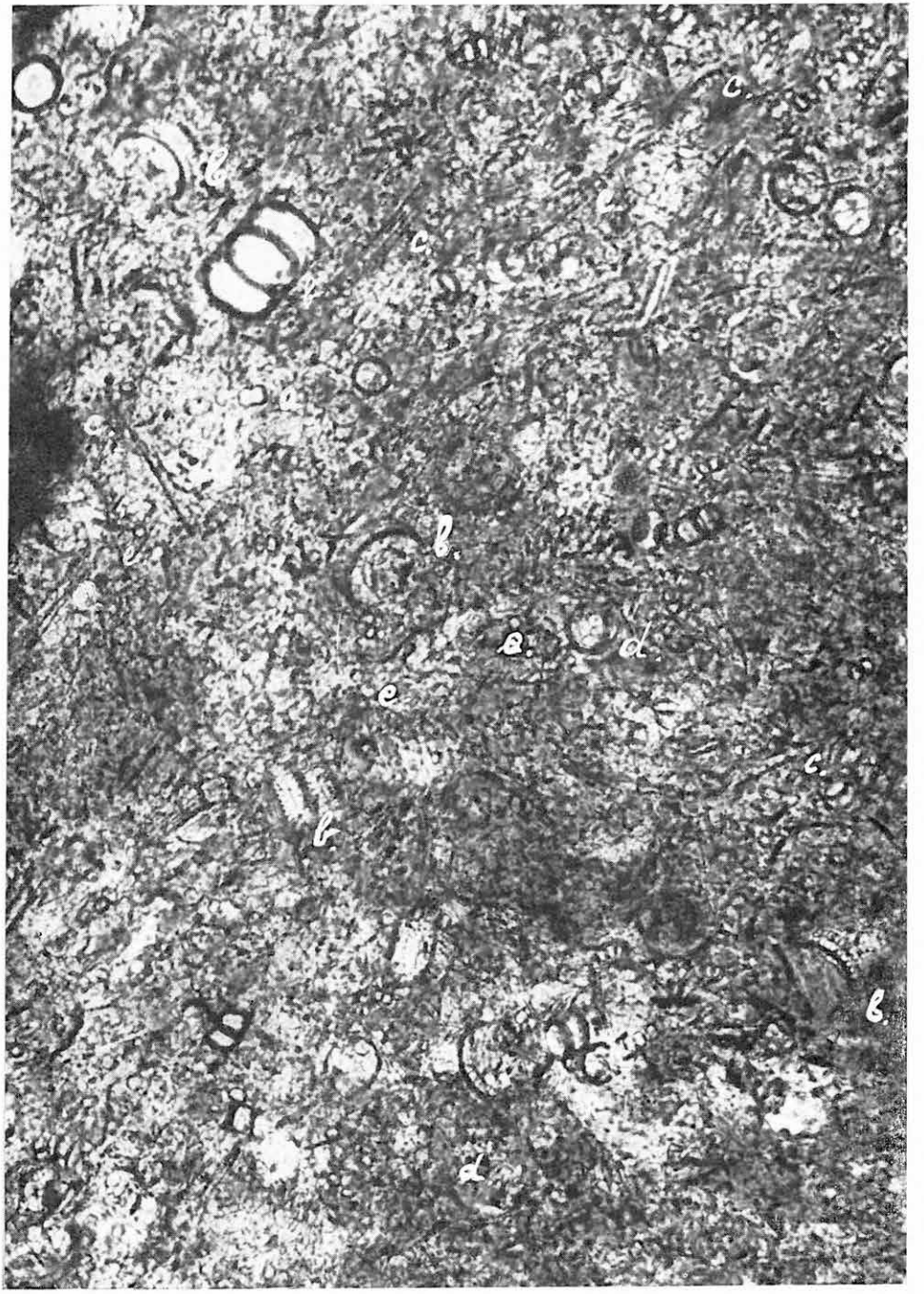
Aus der Serie sind den Verfassern 6 neue Arten und eine neue Varietät einer bekannten Art bekannt geworden (Tabelle 1).

I. Tábla — Tafel I.

Sárospatak 10. sz. fúrás 239,4—241,6 m-éből diatomás tufit kőzettani vékonycsiszolata

a) *Melosira jurilji* n. sp.
b) Paralia láncok
c) Thalassionema tűk
d) Silicoflagellata vázak
e) Archaeomonas ciszták

Nagyítás 250×

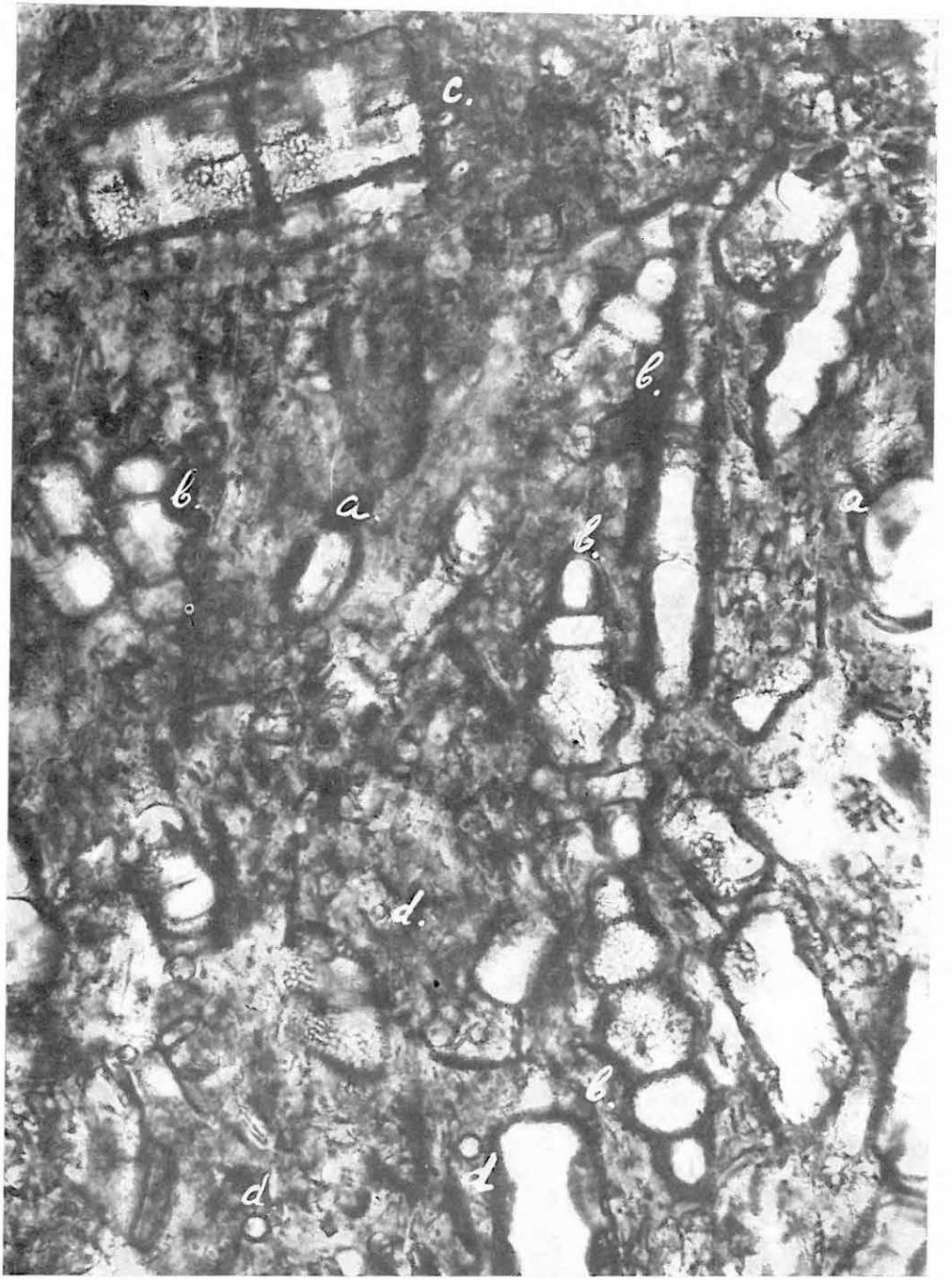

c
c
b
a
d
e
c
b
b
d

II. Tábla — Tafel II.

Sárospatak 10. sz. fúrás 234,4—239,4 m-éből a diatomaföld kőzettani vékonycsiszolata

a) *Hyalodiscus* sp.
b) *Terpsinoë intermedia* GRUN.
c) *Terpsinoë americana* (BAIL.) RALFS
d) *Archaeomonas* sp.

Nagyítás 250×


c.
b.
b.
a.
b.
a
d.
b.
d.
d.

III. Tábla — Tafel III.

Sárospatak 10. sz. fúrás 229,5—234,4 m-éből a diatomaföld kőzettani vékonycsiszolata

a) *Melosira undulata* (EHR.) KÜTZ.

b) *Melosira sol* (EHR.) KÜTZ.

c) *Melosira arenaria* MOORE

Nagyítás 250×

a.
a.
a.
b.
c.
b.

A TOKAJI-HEGYSÉG SZARMATA HÉVFORRÁSTAVI KÉPZŐDMÉNYEINEK RITKAELEM-INDIKÁCIÓI

Írta: VETŐ I.

A vulkáni összletre Fony, Abaújszántó, Golop, Szerencs, Rátka-Mád, Erdőbénye, Sárospatak, Füzérradvány környékén tavi képződmények települnek, melyek Kelet-Szlovákiában is megtalálhatók (1. ábra). Az összletet kvarcit, kovaiszap, nemesagyagok, áthalmozott vulkáni kőzetek építik fel.

Több helyen, így Mádon, Rátkán, Erdőbényén és Füzérradványban bányaműveletek, illetve számos fúrás tárta fel a képződményeket. A mád—rátkai területről az így nyert adatokat MÁTYÁS E. (1966) foglalta össze egységes földtani képpé, mely több-kevesebb módosítással a többi területre is érvényes; ezért dolgozatomban ennek alapján jellemzem e területeket.

A tavi összleteket a behordott, a tóba hullott és a hévforrások által oldott állapotban felhozott anyagok együttesen építették fel. Mivel mindhárom folyamat intenzitása térben és időben változott, a keletkezett kőzetek nagyon változatosak. A hévforrások feláramlási helyétől távolodva csökken a kovasavtartalom, a kaolinitet montmorillonit váltja fel. A parttól távolodva a törmelékes elegyrészek szemcsenagysága csökken. A tóba hulló piroklasztikum mennyiségét és szemcseösszetételét a kirobbanás távolsága, erőssége és az egykori szélirányok határozták meg.

Ritkaelem-geokémia

Ritkaelem-tartalom

A tavi képződmények különleges ritkaelem-paragenezisére az első adatot SZABÓ J. (1870) közölte, aki Erdőbényéről antimonitot írt le kvarcitból. Az 1960-as évek elején ZENTAI P. (szóbeli közlés) számos kvarcitmintában a klarkot két nagyságrenddel meghaladó Sb-tartalmat mutatott ki. 1966-ban KULCSÁR L. Sárospatak környékén, tavi- és telérkvarcitban (KULCSÁR L. 1968) cinnabaritot és baritot talált.

1967-ben a Tokaji-hegység ritkaelem-prognózisát állítottam össze. (E munka során vált ismeretessé a különleges ritkaelem-paragenezis nagy elterjedtsége.) Az ehhez szükséges színképelemzéseket főleg mélyfúrási maganyagon a MÁFI, illetve kisebb részben a BÁKI laboratóriuma készítette el. Statisztikus értékeléshez a mád—rátkai (VETŐ I. 1967), az erdőbényei, illetve füzérradványi területről állt rendelkezésre elegendő adat. Ezek átlagértékeit az 1. táblázat tartalmazza. Összehasonlítási alapul a VINOGRADOV, A. R.

(1962) által megadott savanyú magmás és üledékes klark szolgált. Jól látható az As, Hg, Sb két nagyságrendes, valamint az Ag, Pb, Zn kisebb mértékű dúsulása. Egyes kőzetmintákban a Cu, Mo, Sn, Tl és W is erősen dúsul (1, ill. 2 nagyságrenddel). Például a Rátka-340 sz. fúrásból gyűjtött kvarcitminta 0,16% Cu-t, 0,01% Sn-t és 0,1% Zn-t tartalmaz.

Jelentős különbség van az egyes területek ritkaelem-paragenezisében. Füzérradványban az Ag, Hg; Mád—Rátkán és Erdőbényén az As, Sb dúsulása a legerőteljesebb. Ugyancsak jelentős a különbség az erősen dúsuló ritkaelemek kőzetek közötti megoszlásában. Míg az erdőbényei területen az Sb csak a tavi kvarcitban, az As pedig a bontatlan tufahomokban dúsul (2. táblázat), a mád—rátkai és a füzérradványi területen mindig a legtöbb hidrotermális eredetű anyagot tartalmazó kőzetben — tavi kvarcitban, kovaiszapban — éri el legnagyobb koncentrációját az Ag, As, Hg, Sb.

Az erdőbényei területről 7 mélyfúrás teljes rétegsora került színképelemzésre. A kőzeteket 5 csoportba osztottam be: riolittufa—tufahomok, bentonitosodott tufahomok, kovaföld, agyag, tavi kvarcit. MÁTYÁS E.—VETŐ I. (1965) jelentésében leírt fúrási rétegsorokból és az 5 kőzetcsoport térfogatsúlyaiból meghatároztam e kőzetcsoportok összletbeni súlyszázalékát (2. táblázat), valamint e kőzetcsoportok átlagos ritkaelem-tartalmát (3. táblázat). A súlyszázalékok és az átlagértékek alapján pedig kiszámítottam az összlet átlagos ritkaelem-koncentrációit, valamint azt, hogy az egyes kőzetcsoportok egy-egy ritkaelem esetén hány százalékot kötnek le az egész összlet megfelelő

1. táblázat

Elemek	Tavi összlet átlagos koncentrációja g/t			Savanyú magmás klark g/t
	Mád—rátkai terület	Erdőbényei terület	Füzérradványi terület	
Ag			0,8	0,05
As	387	83	161	1,5
B	18	53	41	15
Ba	314		242	830
Ce		71		100
Co		21		5
Cr	8		9	25
Cu	107	45	49	20
Ga	27	12	24	20
Ge		5		1,4
Hg			27	0,08
Li	32	54	40	40
Mn		1096	56	600
Mo		3		1
Ni	5	11	2	8
Pb	57	22	34	20
Sb	194	154	104	0,26
Sn		4		3
Tl	2		3	1,5
V	40	18		40
Y		25		34
Zn	121	44		60

2. táblázat

		Riolittufa	Bentonit	Kovaföld	Agyag	Tavi kvarcit
Súly% az összletben		22,6	16,0	22,3	11,4	27,7
Az összlet elemtartalmából lekötött ritkaelem-mennyiség súly%-ban	As	39,8	15,5	23,0	11,3	10,4
	B	14,1	7,5	55,6	12,2	10,6
	Be	40,3	16,9	21,0	5,9	15,9
	Ce	34,7	17,4	8,3	16,7	22,9
	Co	32,2	14,2	25,1	5,9	22,6
	Ga	52,5	28,2	9,7	4,4	5,2
	Ge	26,7	8,3	52,8	7,5	4,7
	Mo	42,4	14,0	15,7	5,8	22,1
	Ni	24,7	16,6	26,6	5,4	26,7
	Pb	42,6	17,4	8,5	10,0	21,5
	Sb	8,6	22,3	27,5	3,2	38,4
	Sn	41,5	32,8	12,7	6,3	6,7
	V	17,6	41,0	18,1	9,1	14,2
	Y	36,2	25,4	15,2	8,3	14,9
	Zn	42,9	27,7	16,9	7,7	4,8
	Cu	18,5	13,9	21,5	12,8	33,3
	Li	22,9	33,6	11,2	16,9	15,4
	Mn	13,9	16,7	27,2	13,1	29,1

3. táblázat

			Riolittufa, tufahomok	Bentonitos riolittufa, bentonit	Kovaföld	Agyag	Tavi kvarcit	Tavi összlet
Mintaszám			15	17	30	8	16	86
Átlagos elemkoncentráció g/t-ban	BÁKI elemzése	Ag	0,1				0,07	
		As	146	80	86	81	31	85
		B	33	25	133	57	21	53
		Be	30	18	16	9	10	17
		Ce	130	93	32	125	70	71
		Co	30	19	24	11	17	21
		Ga	27	22	5	5	2	12
		Ge	6	3	12	3	1	5
		Mo	6	3	2	2	3	3
		Ni	12	11	13	5	11	11
		Pb	41	24	8	19	17	22
		Sb	59	217	192	43	217	154
		Sn	7	8	2	2	1	4
		Tl	9					
		V	14	45	14	14	9	18
		Y	45	40	17	18	14	25
		Zn	83	76	33	29	8	44
		Zr	101	57		10		
	MÁFI elemzése	Ba	400		43	206		
		Cr	5	14				
		Cu	37	39	43	50	54	45
		Li	54	113	27	82	30	54
		Mn	449	637	460	1575	720	1096
		Sr	32	31		263	211	
		Ti	1075	134	413	862		

ritkaelem-tartalmából (2. táblázat). Ennek alapján el lehet dönteni, hogy mely kőzetcsoportban dúsul valamely ritkaelem.

A tavi összletben a savanyú kőzetek klarkjánál valamivel nagyobb a vizsgált elemek többségének koncentrációja, a Pb-é jól egyezik azzal, erősen dúsul az As, Sb, a Ce, Ga, V és Zn koncentrációja kissé alatta marad annak.

Meglepő, hogy a tavi kvarcit az Sb és Cu kivételével egyetlen ritkaelemet sem dúsít, még az As-t sem, sőt a legtöbből az összlethez képest szegény. A riolittufa és a belőle keletkezett bentonit ritkaelem-tartalmát összehasonlítva látható, hogy a bentonit csak a Li, Mn, Sn és V-t dúsítja, a többi vizsgált ritkaelem koncentrációja vagy nem változott jelentősen a riolittufáéhoz képest, vagy csökkent. Mivel a bentonitosodás mértéke mindig a kvarcitvastagsággal, tehát a hévízfeláramlás centrumához való közelséggel arányos, ez arra utal, hogy a tómedencében a bentonitosodás folyamán kevés ritkaelem került be a felszálló vizekkel, így az agyagosodáskor nem történt jelentős abszorpció, sőt a ritkaelemek tekintélyes része eltávozott. Dúsulást csak az Sb, Li, Mn és V mutat. Feltűnő, hogy az As is alacsonyabb koncentrációjú a bentonitban, noha biztos, hogy a tufaanyagban eredetileg nem lehetett 100 g/t nagyságrendű As-koncentráció, túlnyomó része utólag kellett, hogy belekerüljön.

E meglepő tények — a kvarcit ritkaelem-szegénysége az összletéhez és a bentonité a tufahomokéhoz képest — magyarázatához további vizsgálatok: a szemcsenagysági, illetve agyagásványos frakciók színképelemzése, illetőleg oldószeres kezelés utáni színképelemzések lennének szükségesek. Ennek hiányában csupán arra akarom felhívni a figyelmet, hogy az erdőbényei tavi kvarcit gyakori üveges, opálos kifejlődése és — az As és Sb-től eltekintve — a kalkofil elemek jelentős dúsulásának hiánya a mád—rátkai és füzérradványiaknál alacsonyabb hőmérsékletű hévforrásokat valószínűsít. Lehetséges, hogy ezzel kapcsolatos a kovaalgák kőzetalkotó mennyisége is.

Az erdőbényei területen csak az As és Sb nagy koncentrációjából lehet következtetni túlnyomóan hidrotermális eredetükre. A mád—rátkai és füzérradványi területen az erősen dúsuló Ag, As, Hg, Sb szoros kapcsolódása a legtöbb hidrotermális anyagot tartalmazó kőzetekhez — tavi kvarcit, kovaiszap — bizonyítja ezeknek az elemeknek túlnyomóan hidrotermális eredetét.

A ritkaelem-paragenezis eredete

A hidrotermális eredet csak annyit jelent, hogy az erősen dúsuló ritkaelemek túlnyomó mennyisége feláramló vizes oldatokból vált ki. A laterálszekréció, illetve egy régebbi ércesedés mobilizációja is elképzelhető a magmás eredet mellett.

Az elsőt bizonyos mértékig ellenőrizni lehet. Ezt a mád—rátkai területen kíséreltem meg az As-re és Sb-re, vagyis a két leginkább dúsuló elemre. Csak a harmadidőszaki összletet vettem számításba, hiszen a teljesen v. jelentős részben karbonátos alaphegységben (PANTÓ G. 1968) a feltételezhetően alacsony koncentráció és a csekély porozitás miatt jelentős kalkofilelem-mobilizáció lehetetlen. A harmadidőszaki összlet ismert részének elvi szelvénye (GYARMATI P.—ZELENKA T. 1965) nagyszámú fúrás alapján készült. A legfontosabb 6 képződmény lehetőség szerint ép mintáiból 1—1 átlagmintát készítettem,

4. táblázat

Kőzet			As g/t	Sb g/t
neve	térképi jele	vastagsága (m)		
Tavi összlet	$^{t}_{1}\lambda_2$, lq, gq, hq	0— 90	387	194
Andezit	$p_{\gamma\alpha}$	0—250	3	0,5
Riolit	λ_1	0—100	17	5
Riolittufa	$t_{\lambda III}$	150—200	14	4,7
Riolittufa	$t_{\lambda II}$	100—150	2,8	2,1
Riolittufa	$t_{\lambda I}$	70—150	5	0,9
Agyagmárga—homokkő	ham_1	150—200	44	8

melyek As- és Sb-tartalmát a MÁFI-ban előzetes kémiai dúsítással kombinált színképelemzéssel határozták meg (4. táblázat). Az elvi szelvény vastagsági adataival számolva és a tómedence alatti harmadidőszaki kőzettömeg teljes As- és Sb-tartalmának kioldódását feltételezve az As még származtatható ebből, az Sb azonban már nem. Mivel a mélyfúrások adatai szerint a tómedence területén a fekükőzetek gyakran teljesen épek, vagy elbontásuk a tavi összletnél korábbi, a teljes As- és Sb-tartalom mobilizációja pedig valószínűtlen, a laterálszekréciós származtatás lehetőségét el kellett vetnem. Ezen az értékelésen az sem változtatna, ha ismernénk a teljes harmadidőszaki összlet As- és Sb-tartalmát és a tavi összlet megmintázása reprezentatív lenne. Bár ilyen ellenőrző vizsgálat a többi területre nem történt, a ritkaelem-paragenezis hasonlósága indokolja azt, hogy a laterálszekréció tagadását ezekre a területekre is kiterjesszem.

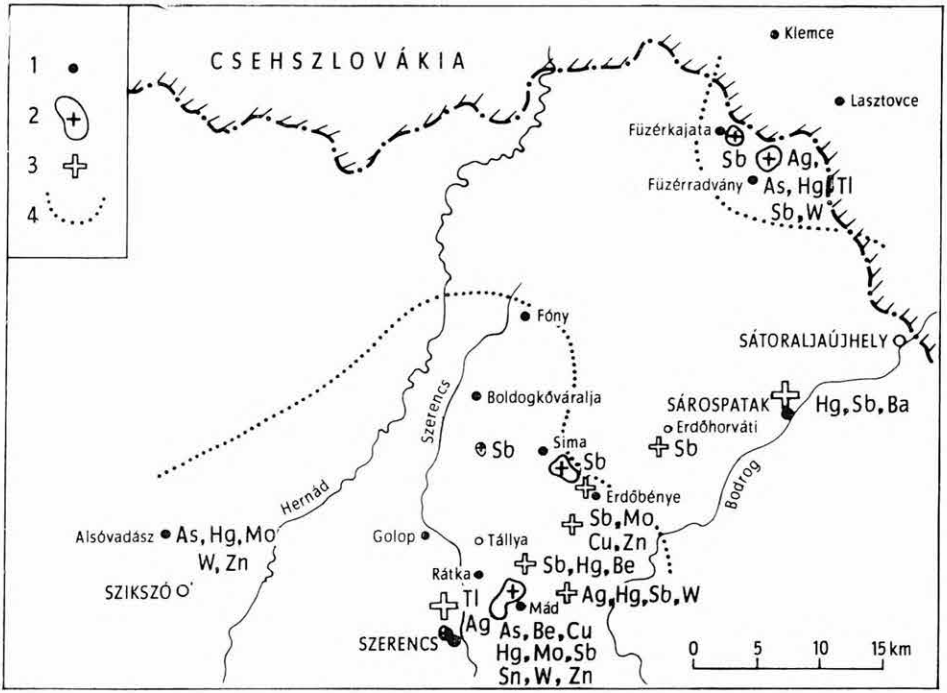
A mezozóos aljzatban kifejlődött régebbi ércesedés mobilizációja nem zárható ki teljesen, de a főleg karbonátos mellékkőzet miatt nem valószínű. A magmás eredet mellett szól, hogy a ritkaelem-paragenezisben a kalkofil-elemek közül csak a polimetallikus ércformáció elemei dúsulnak jelentősen, a Ni és Co nem.

A vizsgált ritkaelem-dúsulás legnagyobb valószínűséggel a feltételezett tavi üledékképződéssel közel egyidejű, magasra felnyomult savanyú intrúziókból származhat, melyre a helyenként észlelhető jelentős Be, W, illetve Cu, Mo, Sn, Zn dúsulás is utal.

A ritkaelem-felhalmozódás kora

A részletesen tárgyalt tavi képződményeket általában felsőszarmata korúnak tekintjük, noha faunával ez nincs igazolva. A sárospataki Cinegés cinnabaritos kvarcitja alsószarmata korú (Kulcsár L. 1968). A Tokaji-hegységtől Ny-ra a Cserehát területén mélyített Alsóvadász-1. sz. fúrás (1. ábra) alsószarmata rétegei között települő kvarcitrétegecske is jelentős As, Hg, Mo, Sb, W, Zn dúsulást mutat.

Ezek szerint az As, Sb dúsulással jellemzett ritkaelem-paragenezist létrehozó hidrotermális működés kora a szarmata emeletre tehető.



1. ábra. Felsőszarmata hidrotermális ércesedés elemindikációi a Tokaji-hegység környezetében (MÁTYÁS E. térképének felhasználásával)

1. Limnikus képződmények, *2.* indikáció limnikus és *3.* vulkáni képződményekben, *4.* limnikus képződmények valószínű elterjedése

Fig. 1. Element indications of Upper Sarmatian hydrothermal-lacustrine ore mineralization in the Tokaj Mountains region. (Drafting was made on the basis of E. MÁTYÁS' map)

1. Lacustrine formations, *2.* indications in lacustrine, and *3.* volcanic formations, *4.* probable distribution of lacustrine formations

Éreprognózis

Teleptani szempontból értékelve a vizsgált ritkaelem-dúsulásokat, a tavi képződményekben az As és Sb abszolút, de különösen a klarkhoz viszonyított koncentrációja a többi kalkofil eleménél nagyobb. Valószínű, hogy a nagyobb klarkú, de kevésbé mozgékony Cu, Pb, Zn túlnyomó része a harmadidőszaki összlet mélyebb részén, esetleg még az alaphegységben vált ki és így a felszínre már az As és Sb túlsúlyával jellemzett oldatok jutottak ki.

Új-Zéland, Kalifornia, Nevada földtanilag is hasonló, főleg hévforrásüledékekben kifejlődött, As, Sb-vel jellemzett ritkaelem-dúsulásai epitermás „láthatatlan" Au-érctelepekkel és jelentős Ag-koncentrációkkal kapcsolatosak, környezetükben viszont gazdaságos bányászattal elérhető polimetallikus ércesedés nem ismeretes, noha a terület kutatói genetikai kapcsolatot tételeznek fel (pl. WEISSBERG, B. G. 1969). A nagyfokú hasonlóság miatt a Tokaji-

hegységben a tavi képződményekben, illetve környezetükben szintén Ag—Au-dúsulás, esetleg ércesedés várható. Az előzőekben említett Ag-dúsulás melletti esetleges Au-dúsulásról a klark és a színképelemzési kimutatási határ rendkívül kedvezőtlen viszonya miatt — 10^{-3} g/t, illetve 20—30 g/t — sajnos semmilyen adatunk nincsen.

IRODALOM

Gyarmati P.—Zelenka T. 1965: Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. — 25 000-es sorozat. Tállya.

Kulcsár L. 1968: Arany- és polimetallikus ércindikációk a Tokaji-hegység K-i peremén. — Kézirat.

Mátyás E. 1966: A rátkai felsőszarmata édesvízi medence földtani és teleptani viszonyai. — Földt. Közl. 96. 1. pp. 27—42.

Mátyás E.—Vető I. 1965: Az erdőbényei felsőszarmata limnikus medence összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. — Kézirat.

Pantó G. 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról pp. 215—223.

Szabó J. 1870: Antimonit opálérben Erdőbényén. — Magyarhoni Földt. Társ. Munk. 5. pp. 194—195.

Vető I. 1967: Ritkafémprognózis a Tokaji-hegység harmadidőszaki kőzeteire. — Kézirat.

Vinogradov, A. R. 1962: Szrednyeje szogyerzsanyije himicseszkih elementov v glavnüh tipah izverzsennüh gornüh parod zemnoj korü. — Geochimija, 7. pp. 555—571.

Weissberg, B. G. 1969: Gold-Silver Ore-Grade Precipitates from New Zeeland Thermal Waters. — Economic Geology, 64. 1. pp. 95—108.

RARE ELEMENT INDICATIONS IN THE HYDROTHERMAL-LACUSTRINE FORMATIONS OF THE TOKAJ MOUNTAINS

by

I. Vető

A lacustrine sequence overlying a volcanic one is to be found in several parts of the Tokaj Mountains. It consists of quarzite, siliceous mud, diatomite, pure clay, and redeposited rhyolite tuff. The sequence shows great variety on account of the temporal and spatial changes of the material supply by both ascending solutions and in clastic form.

Spectral analysis of mostly drill core samples taken from the lacustrine sequence has revealed enrichment As, Hg and Sb by two orders of magnitude compared to their respective clarkes, while Ag, Pb and Zn are much less enriched. Enrichment of Cu (0,16%) and Sn (0,01%) is also significant (Table 1) in some quartz samples.

There are important discrepancies between the individual sequences in regard to their rare element concentrations, as well as in the rare element distribution in the individual rock varieties within the same sequence. Ag, As, Hg and Sb enrichments are the highest in the quarzites and siliceous muds which are the richest in substances of hydrothermal origin, proving thus the

hydrothermal origin of these elements (Tables 2 and 3). This holds good for all investigated areas but Erdőbénye, where the rocks most affected by hot spring activities are poorer in rare elements than the intact rhyolite tuff.

Anomalous rare element contents may be due to magmatic or lateral secretion as well as result from the mobilization of a former mineralization. The high concentration of As and Sb in the lacustrine formations could not have been brought about by the leaching of the underlying Tertiary formations, taking into consideration the As and Sb content of the latter, their thickness and their lack of dissolution often observed in boreholes (Table 4.). Lateral secretion is also opposed by the fact that the rare element paragenesis is characterized by the elements of polymetallic ore mineralization; there is but a slight enrichment of Co and Ni, if any. It is unthinkable that the mobilization of significant chalcophilic elements could have taken place out of a Meso-Paleozoic basement composed mostly by carbonate rocks of rather low porosity. However, the mobilization of an earlier ore mineralization cannot be excluded, although, it is hardly conceivable in a mostly carbonate basement. Therefore, the rare element enrichment may have presumably originated from acid intrusions penecontemporaneous with the lacustrine sediments. So both the lacustrine formations and the hydrothermal activity are of Sarmatian age.

Since As and Sb are predominant among the chalcophilic elements also on an absolute scale, it is likely that Cu, Pb, and Zn, being less mobile, have mostly been precipitated in the deeper parts of the Tertiary sequence or even in the basement and perhaps only solutions characterized already by the predominance of As and Sb could reach the surface. According to literature data, rare element assemblages enrich conld in As, Sb found in hot spring deposits are often connected with epithermal „invisible" Ag, and Au ore mineralization, while no polymetallic ore mineralization of economic value is known in their vicinity. Ag enrichment is frequent in the lacustrine sequence or in its vicinity according to the author's investigations, while there are no data on an eventual Au concentration, due to analytical difficulties.

BESZÁMOLÓ A GEOKÉMIAI OSZTÁLY 1969. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

Írta: FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA

Az Osztály — laboratóriumainak nagyütemű és a régebbi évekét messze felülmúló kémiai és színképelemző tevékenysége mellett — önálló témákon is dolgozik. Fő témája ezek közül *a területi geokémiai kutatás*. A geokémiai programunk negyedik évének lezárásakor már mintegy 30 ezer olyan, színképanalitikailag elemzett kőzetmintával rendelkezünk, melyeknek vizsgálata kizárólag ennek a kutatásnak céljára készült és átlagosan 25 nyomelem koncentrációjára ad felvilágosítást. Az összegyűlt, kb. 750 ezerre becsülhető geokémiai adat nagy részét az egyes kutatási területek lezárásakor értékeltük, de a végső értékelés, a különböző szempontok szerinti összesítés még közvetlenül előttünk álló feladat.

A tervezett összesítésnek első és legfőbb célkitűzése szükségképpen a hasznosítható nyomelemekről készítendő, kataszterszerű felmérés lesz. Hibát követnénk azonban el, ha négy évi munkánk eredményeit nem hasznosíthatnánk hazai képződményeink olyan részletességű geokémiai megismerésére, amire csak ilyen, viszonylag igen nagy számú elemzés ad lehetőséget.

Az 1969 évi területi geokémiai munkánk az előbb elmondottakkal összhangban a következőképpen alakult:

1. Geokémikus specialistáink folytatták a területi geokémiai térképező munkát különböző korú hazai képződményeinken.

2. Egyre nagyobb mértékben bontakozott ki az egyes részterületek lezárása utáni összesítő munka is. Az összesítést mindenképpen célszerűnek látszott előre hozni, márcsak azért is, mert ennek kapcsán még revíziók szükségessége merülhet fel, amit a jövő évben még módunk lehet megtenni.

3. Folyamatosan végeztünk módszertani munkákat, melyek részben a területi geokémiai kutatás különböző munkafázisát hivatottak segíteni, részben önálló módszertani témákhoz kapcsolódnak.

1. A területi geokémiai kutatásban ez év folyamán elért újabb eredmények

Az észak-magyarországi paleozóos képződmények átnézetes geokémiai vizsgálatát BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. ez évben lezárta. A begyűjtött és megelemzett kőzetanyag sajnos csak felszíni mintavételből származik, kivéve a Borsodi-medencebeli fúrások alaphegységi mintáit.

A Szendrői-, Upponyi- és Bükk hegységi képződmények kőzetfajtánkénti átlagos nyomelemtartalmát az 1. sz. táblázatban foglaltuk össze. A táblázat-

1. táblázat

Terület	Kor	Kőzettípus	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	Sr	Ti	V	Zn
Szendrői-hegység	alsókarbon	mészkő (1. sorozat)	—	19	302	29	5	32	0,8	42	547	—	30	8	—	928	97	5	97
		szericitpala (1. sorozat)	—	40	400	7	43	50	21	43	1100	—	23	13	—	700	2500	100	—
		agyagpala (2. sorozat)	—	36	381	8	46	60	22	72	544	—	35	4	—	209	3156	49	41
		mészkő (2. sorozat)	—	—	106	—	—	47	—	47	60	—	0,9	6	34	867	—	5	346
		homokkő (2. sorozat)	—	11	187	14	44	43	8	57	679	—	27	5	—	184	2708	18	48
		homokkőpala	—	31	204	—	17	44	3	39	373	—	20	5	—	816	408	5	—
		agyagpala (3. sorozat)	0,6	46	461	18	41	101	24	80	1366	—	51	13	—	436	3011	60	83
		szericitpala (3. sorozat)	—	48	316	11	57	70	16	64	755	—	31	5	—	371	2099	57	64
		szürke mészkő (3. sorozat)	0,4	40	379	12	21	51	9	58	573	—	17	6	2,5	987	920	13	—
		világos mészkő (3. sorozat)	—	30	321	9	20	62	4	51	395	1,6	14	11	1,1	732	446	11	5
		dolomit (3. sorozat)	—	—	113	11	—	21	—	50	50	—	18	2	—	1300	160	5	—
Upponyi-hegység		mészkő (1. sorozat)	0,11	25	326	5	11	56	2	43	196	—	7	5	—	1832	300	8	143
		homokkő (1. sorozat)	—	58	346	9	34	44	20	55	1167	—	23	3	—	577	2200	92	—
		agyagpala (Mn-pala) (2. sorozat)	0,12	37	402	20	28	76	8	58	3716	—	29	28	—	1192	1686	87	146
		mészkő (2. sorozat)	—	3	339	6	32	73	5	63	793	—	15	12	—	3605	769	12	174
		agyagpala 3. sorozat	0,03	17	226	3	26	43	5	51	461	—	9	7	—	961	2550	39	—
Bükk hegység	felsőkarbon	mészkő	0,1	29	283	10	17	90	10	55	487	—	21	18	6	4000	334	10	201
		agyagpala	0,3	62	367	10	51	459	18	57	800	—	36	6	8	187	3970	74	1250

ban feltüntetett nyomelemátlagok kb. 400 kőzetminta elemzéséből számított átlagértékek g/t-ban kifejezve.

Mint látható, számottevő anomáliát az Upponyi-hegység vasas—mangános paláiban (Ag, Co, Cu, Ni, Pb, V, Zn) és a Szendrői-hegységi paleozóos sorozatban (Sb, Cu, Mo, Sn), továbbá a Bükk hegységi felsőkarbon agyagpala- és mészkő-összletben (Sn, Zn, Ag, Cu, V) találhatunk.

A dúsító tényezőt keresve, az anomáliák okát az Upponyi-hegység vasas—mangános paláinál szingenetikus exhalációs jelenségekben, a Bükk hegységi felsőkarbon sorozatnál szerves hatásokban, a szendrői kőzetek esetében pedig hidrotermális működésben találhatjuk meg.

Ugyancsak befejeztük az év folyamán a Bükk hegység, az Aggtelek—Rudabányai-hegység és a Duna balparti rögök mezozóos összleteinek geokémiai vizsgálatát (Csalagovits I.). Ezeknél a vizsgálatoknál is megnehezítette célkitűzéseink megvalósítását, hogy többnyire csak felszíni gyűjtésből származó mintaanyaggal dolgozhattunk (egyedül Rudabánya környékének vizsgálatakor használhattuk fel a mesterséges feltárások mintaanyagát). Felszíni mintagyűjtésből csak oxidálódott, kilúgozott mintákat kaphattunk, amelyeknél a reduktív hatásra dúsuló ritkaelemek fokozott elszegényedésével számolhatunk. Evvel indokolhatjuk azt a tapasztalati tényt, hogy a Bükk hegységből származó 348 kőzetminta elemzési eredményéből adódó átlagértékek — egy-két kivételtől eltekintve — az üledékes kőzetek ismert átlagkoncentrációitól jelentősen elmaradtak.

A 2. táblázatban a különböző korú Bükk hegységi képződmények átlagos nyomelem-dúsulási tényezőit tüntettük fel. Az elemek vegyjele alatt zárójelben tüntettük fel üledékes átlagkoncentrációjukat (g/t-ban). Az 1-nél jelentősen nagyobb dúsulási tényezőket vastag szedéssel emeltük ki. Mint látható, számottevő dúsulás a Sr-on és Mn-on kívül alig található.

A Bükk hegység és az Aggtelek—Gömöri karszt mezozóos kőzeteinek tájékozódó geokémiai vizsgálata, évi tevékenységünk ellenére sem tekinthető befejezettnek és a jövőben is csak mesterséges feltárások biztosításával zárható le.

2. táblázat

Kor	Ag (0,1)	B (100)	Ba (800)	Co (20)	Cr (100)	Cu (57)	Ga (30)	Li (60)	Mn (670)	Ni (95)	Pb (20)	Sr (450)	Ti (4500)	V (130)	Zn (80)
	g/t														
Szeizi	0,4	0,04	0,2	0,1	0,5	0,5	0,02	0,7	0,6	0,3	0,1	**6,5**	0,01	0,03	—
Kampili	0,9	0,5	0,4	0,2	0,3	0,7	0,3	1,0	0,8	0,1	0,3	**2,7**	0,4	0,2	**2,3**
A. anizuszi	0,6	0,1	0,3	0,2	0,05	0,6	0,1	0,8	**1,7**	0,03	0,3	0,8	1,0	0,03	
F. anizuszi	0,7	0,1	0,2	0,1	0,1	0,7	0,02	0,8	0,1	0,04	0,3	**2,35**	—	0,06	
A. ladini	1,2	0,2	0,4	0,6	0,1	1,2	0,1	0,8	**2,6**	0,2	0,4	1,0	0,2	0,2	0,8
F. ladini-karni	1,1	0,03	0,1	0,1	0,3	0,6	—	0,6	0,1	0,02	0,06	**2,0**	0,02	0,04	
K. anizuszi vulk.	1,1	0,2	0,2	0,3	0,6	0,7	0,6	**1,3**	**1,3**	0,1	0,5	0,2	1,1	0,2	
Cenomán-ladini (vulkanit)	**2,5**	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,5	1,0	**2,19**	0,3	0,2	0,3	0,7	0,4	0,6
Szenon	1,2	0,4	0,3	0,3	0,4	0,8	0,2	1,0	1,2	0,1	0,2	0,6	0,3	0,3	0,8

A Rudabányai-hegység területéről — az Érc- és Ásványbánya vállalat szakembereivel együttműködve — laboratóriumunk kb. 1000 db mélyfúrásokból és bányákból származó kőzetminta vizsgálatát végezte el. A mintagyűjtési terv helyes kialakításával és végrehajtásával sikerült elérnünk, hogy jó áttekintő képet kapjunk a hegység mezozóos összletéről. Az adataink feldolgozása még tart, végleges eredményekről így nem számolhatunk be. Az eddigi részadataink néhány elemre (Cu, Pb, Zn, Ag, As, Hg) figyelemre méltó anomáliát jeleztek. A Rudabányai-hegységhez kapcsolódó további feldolgozó munkánk során a másodlagos ércdúsító folyamatok tanulmányozását tartjuk legfőbb célunknak.

A Duna balparti rögök triász sorozatát a csővári alapfúrás mintaanyagán tanulmányozzuk. A karbonátos összlet kőzeteinek részletes kémiai és színképvizsgálatával és egyéb vizsgálatok bevonásával a dolomitosodás és kovásodás folyamatainak a ritkaelem-tartalomra gyakorolt hatását kívánjuk tanulmányozni. Vizsgálataink folyamatban vannak és 1970-ben zárulnak.

A mezozóos képződmények ritkaelem vizsgálatával kapcsolatban egy-két esetben már lezártnak vélt területekre is visszatértünk ott, ahol azóta mélyült új fúrások anyagával kiegészíthettük eddigi ismereteinket. Ilyen pl. az Északi-Bakony területén mélyült alsószalmavári fúrás, mely a mezozóos ritkafémkutatás szempontjából legjelentősebbnek látszó alsótriász összletet tárta fel új, eddig nem ismert kifejlődésben. Az összlet részletes vizsgálata nemcsak jelentős szulfo-kalkofil elemdúsulást mutatott ki, hanem lehetővé tette azt is, hogy a felhalmozódás körülményeit részben tisztázzuk.

A paleogén képződmények ritkaelem vizsgálata kapcsán (ÓDOR L.) Bükk hegységi fúrások oligocén anyagát vetettük alá színképelemzésnek, továbbá tanulmányoztuk az észak-magyarországi flis képződmények nyomelem-összetételét. A vizsgálatok lezárása a jövő évre húzódik át.

Hasonlóképpen a jövő évben értékeljük a hazai *vulkáni képződmények* geokémiai vizsgálatának során a Dunazug hegységi geokémiai adatokat és a hazai bazaltterületek elemzési eredményeit.

2. Összesítő, értékelő munkák

A permnél idősebb képződmények vizsgálata során a dél-dunántúli vizsgálati anyagunkat kiegészítettük a kőolajkutató fúrások anyagával. Az észak-dunántúli területen egybevetettük adatainkat a kőszeg—vashegyi adatainkkal. Az összesítés a ritkaelem kutatás célkitűzésein felül érdemleges geokémiai felismerésekhez vezetett.

A *dunántúli szeizi rétegsorok* geokémiai érdekessége ösztönözte CSALAGOVITS I.-t és NAGY E.-t, hogy egybevessék a dunántúli-középhegységi és a Mecsek hegységi szeizi profilokat. Tanulmányukat ez év szeptemberében a budapesti Kárpát—Balkán kongresszuson mutatták be. A részletek ismertetése nélkül itt csak arra az érdekes megállapításukra mutatok rá, hogy míg a mecseki területre a Cu és Ag dúsulása, addig az észak-bakonyi területre a Bi, Ag, As, V és Zn felhalmozódása jellemző. A különbség oka az eltérő felépítésű lehordási területekben keresendő. Megegyező vonás a szeizi összletekben az, hogy a legpermeábilisabb kőzetek (homokkő, aleurolit) tartalmazzák mind-

egyik területen a legjelentősebb nyomelem-dúsulásokat. További megfigyelés az, hogy mindenütt a reduktív jellegű kőzetek dúsítják a szulfofil ritkafémeket. Összesítve tehát azt mondhatjuk, hogy a legnagyobb ritkaelem-dúsulást a reduktív, permeábilis kőzetekben várhatjuk. Minthogy az összletek permeabilitását a tektonikai igénybevétel is befolyásolja, ezért célszerű a figyelmet a mélytörések és diszlokációk zónájára összpontosítani.

Az összesítő munkának egy másik típusát is több területen megkezdtük: *egyes ritkaelemek hazai előfordulásának* az eddigi vizsgálataink alapján való értékeléséhez fogtunk.

Így például a *berilliumra* vonatkozó adtainkat értékelve a következő összesítő megállapításokat tettük: A Be jelentősebb dúsulását részben kőszénhamuinkban, részben vulkáni képződményeinkben észleltük. A kőszénterületeink közül Be-ban a leggazdagabbnak a mecseki alsóliász kőszéntelepes összlet adódott, annak is az ÉK-i része, Szászvár—Nagymányok környéke, ahol a Be nem egyszer 1000 g/t-nál nagyobb koncentrációban jelentkezett. A zobáki területről vizsgált, mintegy 100 kőszénmintában átlagértékben 320 g/t Be-t találtunk, amihez igen magas Zr tartalom (1900 g/t) és jó közepes Ge tartalom (72 g/t) járul, így figyelemre méltó koncentrációnak tekinthető.

A dunántúli eocén kőszenek nyomelemadatait Ódor L. összesítette és külön foglalkozott a Be átlagkoncentrációkkal. Az egyes részterületeken külön figyelmet szentelt a Be-tartalom horizontális változásának is. A dorogi területen a Be a csolnoki és mogyorósi mélyfúrások anyagában mutatott jelentősebb koncentrációt. Kőszénhamura számítva a csolnoki területen a Be eléri a 250, a mogyorósi területen a 160—200 g/t-t. A terület átlaga 22 g/t. A mányi területen a Be valamivel jelentősebben dúsul, mert átlagértékben 52 g/t-t mértünk, de a Be koncentráció egy mintában sem haladta meg a 250 g/t-t. A tatabányai terület Be átlaga 84 g/t, eloszlási görbéink alapján jelentős dúsulások várhatók a VI. és VII. aknák mélyebb részein. A pusztavámi és oroszlányi területen a Be értékek átlaga 46 g/t, illetve 30 g/t. A mélyebb szintekben a Be átlagok különösen a terület D-i és DNy-i részén, a 100—150, sőt a 240 g/t értéket is elérik. A Balinka II. területen a Be főképp a peremi kifejlődésekben dúsul és a Ny-i szegélyen 110 g/t maximális telepátlag-értéket mutat. A területi átlag 47 g/t.

Összefoglalóan, a dunántúli eocén kőszénterületek közül Be-tartalmával kiemelkedik a tatabányai terület, viszont a dudari terület szenei a legszegényebbek Be-ban (átlaguk 20—30 g/t).

Az elmúlt évben foglalkozott Nagy B. a Mátra hegységi riolitképződmények Be-tartalmával, mely a klark értékhez képest kb. négyszeres dúsulást mutat. A Be-tartalom átlaga 20 g/t, de helyenként, a hidrotermálisan bontott kőzetváltozatokban, a 40 g/t-t is eléri. Ezt az értéket sem szabad figyelmen kívül hagynunk, mert ismeretes, hogy az amerikai szakirodalomban sokat emlegetett Be-telepek Be-dús kőzetek környezetében levő riolittufákban alakultak ki.

A Be-tartalom eloszlását az ÉK-magyarországi neogén képződményekben Vető I. értékelte. A Tokaji-hegység vulkáni kőzetei közül Be-tartalom szempontjából figyelmet érdemelnek az élénk utóvulkáni tevékenységgel kapcsolatos kőzetek, a hévforrásos tavak kovás—agyagásványos üledékei, illetve a kovásodott—agyagásványosodott riolittufák és a kovás—karbonátos telérek.

Ezeket a képződményeket a legrészletesebben a mád—rátkai területen vizsgáltuk. A tavi összletben a Be-tartalom maximuma a hévforrásos centrumok közelében mutatkozott, itt eléri a 60 g/t-t is. A centrumokban is a magas kovasavtartalmú agyagos kőzettípusok a figyelemre méltóak. A centrumokban keletkezett kvarcitban, illetve a centrumtól távolabb lerakódott agyagos kőzetekben a Be-tartalom csekélyebb, a tavi összlet átlagos Be-tartalma 15 g/t. A kovásodott, agyagásványosodott riolittufa területen a Be-tartalom maximuma határozottan a csekélyebb hidrotermális elváltozást szenvedett, montmorillonitos—devitrifikált zónával esik egybe, míg a kaolinites, a kovás kaolinites és a kovás zónákban a Be-tartalom egyre csökken. A telérek közül a kovás—karbonátos telérek Be-tartalma nem egyszer eléri a 100 g/t-t is, míg a csupán kovás telérekben a Be-tartalom átlaga 10 g/t alatt marad.

A sajóvölgyi helvéti barnakőszéntelepes összletből mintegy 700 megvizsgált minta alapján a Be átlagkoncentrációját és eloszlását igen jól tudtuk értékelni. Az egyes telepekre külön-külön elvégzett számítások alapján összefüggést találtunk a hamutartalom és a kőszénre számított Be-tartalom között. A Be-koncentráció maximuma 50—60% hamutartalom mellett van, ennél nagyobb és kisebb hamutartalmak felé haladva a Be-tartalom csökken. A BÁKI elemzései alapján az átlagos Be-koncentráció kb. 10 g/t, a maximális koncentráció megközelíti a 100 g/t-t.

A Be hazai előfordulásáról alkotott kép nem lenne teljes, ha nem emelnénk ki, hogy a Velencei-hegységben, különösen a Gécsi-hegy turmalinos kvarcteléreiben a Be koncentrációja gyakran eléri a 200—250 g/t-t és társul egyéb figyelemre méltó pneumatolitos eredetű ritka elemhez.

A berillium a beszámolómban csak mint kiragadott példa szerepel és az itt ismertetett eredmények tényleges összesítő munkánknak csak kis részét reprezentálják. ÓDOR L., jelen kötetben megjelenő tanulmányában, valamint NAGY B. ugyanitt közölt dolgozataiban bemutatásra kerülnek a témakör más részei is. Hasonló összesítő értékelések ui. az összes fontosabb ritkaelemre készülnek; ezek jövő évi jelentésünknek fontos részét képezik.

3. Módszertani munkák

Változatlan érdeklődéssel foglalkozunk az elemzési eredményeink matematikai adatfeldolgozásánál egy-két, nem megnyugtatóan megoldott problémával. Nagyon sok esetben gondot okozott nekünk az *átlagok képzésénél* az, hogy a színképanalitika egyes elemekre a minták jelentős részénél jól meghatározott eredményt tudott adni, több mintánál viszont a keresett elem a színképanalitikai kimutathatósági határ alatt volt, noha az elem maga valószínűleg ezekben a mintákban is jelen van. Felmerült a kérdés, hogyan számolható ilyen esetekben helyesen az átlagérték? ZENTAI P. ilyen esetekre javasolt megoldásait a *Magyar Emissziós Színképelemzők* 1969 évi veszprémi vándorgyűlésén ismertette. Eljárását röviden bemutatom, egyrészt mert átlagszámításainknál máris alkalmazzuk, továbbá azért, hogy színképadataink értékeléséhez geológus munkatársaink számára is támpontul szolgálhasson.

Adatfeldolgozási probléma főként azoknál az elemeknél lép fel, melyeknek földkéregbeli gyakorisági nagyságrendje megegyezik a színképanalitikai ki-

mutathatósággal. Ezeknél az elemeknél ugyanis, sorozatelemzések esetén, rendszerint hiányos adatsorokat kapunk, azaz olyanokat, melyek a kimutatási határ feletti és alatti (azaz ismeretlen) koncentráció-értékeket is tartalmaznak. A kimutatási határ alatti értékeket a színképlaboratóriumunk úgy jelzi, hogy számadat helyett a kimutatási határt tünteti fel és a „kisebb" matematikai jelet írja mellé (pl. Zn < 100 g/t). Van tehát egy olyan adatsorunk, melynek egy része konkrét számadat, másik része pedig csak azt jelzi, hogy a koncentráció egy határérték alatt van. Ilyen adatsorok átlagértékének és szórásának kiszámítására ZENTAI P. két módszert javasol:

3. táblázat

Minta db	Koncentráció g/t	Minimális átlag	Maximális átlag
10	< 10	0	100
5	10	50	50
6	16	96	96
6	25	150	150
4	40	160	160
2	60	180	180
		636	736
33		636:33 = 19,3	736:33 = 22,3

a) Általában kielégítő eredményt kapunk, ha kiszámítjuk a hiányos adatsor minimális és maximális átlagát (első esetben zérusnak, második esetben pedig a kimutatási határral azonosnak tételezve fel az annál kisebb értékeket), a valódi átlagértéket két korlát közé szoríthatjuk.

Ez az egyszerű módszer nem alkalmazható kellő eredménnyel, ha a kimutatási határ alatti adatok aránya túl magas a konkrét adatokkal szemben. Ilyen esetre dolgozta ki ZENTAI P. a másik eljárást.

b) Az eljárás elve az, hogy elemeloszlási görbét szerkesztünk a kapott adatokból és a nyert görbe segítségével, extrapolációval meghatározhatjuk a hiányzó adatokat és ezekből az átlagértéket kiszámíthatjuk. Evvel az eljárással az igen hiányos adatsorok is jól átlagolhatók.

Az első átlagolási eljárásra konkrét példaként a szerző szfaleritminták átlagos In-koncentrációjának meghatározását mutatja be hiányos adatsorokból (3. táblázat).

A táblázat 33 szfaleritmintára vonatkozik, ezek közül 10 mintában az In-tartalom a kimutatási határ (10 g/t) alatt volt. E minták minimális átlagát 0-nak, maximális átlagát pedig 10×10-nek véve, az első esetben átlagértéknek 19,3 g/t, a második esetben pedig 22,3 g/t adódik, ami színképanalitikai eljárás esetén jó egyezést jelent.

Önálló módszertani munkát végez osztályunk *mikrobiológiai részlege* (JÁRÁNYI I. és munkatársai). Ez évi munkájukból azokat a baktériumos kőolajkút-kezelési kísérleteket emelem ki, melyeket Nagylengyel és Demjén térségében hajtottak végre. Kísérleteik mindkét területen sikerrel jártak, mert egyrészt a baktériumos kezelés növelte az olajtermelést, másrészt a baktériumok mélységi elterjedése jelzőrendszerként szolgál az egyes kőolajkutak termelőszintjei közötti összefüggés felismerésére.

BERICHT ÜBER DIE ARBEIT DER GEOCHEMISCHEN ABTEILUNG IM JAHRE 1969

von

M. FÖLDVÁRI-VOGL

Es wird über die bei Erarbeitung selbständiger Themen durch die Mitarbeiter des Geochemischen Laboratoriums erzielten Ergebnisse berichtet. Im vierten Jahr der Sucharbeiten auf seltene Elemente sind über die geplanten Arbeiten hinaus auch die zusammenfassenden Arbeiten fortgeschritten.

Die Zusammenfassungen begannen einerseits mit Berechnung der Durchschnittswerte der einzelnen Formationen für das ganze Staatsterritorium, andererseits mit der Analyse der für die einzelnen Elemente gewonnenen Daten. Als Beispiel für die erstere Richtung sei hier die Vergleichsuntersuchung der Seiser Serien von Transdanubien, für die letztere die zusammenfassende Auswertung ungarischer Be-Daten hervorgehoben.

Schließlich wird es über die Methoden-Entwicklungsarbeiten des Laboratoriums berichtet.

KŐZETEK VASTARTALMÁNAK RÖNTGEN SZÍNKÉPANALITIKAI MEGHATÁROZÁSA

Írta: RISCHÁK GÉZA

A kőzetalkotó elemek meghatározására ma már épp oly széles körben felhasználják a röntgen fluoreszcens színképelemzést, mint az analitikai kémia egyéb, klasszikusnak számító módszereit. A széles körű elterjedésnek az a legfőbb oka, hogy a röntgen színképelemzés rendkívül rugalmas minden tekintetben. A szakirodalomban található módszerek, ill. elemzési típusok kritikai keresztmetszetét már előző cikkemben adtam (RISCHÁK G. 1966). Akkor még ismeretlen volt a számomra CZHAMANSKE, G. K.—HOWER, J.—MILLARD, R. C. 1966-ban megjelent dolgozata, amely azóta megerősített a flux-módszer hatásosságát illető tapasztalataimban, ill. véleményemben. Nemcsak a jelenlegi dolgozatom témáját érinti alapjaiban ez a kérdés, hanem elvi jelentőségű is, mivel éppen a flux-módszerben látják az egyetemes röntgen színképanalitikai eljárást. Anélkül, hogy ismételném az 1966-os dolgozatom megállapítását, csak röviden utalok arra, hogy az irodalom szerint homogén oldatok elemzésével tetszőleges pontosság elérhető. Ezzel egyenértékűnek és igen gyorsnak tartják a minta lithium-tetraborátos feltárást, másnéven boraxüveg-, ill. flux-módszert. Ezzel szemben elvetik a porelemzéseket, mint alkalmatlanokat, ill. a por pasztillák felhasználását elfogadják kis pontosságú elemzéseknél. Saját vizsgálataink számos vonatkozásban eltérő eredményt adtak, ezért részletesen foglalkozom az utóbbi két módszerrel.

A flux-módszer számos változata ismeretes. Tekintettel arra, hogy az alapanyag-hatás kis rendszámú elemek meghatározásánál jelentős lehet, természetes tehát az a törekvés, hogy valamilyen általános eljárással kiküszöbölje. A gyakorlatban vagy számítással — sokszor túl sok elhanyagolással — vagy kísérleti úton közelítik meg a kérdést. A kísérleti megvalósítás vagy inert anyaggal való hígítással, vagy nagy μ^*-ú anyaggal való nivellálással történik (ANDERMANN, G.—ALLEN, J. D. 1961; ROSE, H. J.—ADLER, J.—FLANAGEN, F. J. 1963: LONGABUCCO, R. 1962; BALL, D. F. 1965). CZHAMANSKE és szerzőtársai rendkívül alapos vizsgálat alá vetették a flux-módszert minden változatában. Arra a következtetésre jutottak, hogy sem a hígítás, sem a nivellálás nem ad alapanyaghatás-mentességet. Ellenben mérsékelt hígítással és ezt követően alkalmazott sokváltós számítási programmal valóban kitűnő eredményről adnak számot.

Saját tapasztalataink az alapvető kérdésekben megegyeznek CZHAMANSKE és társainak eredményeivel, habár lehetőségeink sokkal szerényebbek voltak és vizsgálataink sem terjedtek ki ilyen mértékben. Miután meggyőződtünk róla, hogy a flux-módszer belső standard nélküli alkalmazásával legfeljebb

0,5% standard deviáció érhető el, abbahagytuk a borax-ömlesztéses kísérleteinket. Ezt még az is indokolta, hogy egyszeri ömlesztéssel nem kapunk homogén üvegkorongot. A porítás és újraömlesztés viszont annyi időt rabol, hogy ezzel az eljárással alig van időnyereség a nedves kémiai feltáráshoz képest, amely valóban homogén oldatot ad.

A közvetlen por-módszerek tanulmányozása azt mutatta, hogy az elérhető pontosság csak 5—10%, még pasztillázás, nivellálás és egyszerű számítási korrekció után is. Nem találunk adatot a por-módszernek belső standarddal való alkalmazására (ALEXANDER, G. V. 1962 és 1965; MEYER, J. W. 1961; MITCHELL, B. J. 1961; VOLBORTH, A. 1964). Éppen ez az ismerethiány keltette fel az érdeklődést a por-módszer iránt. A röntgen diffraktometriában teljes sikerrel alkalmazzák a legkülönbözőbb összetételű fázis standardokat, itt tehát a kémiai összetételbeli különbség nem képez összeférhetetlenséget. A fordított megállapítás már csak korlátok között érvényes, de ezek sem általában, sem egyedi esetekben nem ismeretesek.

Azt tudjuk, hogy megfelelően választott belső standard teljesen kiküszöböli a harmadik elemhatást. Számolni kell azonban a mineralógiai hatással. Éppen a mineralógiai hatás rovására szokás írni a por-elemzések magas hibahatárát. Az irodalom utalásai nem mindig megbízhatóak. Egy-egy megállapítást gyakran több cikken keresztül is idéznek, anélkül, hogy kísérleti ellenőrzése megtörténne. Azt tapasztaltuk, hogy a mineralógiai hatás szerepét azok a szerzők, akik emiatt lemondtak a por-elemzésekről, eltúlozzák, mindenesetre nem kizárólag ez a por-elemzések hibameghatározó tényezője. A standard elem bevitelének módja, ill. megjelenési állapota rendkívül csökkentheti a mineralógiai hatás szerepét.

A belső standard kiválasztása és diszpergálása a mintában

A rokonsági, gerjeszthetőségi feltételek mellett a röntgen fluoreszcenciás színképelemzésnél még a kölcsönös abszorpcióképességre és gerjeszthetőségre is figyelemmel kell lenni. Gyakran nem tudjuk teljesíteni maradéktalanul ezeket a feltételeket. Különösen igaz akkor, ha nem egy, hanem egész elemcsoportra szeretnénk egyetlen standardot találni. A gyakorlatban mindig kompromisszumot jelent a standard elem kiválasztása. Ilyen megalkuvás volt a vas meghatározásánál a Ni választása belső standardnak. A legmegfelelőbb elem vagy a Sm vagy a Ho lenne, de e két elem sói magas áruk miatt nem jöhetnek szóba rutinvizsgálatoknál. Tekintettel arra, hogy a nedves analitikai vas meghatározások pontossága 1—2%, tehát nem különösen nagy, ezért csaknem biztosak voltunk abban, hogy a Ni standardizálással pasztillázás nélkül is elérjük ezt a hibahatárt, közvetlenül a por-mintával is.

A Ni 1% koncentárcióban egyszerű számítási korrekcióval jó belső standardnak bizonyult, mert a kőzetek legnagyobb abszorpciójú komponense a vas, így a Ni emissziója az összes kőzetalkotó elem abszorpciós élének rövidebb hullámhossz felőli oldalára esik. Ezáltal igen egyszerű számítással figyelembe lehet venni a vas befolyását a standardra. A Beer-törvény értelmében:

$$I_{Ni} = I^0_{Ni} \cdot \exp\left(-\mu^*_{Fe} c_{Fe} \cdot d^*\right)$$

ahol: I_{Ni} — a választott Ni-vonal mért intenzitása
I^0_{Ni} — a választott Ni-vonal valódi intenzitása
μ^*_{Fe} — a vas tömegabszorpciós együtthatója a Ni választott hullámhosszán
c_{Fe} — a vas koncentrációja %-ban
d* — a minta „végtelen" behatolási mélysége g/cm²-ben

Az egyenlet átalakításával:

$$\frac{I^0_{Ni}}{I_{Ni}} = (\exp \mu^* \cdot d^*)^{c_{Fe}}$$

Könnyű belátni és bizonyítani, hogy d* mind a vas, mind a Ni hullámhosszán gyakorlatilag azonosnak vehető, ezért állandónak veendő. Az $\exp \mu^* \cdot d^* = k'$ ezért az egyenlet a következő alakot ölti:

$$I_{Ni} = I^0_{Ni} \cdot (k')^{c_{Fe}}$$

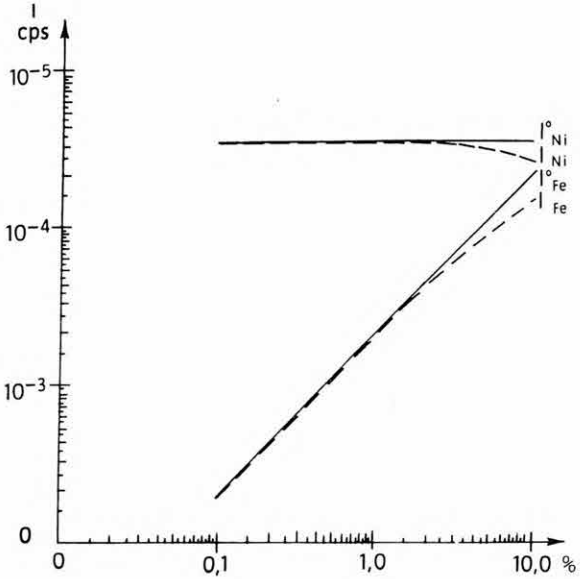
Minthogy standardot alkalmazunk az I_{Fe} = arányos c_{Fe}-vel, tehát

$$I_{Ni} = I^0_{Ni} \cdot k^{I^0_{Fe}}$$

A képletben egyetlen ismeretlen állandó van, a k, ennek kísérleti meghatározása a következő: Készítünk olyan mintasorozatot könnyű matrixban (a mi esetünkben alumíniumoxidban), amelyben a Ni koncentrációja állandó, csak a vas koncentrációja növekszik. Megmérjük mind a vas, mind a nikkel intenzitását, majd a mért értékeket ábrázoljuk a vaskoncentráció függvényében. Azt tapasztaljuk, hogy az I_{Ni} a kis koncentrációk tartományában állandó, ellenben a vastartalom növelésével lecsökken, a vas abszorpciója miatt. Ahol az I_{Ni} = konstans = I^0_{Ni} feltétel teljesül, az egyenletet valamely alkalmasan választott I^0_{Fe}-nél megoldjuk k-ra. (Az I^0_{Fe} meghatározása hasonlóan egyszerű, amelyre később visszatérünk.) A mi esetünkben

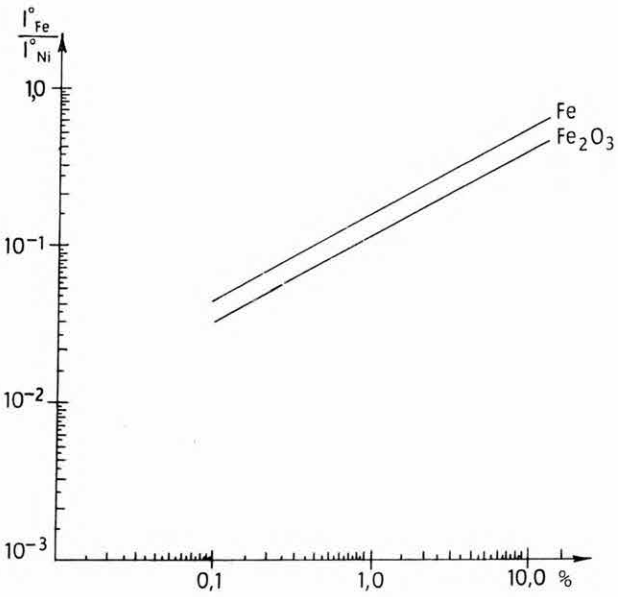
$$I^0_{Ni} = I_{Ni} \cdot 1{,}165^{I^0_{Fe} \cdot 10^{-4}}$$

Ezzel az eljárással sikerült elérni, hogy a Ni intenzitása nem függ többé a minta vastartalmától, hanem csak a matrixtól. A fentiek belátását megkönnyíti az 1. ábra. Ahhoz, hogy a belső standard feladatát ellássa, az szükséges, hogy reprodukál-



1. ábra — Fig. 1.

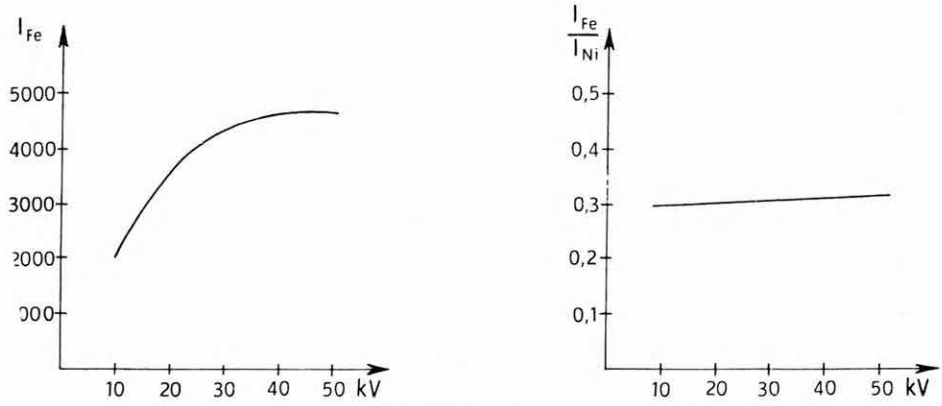
ható módon legyen jelen a mintában. Az analitikai mérleg pontossága messze túlhaladja a kémiai elemzések pontosságát, tehát a beméréssel nem kell foglalkozni. Annál nagyobb gondot okoz a homogén mintakészítés. Szilárd fázisok homogén keverése nagyon gondos és időt rabló munkát kíván és az eredményt mindig terheli valami bizonytalanság. Megfigyelésünk szerint a por-módszer mások által megfigyelt bizonytalanságának is ez az oka. Ezzel szemben egy szilárd és egy folyadék fázis, keverés közbeni beszárítással, könnyen ad homogén keveréket. Ezért oldat alakban adjuk a standardot a kőzetporhoz és infravörös lámpa alatt, állandó kevergetés közben megszárítjuk. A száraz masszát gépi achát csészében tovább homogenizáljuk 10 percig. Az eljárás sikerének feltétele az, hogy a por-minta homodiszperz legyen. Kőzeteknél természetesen nem lehet meghatározott szűk szitafrakciót venni a kőzetalkotó ásványok különböző őrölhetősége miatt, mivel ez meghamisítaná az elemzést. Mégis elő lehet állítani homodiszperz kőzetport, mert elegendő hosszú ideig tartó őrlésnél a túlfinom frakció aránya egyre csökken, minthogy az őrlési munka a létrehozott új felülettel, ill. az ekvivalens gömbsugár négyzetével arányos. Tehát az őrlés folyamán az egész minta szemcseeloszlása egy bizonyos kis szemcseméret felé tart. Ez a szemcseméret 1 μ körül van. Nemcsak az őrlési idő, hanem a kis mértékben fellépő túlőrlés is csökkenthető, ha alkoholos közegben dolgozunk. A 60 μ-os kiindulási minta achát golyósmalomban és alkoholos közegben 20 perc alatt eléri az 1 μ-os szemcseméretet. Így olyan homogén és homodiszperz mintához jutunk, amelynek minden szemcséjét egyenletesen vonja be a Ni-só oldata. Ez a nikkelsó-hártya gyakorlatilag teljesen átlátszó a szemcsékből érkező vas-sugárzás számára.



2. ábra — Fig. 2.

Kísérleti rész

Készülékünk *Mueller* típusú fluoreszcenciás univerzális vákuum spektrográf. A sugárdetektor szcintillométer. A gerjesztés W-anódú csővel történik. Az optimális gerjesztőfeszültséget grafikus úton határozzuk meg. Állandó gerjesztő-teljesítmény mellett a gerjesztőfeszültséggel szemben ábrázoljuk az elemzővonal-intenzitást, ill. az I_{Fe}/I_{Ni} arányt. Az lesz az optimális gerjesztő-feszültség, ahol az I_{Fe} és az I_{Fe}/I_{Ni} arány a legkisebb válto-



3. ábra — Fig. 3.

zást mutatja. A 2. ábra szerint, ráhagyással, 50 kV-nak adódott az optimális gerjesztőfeszültség.

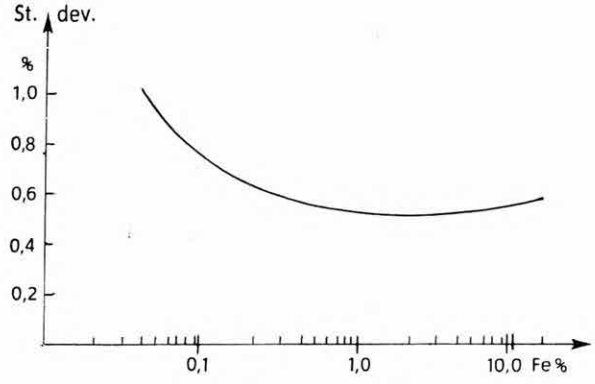
Az analizátor kristály LiF volt.

Elemzővonalak:	Fe K_a	$2\,\theta = 51{,}75°$
	Ni K_a	$2\,\theta = 48{,}6°$
	Háttér	$2\,\theta = 47°$

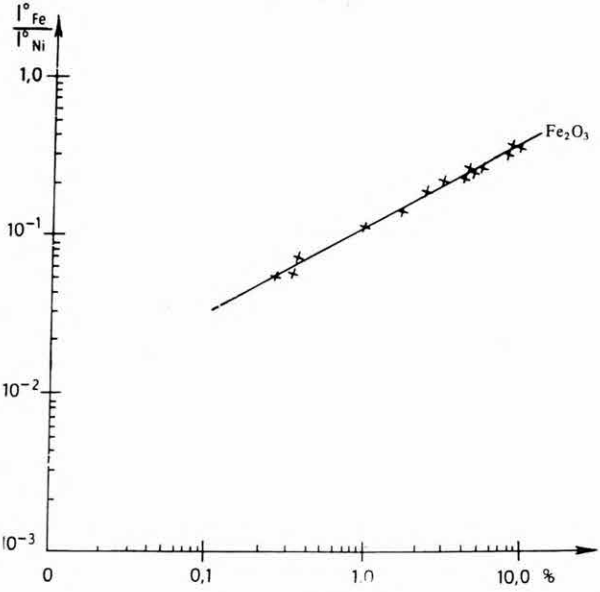
A vizsgálandó pormintát a *Mylar*-fóliával lezárt, kör alakú mintatartóba szórtuk és gyenge ütögetéssel tömörítettük. Pasztillázásra nem volt módunk, de számítással könnyen igazolható, hogy ilyen módon előkészített minta esetében a pasztillázás csak a d* normalizálását okozza (ill. javítja). Előzőleg azonban már bemutattuk, hogy a d* változását a belső standard kiegyenlíti. Így olyan esetekben, amikor nincs mód a komoly présgépet igénylő pasztillázásra, ez — a minden kémiai laboratóriumban megvalósítható eljárás — kielégítő eredményt ad. A munkagörbe megrajzolásához nem elég az I_{Fe}/I^0_{Ni} hányadost ábrázolni a vaskoncentráció függvényében. Magasabb vastartalom esetén önabszorpció lép fel és ezért a munkagörbe a C tengelyhez hajlik. A nikkel-korrekció kapcsán ismertetett módon határozzuk meg a zavartalan I^0_{Fe}-intenzitást. Ehhez az 1. ábrát vesszük ismét segítségül. Amint látható az I^0_{Fe} a görbe kezdeti egyenes szakaszának az extrapolációja a magasabb koncentráció-tartományban. Ez képviseli a zavarmentes vas emissziót. Erre az értékre kell tehát helyesbíteni a görbét. Az eltérést a vas saját abszorpciója okozza, tehát alkalmazható a Beer-törvény:

$$I^0_{Fe} = I_{Fe} \cdot (K')^{I_{Fe}}$$

A mi esetünkben $K' = 1{,}029$, ha I_{Fe} nagyobb 10 000 cps-nél. Az I^0_{Fe}/I^0_{Ni} és a C_{Fe}, ill. a $C_{Fe_2O_3}$ összefüggés alapján szerkesztett munkagörbéket a 3. ábra



4. ábra — Fig. 4.



5. ábra — Fig. 5.

mutatja be. Módszerünk reprodukálhatóságát a 4. ábra mutatja. Amint látható, elemzéseink standard deviációja kisebb 1%-nál a 0,05—15% koncentráció-tartományban. Ugyanakkor összehasonlító vizsgálatokat végeztünk a ZGI gránit etalonon és 12 különféle, egymástól lényegesen eltérő összetételű kőzeten. Ez utóbbiak kémiai elemzését a MÁFI kémiai laboratóriuma végezte. Az 5. ábra szerint elemzésünk $\pm 2{,}5\%$-nál kisebb eltéréssel egyezik a nedves kémiai elemzéssel. A ZGI gránit esetében 2%-kal magasabb értéket kaptunk, mint a nemzetközi vizsgálatok legvalószínűbb értéke.

A dolgozatban ismertetett belső standardizálással és a hozzá kapcsolódó igen egyszerű számítással lehetőség nyílt arra, hogy kőzetporból végezzünk vasmeghatározást, amely a nedves kémiai elemzéssel egyenértékű pontosságot nyújt.

Köszönettel tartozom GUZY K.-né okl. vegyész kartársnőnek mind a rendelkezésemre bocsátott ellenőrző kőzetanyagért, mind a sok vaselemzésért, amely nélkül munkám nem lenne teljes.

IRODALOM

ALEXANDER, G. V. 1962: Determination of Zn, Cu, and Fe in Biological Tissues. An X-Ray Fluorescence Method. — Anal. Chem. V. 8. No 8.

ALEXANDER, G. V. 1965: An X-Ray Fluorescence Method of the Determination of Ca, K, Cl, S and P in Biological Tissues. — Anal. Chem. V. 37. No 13.

ANDERMANN, G.—ALLEN, J. D. 1961: X-Ray Emission Analysis of Finished Cements. — Anal. Chem. V. 33. No 12.

Ball, D. F. 1965: Rapid Analysis of Some Rockforming Elements in Form of Rock Powder by X-Ray Fluorescence. — Analyst 90. pp. 258—265.

Czhamanske, G. K.—Hower, J.—Millard, R. C. 1966: Non-Proportional, Non-Linear Results from X-Ray Emission Techniques Insolving Moderate-Dilution Rock Fusion. — Geochimica et Cosmochimica Acta V. 30. No 8.

Longabucco, R. 1962: Determination of Major and Minor Constituents in Ceramic Materials by X-Ray Spectrometry. — Anal. Chem. V. 34. No 10.

Meyer, J. W. 1961: Determination of Fe, Si and Ca in Ca-Silicates by X-Ray fluorescence. — Anal. Chem. V. 33. No. 6.

Mitchell, B. J. 1961: Prediction of X-Ray Fluorescence Intensities and Interelement Effects. — Anal. Chem. V. 33. No 7.

Rischák G. 1966: Oldatok Ca és K tartalmának meghatározása röntgen fluoreszcenciás színképelemzéssel. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról.

Rose, H. J.—Adler, J.—Flanagen, F. J. 1963: X-Ray Fluorescence Analysis of Light Elements in Rocks and Minerals. — Appl. Spectroscopy 18. pp. 81—85.

Volborth, A. 1964: Biotite Mica Effect in X-Ray Spectrographic Analyses of Pressed Rock Powders. — The Am. Min. V. 49. pp. 5—6.

IRON DETERMINATION IN ROCKS BY X-RAY SPECTRAL ANALYSIS

by

G. Rischák

Fluorescence X-ray powder pattern spectral analysis is usually considered to be adequate for preliminary information only. Although the methods known from literature have taken quite a number of facts into consideration, they failed to eliminate satisfactorily the effects of density, specific volume and inactive matrix.

These factors can, however, be eliminated or rather checked, if an internal standard method is applied. By working out a system of sample preparation, the author's team succeeded in adding the internal standard quickly and efficiently to the sample. This can be assured by homodispersal grinding of the sample and by volumetric dosing of the standard solution (1% Ni in form of $NiSO_4$). On the basis of the Beer-rule iron self-absorption as well as the influence of iron on Ni-line intensity can be calculated with a simple formula. The resulting curve is straight and remains mostly unaffected by the other components. Standard deviation is $<1\%$.

Differences, compared to the data obtained by wet chemical analysis remained always within $\pm 2{,}5\%$ even for samples of greatly varying composition. Accordingly, this method is equivalent to wet chemical analysis for determining iron content.

ELŐZETES KÍSÉRLETEK RÖNTGEN RUTINFELVÉTELEK AUTOMATIKUS ÉRTÉKELÉSÉRE

Írta: DIENES ISTVÁN

Az alábbi dolgozat a röntgen rutinfelvételek automatikus értékelésének számos kérdése közül csak egyet, az egyes ásványok azonosításának kérdését tárgyalja.

Az azonosítási feladat

Az „azonosítási" feladat megfogalmazása

Legyenek adva a minták $F=\{F_t\}$ és az etalonok $G=\{G_i\}$ halmazai. Legyen $G_i^{\square}=\bigcup_i G_i$ $\forall$ i-re. Legyen $Z_1, \ldots, Z_t$ a G halmazból $1, \ldots,$ t-edszerre kiválasztott részhalmaz.

Definiáljuk a $G^{\square(i)}$-függvényeket a következőképpen:

$$G^{\square(i)}(F_t)=1, \text{ ha } Z_t \cap G_i^{\square} \neq \emptyset \text{ és}$$

$$G^{\square(i)}(F_t)=0, \text{ ha } Z_t \cap G_i^{\square} = \emptyset$$

Azt mondhatjuk, hogy a $G^{(i)}$ (F_t)-függvény akkor és csak akkor 0, ha a t-edik minta nem rendelkezik az „i-edik etalont tartalmazni" tulajdonsággal. Az első feladat éppen annak az eldöntése, hogy az adott F_t halmazon a $G^{\square(i)}$-függvény milyen értéket vesz fel.

Minden egyes $G^{\square(i)}$ indikátorfüggvény a minták $F=\{F_t\}$ halmazát két részhalmazra bontja úgy, hogy $F^{\square(i)}=\bigcup_{t_1} F_{t_1}$ azon t_1-ekre, amelyekre $Z_{t_1} \cap G_i^{\square} \neq \emptyset$ és $F^{\square(i)}=\bigcup_{t_2} F_{t_2}$ azon t_2-kre, amelyekre $Z_{t_2} \cap G_i^{\square} = \emptyset$.

Ha egy mintában többféle ásvány is van, akkor a minta az egyes $F^{\square(i)}$ halmazok metszethalmazába tartozik.

Az ásványhatározás második feladata tulajdonképpen: megállapítani, melyik az a legszűkebb halmaz, amelyikbe a minta tartozik.

Az egyes $G^{\square(i)}$ ismertetőjegyek lehetnek:

a) összeegyeztethetetlenek, ha:
$G^{\square(i_1)}(F_t) \cdot G^{\square(i_2)}(F_t)=0 \; \forall \; F_t \in F$-re.

b) egymásból következők, ha:
$G^{\square(i_1)}(F_t)=1$, akkor mindig $G^{\square(i_2)}(F_t)=1 \quad \forall F_t \in F$-re,

c) függetlenek, ha nem összeegyeztethetetlenek és nem következnek egymásból.

Ha egy specialista azonosít egy ásványt, implicite ő is felhasználja az indikátorfüggvények közötti fenti relációkat, amikor például nem keres nitrátásvány mellett termésvasat.

Ahhoz, hogy az azonosítást végrehajthassuk, bizonyos ismeretekkel kell rendelkeznünk a mintákra, ill. az etalonokra vonatkozóan. Az egyes F_t minták jellemzésére adva van jelen esetben az $x=1, 2, \ldots, 600$ pontjaiban, a 3—63° intervallumon tizedfokonként megadott reflexiószög versus reflektált intenzitás $y=f(x)$-függvény. Az $f(x)$ a következő alakú:

$$y=f(x)=p(x)+l(x)+\sum_i c_i \cdot g^{(i)}(x)+h$$

ahol:

$p(x)$	monoton csökkenő, közel lineáris függvény, az alapvonal;
$l(x)$	a $p(x)$-hez aszimptotikusan illeszkedő pozitív vagy negatív haranggörbe alakú függvények, röntgenamorf anyag, fékezési sugárzás stb.;
$g^{(i)}(x)$	az információhordozó függvények, a „tiszta ásványok" reflexiószög versus reflektált intenzitásfüggvényei;
c_i	nem negatív konstansok, amelyek a tömegabszorpciós állandótól, az ásvány mennyiségétől, a kísérleti körülményektől stb. függnek;
h	az impulzusszámlálás miatti normális eloszlású 0 várható értékű és $\sqrt{p(x)+l(x)+\sum_i c_i \cdot g^{(i)}(x)}$ szórású valószínűségi változó.

Az azonosíthatóság szükséges és elégséges feltétele

Tetszőleges $G_i^{\square}$ etalon akkor és csak akkor azonosítható, ha a hozzá rendelt $g^{\square(i)}(x)$; $g^{\square(i)}(x)=\sum_i g^{(i_1)})(x)$-függvény nem állítható elő valamilyen más, $G_i^{\square}$-vel nem összeegyeztethetetlen G_{i_2} etalonokhoz rendelt $g^{(i_2)}(x)$-függvények lineáris kombinációjaként.

Ennek a feltételnek a kielégítése esetünkben az etalon-taxonok ügyes megválasztásával biztosítható.

Az azonosítás menete

Az egyes ásványok azonosítására felhasználható összes információt az $f(x)$- és $g^{(i)}$-(x) függvények tartalmazzák. Az azonosítás mégsem az összes információ felhasználásával történik, hanem célszerűbb azt az $f(x)$ és $g^{(i)}(x)$-függvények egyes ismertetőjegyei alapján végezni.

Az etalonokra az irodalomban közölt adatok már eleve egy ilyen „nem teljes" intenzitásfüggvényre vonatkoznak, ún. ASTM-alakban vannak, azaz

$$\tilde{g}^{(i)}{}^{**}(x)=g^{(i)}{}^{**}(x)/g^{(i)}{}^{**}(x)_{max}$$

ahol: $g^{(i)}{}^{**}(x)_{max}$ a „legnagyobb csúcs" intenzitása

és $$g^{(i)}{**}(x) = g^{(i)}{*}(x) \cdot g^{(i)}(x)$$

ahol: $g^{(i)}{*}(x)$ egy olyan függvény, amely minden olyan helyen 1, ahol $g^{(i)}(x)$-nek lokális maximuma, azaz a G_i-ásványnak csúcsa van és mindenütt máshol 0.

Legyen $\underline{\varphi}(t)$ a következő vektor-skalár függvény:

$$\varphi_1(t) = f_t(1),\ \varphi_2(t) = f_t(2),\ \ldots,\ \varphi_n(t) = f_t(n)$$

Itt a t-edik minta a 2ϑ reflexiószög függvényében megadott intenzitásaiból egy annyi dimenziós vektort készítünk, amennyi pontban az f(x)-függvény meg volt adva.

Legyen T_s olyan operátor, amely a $\underline{\varphi}(t)$-függvényt valamilyen $\underline{\varphi}_s^*(t)$-függvénybe viszi át. Nem feltétlenül szükséges, hogy $\underline{\varphi}_s^*(t)$ és $\underline{\varphi}(t)$ dimenziószáma megegyezzék. A $\underline{\varphi}_s^*(t)$-függvények az adott t helyen egy mátrixot alkotnak. Ez a mátrix tartalmazza a t-edik minta „az azonosításhoz leginkább megfelelő tulajdonságait".

Ekkor olyan $H_0^{\square(i)}$-függvényt keresünk, amelyet az F_t minta így kapott ismertetőjegy mátrixára alkalmazva a kapott elemek két olyan diszjunkt halmazt képeznek, hogy az egyik halmaz tartalmazza mindazokat a $H_0^{\square(i)}[\varphi_s^*(t)]$ elemeket, amelyekre: $G^{\square(i)}(F_t) = 1\ \forall\ G_i^{\square} \cap F_t \neq \emptyset$ esetén és a másik halmaz mindazokat a $H_0^{\square(i)}[\varphi_s^*(t)]$ elemeket, amelyekre a $G^{\square(i)}(F_t) = 0$ reláció teljesül $\vee\ G_i^{\square} \cap F_t = \emptyset$ esetén.

Az ismertetőjegymátrix előállítása, csúcskijelölés

Intuitíve úgy érezzük, hogy az azonosítás legkönnyebben úgy hajtható végre, hogy ha a mintát is az etalonokéhoz hasonló alakra hozzuk, azaz az f(x)-függvény jellemzésére legalkalmasabb a szokásos gyakorlatnak megfelelően az f(x)-et alkotó g(x)-ek lokális maximumhelyeinek és a függvényértékeknek a lokális maximumhelyeken történő megadása. Ezért elsőként a „csúcsok" kijelölésével foglalkoztunk. A csúcsok kijelölését az alapvonal kijelölésétől függetlenül próbáltuk megoldani. A feladat megoldására Krámli A. a PEAK c. programot készítette el. Csúcsnak fogadtunk el egy lokális maximumot, ha:

$$\varphi_{1x}^*(t) = 1 \begin{cases} |f(x) - f(x-1)| > a; \quad |f(x) - f(x) + 1)| > a \text{ és} \\ \text{vagy } |f(x) - f(x-1)| > b_1\sqrt{f(x)} \text{ és } |f(x) - f(x+1)| > +b_1\sqrt{f(x)}, \\ \text{vagy } \left| f(x) - \frac{f(x-1) - f(x+1)}{2} \right| > +b_2\sqrt{f(x)}, \\ \text{vagy } \left| f(x) - \frac{f(x-2) + f(x+2)}{2} \right| > +b_3\sqrt{f(x)} \\ \qquad \text{és } \left| f(x) - \frac{f(x+1) + f(x+2)}{2} \right| > +b_3\sqrt{f(x)}, \end{cases}$$

$$\varphi_{1x}^*(t) = 0 \text{ egyébként.}$$

A csúcskijelölés eredményeképpen a $\varphi_{1x}(t)$ ismertetőjegy-vektornak (csak vektor, mert csak egy operátort alkalmaztunk) megfelelő f*(x)-függvényt állítottuk elő. Ez a 0,1 számok sorozata a teljes $x=1, 2, \ldots, 600$ intervallumon úgy, hogy mindenütt 1, ahol f(x)-nek „valódi" csúcsa van és 0 másutt. Az f*(x)-függvény segítségével az f(x)-függvényt az etalonokéhoz hasonló alakra hozhatjuk:

$$f^{**}(x)=f^{*}(x)\cdot f(x),\quad x=1,\ 2,\ \ldots,\ 600.$$

$H_0^{(i)}$ *keresése, azonosítás*

Nevezzük a G_i-etalonra karakterisztikusnak azokat a j^{G_i} számokat, amelyekre igaz egy és csak egy G_i-etalonra, hogy:

$$g^{(i)*}(j)=1 \quad \text{és} \quad \forall\ k\neq i\text{-re}$$
$$g^{(k)*}(j)=0.$$

A j^{G_i}-számok azoknak a csúcsoknak az abszcisszái, amelyek akkor és csak akkor jelennek meg egy felvételen, ha a G_i-ásvány benne van a mintában.

Azok a G_i-etalonok, amelyeknek van legalább egy karakterisztikus csúcsa, egyszerűen tesztelhetők, hasonlóképpen könnyű $H_0^{(i)}$-t találni olyan etalonokhoz, amelyeknek másod-harmad-kevésrendű karakterisztikus ismertetőjegyük van. Az azonosítás azonban meglehetősen nehézkessé válik, ha többszáz etalont karakterisztikus ismertetőjegye alapján próbálunk azonosítani.

Számítástechnikai szempontból előnyösebbnek látszott az etalonokat valamilyen univerzális teszt segítségével azonosítani, bár ez a megoldás sem hatásfok, sem gépidőigény szempontjából nem optimális. A végleges program kidolgozásánál meg kell találni, hogy milyen arányban és milyen esetekben célszerű univerzális és speciális teszteket alkalmazni az egyes etalonok azonosítására.

Az azonosításra végül két tesztet próbáltunk ki. Az egyiket a *Testsquare* a másikat a *Bitest* nevű programban próbáltuk ki.

Testsquare. Az etalonoknak csak bizonyos c-szintnél nagyobb csúcsait vesszük figyelembe. A kritérium tulajdonképpen az etalon ilyen csúcsainak a mintafelvételen hozzájuk legközelebb eső csúcsoktól számított távolságainak átlagát használja fel az etalon és a minta „hasonlóságának" megállapítására.

Legyen $\{x^*\}=\{x;$ amelyekre $f^*(x)=1\}$ és

$$\{x^{*(i)}\}=\{x;\ \text{amelyekre}\ g^{(i)*}(x)=1\} \tag{1}$$

Ekkor: $H_0^{(i)}=\dfrac{\sum\limits_{g^{(i)**}(x)>c}[\tilde{g}^{(i)**}(x)]\cdot[x^*-x^{*(i)}]^2}{\sum\limits_{g^{(i)**}(x)>c}[\tilde{g}^{(i)**}(x)]}$ azokra az x*-okra, amelyekre $|x^*-x^{*(i)}|=\min.$

Egy etalon teszteléséhez szükséges tényleges gépidő 1 sec. Ez a kritérium tulajdonképpen az etalon csúcsainak a mintafelvételen hozzájuk legközelebbi csúcsoktól számított távolságainak átlagát használja fel az etalon és a minta „hasonlóságának" megállapítására.

Bitest program. Az etalonoknak csak előre adott k számú (a k legnagyobb) csúcsát vesszük figyelembe. Az etalont akkor tekintjük a mintában levőnek, ha a k csúcs mindegyikéhez található a mintában d-nél közelebbi csúcs. (2)

A feladatok megoldása, eredmények

A futtatáshoz felhasznált próbaadatok előállítása

A próbaminta *kiválasztásánál* a következő szempontokat vettük figyelembe:

1. Miután egy röntgen porfelvételen az ásványok azonosítása annál nehezebb, minél több ásványt tartalmaz az a kőzet, amelyből a felvétel készült, sok komponensű próbamintát kellett választani.
2. Miután a rutinfelvételek túlnyomó része fiatal agyagos kőzetekből készül, a próbaminta reprezentativitásának biztosítására annak is ilyennek kell lennie.
3. A minta tartalmazzon könnyen összecserélhető ásványokat.
4. Tartalmazzon sok és kevés csúcsú, egyenletes és nem egyenletes intenzitáseloszlású és különböző csúcs alakú, azaz különböző analitikus tulajdonságokkal rendelkező $g^{(i)}/(x)$-ű ásványokat.

A fenti szempontok szerint számba jöhető minták közül végül a Demjén 22. sz. mélyfúrás 231,0—236,0 m-éből származó 2/6. sz. mag anyagából készítettünk röntgen porfelvételt, illetve állítottuk elő a gépi értékeléshez szükséges digitalizált adatsorozatot.

A diffraktogram szokásos „kézi" értékeléséből tudtuk, hogy a minta a következő ásványokat tartalmazza, mindegyiket 25%-nál kisebb mennyiségben: kvarc, kalcit, dolomit, sziderit, pirit, plagioklász, klorit, muszkovit. Ezek az ásványok a hasonló kőzetekben általában szokásos mennyiségben és minőségben voltak jelen.

A szükséges digitalizált adatokat 0,1° 2ϑ szögenként 4 sec-os számlálás után történt leolvasással kaptuk. Kísérleti adatok: 26 kV, 36 mA, Cu K_α sugárzás, rések: 1°, 0,2°, 1°.

Mint ezt az 1. ábra mutatja és a próbafuttatás bizonyította, ez a leképzés elegendő az egyes fázisok azonosításához, mert az alapvonal közelében is elég jó jel/zaj arányú, és lehetővé teszi a fázisok mennyiségének félkvantitatív becslését is, átlagosan az impulzus számlálásból és a digitális leképezésből eredő mintegy 20% hibával. A fázisok mennyiségének becslése a rutinfelvételeknél jelenleg kb. 15% pontossággal történik. Amennyiben ennél pontosabb eredményekre van szükség, a mintavételi pontokat sűríteni kell.

Az összehasonlító *etalonadatok kiválasztásánál* a következőket vettük figyelembe:

1. Az etalonok egy része legyen saját adat, más része irodalmi, amely a miénktől eltérő kísérleti körülményekkel készült, hogy el lehessen dönteni, az etalonadatok minősége mennyire befolyásolja az ásványok azonosítását. **(a)**
2. Legyen sok és kevés csúcsú, egyenletes és nem egyenletes intenzitáseloszlású mind azoknak az ásványoknak az etalonjai között, amelyek benne vannak a mintában, mind azoknak az etalonjai között, amelyek nincsenek. **(b)**
3. Legyen az etalonok között olyan ásvány, amely, bár porfelvétele nagyon hasonló egy, a mintában levő ásványéhoz, még sincs a mintában. **(c)**

A fenti szempontok alapján esett a választás az alábbi etalonadatokra (zárójelben szerepel annak a szempontnak a betűjelzése, amely miatt az ásványt a próbaadatok között alkalmaztuk):

kvarc (ASTM 5-0490)
kalcit (Brown, G. in Brown, G. *ed.* 1961)

sziderit (ROOKSBY, H. P. in BROWN, G. *ed.* 1961)
dolomit (ASTM 11-78) **b.**
pirit (BERRY, G. és THOMPSON, L. 1962) **b.**
alacsony albit (SMITH, J. V. in VAN DER PLAS, T. 1967) **b.**
klorit (ASTM 12-243) **b.**
muszkovit (MÁFI RTG. Lab.) **a.** és **b.**
biotit (ASTM 2-0045) **c.**
analcim (ASTM 7-340)
anhidrit (ASTM 5-0453)
aragonit (ASTM 5-0453)
muszkovit (ASTM 7-32) **a.**
ensztatit (ASTM 7-216)
kaolinit (BRINDLEY, C. W. és ROBINSON, K. in BROWN, G. *ed.* 1961). **c.**
rodokrozit (BROWN, G. in BROWN, G. *ed.* 1961)

A programok futtatása

P e a k. Az a, b_1, b_2, b_3 konstansoknak különböző értékeket adva a *Peak c.* program segítségével a mintából készült digitalizált röntgenporfelvételen különböző számú csúcsot lehetett kijelölni. A konstansok alkalmas megválasztásával elérhető volt, hogy csak az igen nagy valószínűséggel valódi csúcsnak (nem a h zajból származó lokális maximum) tekinthető lokális maximumokat jelöljük ki, ill. a konstansokat elég kicsire megválasztva, valamennyi lokális maximumot csúcsnak kijelölhetünk.

A különböző konstanskombinációkkal kijelölt csúcsokat az 1. ábrán látjuk, a csúcssorozatok adatát az 1. táblázat tartalmazza. A feladat megoldásához szükséges tényleges gépidő 10 sec volt.

A minta porfelvételén és a digitalizált méréseredmények diagramján (1. ábra) a röntgenlaboratórium két munkatársa 5 különböző alkalommal kijelölte azokat a maximumokat, amelyeket csúcsnak tartott. Az első és az utolsó kijelölés között másfél hónap telt el. Az eredményeket a 2. táblázat tartalmazza. A kísérletsorozat alapján a felvételen a csúcsok valódi számát 45-nek fogadtuk el.

A továbbiakban a konstansokat úgy próbáltuk beállítani, hogy:

a) ugyanannyi csúcsot kapjunk, amennyit a felvétel alapján átlagosan kijelöltek „kézi" értékelésnél,

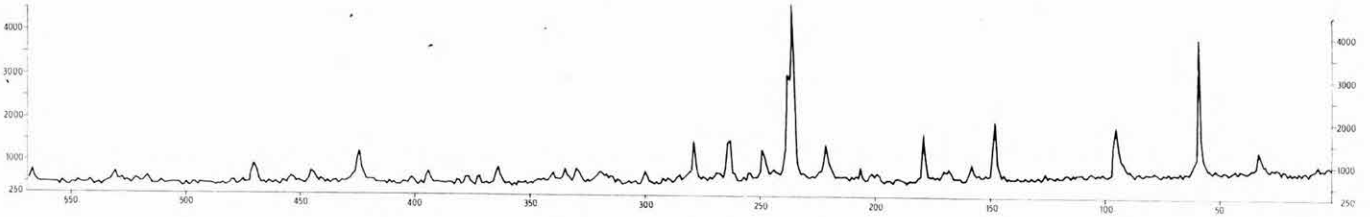
b) csúcsnak határozzuk meg azokat a lokális maximumokat, amelyeket minden értékelésnél csúcsnak határoztak meg az értékelők.

A végzett néhány próba során ezt nem sikerült elérni. A konstansok végleges beállítása egyébként is csak a próbaüzemeltetés alatt végezhető majd el. Mindenesetre várható, hogy a konstansok tökéletesebb megválasztása javítja majd az azonosítás további fázisainak hatásfokát is.

A további számításokat a 44 és a 64 csúcsos változatokkal végeztük.

A *Peak c.* program által kijelölt csúcsokat és az etalonadatokat felhasználva a *Testsquare-* és a *Bitest-*program segítségével kiszámoltuk mindegyik etalonra a $H_0^{(i)}$ értékeket.

T e s t s q u a r e. Az alábbiakban annak a változatnak az eredményeit taglaljuk, amely a kvarc 26-os intenzitású $2\vartheta = 20{,}86°$ reflexiójára korrigálja a csúcsok helyzetét. A korrekció, bár nem lényegesen, de javítja a tesztelést. Megjegyzendő, hogy ezt a korrekciós blokkot a végleges programban újabb



1. ábra. A próbaminta digitalizált röntgendiffraktogramja

Fig. 1. Digitalized X-ray diffractogram of the test sample

1. táblázat

a	b_1	b_2	b_3	Csúcsok száma		
				kijelölt	n.eg-talált	meg nem talált
2	2	2	0	144	45	0
20	2	2	2	72		
10	2,5	3	3	64	41	4
20	3	3	2	59	33	12
10	4	5	5	44	33	12

2. táblázat

	Csúcsok átlagos száma	kijelölt csúcsok száma					Csak az egyik megfigyelő által következetesen kijelölt csúcsok száma
		1	2	3	4	5 -ször	
Egyik megfigyelő	49	2	3	4	1	47	2
Másik megfigyelő	49	3	1	5	2	42	0

A legalább egyszer kijelölt csúcsok száma az egyik megfigyelő esetében 57, a másik megfigyelő esetében 53 volt. Mindkét megfigyelő minden alkalommal csúcsnak tekintett 42 lokális maximumot.

utasításokkal kell bővíteni, amely segítségével figyelembe vehetjük az ezzel a csúccsal esetleg egybeeső más csúcsok zavaró hatását.

Az **e** *szám keresése* a következő módon történt: A szumma kifejezés minden etalonra történt kiszámítása után megvizsgáltuk, van-e olyan z szám, amelyre:

$$H_0^{(i)} > z \quad \forall\, G_i^{\square} \cap F_t = \emptyset \text{ és}$$

$$H_0^{(i)} < z \quad \forall\, G_i^{\square} \cap F_t \neq \emptyset \text{ esetén.}$$

Miután ilyen szám nem volt, vettük az

$$\mathbf{e} = z = \frac{z_{min} - z_{max}}{2} \text{ számot,}$$

ahol:

$z_{min} = \min \{H_0^{(i)}$; azon i-kre, ahol $G_i^{\square} \cap F_t = \emptyset\}$,

$z_{max} = \max \{H_0^{(i)}$; azon i-kre, ahol $G_i^{\square} \cap F_t \neq \emptyset\}$.

A különböző konstansok felhasználásával kapott azonosítások eredménye hasonló. Az ASTM muszkovit, biotit, albit és klorit etalonadatok kivételével az etalonok két csoportba tömörültek, vagyis az alkalmazott teszt egészében megfelelő volt az egyes ásványok azonosítására. Az ASTM muszkovit és klorit adatok részletes, teljesen textúramentes felvételekből származnak. Egy olyan felvételi körülmények között készült rutinfelvételen, mint a próbaadat volt, a fenti ásványok számos reflexiója közül csak néhány egészen más intenzitásaránnyal jelentkezik. Így a program, nem találván csúcsokat, ahol az etalon szerint azoknak lennie kellett volna, ezeket az ásványokat a mintában nem levők közé sorolta. A saját felvételű muszkovitnál ennek megfelelően az azonosítás helyes volt. A biotit megkülönböztetése a muszkovittól csak speciális intenzitásmérések alapján lehetséges, így érthető, hogy ezt az ásványt a program a mintában levőnek ítélte. Hasonló esetben nyilván speciális teszttel azonosítunk majd a „csillám" összetett etalonon belül. Az albit olyan kis mennyiségben volt jelen, hogy csak a százas csúcsa volt nagyobb a zajszintnél. Az azonosítás eredményeit a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat

	64 csúcs c=10	44 csúcs c=10	64 csúcs c=31	44 csúcs c=31
klorit ASTM	–	–	–	–
muszkovit ASTM	–	–	–	–
muszkovit MÁFI	+	+	+	+
albit SMITH	–	–	–	–
kvarc ASTM	+	+	+	+
kalcit BROWN	+	+	+	+
sziderit ROOKSBY	+	+	+	+
dolomit ASTM	+	+	+	+
pirit BERRY	+	+	+	+
biotit ASTM	–	–	+	+
analcim ASTM	–	–	–	–
anhidrit ASTM	–	–	–	–
aragonit ASTM	–	–	–	–
ensztatit ASTM	–	–	–	–
kaolinit BRINDLEY	–	–	–	–
rodokrozit BROWN	–	–	–	–

\+ A kritérium szerint a mintában volt.
– A kritérium szerint nem volt a mintában.

B i t e s t. A csúcsokat a kvarc 26-os intenzitású csúcsához korrigáltuk. A korrekció az azonosítást lénye-

gesen javítja. A programban megvalósított teszt jelenlegi formájában kevésbé alkalmazhatónak látszik, mint az előbbi. Bár a mintában nem levő és benne levő ásványokat túlnyomórészt sikerült megkülönböztetni, nagyobb volt itt a hibás besorolás lehetősége. A muszkovit, klorit, albit, biotit hibás besorolásának okait az előbbiekben megvilágítottuk. Ezek a hibák itt is kiküszöbölhetők új etalonadatok alkalmazásával, „d" legjobb megválasztásával és speciális teszt alkalmazásával. Miután azonban a döntés mindig csak néhány csúcs alapján történik, és ezek ugyan a legnagyobbak, de nem biztos, hogy a legjellemzőbbek is, nagyobb a valószínűsége az első és másodfajú hibának. Valóban, a kritérium alapján pl. az anhidritet, tévesen, a mintában levőnek találjuk.

4. táblázat

	64 csúcs	44 csúcs
klorit ASTM	–	–
muszkovit ASTM	–	–
muszkovit MÁFI	+	+
albit SMITH	+	–
kvarc ASTM	+	+
kalcit BROWN	+	+
sziderit ROOKSBY	+	+
dolomit ASTM	+	+
pirit BERRY	+	+
biotit ASTM	+	–
analcim ASTM	–	–
anhidrit ASTM	+	+
aragonit ASTM	–	–
ensztatit ASTM	–	–
kaolinit BRINDLEY	+	+
rodokrozit BROWN	–	–

\+ A kritérium szerint a mintában volt.
– A kritérium szerint nem volt a mintában.

Ugyanakkor, hogy a d távolságot elég kicsire lehessen választani, több etalonadatot kell alkalmazni.

Az azonosítás eredményeit a 4. táblázat tartalmazza.

Egy etalon teszteléséhez szükséges tényleges gépidő 0,1 sec.

* * *

Összefoglalóan a következőket mondhatjuk: a kipróbáltakhoz hasonló univerzális és a továbbiakban kidolgozandó speciális tesztek segítségével lehetségesnek látszik magas határozási biztonsággal dolgozó végleges algoritmus megtervezése. Az automatikus értékelés bevezetéséhez azonban szükséges, hogy a rutinfelvételek bekészítése szabványosított állandó módon történjen, és az etalonadatokat ennek megfelelően kell megválasztani. Bár jelen próbálkozásoknál a *Bitest*-programban megvalósított kritérium kevésbé használhatónak bizonyult, további kísérleteket kell tenni hasonló, logikai műveleteken alapuló tesztek alkalmazására, mert ezek gépidő-, azaz költségigénye sokkal kisebb, mint a *Testsquare*-programban megvalósított kritériumé.

Az előzetes gépi számításokat URAL-2 számítógépen végeztük, a matematikus konzultáns és programozó KRÁMLI A. volt.

AUTOMATIC EVALUATION OF ROUTINE X-RAY DIFFRACTOGRAMS: PRELIMINARY INVESTIGATIONS

by

I. DIENES

The present paper deals with the problem of automatic evaluation of routine x-ray diffractograms, with special emphasis on the identification of minerals.

In the first part identification is formalized as a pattern recognition problem.

Let G and F indicate the sets of the etalon minerals and the samples respectively, $G^{(i)\square}(F_t)$ a function equalling one, whenever the t-th sample contains the i-th mineral and only then being zero in any other case whatever. The identification problem then means to find the value of the $G^{(i)\square}(F_t)$ functions for the sample and to select the narrowest set containing the given sample.

To characterize a sample, the reflection angle versus reflected intensity function f(x) is given on an equispaced point system. This is the sum of the function the information carries (i.e. the X-ray diffractograms of the etalon minerals), of the nearly linear baseline, of some ,,bell-shape'' functions assymptotically fitting to the baseline and of the normal noise of known dispersion and expected value.

Any arbitrary $G_i^{\square} = \bigcup_i G_i$, $i = i_1, i_2, \ldots i_p$ mineral is then indentifiable and only then, if the connected $g^{(i)\square}(x)$ function cannot be expressed as a linear combination of any other functions incompatible with $G_i^{\square}$.

Identification is done by the utilization of a part of the whole information, since it proved more convenient to use some attributes of the etalon functions. The standard etalon data $\tilde{g}^{(i)**}(x)$ are also concerned with such ,,incomplete'' intensity functions. The $q_s^*(t)$ attribute vectors were computed with the aid of the T_s operator. These being granted, such a $H_0^{(i)}$ function had to be found which would let picture elements generate two separate sets, one of which might contain elements obeying the rule that $G^{(i)\square}(F_t) = 1$ in the case of arbitrary $G^{(i)\square}(F_t) \neq \emptyset$. Intuitively, one may feel that identification would be carried out in the simplest way by the transformation of the f(x) intensity function giving rise to an etalon-like form. Then an attribute vector will consist of the abscisses and ordinates of the local maxima of the original sample intensity function. The T_s operator, which chooses the ,,peaks'' is introduced in the second part. Identification was realized in the *Testsquare* and *Bitest* programs with the utilization of the (1) and (2) criteria. The programs were tested with special samples. Finally the principles of the choice of test samples are elucidated. From the results it is visible, that with the aid of general tests similar to the criteria applied in the present programs and of special tests to be developed later, the problem of identification can be solved.

A FÖLDTANI INTÉZET TERMIKUS LABORATÓRIUMÁNAK FEJLESZTÉSE ÉS MÓDSZERTANI EREDMÉNYEI

Írta: FÖLDVÁRI MÁRIA

A Magyar Állami Földtani Intézet termikus laboratóriuma két készülékkel rendelkezik. A FÖLDVÁRINÉ—KLIBURSZKY B. féle gyors DTA-készülék 1955-ben készült, azóta több, mint 12 000 felvételt készítettek vele. A másik készülék a PAULIK F.—PAULIK J.—ERDEY L. rendszerű derivatográf, 1965 óta működik Intézetünkben.

Az igények megnövekedése mindkét készüléken bizonyos fejlesztést tett szükségessé. A DTA-készülék fotografikus regisztrálással működött. Ez évben beszereztünk egy *Philips* írószerkezetes asztali regisztrálót, melynek segítségével elkerülhetjük a naponta többször ismétlődő előhívást, valamint menet közben is figyelhetjük a görbék alakulását, mindez gyorsítja a munkát, mert a felesleges részeket nem kell felvennünk. Nagy előny még, hogy az írószerkezetes regisztrálást világos szobában is el tudjuk végezni, ezért egyidejűleg mindkét készülék működhet, ill. a felvétel alatt számítást, kiértékelést, írásbeli munkákat végezhetünk. Mindez kedvezően befolyásolja a teljesítményt.

A derivatográfon kisebb átalakítással (a 2 Z elektroncső kicserélésével) elértük, hogy 1 óra alatt fűthessük fel a kemencéket 1000 C°-ig, ez felvételenként az eddigiekhez képest 40 perc időmegtakarítást eredményez. A gyorsabb felfűtés természetesen módosítja a görbék alakulását. A csúcsok az időt igénylő folyamatoknál (pl. bomlási reakciók) magasabb hőmérsékletek felé tolódnak el, viszont nem változtatják helyzetüket a kristálymódosulat-változást jelző csúcsok. A görbék ilyen jellegű megváltozása a mi gyakorlatunkban nem zavaró, sőt inkább közelíti egymáshoz a két készülékünkön nyerhető adatokat.

Vizsgálataink során arra törekszünk, hogy minél több esetben tudjunk mennyiségi adatokat is szolgáltatni. Szükségessé vált tehát mennyiségi meghatározási módszerünk megbízhatóságának rendszeres vizsgálata. Eredményeinket elsősorban kémiai elemzéssel ellenőriztük, ezenkívül röntgen és kalcimetrálási adatokkal hasonlítottuk össze. Legjobb eredményeket a bauxitok vizsgálatánál kaptunk. A derivatográffal kapott ásványos összetételből számított kémiai összetétel és a kémiai elemzés között 15 minta esetében az egy alkotórészre eső legnagyobb eltérés 3%-on belül volt és csak 1 mintánál volt jelentős eltérés a kétféle vizsgálat eredményei között, aminek valószínűleg az az oka, hogy a minta termikusan nem reagáló ásványokat is tartalmazott (1. táblázat). Bauxit vizsgálatoknál nehézséget csak a diaszpor és böhmit elkülönítése jelent, ezek termikus reakciói azonos hőmérsékleten jelentkeznek, így ennek eldöntésére egyéb vizsgálat szükséges.

1. táblázat

Bauxitminták derivatográfiás vizsgálatának és kémiai elemzési adatainak összehasonlítása

	Lelőhely	Derivatogramból számított					Kémiai elemzés %	
		ásványos összetétel %			kémiai összetétel %			
		kaolinit	böhmit	hidrargillit	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3
Halimba	1.	78	—	3	35,9	33,1	35,1	33,8
	3.	65	—	8	29,9	31,2	27,1	33,4
	4.	50	20	3	23,0	38,9	24,1	37,1
	5.	78	—	3	35,9	33,2	36,9	34,5
	6.	90	—	1	41,4	36,7	41,7	38,9
	7.	54	5	27	24,8	43,4	24,5	41,6
	8.	37	—	41	17,0	41,4	14,8	40,2
	9.	72	—	6	33,1	32,7	31,2	32,6
	10.	55	22	1	25,3	41,3	28,1	39,8
Parasztirtás	a)	40	—	20	18,6	28,9	16,2	30,2
	b)	8	—	25	3,7	19,5	3,8	20,4
	c)	25	—	—	11,6	9,9	12,3	9,4
	d)	25	—	40	11,6	36,0	12,0	39,0
	e)	80	—	—	37,2	31,6	36,7	33,4
	f)	50	—	28	20,9	35,9	19,9	38,5

A halimbai minták elemzése a Dunai Vasmű MEAF Kémiai Laboratóriumában, a parasztirtási mintáké a M. Áll. Földtani Intézet Laboratóriumában készültek.

A karbonátok mennyiségi meghatározásához szükséges CO_2-veszteség mérése, a ritkán előforduló zavaró körülményektől eltekintve, tökéletes pontossággal lehetséges. Miután a kémiai laboratóriumban történő CO_2-meghatározás elvileg hasonló módon történik, mint a termomérlegen, adataink a kémiai elemzéssel teljesen egyeznek. Gyakrabban adódik eltérés a HCl-es feltárással történő CO_2-meghatározás (kalcimetrálás) és a termikus vizsgálat eredményei között. Ennek valószínűleg a kalcit, dolomit, ill. egyéb karbonátok különböző mértékű savoldhatósága az oka, így metodikai okokból a termikus módszerekkel nyert eredmények a megbízhatóbbak. Az előzőek alapján a minta összkarbonát-tartalmát, vagy — ha csak kalcitot tartalmaz a minta a karbonátásványok közül — a kalcit mennyiségét pontosan meg tudjuk adni (±2%). Irodalmi adatokkal ellentétben azonban, több karbonátásvány együttes jelenléte esetén nehézséget okoz az egyes karbonátos elegyrészek arányainak pontos megállapítása. Az irodalomban talált eredményektől való eltérésnek valószínűleg az az oka, hogy az ott közölt adatok tiszta ásványok, vagy két-három elegyrészből álló karbonátásvány-keverékek vizsgálatából adódtak (PAULIK, F.—LIPTAY, G.—ERDEY, L. 1963), a mi gyakorlatunkban azonban kőzetmintákat vizsgálunk, melyekben a karbonátokon kívül egyéb ásványok is jelen vannak. Közismert, hogy a karbonátok hevítésre szilárd fázisban reakcióba tudnak lépni más anyagokkal (pl. kaolinit, montmorillonit, hidrargillit, limonit, muszkovit). Így természetesen megváltoznak a görbék is, és kiértékelésük nehezebb lesz. Különböző alkáli-ionok jelenléte szintén megváltoztatja a karbonátgörbék jellegét (FÖLDVÁRI-VOGL, M., KOBLENCZ, V. 1955).

A mennyiségi meghatározások körében a legnagyobb nehézséget az agyagásványok meghatározása jelenti. A gyakorlatban leggyakrabban előforduló agyagásványok közül a kaolinit esetében még kielégítő pontosságú (±5%) az a módszer, ha a rácsszerkezetből felszabaduló, a TG görbén mérhető víz mennyiségéből visszaszámolunk a kaolinitképletre. A nehézség már nagyobb a montmorillonit esetében. Montmorillonitnál is szokták alkalmazni a rácsszerkezetből felszabaduló víz mennyiségének mérését és ebből számítással, vagy viszonyszámok alkalmazásával állapítják meg a minta montmorillonit-tartalmát. Ezek az adatok azonban csak tájékoztató jellegűek lehetnek, esetleg egy lelőhelyről származó, azonos típusú montmorillonitok esetén összehasonlító viszonyszámként alkalmazhatók. Még kevésbé használható mennyiségi meghatározásra a DTA görbén a rácsszerkezeti víz eltávozását jelző csúcs területének mérése és ebből kalibrációs görbék felrajzolása, ahogy azt a klasszikus termikus elemzések során végezték, mert az egymástól genetikailag eltérő montmorillonitok rácsszerkezeti stabilitásai is eltérők, ennek megfelelően a csúcsok területei igen különbözőek lesznek. A meghatározás pontossága kb. ±20 absz. százalék.

A berlini Földtani Intézetben FIEDLER, G. munkatársaival kidolgozott egy új módszert a duzzadó agyagásványok mennyiségi meghatározására. A vizsgálatokat elsősorban montmorillonitokra dolgozták ki, a többi duzzadó agyagásványt csak mint zavaró tényezőt vették figyelembe (pl. a hidro- és metahalloysitot, valamint a vermikulitot). Intézeteink közötti együttműködés során a módszert kipróbáltuk és saját tapasztalataink alapján némileg leegyszerűsítettük. A meghatározás alapelve az a tény, hogy míg az agyagásványok felvett víztartalma erősen függ a külső körülményektől, pl. a levegő páratartalmától, illetve az agyagásvány jellemző kationjaitól, addig beépülő szerves anyag esetén egyenes összefüggés mutatkozik a beépülő anyagmennyiség és a minta montmorillonit-tartalma között, függetlenül a külső körülményektől.

A vizsgálathoz FIEDLER és *munkatársai* etilénglikolt használnak. Hevítéskor a csak adszorptíve megkötött, feleslegben hozzáadott etilénglikol alacsonyabb hőfokon távozik el a mintából, mint a rétegek közé beépült etilénglikol s a két reakció olyan jól elválik egymástól, hogy a DTG görbe két csúcsa közötti minimumot a TG görbére vetítve pontosan meg tudjuk határozni a beépült etilénglikol mennyiségét. FIEDLER a legpontosabb mérési eredményeket akkor kapta, amikor előzőleg a mintában levő montmorillonitot Mg-montmorillonittá alakította át.

A mi laboratóriumi gyakorlatunkban legtöbbször olyan igény merül fel, hogy nagyszámú minta, vagy fúrási rétegsor összehasonlító vizsgálatát kell elvégeznünk, a Mg-montmorillonittá alakítás viszont hosszadalmas eljárás, ezért egyszerűbb, de valamivel pontatlanabb eljárást alkalmazunk, azaz közvetlenül az eredeti, légszáraz állapotra hozott mintához adjuk az etilénglikolt. Elhagytuk az ezt követő, kb. 105 C°-on történő szárítást is. A szárítást FIEDLER és *munkatársai* azért végezték, hogy az esetleg magasabb hőmérsékleten eltávozó és ezért zavaró adszorpciós vizet elűzzék. A mi megfigyeléseink szerint előfordult, hogy szárításkor az etilénglikolból is eltávozott bizonyos mennyiség, tehát a szárítás hibát is okozhat. Hogy az adszorptív víz és az esetleg a mintában már eredetileg jelen levő szerves anyag zavaró hatását kiküszöböljük, a vizsgált hőtartományban az eredeti minta súlyváltozását is

2. táblázat

Lelőhely	Montmorillonit-tartalom	
	BUZÁGH—SZEPESI-módszerrel	derivatográffal
Végardó, III. sz. fúrás, XII. sz. minta 50,98—52,93 m	80%	1. mérés: 77,5% 2. mérés: 78,0%
Istenmezeje, felső szint átlaga	66%	1. légszáraz állapotban: 65,5% 2. 105 C°-on szárítva: 65,5%, 64,5%
Wyomingi bentonitból előállított Na-montmorillonit etalon	100%	100%
Budatétényi bentonitból előállított Na-montmorillonit	100%	101%

meghatározzuk és ezt az értéket levonjuk az etilénglikolos eredményből. FIEDLER, G. et *al.* által megadott hibahatár a Mg-montmorillonittá átalakított anyagok esetén ± 6 absz. százalék, a Mg-montmorillonittá való átalakítás nélkül vizsgált anyagok esetén $\pm 10\%$.

Saját vizsgálataink eredményeit a BUZÁGH—SZEPESI-féle montmorillonit mennyiségi meghatározásra kidolgozott eljárással hasonlítottuk össze. A vizsgálatokat ezzel a módszerrel 1957-ben néhány hazai bentonitmintán CSAJÁGHY G. és *munkatársai* végezték. A kapott eredményeket a 2. táblázatban foglaljuk össze.

A kezelés nélküli wyomingi bentonit montmorillonit-tartalma irodalmi adatok szerint 96% körül van, derivatográfos mérésünk szerint pedig 97%.

A két módszer között adódó abszolút hibák jóval kisebbek, mint $\pm 10\%$, de ez csak igen gondos munkával érhető el, mert 0,1 g etilénglikolt kell 0,5 g mintával úgy elkeverni, hogy minden szemcse érintkezzen etilénglikollal.

A leggyakrabban előforduló agyagásványok közül mennyiségi meghatározás szempontjából a legnagyobb nehézséget az illit és a hidrocsillám okozza. Kémiai összetételük változó, így szerkezeti víztartalmukat nem lehet jól definiált képletre visszaszámolni.

IRODALOM

CSAJÁGHY G.—EMSZT M.—SZEPESI K. 1957: A hazai bentonitokról. — Földt. Közl. 87. k. 3. f. pp. 274—285.

FIEDLER, G.—WAGNER, R. 1967: Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Montmorillonit mit dem Derivatographen. — Zeitschr. f. Angewandte Geol. B. 13. H. 5. pp. 262—266.

FÖLDVÁRI-VOGL, M.—KOBLENCZ, V. 1955: Facteurs de la décomposition thermique des dolomies. — Acta Geol. Tom. III. Fasc. 1—3. pp. 15—25.

PAULIK, F.—LIPTAY, G.—ERDEY, L. 1963: Die Bestimmung von Kalzit, Magnesit und Dolomit nebeneinander mit Hilfe des Derivatographen. — Periodica Polytechnica, Vol 7. No 3, pp. 177—184.

IMPROVEMENT OF THE INSTITUTE'S THERMAL LABORATORY AND METHODOLOGICAL ACHIEVEMENTS

by

M. FÖLDVÁRI

This is to present an account about the recent developments in laboratory facilites and methods in view of the growing demand. In imploring equipment, first of all an increase of the number of analyses through a better time utilization was aimed at. Development of methodology on the other hand aimed chiefly at rendering the quantitative determination of minerals more accurate.

The author's studies included the quantitative determination of the mineralogical composition of mixed carbonates, bauxites and clay minerals. Special emphasis was laid on the investigation of the montmorillonites. To this end, a somewhat modified version of the technique developed by the Zentrales Geologisches Insitut, Berlin, GDR, was applied.

A SZEMCSEÖSSZETÉTEL-ELEMZÉS KÖHN-MÓDSZERÉNEK KRITIKAI VIZSGÁLATA

A VIZES KŐZETSZUSZPENZIÓK STABILITÁSA

Írta: Rischák G.—Nagydiósi S.

Intézetünkben több ezer granulometriai elemzés készül évenként. Szükségszerűen előtérbe került ezeknek a vizsgálatoknak a felülbírálása. Közismert tény, hogy az ülepedési sebességkülönbség-eloszlás csak akkor arányos a szemcseméret-eloszlással, ha:

1. a szemcsék nem tapadnak össze, nem képeznek halmazokat;
2. a szemcsék fajsúlya azonos, vagy gyakorlatilag azonos;
3. a szemcsék alakja gyakorlatilag azonos;
4. a szemcsék szolvatációja azonos.

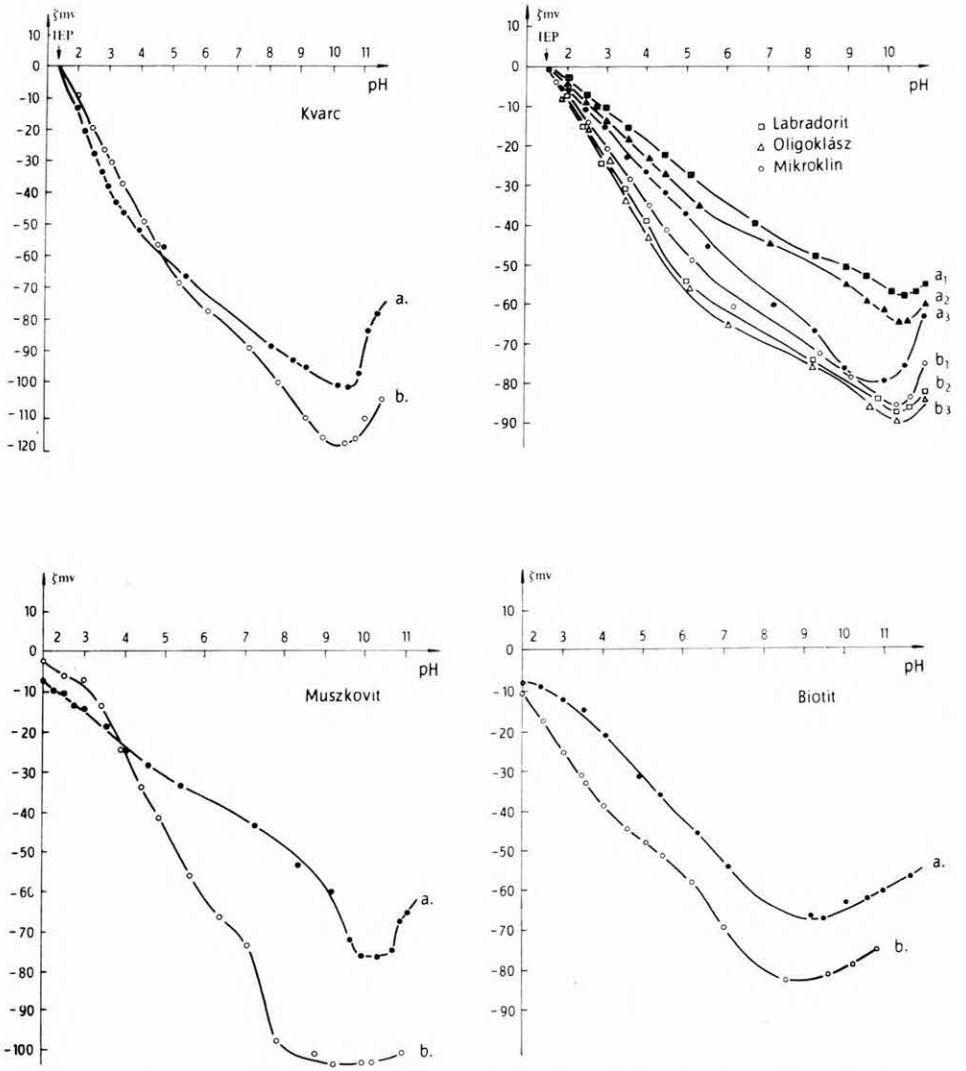
Az utolsó két pont még további szigorítást kíván, ha nemcsak relatív, hanem abszolút szemcseméret-elemzést kívánunk végezni. A számítás alapjául szolgáló Stokes-féle esési törvény ugyanis szigorúan gömb alakú szemcsékre vonatkozik. Amorf szemcsék esetében az ekvivalens gömbátmérőt kapjuk meg, azaz egy olyan feltételezett gömb átmérőjét, amely ugyanolyan áramlási tulajdonságokkal rendelkezik, mint a kérdéses szemcse. Könnyű belátni, hogy az így kapott „szemcse-eloszlás" többé-kevésbé valószerűtlen.

Mindazok a kolloidikai tényezők, amelyek kolloid-rendszerek stabilitását befolyásolják, elméletileg alaposan tisztázottak. Amikor ez a téma felvetődött, azt hittük, hogy könnyű dolgunk lesz, mert kiterjedt irodalmi adatokra támaszkodhatunk. Sajnos, tévedtünk, mert szuszpenziók fiziko-kémiájával nagyon kevesen foglalkoztak. Noha elsősorban a nyersanyag-dúsító ipar érdekelt ebben a kérdésben a flotálás miatt, ám az ő figyelmük is elsősorban az iparilag fontos nemesásványok felé fordul. A ballasztanyagokkal, a közönséges kőzetek viselkedésével csak annyiban foglalkoztak, amennyiben azok a dúsítási folyamatot gátolják. A mi számunkra azonban éppen a közönséges kőzetek a fontosak, amelyekre vonatkozóan csak igen szerény irodalmi adatokkal rendelkezünk.

A kőzetszuszpenziók határfelületén lejátszódó fiziko-kémiai folyamatok

Egy kőzetszuszpenzió rendellenes megszűnését okozza:

1. A halmazképződés, amikor a szemcsék összetapadnak és hirtelen leülepednek.



1. ábra. A zéta potenciál változása a vizes közeg pH-jának függvényében (kvarc, földpátok, muszkovit, biotit)

„a" görbék = a zéta potenciál változása kezeletlen szemcséknél, „b" görbék = a zéta potenciál változása sósavval kezelt szemcséknél

Fig. 1. Zeta potential modification in function of pH in an aquaeous medium (quartz, feldpars, muscovite, biotite)

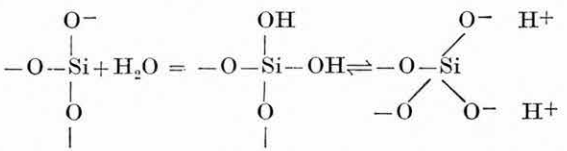
"a" curves = untreated grains, "b" curves = grains treated by hydrochlorid acid

2. Amikor a szemcsék és a folyadék között olyan szoros kapcsolat alakul ki, amely csaknem lehetetlenné teszi az ülepedést. Mindkét esetben a fázisok határfelületén lejátszódó elektromos és adszorpciós folyamatok különleges harmóniájával állunk szemben.

Elektromos kettősréteg

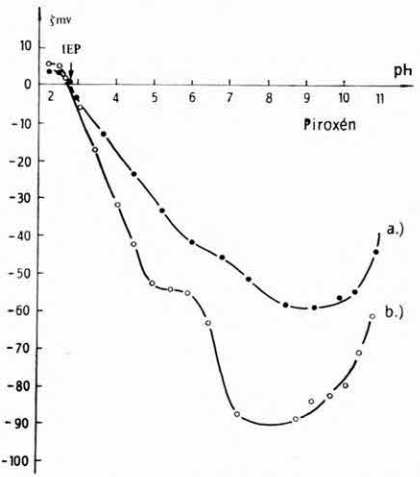
Ha kvarcport vízbe szórunk, akkor a felületen levő atomok vízmolekulákat kötnek meg, mivel a szilikátváz szétszakadásakor szabad töltések maradnak vissza a felületen. Ezek az ellentétes előjelű töltések makroszkóposan kiegyenlítik egymást, de nem egyenlítődnek ki molekuláris méretekben. Éppen ezért az elektrolitosan disszociáló vízzel laza ionkötésű vegyület jön létre. Ez a „hidroszilikát vegyület" viszont — a pH viszonyoktól függően — elektrolitosan disszociál egy szilikát anionra és egy hidrogén kationra. Minthogy a szilikát anion maga a kőzetszemcse, így a felülete a vizes oldat pH-jától függően gyengébben vagy erősebben lesz negatív töltésű.

A folyamatot CASES alapján a következő képlet szemlélteti kvarc esetében:



Az így kialakult elektromos kettősréteg a *Stern-réteg*. Szilikátkőzetek esetében bonyolultabb a helyzet, mert az alumínium, valamint az ezt és a szilíciumot helyettesítő három és négy vegyértékű elemek anionok és kationok is lehetnek, a koordinációtól függően. Az egyéb beépülő két és egy vegyértékű elemek viszont mindig ionkötéssel épülnek be a szilikát vázba, ezért bármilyen hasadási lap szerint is törjön az ásvány, a törési felületen mindig pozitív töltést képviselnek, amely csökkenti a szemcsék negatív töltését. Néhány fontosabb ásvány zéta potenciáljának, azaz a felület elektromos töltésének és a pH összefüggését, CASES vizsgálatai alapján, 1—2. ábránkon közöljük.

Az ábrák „b" görbéi a zéta potenciál változását mutatják az ásványporok felületének alapos sósavas mosása és gondos, desztillált-vizes öblítése után. Szabályként állapíthatjuk meg, hogy a savas mosás hatására a görbék a kisebb pH-tartomány felé tolódnak, az izoelektromos pont, azaz a felület elektromosan semleges állapota is balra tolódik, ugyanakkor a potenciál abszolút értéke nő. A megfigyelt változás



2. ábra. A zéta potenciál változása a vizes közeg pH-jának függvényében (piroxén). (Jelmagyarázatot lásd az 1. ábránál.)

Fig. 2. Zeta potential modification in function of pH in an aquaeous medium (pyroxene). (See legend on Fig. 1.)

szoros kapcsolatban van a kristályszerkezettel, nevezetesen a hasadási felületről kioldható kationok mennyiségével. Ebből a szempontból a kis ionrádiuszú és ugyanakkor nagy töltésű kationok hatása a legjelentősebb. Könnyen belátható, hogy a kőzetalkotó elemek felületi potenciált csökkentő hatása a következő sornak felel meg:

$$Al^{+++}(\text{oktaéderes helyzet}) > Ca^{++} > Fe^{+++}(\text{dioktaéderes helyzet}) > Fe^{++}(\text{trioktaéderes helyzet}) > Na^{+} > Mg^{++} > K^{+}$$

A savas mosással azonos értelmű hatást érhetünk el olyan vegyszerekkel, amelyek ezeket az elemeket rosszul oldható csapadék, vagy rosszul disszociáló komplex vegyület alakjában megkötik, illetve a felületi rétegből kivonják.

Adszorpciós jelenségek

Amint az előző fejezetben láttuk, a vízzel érintkező kőzetpor felületén kialakul egy elektromos kettősréteg, az ún. *Stern-réteg*. A vízben oldott idegen anyagok azonban éppen úgy részt vehetnek a Stern-réteg kialakításában, mint a víz, vagy a kőzetalkotó elemek, sőt a kőzet, illetve az ásvány anyagától idegen, poláros szerves molekulák. A jól definiált Stern-rétegen túl is folytatódik tehát a töltésmegoszlás egyre lazább szerkezettel és kialakul a diffúz elektromos réteg. Ha ez a diffúz réteg eléggé jól irányított, sejtes szerkezetű, rendkívül szoros kapcsolat jöhet létre a kőzetszemcsék és a víz között. Ilyenkor kapunk abnormálisan nehezen ülepedő szuszpenziót. Ez az eset akkor fordul elő, ha a kőzet hosszú szénláncú karbonsavakat, humuszsavakat, vagy alkilaminokat, ill. ezek sóit tartalmazza szennyezésként. Az adszorptíve megkötött szervetlen ionok hatását a következőkben lehet összefoglalni:

1. *Indifferens ionok:* amelyek nem változtatják meg a kettősréteg előjelét, csak a zéta potenciál nagyságát módosítják. Ilyenek a kis fajlagos töltésű ionok pl.: K^{+}, Na^{+}, Cl^{-}. Ezek hatása a vizes fázis ionerősségének megváltozásában, az elektromos kettősréteg összenyomásában van.

2. *Aktív ionok:* amelyek már kis koncentrációban is megváltoztatják a kettősréteg eredő töltését és így a zéta potenciál előjelét is. Ilyenek a nagy fajlagos töltésű ionok pl.: Al^{+++}, Ca^{++}.

3. *A szemcsék felületének állapotát meghatározó ionok:* amelyek a szemcsék anyagát alkotják, ill. a H^{+} és az OH^{-} ionok, egyszóval a pH. Ezek hatása szintén jelentős, mivel a zéta potenciál előjelének megváltozásához vezethet.

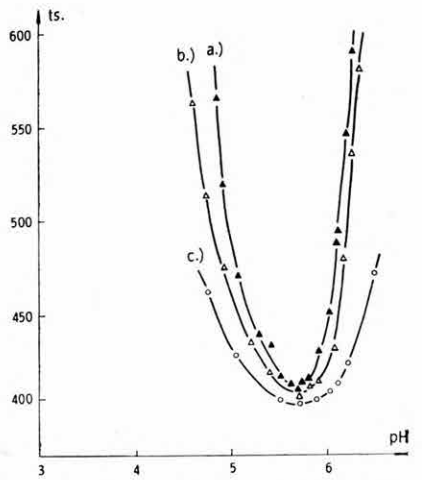
A kőzetszuszpenzió stabilizálásának lehetőségei

A jelenségek fenti áttekintése megadja a kulcsot a kérdés elvi megoldásához.

1. *Biztosítani kell, hogy minden fajta szemcse a maximális negatív előjelű zéta potenciált vegye fel.* Az azonos előjelű töltések meggátolják a szemcsék összetapadását. A felületi töltések elvesztése egyértelmű a szuszpenzió megszűnésével, a koagulálással. A CASES-től vett 3. ábra világosan mutatja, hogy az izoelektromos pontban éri el a stabilitás a mélypontját. Indifferens ionok jelenléte csak laposabbá teszi a minimumot, de a koordinátáin nem változtat. A zéta potenciál előjelének megváltozását itt pH-változtatással érték el.

2. *Biztosítani kell* ezen kívül egy *mérsékelt átmenetet* a szemcsék felülete és a víz között.

A gyakorlat már kialakított a szemcseösszetétel-elemzéseknél néhány stabilizálási módot. Ezek azonban nem adnak általánosan használható, jó elemzéseket. Éppen ezért szükségét érezzük, hogy találjunk egy olyan, általánosan használható stabilizátor-kombinációt, amely az eddigieknél megbízhatóbb elemzési adatokat biztosít. A következőkben összefoglaljuk az eddig ismert stabilizátorokat, ismertetve azok előnyét és hátrányát.



3. ábra. A cirkon vizes szuszpenziójának stabilitás-függése a vizes közeg pH-jától

a) 10^{-3} N KCl; *b)* 10^{-2} n KCl; *c)* 10^{-1} N KCl

Fig. 3. Stability of circon suspension in water in function of pH in an aqueous medium

a) 10^{-3} N KCl; *b)* 10^{-2} n KCl; *c)* 10^{-1} N KCl

Stabilizálás ammónium-hidroxiddal

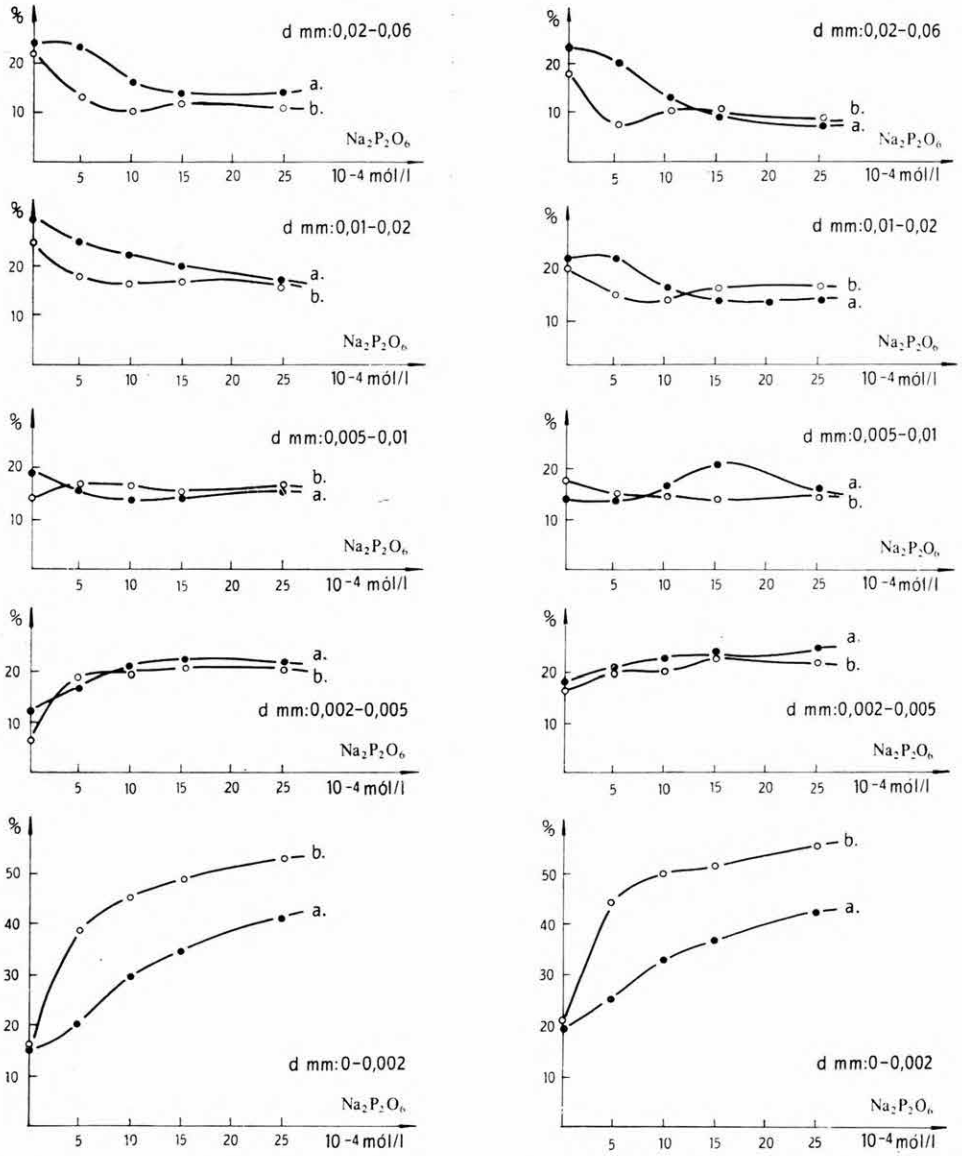
Lényegében véve a szuszpenzió meglúgosításáról van szó, egy olyan kationnal, amelynek fajlagos töltése csekély. A lúgos pH biztosítja, hogy a szemcsék zéta potenciálja negatív legyen, ezen kívül leköti az alumíniumot, kalciumot, és a vasat is részben, vagy egészben. Ez a pH-variációs kezelés egymagában csekély hatású, mert az ammónium ion kis fajlagos töltése miatt képtelen kiszorítani a kettes és hármas típusú ionokat, mind a Stern-, mind a diffúziós rétegből. Ezért a kőzet szennyezéseként jelen levő vízoldható ionok, valamint szerves vegyületek továbbra is hatnak.

Stabilizálás nátrium-oxaláttal

Az oxalát anion kitűnő reagens a kalcium, magnézium és vas ionok megkötésére, ellenben igen erősen kapillár inaktív tulajdonságú. A diffúz rétegben való megkötése tehát vízidegenné teszi a szemcsét.

Stabilizálás nátrium-hexa-meta-foszfáttal

A fentieknél lényegesen kedvezőbb tulajdonsággal rendelkezik a foszfátgyök. Jelenleg a különféle nátriumfoszfátokat használják igen elterjedten. A nátriumfoszfátok kombinációja igen nagy pufferkapacitással rendelkezik, így még változó kémhatású minták is mindig jól definiált pH-viszonyok között, kedvezően nagy zéta potenciállal kerülnek vizsgálatra. Figyelembe kell venni, hogy a vizsgálati minta gyakran savas feltárás után és nem mindig semleges kémhatásig történő mosás után kerül elemzésre. A minta tehát tartalmazhat vízben oldható kalcium, vas, magnézium, alumínium és egyéb oldható ionokat is. A foszfátgyök rosszul oldódó csapadékot ad ezek legtöbbjével, sőt leköti a szemcsék hasadási felületén levő, zéta potenciált csökkentő ionokat is. A foszfát ion ezenkívül nagy fajlagos töltéssel és így jó adszorpciós tulajdonságokkal



4. ábra. A szemcseösszetétel változása a kőzet vizes szuszpenziója nátrium-hexa-meta-foszfát koncentrációjának függvényében

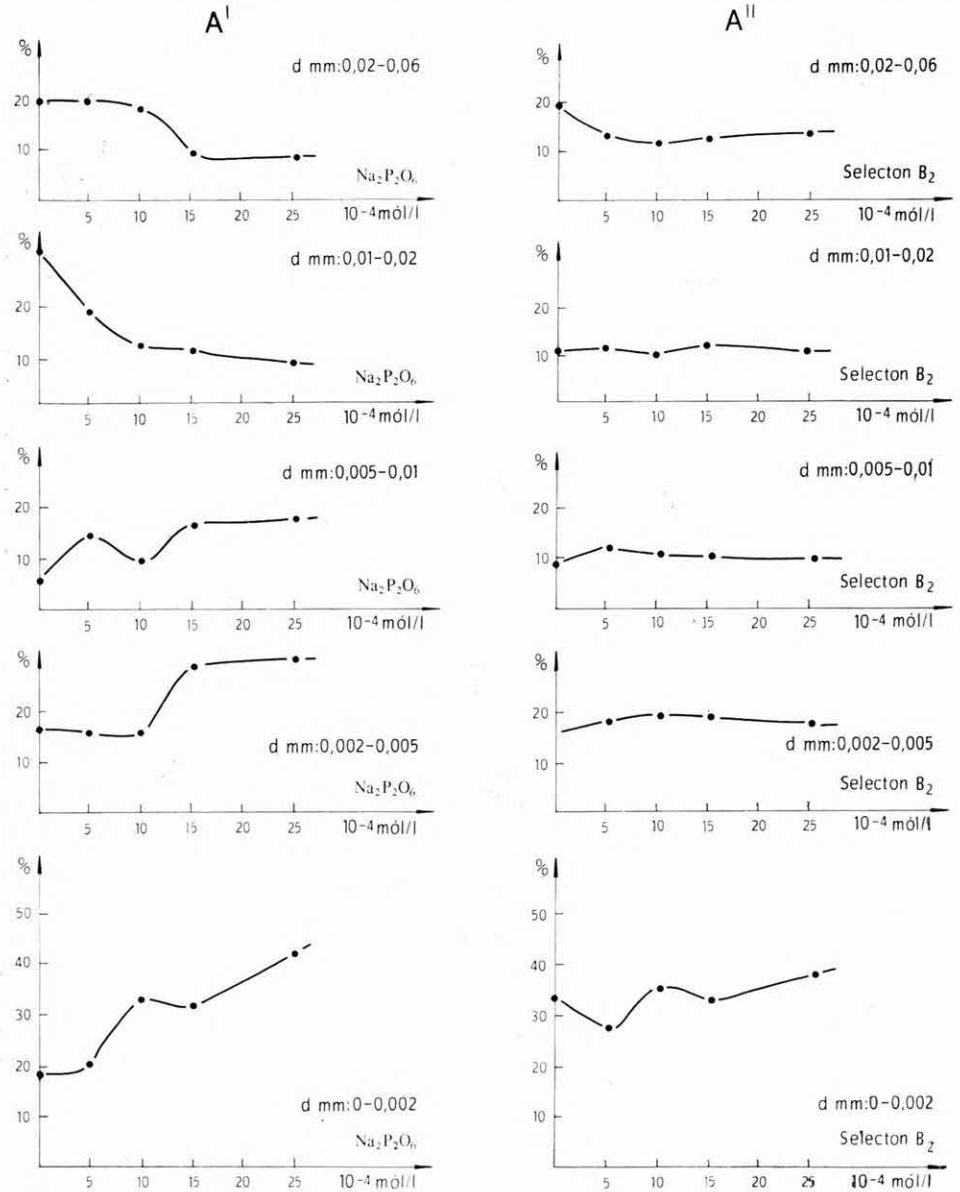
a) a szemcseösszetétel változása nátrium-hexa-meta-foszfát stabilizátorral; *b)* ua., előbbi mellett 10^{-4} mól/l Selecton B_2-vel

Fig. 4. Variation of grain size composition in aquaeous rock suspension in function of sodium-hexa-meta-phosphate concentration

a) in the presence of sodium-hexa-meta-phosphate stabilizer only; *b)* the same, with 10^{-4} mol/l Selecton B_2 added

rendelkezik, tehát könnyen beépül nemcsak a Stern-rétegbe, hanem a diffúz elektromos rétegbe is, ezáltal folytonos átmenetet biztosít a kőzetszemcse és a víz között.

Mind a három stabilizátor rendelkezik azonban egy közös, alapvető tulajdonsággal, amely meghamisítja a szemcseösszetételt. Nevezetesen az adja a hibát, hogy működésük során csapadékot képeznek a zavaró ionokkal. Ez a csapadék igen finom szemcsék alakjában, vagy voluminozus pelyhekként válik ki, illetve kiválási gócként a vizsgálati minta legfinomabb frakcióját használja fel. A minta kalcium-, vas- és alumínium-tartalmától függően változik meg tehát a szemcseeloszlási görbe alakja. Ez a hatás éppen a foszfát alkalmazásánál jelentkezik leginkább, ugyanis a foszfát-csapadékok kiválásuk pillanatában pelyhes, kocsonyás állapotúak, csak öregítés után válnak jól szűrhetőkké. Ebből következik, hogy a zavaró hatás több finom frakcióra is kiterjed. Az itt előadottakat a 4. ábra szemlélteti. Jól látható, hogy a halmazképződés már igen kis stabilizátor koncentrációnál hatásosan megszűnik. A durva frakciók csökkenése határértékhez tart. A legfinomabb frakció görbéje viszont folyamatosan emelkedik. Az emelkedés sebessége csökken, minthogy a hozzáférhető reakcióképes kationok mennyisége is véges. Már a két bemutatott eset is kedvezőtlen képet fest a szemcseösszetételi elemzések megbízhatóságáról. Leggyakoribbak mégis az 5., 6. és 8. ábrák bal oldali oszlopán bemutatott típusok. A jelenségek magyarázata itt már nem olyan egyszerű, mint a tiszta ásványok esetében, ugyanis nincs jogunk feltételezni, hogy az egyes frakciók ásványtani és kémiai összetétele azonos. Márpedig ilyen esetben a stabilizátor sem egyértelműen változtatja meg a zéta potenciált és a diffúz elektromos réteget. Többszörös töltésvariáció eredményeként jelenik meg az általunk észlelt jelenség. Egyes ásványoknál bekövetkezhet a felületi elektromos töltés olyan mértékű csökkenése, hogy a maradék töltés már nem nyújt védelmet a más szemcsékkel való összetapadás ellen. Ilyenkor egyes frakciók instabillá válnak, jóllehet a rendszer összességében még stabil. Tapasztalataink szerint a kritikus stabilizátorkoncentráció tartománya $5 \cdot 10^{-4} - 15 \cdot 10^{-4}$ mol között van. Másrészt éppen ez a tartomány az, amely a legjobb eredményt szolgáltatja. Nevezetesen azt a szemcseösszetétel-elemzést lehet és kell jónak tekinteni, amelyik a csapadékképződéssel meg nem hamisított, legtöbb finom szemcsét adja. Ebben az esetben a legvalószínűbb, hogy nem hamisítja meg az eredményt a koaguláció. Vizsgálataink azt mutatták, hogy a 10^{-3} mol $Na_2P_2O_6$-koncentráció igen alkalmas akkor, ha a hatásosságát normalizálni és a kellemetlen csapadékképződést is csökkenteni tudjuk. A csapadékképződés csökkentésének két módja lehet: vagy eltávolítjuk a csapadékot adó sókat dializissel, vagy megkötjük őket jól oldódó, de elektrolitikusan nem disszociáló komplex vegyület alakjában. Minthogy laboratóriumunk nincs felszerelve nagy tömegű dializisre, maradt a második lehetőség. Az adott foszfátkoncentrációnál az oldat pH-ja 6,8—7,0 között változott, a mintáktól függően. Ez a pH-tartomány nagyon kedvező a Ca megkötésére Selecton B_2-vel. Megvizsgáltuk a Selecton B_2 hatását különböző koncentrációban úgy, hogy minden mintát 10^{-3} mol $Na_2P_2O_6$-tal stabilizáltunk. Az 5., 6., 7. és 8. ábrák jobb oldali oszlopán bemutatott görbék azt mutatják, hogy a Selecton B_2 már igen kis koncentrációban rögzíteni képes a foszfát stabilizáló hatását. Megfigyelésünk szerint legjobb eredményt akkor nyertünk, ha a kőzetszuszpenzió $2{,}5 \cdot 10^{-3}$

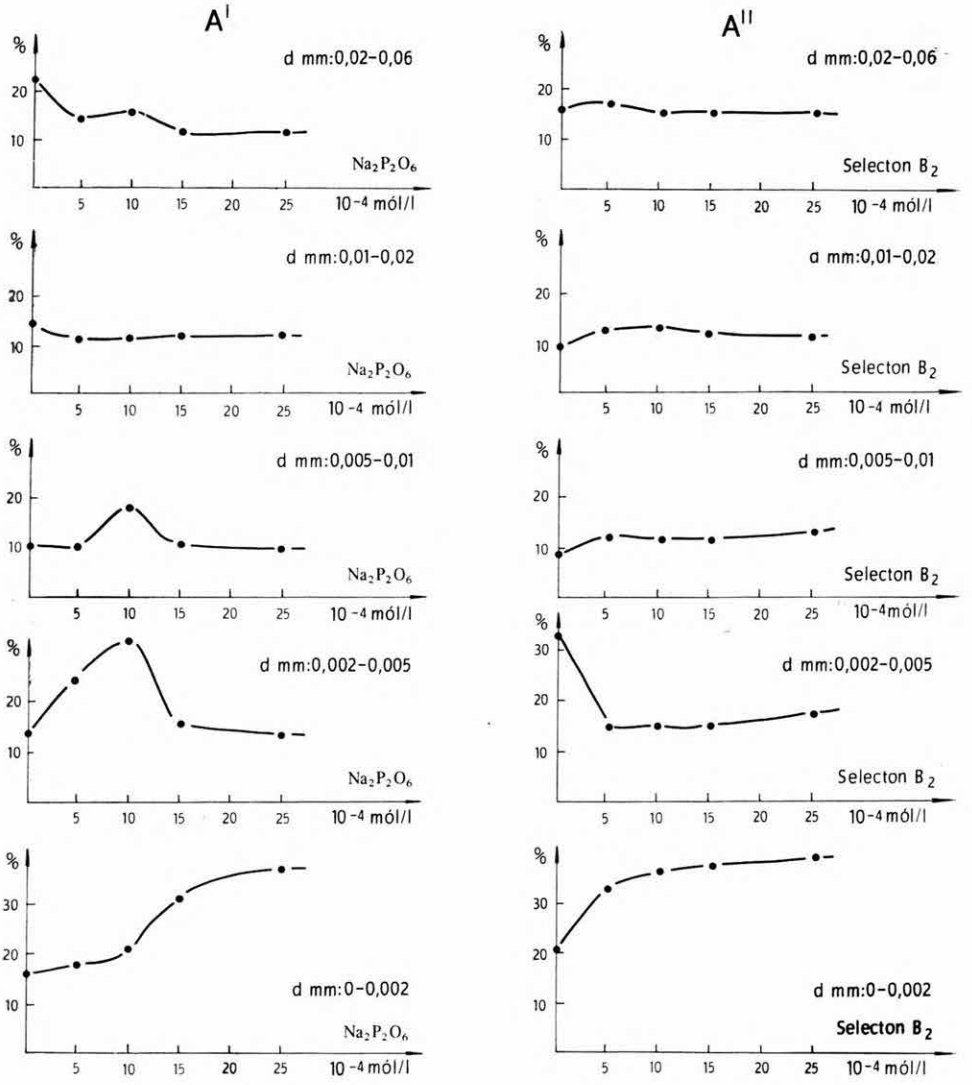


5. ábra. A-minta. A kőzetminta szemcseösszetételének változása a szuszpenzió stabilizátor koncentrációjának függvényében

A' = a stabilizátor nátrium-hexa-meta-foszfát, a szuszpenzió $10 \cdot 10^{-4}$ mól/l Selecton B_2-t is tartalmaz; A'' = a stabilizátor Selecton B_2, a szuszpenzió $10 \cdot 10^{-4}$ mól/l nátrium-hexa-meta-foszfátot is tartalmaz

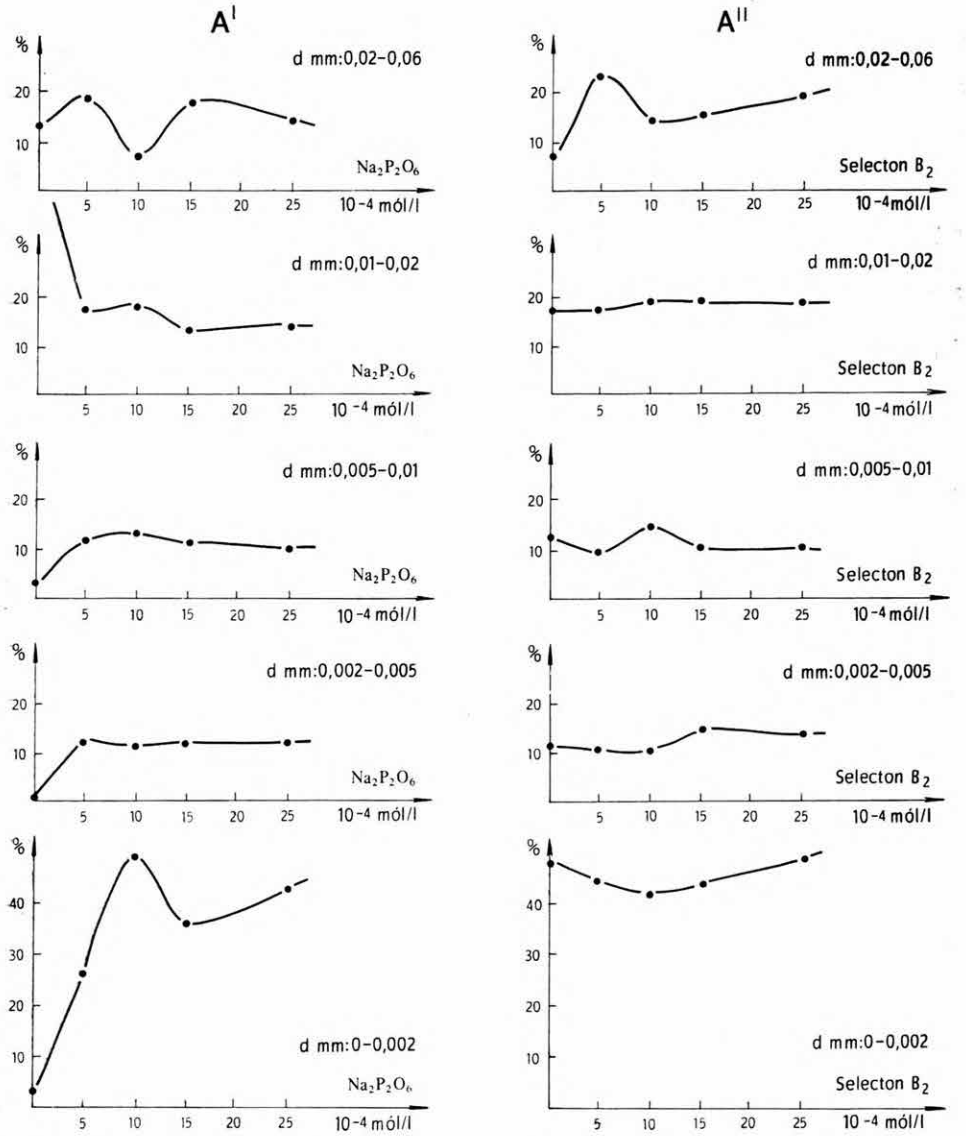
Fig. 5. Sample A. Variation of grain size composition in function of the concentration of the stabilizer

A' = the stabilizer consists of sodium-hexa-meta-phosphate, the suspension contains also $10 \cdot 10^{-4}$ mol/l Selecton B_2; A'' = the stabilizer consists of Selecton B_2, the suspension contains also $10 \cdot 10^{-4}$ mol/l sodium-hexa-meta-phosphate



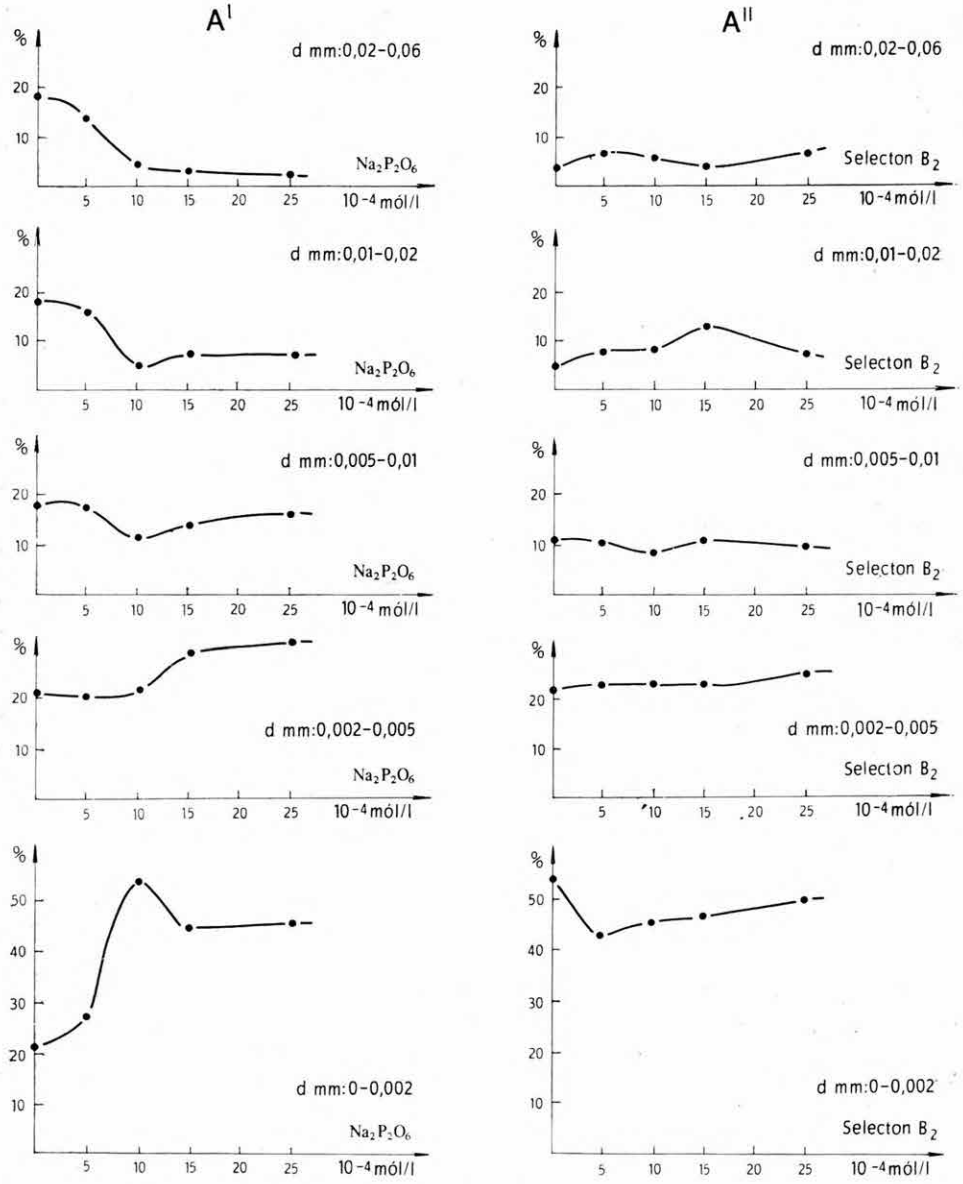
6. ábra. B-minta. Egy kőzetminta szemcseösszetételének változása a szuszpenzió stabilizátor koncentrációjának függvényében. (Jelmagyarázatot lásd az 5. ábránál.)

Fig. 6. Sample B. Variation of grain size composition in function of the concentration of the stabilizer. (See legend on Fig. 5.)



7. ábra. C-minta. Egy kőzetminta szemcseösszetételének változása a szuszpenzió stabilizátor koncentrációjának függvényében. (Jelmagyarázatot lásd az 5. ábránál.)

Fig. 7. Sample C. Variation of grain size composition in function of the concentration of the stabilizer. (See legend on Fig. 5.)



8. ábra. D-minta. Egy kőzetminta szemcseösszetételének változása a szuszpenzió stabilizátor koncentrációjának függvényében. (Jelmagyarázatot lásd az 5. ábránál.)

Fig. 8. Sample D. Variation of grain size composition in function of the concentration of the stabilizer. (See legend on Fig. 5.)

koncentrációjú volt Selecton B_2-re és 10^{-3} mol koncentrációjú volt $N_2P_2O_6$-ra. A hatás jól érzékelhető a 4. ábra görbéivel való összevetés alapján. Amint látható, ez a stabilizátor-kombináció sem tökéletes, egy kissé még mindig emelkedik a legfinomabb frakció görbéje. Ez azonban természetes, mert az adott pH csak a Ca megkötését biztosítja. A maradék zavaró ionok semlegesítése csak más komplexképző vegyülettel lehetséges. A nátrium-hexa-meta-foszfát alkalmazása adottá teszi a pH-t, így csak olyan komplexképző jöhet számításba, amely közelítőleg semleges pH-n dolgozik. Vizsgálataink tovább folynak és az újabb eredményekről a következő alkalommal, e cikk folytatásaként adunk számot.

Összefoglalás. Számbavettük a szemcseösszetétel-elemzéseket zavaró tényezőket: ezek az agglomeráció, a fajsúlykülönbség, a különböző szemcsealak és a szemcsék szolvatációja. Ezek közül csak az első és az utolsó tényezőre tudunk hatni. Figyelmünket a legdurvább hibák forrására, az agglomerációra fordítottuk. Felmértük azokat a fiziko-kémiai jelenségeket, amelyek a szemcsék összetapadását okozzák. Ezek a szilárd- és a folyadékfázis határán lejátszódó elektromos és adszorpciós jelenségek. Foglalkoztunk a zéta potenciál, az elektromos kettősréteg, a diffúz réteg kialakulásával, a kialakulás zavaraival. Számba vettük a zavaró ionokat, ill. egyéb zavaró vegyületeket. Kritikai vizsgálat alá vetettük az eddig ismert és használt szuszpenzióstabilizátorokat, így az ammónium-hidroxidot, a nátrium-oxalátot és a nátrium-hexa-meta-foszfátot. Megállapítottuk, hogy a nátrium-hexa-meta-foszfát rendelkezik a legkedvezőbb tulajdonságokkal, de kedvezőtlen, hogy csapadékot képez a zavaró ionok egy részével. Ez a csapadék hozzámérődik a minta finom frakcióihoz. Ezt a kellemetlen hatást kiküszöböltük azzal, hogy a Na-hexa-meta-foszfát mellett Selecton B_2-t használtunk a Ca-ionok megkötésére. Lényegesen javult ezáltal a szemcseösszetétel-elemzések megbízhatósága. Legkedvezőbbnek a következő stabilizátor-összetételt találtuk: 25 ml 0,1 mol Selecton B_2 (komplexon III., ill. EDTE)+10 ml 0,1 mol $Na_2P_2O_6$ oldat 1000 ml kőzetszuszpenzióra, amely 10 g kőzetport tartalmaz.

IRODALOM

BUZÁGH Á. 1951: Kolloidika I. (második kiadás) — Akadémiai Kiadó, Budapest.

CASES, J. M. 1968: Les phénomènes physico-chimiques à l'interface. Application au procédé de le flottation. — Sci. de la Terre Mémoire No. 3. Nancy.

VAN OLPHEN, H. 1965: An introduction to clay colloid chemistry. — Interscience Publishers. New York.

CRITICAL STUDY ON KÖHN'S METHOD FOR ANALYSING GRAIN COMPOSITION

STABILITY OF ROCK SUSPENSIONS IN WATER

by

G. Rischák and S. Nagydiósi

Factors disturbing granulometric analysis such as agglomeration, differences in specific weight, shape and solvatation were taken into account. Out of these, the first and the last can only be influenced. The authors focussed their attention to agglomeration, as being the source of gross errors. All physical and chemical phenomena resulting in grain adhesion have been appraised, such as electrical and adsorption activities at the interface between the solid and liquid phases. The zeta potential, the electrical double-layer, the developing (and disturbances in developing) of diffuse layers have been thoroughly studied. The suspension stabilizers known and used such as ammonium hydroxide, sodium oxalate, sodium-hexa-meta-phosphate (pyrophosphate), have been submitted to a critical investigation.

Finally it was stated that though sodium-pyrophosphate is the most advantageous, it has the disadvantage of forming with some of the disturbing ions a precipitation which is added to and measured with the fine fractions of the sample. However, it turned out that this effect can be eliminated by using Selecton B_2 in addition to sodium-hexa-meta-phosphate, so as to fix the Ca ions.

As a result, grain-size composition analysis has become considerably more reliable. The authors have found the following stabilizer composition as best: 25 ml 0,1 mol Selecton B_2(Komplexon-III, or EDTE) + 10 ml 0,1 mol $Na_2P_2O_6$ for 1000 ml rock suspension containing 10 g of rock.

LÉGIFÉNYKÉPEK FÖLDTANI KIÉRTÉKELÉSE ÉS SZEREPE A HAZAI FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉSBEN

Írta: HÁMOR G.—CZAKÓ T.

Az első légifényképek a XIX. század második felében készültek az Amerikai Egyesült Államokban, léggömbről. A légi felvételek előnyét a lassú földi eljárással készült térképekkel szemben hamar észrevették, a földtani kutatásban a harmincas évek elején kezdték el használni. A módszertannal és az eredményekkel foglalkozó alapvető publikációk csak az ötvenes évek elején jelentek meg (STONE 1951, COLWELL 1952, SUMMERSON 1954, MILLER 1961, PETRUSEVICS 1962). Azóta az elmúlt húsz évben annyira kifejlődött ez a tudományág (aerogeology, photogeology), hogy ennek segítségével manapság a Hold egyes részeit jobban ismerik (1:100 000-es térképek), mint Földünk bizonyos területeit.

Hazánkban néhány kutató javasolta a légifényképek felhasználását, ezt előadással vagy publikációval is alátámasztva. STRÖMPL G. 1930-ban a légifényképek geológiai és hidrogeológiai kutatásban való használatáról tart előadást. BANDAT H. 1941-ben a Mezőség kutatásában használja először, majd 1942-ben az erdélyi szénhidrogénkutatásban való használatát szorgalmazza. TOMOR J. 1963-ban a légifelvételek nyersanyagkutatásban való felhasználásának lehetőségeiről ír.

Ezen előzmények ellenére a légifénykép-kiértékelés nem honosodott meg a földtani kutatás módszereként Magyarországon.

E rövid összefoglalás keretében a *légifénykép-kiértékelés földtani térképezésben* történő használatának előnyeit kívánjuk hangsúlyozni saját, mindössze egyéves tapasztalataink és az irodalom alapján, összegezve a legfontosabb tudnivalókat.

A *fénykép méretarányát* kell kiválasztanunk először (1. táblázat). Ez egyrészt a felvételezés méretarányától, másrészt a kiértékelés céljától függ. A felvételezés méretaránya a Földtani Intézet programjában 1:10 000-es, illetve 1:25 000-es.

A *fénykép készítésének legkedvezőbb ideje* tavasszal és ősszel van, amikor a felszín kopár, nem takarja el a növényzet a kibúvásokat és a terep jellegzetes hajlatait, formáit. A napsugárzást tekintve pedig egy felvétel esetén a 20—30

1. táblázat

Kiértékelés célja	Készítendő földtani térkép méretaránya	
	1:10 000	1:25 000
	Légifénykép méretaránya	
Észlelési	1: 5 000	1:20 000
Fedetlen	1: 5 000	1:20 000
Vízföldtani	1: 5 000	1:20 000
Építésföldtani	1: 5 000	1:20 000
Geomorfológiai	1: 5 000	1:20 000
Tektonikai	1:20 000	1:40 000
Ősföldrajzi	1:20 000	1:40 000

fokos sugárzás eredményezi a legkedvezőbb képet. Két kép esetében a legkedvezőbb, ha egy nagy és egy kis megvilágítási szögű képpár térhatását nézzük (HACKMAN, R. J. 1967).

A légifelvétel nagysága. A rendelkezésre álló fényképek közül jól kezelhető, sztereoszkóp alá is helyezhető méret a 18×18, ill. 23×23 cm-es kontaktmásolat. E felvételeken sztereo-kiértékelés akkor végezhető, ha kb. 60%-os átfedéssel készülnek. Kedvezőtlenebbek a 36×36 cm-es nagyítások, amelyek között rendszerint csak kb. 20%-os átfedés van, ezért csak sík-kiértékelés végezhető rajtuk. Sík-kiértékelés segítségével csak az észlelési pontokat, illetve foltokat tudjuk feltüntetni. Sztereo-kiértékeléssel minden irányú vizsgálódást végezhetünk.

A légifelvételeket többféle műszerrel lehet kiértékelni. A földtani kiértékeléshez legelterjedtebb a tükrös sztereoszkóp. Magyarországon forgalomban levő sztereoszkóp típusok: *Gamma, Wild, Zeiss* (német), *S/S*-2 (lengyel). Az utóbbi kettő nagyítóval is fel van szerelve. A Földtani Intézet jelenleg két sztereoszkóppal rendelkezik.

A *földtani kiértékelés módszereit* terjedelmes irodalomanyag ismerteti. Ezek elsősorban a természet formáinak tipizálásával foglalkoznak (hegységtípusok, vízhálózattípusok stb.). A képződményeket — fehérfekete kép esetében — a szürke szín különböző tónusai alapján, színes kép esetében a színváltozatok alapján különítik el. Színes felvételeket sajnos nem állt módunkban tanulmányozni, bár a földtani kiértékelés hatékonyságát ezek legalább 50%-kal megnövelnék.

Egyre elterjedtebbek viszont a *légifotó-katalógusok.* Ezekben bemutatják — az őslénytani határozókönyvekhez hasonlóan — egy terület vagy ország típusos felvételeit. Ezek segítségével ismerhető fel például egy terület töréses, gyűrődéses vagy táblás szerkezete. Magyarországon viszonylag könnyű a képek kiértékelése, mert ún. „fehér" területet nem találunk; az egységesített 1:25 000-es kéziratos térképek az egész országra kiterjednek. Tehát egy terület vizsgálatánál előre tudjuk, hogy mezozóos, paleogén, neogén vagy kvarter területtel van-e dolgunk. Ezzel már sok rétegtani egységet kizártunk és a fénykép tónusait már viszonylag kevés sztratigráfiai egységre kell beosztanunk. Ha a rétegek valamelyikét azonosítottuk a fényképen látható folttal, akkor azt kiterjeszthetjük a hasonló típusú foltokra is. Természetesen mindig maradnak olyan feltárások, ill. határkérdések, amelyeket a terepen kell megvizsgálnunk, de ez elenyésző terepi munkát jelent.

A módszer legnagyobb jelentősége az *észlelési térkép kamerális előkészítésének* lehetőségében rejlik. A gyakorlat azt mutatja, hogy a képen nem észlelhető feltárások csupán észlelési pontok és ezek 95%-a megegyezik a környezet rétegtanával. Csupán 1—2 pont tér el a környezetétől, ezek pedig a generalizálás miatt legtöbbször amúgy sem kerülnek rá a földtani térképre.

A kamerális munka után a terepi azonosítás és a mintavétel nem küszöbölhető ki, a bejárási útvonalak helyes megválasztásával azonban a bejárás időigénye mintegy egyharmadára csökkenthető.

A fedetlen földtani térképet az észlelési változat alapján szerkesztjük. Ezt a munkát is lényegesen megkönnyíti a terep térhatásban való vizsgálata, bár a szerkesztést nehezíti, hogy a sztereoszkópban magasított, túlrajzolt képet látunk. A tektonikai és ősföldrajzi térképet célszerűbb kisebb méretarányú,

azaz nagyobb területet magába foglaló fénykép felhasználásával megszerkeszteni. A szerkezeti vonalak felismerése, eddigi tapasztalataink szerint, elég nehéz. A dőlésirány szinte minden esetben könnyen meghatározható. A dőlésszöget ritkán lehet mérni, akkor is csak megközelítőleg, mert a sztereoszkóp a magasságot torzítja.

A fotogeológiai térképek készítésénél elengedhetetlen a *geomorfológia* gyakorlati ismerete. Igen könnyű a holocén (főleg patakhordalék) képződmények elkülönítése idősebb képződményektől, súvadások—csúszások felismerése, talajerózió kimutatása. Utóbbiak a kutatóárkok és aknák létesítésekor, a többi adatnak pedig építésföldtani—mérnökgeológiai változatok készítésekor van nagy jelentőségük. Földtani térkép szerkesztésekor jól felhasználható a légifénykép vulkáni (főleg láva) képződmények elterjedésének kimutatására.

A kiértékelést pauszpapíron végezzük. Az egyes *lapok összeillesztésének* alapja a pontos illesztőpontok kijelölése. Az elkészült földtani térképet kívánt méretarányra kicsinyítjük, majd erről a végleges topográfiai térképre szerkesztjük. A kicsinyítés közben egyúttal generalizálást is végzünk. A 1,00×0,75 mm-nél kisebb foltokat csak észlelési pontként ábrázolhatjuk.

Hazai viszonyok között nagy előny, hogy az új fényképek 1957-től folyamatosan készülnek és így frissebb és pontosabb topográfiát szolgáltatnak, mint a topográfiai térképek. Sajnos a végleges földtani térkép többnyire az elavult topográfiai térképre kerül és így sokszor a fényképi pontosság ismét csökken.

Az Intézet terepi osztályain *az elmúlt évben három helyen kezdtük meg légifényképek kiértékelését* [a Síkvidéki (1:10 000), az észak-magyarországi (1:10 000, 1:20 000), és újabban a Víz- és Építésföldtani osztályokon (1:10 000)]. Az arány a szomszédos országok intézeteiben sem sokkal jobb; az aerofotogeológia legjobban elterjedt Jugoszlávia és a Szovjetunió egyes részeinek kutatásában. Itt jegyezzük meg, hogy a Szovjetunióban az 1:100 000-es méretaránynál részletesebb földtani felvétel megkezdését csak a légifényképek elkészülte után engedélyezik.

A légifényképekre való átállás persze nem történhet egyik napról a másikra. A légifényképek alkalmazását helyenként úgy szervezik meg, hogy egy kisebb csoport folyamatosan végzi a fényképsorozatok kiértékelését, megelőzve a terepi munkát, minden terepi osztály számára. A terepi munka gyorsítása miatt az a cél, hogy minden terepi geológus kezébe egy előre durván kiértékelt fotogeológiai térkép kerüljön. A hazai viszonyokat figyelembe véve (térképezési méretarányok és volumen, növényzettel, vastag talajtakaróval és negyedidőszaki képződményekkel fedett, nagy %-ban mezőgazdasági művelés alatt álló terület, általában bonyolult szerkezeti viszonyok) célszerűbbnek látszik egyelőre a területet jól ismerő kutatók részéről történő előzetes kiértékelés, majd szerkesztés.

A légifényképek használatának jelentőségét ö s s z e f o g l a l v a, elmondhatjuk:

1. Az ennek alapján elkészült földtani térkép merőben új felvétel és nem a régi térkép reambulációjából vagy egyszerűen annak szolgai másolásából születik.

2. A térképek átfutási idejét gyorsítja, a terepi munkát és a költségeket jelentősen — mintegy egyharmaddal — csökkenti.

3. Az ily módon készülő térképek tartalmi és pontossági színvonala jobb minőségű.

4. A térképezés módszertani továbbfejlesztésének legfőbb lehetőségeit ez a módszer nyújtja, különösen ha majd kis és nagy méretarányú, színes és infratechnikával készült felvételek földtani kiértékelésére is lehetőségünk nyílik.

IRODALOM

BANDAT H. 1942: A légifényképek alkalmazása a geológiai kutatásban. — Beszámoló a M. Kir. Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól. 1942. 4. szakülés pp. 5—21.

BANDAT H. 1962: Aerogeology. — Gulf Publ. Comp. Houston, Texas.

COLWELL, R. N. 1952: Photographic interpretation for civil purposes. — Am. Soc. Photogrammetry. Manual of photogrammetry. Washington. D. C. pp. 535—602.

HACKMAN, R. J. 1967: Time, shadows, terrain and photointerpretation. — Geological Survey research 1967. Chapter B. B 155—B 160 p. Geological Professional Paper 575. Washington.

MILLER, V. C. 1961: Photogeology. — Mc Gram Hill. Book Comp. Inc. New York.

PETRUSEVICS, M. N. 1962: Aerometodü pri geologicseszkom isszledovanii. — „Goszgeoltehizdat".

RAY, R. G. 1960: Aerial photographs in geologic interpretation and mapping U.S.G.S. Prof, Paper 373.

STONE, K. 1951: Geographycal aer-photo-interpretation. — Photogramm. Eng. V. 17. No. 5. pp. 754—759.

STRÖMPL G. 1930: Légifényképek a geológiai és hidrológiai kutatás szolgálatában. (Előadás kivonat.) — Hidr. Közl. 9. p. 139.

SUMMERSON, C. H. 1954: A phylosophy for photointerpreters. — Photogramm. Eng. V. 20. No. 3. p. 396—397.

TOMOR J. 1963: A légi fotógeológia alkalmazási területei a korszerű nyersanyagkutatásban. — Bány. és Koh. Lapok 196. pp. 329—335.

VERSTAPPEN, H. TH. 1963: Fundamentals of photo/geomorphology. — ITC Textbook of photointerpretation Vol. VII. Chapt. VII. 1.

GEOLOGISCHE DEUTUNG VON LUFTBILDAUFNAHMEN UND DEREN ROLLE IN GEOLOGISCHER KARTIERUNG IN UNGARN

von

G. HÁMOR und T. CZAKÓ

Die ersten Luftbilder wurden — von Luftballons — in der zweiten Hälfte des XIX. Jahrhunderts in den Vereinigten Staaten gemacht. Den Vorteil der Luftbilder im Vergleich mit den langsamen Landesaufnahmen hat man bald erkannt und am Anfang der Dreißiger Jahre wurde diese Methode auch in der Geologie eingesetzt. Die einschlägigen grundlegenden Publikationen über Methodik und Ergebnisse erschienen erst am Anfang der Fünfziger Jahre (STONE 1951, COLWELL 1952, SUMMERSON 1954, MILLER 1961, PETRUSEVICS 1962). Während der seitdem vergangenen zwanzig Jahren hat sich dieser Wissenschaftszweig so weit entwickelt (aerogeology, photogeology), daß heut-

zutage, dank den neuen Errungenschaften der Technik, uns manche Teile des Mondes mehr bekannt sind (Karten im Maßstab 1:100 000), als gewisse Teile des Erdballs.

In Ungarn haben einige Forscher die Anwendung von Luftbildern vorgeschlagen, dieser Vorschlag auch mit Vorträgen und Publikationen unterstützend. In 1930 hielt G. Strömpl einen Vortrag über die Anwendung von Luftbildern in geologischen und hydrologischen Forschungen. In 1941 war H. Bandat der erste, der diese Methode — bei der Untersuchung des Mezőség — anwendete, und in 1942 bedrängte er auf ihren Einsatz zu Sucharbeiten auf Erdöl und Erdgas in Siebenbürgen. In 1963 schrieb J. Tomor von den Anwendungsmöglichkeiten von Luftbildaufnahmen in Erkundung.

Trotz dieser Präliminarien hat sich die Deutung von Luftbildern nicht das Bürgerrecht in der Praxis der geologischen Forschung und Erkundung erworben.

Im Rahmen dieser kurzen Zusammenfassung möchte Verfasser die Vorteile des Einsatzes von Luftbilddeutungen in geologischer Kartierung unterstreichen, zusammenfassend dabei das wichtigste Wissenswerte, anhand seiner eigenen, nur noch auf eine Zeitspanne von ein Jahr zurückblickenden Erfahrungen und der Literaturangaben.

Geologische Deutung der Luftbilder

Den Methoden der geologischen Deutung ist eine beträchtliche Menge von Literatur gewidmet. Diese Arbeiten befaßen sich vor allem mit der geomorphologischen Typisierung (Gebirgstypen, Wassernetztypen usw.). Die Formationen werden — im Falle von Schwarzweißbildern — auf Grund der verschiedenen Tönen der grauen Farbe, im Falle von Farbbildern anhand der Farbenvariationen unterschieden. Verfasser und seine Mitarbeiter waren leider nicht in der Lage, Farbbildaufnahmen zu studieren, obwohl diese die Effektivität der geologischen Deutung mindestens um 50% erhöhen würden.

Immer größere Verbreitung gewinnen aber die Luftbildkatalogen. In diesen werden — den Schlüsseln zur Bestimmung von Fossilien ähnlich — die typischen Aufnahmen eines Gebietes oder Landes angegeben. Mit deren Hilfe ist beispielweise die Bruch-, Falten- oder Tafelstruktur eines Gebietes erkennbar. In Ungarn lassen sich diese Bilder ziemlich leicht deuten, weil in diesem Lande es keinen „weißen" Fleck gibt. Die nach unifizierten Instruktionen hergestellten Karten im Maßstab 1:25 000 umfassen das ganze Landesterritorium. Bei der Untersuchung eines Gebietes weiss man also im voraus, ob es sich um ein mesozoisches, paläogenes, neogenes oder quartäres Gebiet handelt. Damit sind bereits mehrere stratigraphische Einheiten ausgeschlossen und die Töne der Karte muß man nunmehr lediglich in relativ wenige stratigraphische Einheiten aufteilen. Ist eine der Schichten mit dem auf dem Bild sichtbaren Fleck idetifiziert worden, so kann diese Bestimmung auch auf die Flecken analogen Typs extrapoliert werden. Es bleiben natürlich immer solche Aufschlüsse, Grenzfragen uzw. übrig, die am Gelände geprüft werden müssen, aber dies braucht wesentlich weniger Geländearbeit.

Die größte Bedeutung der Methode liegt in der kammeralen Vorbereitung

der Faktenkarten. Die Praxis zeigt, daß die auf dem Bilde nicht beobachtbaren Aufschlüsse bloß Beobachtungspunkte sind und deren 95% stimmen mit der Stratigraphie der Umgebung überein. Lediglich 1 oder 2 Punkte weichen von der Umgebung ab, aber diese werden wegen Generalisierung in meisten Fällen nicht auf die geologische Karte übertragen.

Nach den kammeralen Arbeiten kann es von der Identifizierung am Gelände und von der Probenahme nicht abgesehen werden, doch durch richtige Auswahl der Befahrungsmarschrouten kann der Arbeitszeitaufwand auf Befahrungen auf etwa ein Drittel gekürzt werden.

Die abgedeckte geologische Karte wird anhand der Faktenkarte angefertigt. Auch diese Arbeit wird durch die das Studiums des Geländes in drei Dimensionen wesentlich erleichtert, obwohl die Tatsache, daß man im Stereoskop ein übererhöhtes, im vertikalen Maßstab mit Übertreibung gezeichnetes Bild zu sehen bekommt, macht die Kartenanfertigung schwerer. Es ist zweckmäßig, die tektonische und paläogeographische Karte anhand eines Bildes von kleinerem Maßstab — d. h. auf Grund eines Bildes, das eine größere Fläche beinhaltet — anzufertigen. Nach den bisherigen Erfahrungen des Verfassers ist es ziemlich schwer, die Strukturlinien zu erkennen. Die Fallrichtung läßt sich in fast jedem Falle leicht bestimmen. Der Fallwinkel kann selten und selbst dann nur annähernd gemessen werden, weil das Stereoskop im vertikalen Maßstab (in der Höhe) mit gewisser Verzerrung arbeitet.

Zur Anfertigung photogeologischer Karten ist die praktische Kenntnis der Geomorphologie unentbehrlich. Holozäne Ablagerungen (vor allem Bachgeschiebe) können sehr leicht von den älteren Formationen unterschieden werden. Auch Rutschungen und Gleitungen, sowie Bodenerosionserscheinungen lassen sich leicht erkennen. Letztere sind beim Vortrieb von Schurfgräben, sowie beim Niederbringen von Schächten von großer Bedeutung. Die sämtlichen Angaben sind aber bei der Herstellung von ingenieurgeologischen Kartenblättern von größten Nutzen. Bei Anfertigung geologischer Karten können die Luftbilder zum Nachweis der Verbreitung von Vulkaniten (vor allem Lavagesteinen) besonders gut benützt werden.

In den Kartierungsabteilungen der Anstalt wurde 1968 die Deutung von Luftbildern an drei Stellen in Angriff genommen: Abteilung Flachlandgebiete (1:10 000), Abteilung Nordungarn (1:10 000 und 1:20 000) und Abteilung Hydrologie und Ingenieurgeologie (1:10 000). In dieser Hinsicht ist die Situation auch in den Instituten der Nachbarländer nicht viel besser. Am verbreitetsten ist die Aerophotogeologie in der Forschung und Erkundung Jugoslawiens und mancher Teile der UdSSR. Der allgemeine Einsatz von Luftbildern ist natürlich nicht von einem Tag auf den anderen durchführbar. An manchen Stellen werden diese Arbeiten auf solche Weise organisiert, daß eine kleine Gruppe sich stets mit der Deutung von Bildserien befaßt, und die Kartierungs-Teams erst im Besitze der Ergebnisse die Geländearbeiten beginnen. Zur Beschleunigung der Geländearbeiten trachtet man danach, daß jedem kartierenden Geologen eine im voraus grob gedeutete photogeologische Karte ausgehändigt werden kann. Unter Berücksichtigung der in Ungarn bestehenden Verhältnisse (Kartierungsmaßstäbe, und -Volumen; ein in hohem Prozentsatz landwirtschaftlich gebautes Land mit einer üppigen Vegetation und mächtiger Boden- und Quartärdecke; gewöhnlich ziemlich komplizierte Strukturver-

hältnisse usw.) ist es zwecksmässiger, die gedeuteten Luftbilder vorderhand nur den guten Kennern des Gebietes zur Verfügung zu stellen die sie danach auszuwerten und die Karte auf dieser Grundlage anzufertigen haben.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden:

a) Die auf Grund der Luftbildergebnisse angefertigte geologische Karte ist eine vollkommen neue Aufnahme, die nicht einfach aus der Reambulierung des Gebietes einer alten Karte oder aus deren sklavischen Kopierung resultiert.

b) Die in der Frage stehende Methode beschleunigt den Durchlauf der Karten und verkürzt die Kosten beträchtlich, etwa um ein Drittel.

c) Die mit dieser Methode angefertigten Karten sind von höherem Niveau sowohl hinsichtlich des Inhalts als auch der Genauigkeit.

d) Die Hauptmöglichkeiten zur Weiterentwicklung der Kartierung werden durch diese Methode angeboten, insbesondere, wenn dabei die geologische Deutung von klein- und großmaßstäbigen, mit Infratechnik gemachten Aufnahmen auch ermöglicht wird.

EGYSZERŰ MATEMATIKAI STATISZTIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA A FÖLDTANBAN

Írta: NAGY GÉZA

Mind a tudományos, mind a gyakorlati földtani kutatómunkának ma már nélkülözhetetlen részét képezik a különféle laboratóriumi vizsgálatok (ásványkőzettan, kémia, színképelemzés, a legkülönbözőbb őslénytani vizsgálatok stb.), amelyek a kutatási tevékenység jelenlegi méretei mellett a vizsgálati eredmények tízezreit produkálják.

Sajnálatos módon a gyakorlat azt igazolja, hogy a tetemes költséggel megkapott vizsgálati eredmények értékelése és felhasználása nincs arányban azok valós értékével, a vizsgálati munka értékelése megmarad a táblázatos, jobb esetben grafikus adatközlés állapotában, ugyanakkor az adatok nagy száma folytán azok érdemi áttekintése és értékelése olykor teljes lehetetlenség. Gyakran találkozni azzal a hibás módszerrel is, midőn valamely rétegsorból ötletszerűen kiragadott kőzetmintákon további ötletszerűséggel végeznek különböző vizsgálatokat (pl. egyikből kémiai elemzést, másikból DTA-t, harmadikból szemcseösszetételt, s így tovább). Könnyű belátni, hogy az ily módon kapott eredmények legjobb esetben is csak önmagában azt az egy mintát jellemzik, márpedig ezeknek a *vizsgálatoknak az összehasonlítás, a viszonyítás és az általánosítás a lényege*. Ezért az ily módon készült vizsgálatokat elméleti és gyakorlati értelemben egyaránt csökkent értékűnek, vagy éppenséggel értéktelennek kell minősítenünk.

E hibák kiküszöbölése a folyamatos szelvények minden rétegéből elvégezhető és számszerűen kifejezhető vizsgálatsorozatokkal érhető el (kémiai elemzés, színképelemzés, kőszénvizsgálatok, kalcimetrálás, mikromineralógia, számszerűen is meghatározott őslénytani vizsgálatok stb.).

A kutatási és kísérleti eredmények matematikai statisztikai értékelését hazánkban is, más szakterületeken régóta és sikerrel alkalmazzák, olyannyira, hogy sok helyütt a tudományos vizsgálatok és kísérletek értékelésénél *kötelezően előírt módszer*. A hazai földtani irodalomban azonban a legutóbbi időkig egészen kivételes esetekben találkozunk alkalmazásával. Épp e miatt külön problémát jelentett az egyébként ismert számítási eljárások közül azok kiválasztása, amelyek az adott földtani kérdések megoldására alkalmasak.

A földtanban leggyakrabban előforduló és számszerűen kifejezhető anyagvizsgálati eredmények értékelését viszonylag egyszerűen, például az adatok átlagértékeinek és változékonysági mutatóinak (szórásértékeinek) összehasonlítása révén végezhetjük el. Ezeknek a számítási eljárásoknak nagy előnyük, hogy aránylag egyszerűen elvégezhetők, nem kívánnak különleges apparátust, mindamellett pontosabb értelmezést tesznek lehetővé.

A módszer gyakorlatilag biztosítja az így kapott információk objektivitását, a statisztikai döntés független az értékelést végző személy egyéni felfogásától, szubjektív ítéletétől. Segítségével egyszerű módon, jó közelítéssel határozható meg az optimális információmennyiség (vagyis a szükséges vizsgálatok mintavételi helye vagy fúrások száma). Úgy véljük, ennek gyakorlati és gazdasági jelentőségét külön hangsúlyozni szükségtelen.

Jelen tanulmányban a matematikai statisztika módszertani alapelveit ismertetjük, s példákkal is illusztrálva bemutatjuk az elmúlt évek során kialakított értékelési módszert, amelyet a Pilis hegység ÉNy-i részének átfogó földtani vizsgálata kapcsán, továbbá az esztergom—lencsehegyi barnakőszénkutatás során egyes felmerült problémák megoldásánál tudományos és gyakorlati szempontból egyaránt sikerrel alkalmaztunk.

Módszertani alapelvek

Az alapsokaság és mutatói

A vizsgálat során kapott adatokat különböző *mutatókkal* jellemezhetjük. Ezek közül számunkra a legfontosabbak:

a) a *középértékek,* mint az adatok átlagos számszerű értékét jellemző mutatók;

b) *szórásnégyzet* és *szórás,* mint az adatok változékonyságát jellemző mutatók.

Valamely számszerűen kifejezhető sokaság esetén, ezen alapsokaság összes adatai *valódi értékének* figyelembevételével számított mutatókat nevezzük *paramétereknek.*

A matematikai statisztika szerepe

Könnyű belátni, hogy gyakorlatilag ezt a feltételt csak ritkán lehet teljesíteni. A *matematikai statisztika* foglalja magába azokat a módszereket, amelyek segítségével a különféle vizsgálatok, kísérletek, mérési eredmények értékelése során *a mintákból* számított mutatókkal következtetünk a paraméterek valódi értékére. A *minta* bármely létező alapsokaság egy általunk megfigyelt részét jelenti, amelyből következtetünk az ismeretlen alapsokaság egészére.

Az adatok átlagos értékének mutatói, a középértékek

Az adatok átlagos számszerű értékét jellemző mutatókat nevezzük *középértékeknek.*

A *gyakoriségi középérték, a módusz* (jele: Mo az a szám, amely az összes érték közül leggyakrabban fordul elő.

A *középső érték, medián* (jele: Me) az összes megfigyelt adat közül értékrendben a középső.

A *geometriai középérték* (jele: G) az adatok szorzatának n-edik gyöke, ha az adatok száma n.

A *számtani középérték* (jele: $\overline{X}$) a legáltalánosabban alkalmazott mutató. Jellemzője, hogy az adatoknak a számtani középértéktől való eltérés-összege nulla, vagyis

$$\sum(\overline{X}-X)=0.$$

A szórásnégyzet, szórás, és számításuk

Mielőtt e mutatók számítására térnénk, nézzük meg, hogy egy különböző értékekből álló sokaság adatainak szóródását miként jellemezhetjük?

A legnagyobb és legkisebb érték, vagyis a szélsőértékek különbsége a *variációs szélesség* (jele: w).

A másik mutató az *abszolút középeltérés*, amely nem egyéb, mint az adatok számtani középértékétől való eltérések abszolút értékeinek az átlaga.

Az általunk alkalmazott statisztikai próbák alapfeltevése, hogy a vizsgált mutatók normális eloszlásúak, vagyis megfelelnek

$$\varphi(x)=\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}\,e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}$$

függvénynek. A σ^2 (vagy s^2) mennyiség a normális eloszlás paramétere, ennek értéke tetszőleges lehet. Erre az eloszlástípusra jellemző, hogy

$$\overline{X}=\int_{-\infty}^{+\infty} X\varphi(x)\,dx=0$$

$$\overline{X}=\int_{-\infty}^{+\infty} x^2\varphi(x)\,dx=\sigma^2,$$

következésképp: $\sigma^2=\overline{X^2}-(\overline{X})^2$. Amennyiben egy X mennyiségre vonatkozó n mérési eredményünk van $(x_1 \ldots x_n)$, az X legvalószínűbb értéke a mérési eredmények számtani középértéke:

$$\overline{X}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i.$$

Az $\overline{X}$ számtani középértéktől valamely x_i mérési eredmény eltérése legyen ε_i, ebben az esetben a $\sigma^2(s^2)$ az alábbiak szerint számítható:

$\sigma^2=\dfrac{\sum_{i=1}^{n}\varepsilon_i^2}{n-1}$, ebből az $\sum_{i=1}^{n}\varepsilon_i^2$-et szokás SQ-val jelölni, ezt nevezzük az *eltérések négyzetösszegének.*

Az eltérések középértékének számításakor nem a tagok számával (n), hanem a *szabadságfokkal* (jele: FG), $(n-1)$-gyel osztunk.

A szórásnégyzet és a szórás képlete tehát:

$$s^2 = \frac{\sum(\overline{X} - X)^2}{n-1} = \frac{SQ}{n-1}$$

a szórás:

$$s = \sqrt{\frac{SQ}{n-1}}.$$

A gyakorlatban az SQ kiszámítása a fenti képlet alapján nem célszerű, mert a számítás, különösen sok adatból álló minta esetén, nehézkes és hosszadalmas, ezért az SQ kiszámítását az alábbi képlet szerint végezzük:

$$SQ = \sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}.$$

Helyettesítsük be ezek után az SQ képletét a szórásnégyzet, illetőleg a szórás fentebb ismertetett képletébe:

$$s^2 = \frac{\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}}{n-1} = \frac{SQ}{n-1},$$

a szórás pedig:

$$s = \sqrt{\frac{\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}}{n-1}} = \sqrt{\frac{SQ}{n-1}}.$$

A gyakorlatban a szórásnégyzet és a szórás kiszámítását szinte kivétel nélkül mindig a fenti képletek alapján végezzük.

Szignifikancia-vizsgálat

A nullhipotézis

A szignifikancia-vizsgálat logikai alapja esetünkben a következő: „Tegyük fel, hogy a sokaság normális eloszlású, és ismerjük a szórás számszerű értékét. Ellenőrizni akarunk egy, a sokaság m várható értékére tett hipotézist, mely abban áll, hogy m egy meghatározott számmal egyenlő. Másképpen megfogalmazva, a hipotézis abban áll, hogy a sokaság várható értéke és az m_0-szám között az eltérés 0-val egyenlő" (PRÉKOPA 1962). Ezt a feltevést szokás *nullhipotézisnek* nevezni.

Természetesen ugyanez a feltevésünk abban az esetben is, ha két különböző minta (esetünkben pl. két rétegtani szint) mutatóit hasonlítjuk össze. Itt a nullhipotézis az, hogy mindkét minta ugyanabból az alapsokaságból származik, tehát az alapsokaság mutatóinak különbsége nulla, az eltérést csak mintavételi hibák okozzák.

Ha viszont a két minta számított mutatói között a különbség egy bizonyos, meghatározott számnál nagyobb, elvetjük a nullhipotézist, s levonjuk azt a következtetést, hogy mintáink két különböző alapsokaságból származnak.

Kritikus értékek

A statisztikai döntésnél legfontosabb kérdés az, hogy mikor állíthatjuk, hogy a számítások során kapott különbséget nem csupán mintavételi hiba okozza, hanem mintáink különböző eloszlású sokaságból származnak?

Az s^2 növekedésével $\varphi(x)$-nek a $x=0$ helyen felvett $\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}$ maximuma csökken, miközben a $\varphi(x)$-függvény görbe alatti területe változatlan (1). Következésképp: a szórás növekedésének a nagyobb eltérések valószínűsége felel meg.

A kritikus értékeket az eloszlástípusok fenti törvényszerűségei alapján különböző valószínűségi szintekre meghatározták és táblázatokba foglalták (Fischer, Yates, Mudra, Cochran, Cox). Ha eléggé kicsi értékeket választottunk, amelynél pl. 5%, 1% vagy 0,1% a valószínűsége annak, hogy a különbséget csupán a mintavételi hiba okozza, akkor *ezen értékeket meghaladó számított értékekre vonatkozóan azt a következtetést vonjuk le, hogy az adott valószínűségi szinten szignifikáns különbség van, és feladjuk a nullhipotézist.*

Ez a következtetés a *statisztikai döntés*, magát a következtetést pedig úgy fejezzük ki, hogy *a különbség* $P=5\%$ (vagy 1%, 0,1%) *valószínűségi szinten szignifikáns* (P = probabilitás, a. m. valószínűség). Másként kifejezve, ez annyit jelent, hogy 100 eset közül P = 5%-os valószínűségi szinten 5 esetben lehet a döntésünk téves, P = 1%-os valószínűségi szinten pedig csupán egyszer. Vagyis a statisztikai próbával vizsgált mutatók között megállapított különbségtől csak 5, ill. egy esetben lehet eltérés. A P% szintre megadott értékeket *kritikus értéknek* nevezzük.

Annak megállapítását, hogy a számított mutatók eltérése nagyobb-e a választott kritikus értéknél, vagyis a két mutató között van-e szignifikáns különbség, *statisztikai próbának* nevezzük.

A valószínűségi szint felső határának nemzetközileg általában a P = 5%, vagy az ennél kisebb kritikus értékeket fogadják el. Az ennél nagyobb valószínűségi szinten hozott statisztikai döntés megbízhatósága csak különleges esetekben megengedett.

Statisztikai próbák

A statisztikai próbák egyes mutatóihoz tartozó P% valószínűségi szintre megadott kritikus értékeket táblázatokba foglalták. Így bármilyen dimenziójú adathalmaz statisztikai próbájánál a számított mutatókat az adott P% szintre vonatkozó értékkel összehasonlítva eldönthető, hogy az általunk vizsgált mutatók között van-e (s ha igen, milyen valószínűségi szinten) szignifikáns különbség?

A *szórások elemzésénél* a két sokaság szórásnégyzeteinek hányadosát hasonlítjuk össze a táblázati kritikus értékkel. Ezt a statisztikai próbát nevezzük Fischer neve után *F-próbának*.

A középértékek vizsgálatánál a két átlag különbségét elosztjuk a hibaszórással (s_d) és a kapott hányadost hasonlítjuk össze a próbához kiszámított táblázati értékkel. Ezt a próbát nevezik *t-próbának*.

Mindkét esetben, ha a számított mutatónk értéke nagyobb, mint az adott P% valószínűségi szintre vonatkozó kritikus érték, úgy levonjuk azt a következtetést, hogy az általunk vizsgált mutatók között szignifikáns, ill. nagymértékben szignifikáns különbség van.

Számításmenet

Az adatok feldolgozása

A statisztikai próba előkészítéséhez a minták különböző mutatóit célszerű táblázatokba foglalni, hogy a sokszázra rúgó adatot a számítás során mindvégig áttekinthető formában tudjuk tartani.

F-próba

Két minta szórásnégyzetét elosztjuk egymással és összehasonlítjuk a táblázati értékkel. A táblázati érték kiválasztása a számláló és a nevező szabadságfokának függvényében történik, valamely P% valószínűségi szintnek megfelelően.

Az osztást úgy végezzük, hogy a számlálóba írjuk a nagyobb s^2 értékét, mivel fordított esetben a hányados értéke egynél kisebb lesz, s így eleve nem állíthatjuk, hogy s_1^2 nagyobb, mint s_2^2, illetőleg a hányados nem lehet nagyobb a táblázati kritikus értéknél.

Ha a szórásnégyzet-hányadosra kapott értékünk nagyobb, mint a táblázati kritikus F-érték, úgy levonjuk azt a következtetést, hogy az általunk összehasonlított két minta szórása *az adott P% valószínűségi szinten* egymástól szignifikánsan különbözik.

t-próba

A középértékek vizsgálatához alkalmazott t-próbához először ki kell számolnunk a két középérték közös hibaszórását. A számítás menetében némi eltérés van attól függően, hogy az összehasonlítandó mintáink alapadatának száma (n) egyenlő-e, vagy sem ($n_1 = n_2$, ill. $n_1 \neq n_2$).

Abban az esetben, ha $n_1 = n_2$-vel, a hibaszórást az alábbi képlet alapján számoljuk:

$$s_d = \sqrt{\frac{SQ_1 + SQ_2}{n(n-1)}}.$$

Ha $n_1 \neq n_2$-vel, a hibaszórás képlete a következőképp módosul:

$$s_d = \sqrt{\frac{(SQ_1 + SQ_2) \cdot (n_1 + n_2)}{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}}.$$

Ha a hibaszórást (s_d) kiszámítottuk, segítségével a t-érték egyszerűen képezhető:

$$t = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{s_d}$$

vagyis a két sokaság átlagának különbségét elosztjuk a közös hibaszórással.

A statisztikai döntésnél itt is az F-próbához hasonló módon járunk el; a kapott t-értéket összehasonlítjuk a táblázati kritikus értékkel, s ha az általunk számított érték a táblázati értéket valamely P% valószínűségi szinten meghaladja, kimondjuk, hogy a két átlag egymástól az adott valószínűségi szinten szignifikánsan (vagy nagymértékben szignifikánsan) különbözik. A t-táblázat kritikus értékeihez csak egy szabadságfok tartozik, amelyet az alábbi képlet szerint határozzunk meg:

$$FG = n_1 + n_2 - 2.$$

Jelölések:

n	=	az alapadatok száma
Mo	=	gyakorisági középérték, modusz
Me	=	középső érték, medián
G	=	geometriai középérték
$\overline{X}$	=	számtani középérték
w	=	variációs szélesség
SQ	=	négyzetes eltérések összege
σ^2 vagy s^2	=	szórásnégyzet, variancia
σ vagy s	=	szórás
FG	=	szabadságfok
P	=	valószínűségi szint, szignifikancia, probabilitás
F	=	az F-próba értéke
t	=	a t-próba értéke

A statisztikai döntések földtani értelmezése

Le kell szögeznünk, hogy valamennyi statisztikai próba csupán eszköze és nem végcélja vizsgálatainknak. Elengedhetetlen tehát, hogy a statisztikai döntések eredményeit minden esetben attól függetlenül, hogy van-e szignifikáns különbség, vagy sem, földtanilag értelmezzük. Két összehasonlított mutató között akár van, akár nincs szignifikáns különbség, az mindenképp valamilyen földtani jelenséget, vagy jelenségeket fejez ki.

Különböző rétegtani helyzetű képződmények vizsgálata

Azt vizsgáljuk, hogy egy fúrásban két egymást követő rétegtani szintben pl. a $CaCO_3$-tartalom szórása különbözik-e?

Ha az F-próba nem igazol szignifikáns különbséget, úgy levonhatjuk a következtetést, hogy a két szint mésztartalmának szórása hasonló, tehát fejlődésmenetük — legalábbis a mészkiválást illetően — azonosnak tekinthető.

Nézzük meg ugyanennek az összehasonlított két szintnek a $CaCO_3$ átlagértékei közötti különbséget. Ha a t-próba sem mutat eltérést, akkor levonhatjuk a következtetést, hogy a mésztartalom abszolút értékeiben sincs számottevő különbség, tehát a két szint üledékeinek lerakódása idején közel azonos körülmények uralkodtak (izopikus fáciesek).

Ha a t-próba valamely P% szinten eltérést mutat, de az F-próba nem, abban az esetben bizonyos fenntartással arra következtethetünk, hogy heteropikus fáciesekkel van dolgunk, ahol a fejlődésmenet azonos törvényszerűségeket követ, az eltérés csak a mészkiválás kedvezőbb, ill. kedvezőtlenebb voltában mutatkozik (meszes és mészben szegény fáciesek).

Abban az esetben, ha az F- és a t-próba is szignifikáns eltérést mutat, levonhatjuk azt a következtetést, hogy a két képződménycsoportnak sem keletkezési körülményei, sem fejlődésmenete nem azonos, a két szint földtanilag élesen elkülönül egymástól.

Itt külön hangsúlyoznunk kell, hogy a fácieselemzés során elsősorban az F-próba alapján hozott döntéseknek van nagyobb szerepe. A t-próba, amely az átlagértékek különbségének vizsgálatát szolgálja, alárendeltebb jelentőségű.

Viszont az átlagértékek összehasonlítása (pl. x vagy y képződménycsoportnak nagyobb-e az átlagos mésztartalma?) megbízhatóbban a t-próbával végezhető el, mert itt az összehasonlítás során a közös hibaszórást is figyelembe vesszük, amit a szokásos átlagérték megadásánál eleve nem vehetünk figyelembe. Ezért fordulhat elő az a hibás gyakorlat, hogy valójában két teljesen elütő képződménycsoportot jellemeznek azonos átlagértékű mutatókkal. Az ilyen jellemzések a gyakorlatban gyakran súlyos tévedések okozóivá válnak (pl. kőszéntelepek fűtőértéke, hamutartalma stb.).

P é l d a: Az Esztergom 39. sz. fúrás alsórupéli kavicsos homokkő alatt priabonai kavicsos homokkövet harántolt. Az oligocén homokkősorozat korát kőzettani alapon tudtuk meghatározni, a felsőeocénből azonban gazdag nagy-Foraminifera-fauna, többek között *N. fabianii* és *N. vascus* került elő. Ez az utóbbi faj már a priabonai emelet legfelső, oligocénnel határos részére jellemző, így felmerült annak gondolata, hogy az eocén—oligocén között folytonos üledékátmenet van. Ezt még a két képződménycsoport egyező kőzetfáciese is, első látásra, alátámasztani látszott.

A kérdés eldöntéséhez elvégeztük a szelvény részletes geokémiai fácieselemzését, a földtanilag legvalószínűbb helyen megvont határ mentén megosztott rétegsorok kőzetkémiai összetevőinek matematikai statisztikai módszerrel történő összehasonlításával. Azt vizsgáltuk tehát, hogy az így megosztott szelvény alsó és felső tagozatában az egyes kőzetkémiai mutatók eloszlása homogén-e, vagy sem.

Itt kell megemlíteni, hogy a litofáciesek vizsgálatánál célszerű az ásványkőzettani vizsgálatok helyett a kőzetkémiai mutatók alkalmazása. Megállapításaink szerint, különösen a statisztikai módszer alkalmazása esetén, a kettő között fennálló szoros pozitív korreláció lehetőséget nyújt a nehézkesen megállapítható ásványspektrumoknak kémiai összetevőkkel történő helyettesítésére.

Elsőként nézzük a két rétegsor kémiai mutatóinak átlagos értékeit (l. 1. sz. táblázatot).

Bár egyes átlagértékek néhány %-os eltérést mutatnak, az átlagok ilyen kismérvű különbségei egyáltalán nem jelenthetik azt, hogy az egymást követő két üledéksor között lényeges különbség van. Ezért az összes komponensre vonatkozóan elvégeztük az F- és t-próbát, az előbbit fácieseltérések, utóbbit az átlagértékek különbségeinek megítélése végett. A kapott eredményeket a 2. sz. táblázat tartalmazza.

Ha a statisztikai próbák eredményét vizsgáljuk, merőben más képet kapunk. A t-próbák esetében (vagyis az átlagértékek összehasonlításánál) a kőzetalkotó komponensek közül 5 esetben kapunk szignifikáns eltérést. Az Al_2O_3 és Fe_2O_3-nál az alsórupéli homokkő javára mutatkozik a szignifikáns különbség (döntően magasabb agyagtartalom!), a

1. táblázat

Képződmény \ Kémiai alkotók	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	O_{Fe} (oxidációs fok)	$CaCO_3$
Alsórupéli homokkősorozat	54,60	0,84	12,73	2,42	2,69	8,00	2,13	46,39	14,17
Priabonai homokkősorozat	48,72	0,86	8,38	1,49	3,37	16,60	1,41	41,16	29,46

2. táblázat

Kémiai alkotók	F	P%	t	P%
SiO_2	4,02	5% = 2,04 1% = 2,73	1,50	5% = 2,01 1% = 2,68
TiO_2	4,19	5% = 2,04 1% = 2,73	0,28	5% = 2,01 1% = 2,68
Al_2O_3	2,70	5% = 2,04 1% = 2,73	5,57	5% = 2,01 1% = 2,68
Fe_2O_3	1,78	5% = 2,53 1% = 3,86	2,51	5% = 2,01 1% = 2,68
FeO	1,99	5% = 2,04 1% = 2,73	1,51	5% = 2,01 1% = 2,68
CaO	70,64	5% = 2,53 1% = 3,68	7,54	5% = 2,01 1% = 2,68
MgO	1,49	5% = 2,04 1% = 2,73	3,13	5% = 2,01 1% = 2,68
Oxidációs fok	18,03	5% = 2,04 1% = 2,73	0,48	5% = 2,01 1% = 2,68
$CaCO_3$	10,77	5% = 2,04 1% = 2,73	3,34	5% = 2,01 1% = 2,68

CaO- és MgO-, illetőleg a Scheibler-módszerrel végzett ellenőrző $CaCO_3$-meghatározás esetében pedig a priabonai homokkő javára kapunk nagymértékben szignifikáns különbséget. A többi komponensnél általában erősen homogén értékek vannak, ami tökéletesen érthető, hiszen mindkét esetben hasonló kőzetekről van szó. Jellemző pl., hogy az SiO_2-tartalom átlagértékei között mutatkozó csaknem 6%-os eltérés a látszat ellenére sem jelent lényeges különbséget!

Nézzük meg az F-próba eredményeit. Ez a próba az egyes komponenseknek a rétegsoron belüli változékonyságára, tehát a földtani fejlődésmenetet tükröző mutatókra vonatkozóan ad felvilágosítást. A Fe^{+2}, Fe^{+3} és MgO-tól eltekintve, minden komponensre, egy kivételével, nagy mértékben szignifikáns eltérést kapunk. Külön érdekessége a dolognak, hogy míg a két üledéksor Fe^{+2} és Fe^{+3} tartalmának külön-külön vizsgált szórása nem különbözik, addig a belőlük számított oxidációs fok értékei igen nagymértékű szignifikáns eltérést igazolnak, az oxidációs fok pedig, mint az üledékgyűjtő egykori redox-viszonyainak mutatója, jól kifejezi a két rétegössz let különböző fáciesjellegét.

A statisztikai értékelés eredményeként az egész vizsgálatsorozatra vonatkozóan feladjuk a nullhipotézist. Levonhatjuk azt a következtetést, hogy a két üledéksorból megvizsgált mutatók nem azonos eloszlásfüggvényt követnek, átlagértékeik közötti különbség tehát nem csupán a mintavételi hibák következménye. Következésképp, az egymásra következő két rétegsor minden látszólagos hasonlósága ellenére lényeges különbséget mutat. A statisztikai próbák eredménye alapján nem látszik valószínűnek, hogy a teljes homokkősorozatot egy földtani kis ciklus keretében keletkezettnek tekintsük.

Azonos rétegtani helyzetű képződmények vizsgálata

Ha a fentebb elmondott összehasonlítást két különböző feltárás vagy fúrásszelvény azonos szintjei, képződménycsoportjai között végezzük el, a kapott információink ismét más értelmezést nyernek.

Amennyiben az összehasonlított két azonos korú képződmény esetén sem

az F-, sem a t-próba nem igazol szignifikáns eltérést, levonhatjuk azt a következtetést, hogy a két mintavételi hely között az adott képződmény a vizsgált mutatót vagy mutatókat illetően (pl. fűtőérték, hamu%, illótartalom stb.) gyakorlatilag homogén, fáciesviszonyait tekintve az adott szakaszon számottevő változás nincs, de még egy esetleges, közbeeső helyen végzett újabb vizsgálat esetén is legfeljebb 5% a valószínűsége annak, hogy a már birtokunkban levő elemzési adatoktól (mutatóktól) eltérő eredményt kapjunk. *Ilyen esetben a további vizsgálatoktól eltekintünk.*

Abban az esetben, ha az F-próba az azonos szinten belül szignifikáns különbséget mutat, egymástól eltérő fáciesekkel van dolgunk, az összehasonlított mintavételi helyeken a vizsgált mutatók nem jellemzik egyértelműen a képződményt (vagyis nem azonos eloszlású alapsokasággal van dolgunk!), így még további vizsgálatokra van szükség ahhoz, hogy az adott képződmény jellemzéséhez elegendő információ birtokában legyünk.

A szignifikáns különbséget jelző t- és F-próba esetén az azonos szintbe tartozó képződmények összehasonlított szelvényei között oly nagymérvű különbség van, mind a vizsgált mutató ingadozását, mind átlagát illetően, hogy a vizsgálati adataink korántsem elegendők ahhoz, hogy az adott képződményt ezen eredmények alapján megbízhatóan jellemezhessük, tehát még *feltétlenül további részletezésre, vizsgálatokra van szükségünk.*

Ezzel a módszerrel végezhetjük el pl. egy kutatási terület mintavételi sűrűségének ellenőrzését, a kutatott ásványi nyersanyag minőségi változásainak értékelését, vagyis ily módon objektive eldönthető, hogy egy adott területen szükséges-e további kutatást végezni, vagy a korábbi információmennyiség is elegendő az adott földtani probléma helyes megoldásához.

Biosztratigráfiai vizsgálatok értékelése

Vizsgálatra elsősorban folyamatos rétegsorok alkalmasak. A teljes ősmaradványanyag meghatározásán túl regisztrálni kell az egységnyi anyagból származó azonos fajok mennyiségét is. Az így feldolgozott faunát rendszertani egységekben (pl. Foraminifera, Mollusca vagy Gastropoda, Lamellibranchiata) a rétegsorban tapasztalt megjelenés sorrendjében, alulról felfelé haladva, ezen belül gyakoriságnak és a meghatározhatóságnak megfelelően koordinátarendszerben rakjuk fel. Az ordinátán az origóból kiindulva a mélységközt (rétegegymásutánt), az abszcisszán az ősmaradványokat tüntetjük fel a fentiek szerint. Ily módon minden egyes faj (v. genus) csak egyszer fordul elő, ismételt megjelenésüket most már a fajnak megfelelő oszlopban, a megfelelő rétegnél jelöljük a gyakoriság indexeinek vagy abszolút értékének feltüntetésével.

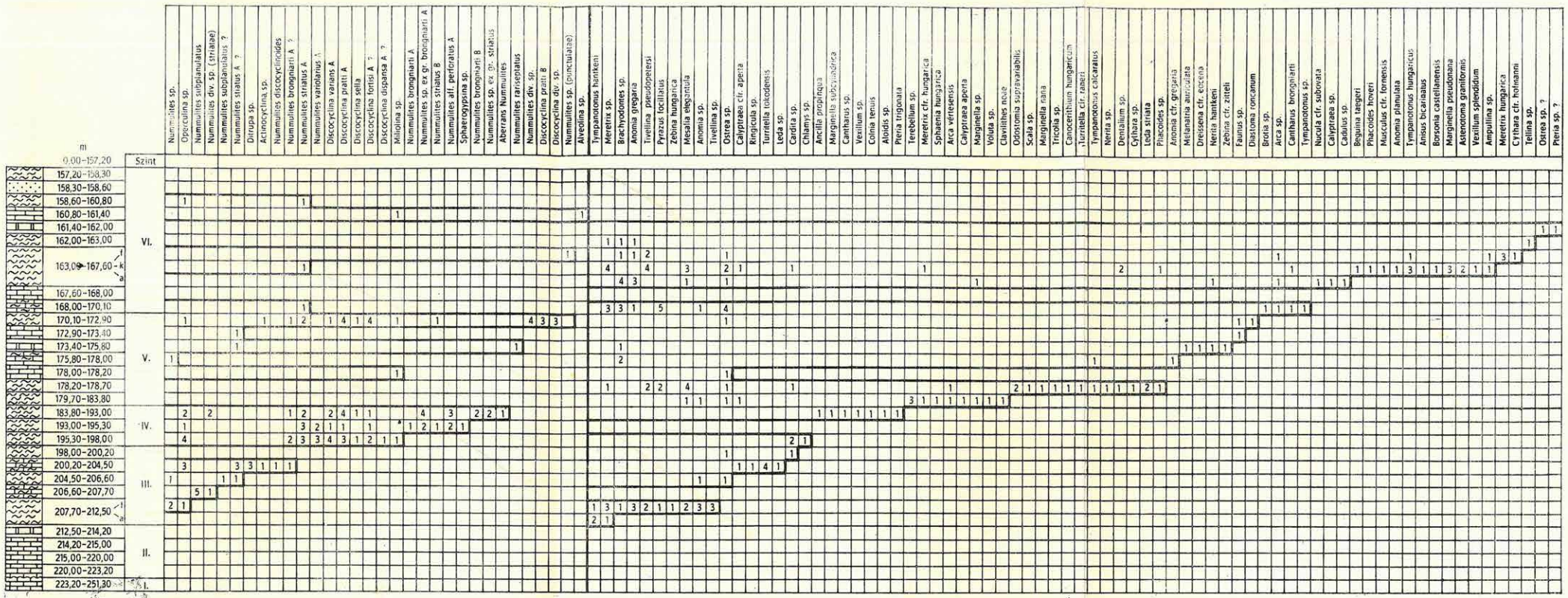
Ez a korrelációs táblázat végeredményben egy háromváltozós eloszlásfüggvénynek fogható fel, ahol a harmadik dimenziót (a specifikus gyakoriságot) numerikusan fejezzük ki.

A különböző rendszertani egységbe tartozó fosszíliák rétegtani szerepe és korrelációja így önmagától kirajzolódik, s a faunakép ugrásszerű változásai egyértelműen megvonják a biosztratigráfiai határokat. Példának bemutatjuk az Esztergom 27. sz. fúrás nagy-Foraminifera- és Mollusca-faunájának eloszlását (3. táblázat).

(Megjegyezzük, hogy a legújabb szovjet szakirodalomban is találkozunk hasonló elven történő biosztratigráfiai adatfeldolgozással.)

ESZTERGOM 27. SZ. FÚRÁS NUMMULITES- ÉS MOLLUSCA-FAUNA KORRELÁCIÓS DIAGRAMJA

3. táblázat



VI. Középsőeocén lutéciai emelet
N. striatus-os barnakőszénösszlet

V. N. striatus-os szint

IV. N. perforatus-os szint

III. N. subplanulatus-os
N. striatus-os szint

II. Barnakőszénösszlet

I. F. triász nóri emelet halobiás mészkő

Gyakoriság 1-5db=1 5-15db=2 15-50db=3 50-100db=4 100db=5

Természetesen, a grafikus megoldású táblázatos értékelési módon túl, szükség esetén lehetőség van egyes fajok, vagy faunatársaság sztratigráfiai szerepének megítélésénél a számszerű értékelésre is. Ebben az esetben azonban az értékelést nem a gyakorisági index, hanem az abszolút mennyiségi adatok alapján kell elvégezni, különben a statisztikák — az indexek meglehetősen tág értéktartományai miatt — torzulnak, s az értékelésünk is ennek megfelelően hamis eredményt ad.

* * *

E nagyon is vázlatos ismertetéssel mindenek előtt az a célunk, hogy felkeltsük a szakmai közvélemény érdeklődését a korszerű adatfeldolgozási módszerek iránt. Ezért s a hely szabta korlátok miatt sem térhetünk ki a statisztikai próbák más módszereinek elméletére, sem pedig az alkalmazhatóság gazdag lehetőségeinek további, gyakorlati példákkal történő bemutatására.

Meggyőződésünk azonban, hogy a figyelmes olvasót az elmondottak is meggyőzik a földtan legkülönbözőbb szakterületein a matematikai statisztika alkalmazásának lehetőségéről, s az adatfeldolgozás és értékelés területén fennálló kezdetleges állapotok korszerűsítésének szükségességéről.

IRODALOM

Balkay B. 1954: A matematika szerepe a földtanban. — Földt. Közl. 84. k. pp. 392—395.

Bárdossy Gy. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. — Földt. Közl. 87. k. pp. 325—341.

Jeffers, J. N. R. 1960: Experimental Design and Analysis in Forest Research. — Almquist et Wiksell, Stockholm, Uppsala.

Morozova, V. G.—Kozsebnyikov, G. E.—Kuryleva, A. M. 1967: Datszko—Paleocenouvüe raznofacialnüe otlozsenija Kopet-Daga ih metodü ih korrelacii po foraminiferam. — Izdatelsztvo „Nauka", Moszkva.

Nagy E.—Nagy G.—Széky F. 1967: A Budaörs 1. sz. alapfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.

Nagy G. 1968: Dorogi-medence föltani térképe, 10 000-es sorozat. — Pilisszentlélek.

Nagy G. 1967: Esztergom—lencsehegyi középsőeocén barnakőszénterület rétegtani és fácieselemzése statisztikai módszerrel. — Kézirat, MÁFI Adattár.

Nagy G. 1968: Esztergom—lencsehegyi középsőeocén barnakőszénterület szubplanulátuszos barnakőszénösszletének matematikai-statisztikai értékelése. — Kézirat, MÁFI Adattár.

Prékopa, A. 1962: Valószínűségelmélet műszaki alkalmazásokkal. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Sváb J. 1961: Statisztikai módszerek mezőgazdasági kutatók számára. — Mezőgazdasági kiadó, Budapest.

Telegdi Roth K. 1953: Ősállattan. — Tankönyvkiadó pp. 767—772. Budapest.

Vincze J. 1968: Matematikai statisztika ipari alkalmazásokkal. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

SOME SIMPLE MATHEMATICAL STATISTICAL METHODS APPLIED IN GEOLOGY

by

G. NAGY

The author gives information on some possible aplications of F- and t-(Student) tests for the verification of geological assumptions, draws attention to a practical solution algorithm for the calculation of tests and in the second part of the paper introduces a graphic method suitable for the biostratigraphic evaluation of geological profiles.

A FÖLDTANI TÉRKÉPEK ÁBRÁZOLÁSMÓDSZERTANI KÉRDÉSEI

Írta: BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

A földtani térképek használhatósága, közérthetősége és világos olvashatósága nagymértékben függ az ábrázolás módjától, az alkalmazott jelölések és színek felhasználásától, a nyomdai kiviteltől. A földtani, elsősorban a komplex földtani térképek sokoldalú szakmai mondanivalóját csak az ábrázolástechnikai megoldások körültekintő alkalmazásával lehet közérthetővé tenni. A legmegfelelőbb módszerek kiválasztásával kell törekednünk az ábrázolás tökéletességére, ugyanakkor pedig egyszerűségére is.

A tematikus térképek fiatal, alig negyedszázados tudománya foglalkozik ábrázolás-módszertani kérdésekkel. Az alábbiakban PILLEWIZER, W. (1964) rendszerét követve és SCHWEISSTHAL, R. (1967) módszertanát figyelembe véve foglaljuk össze a földtani térképek készítésében alkalmazott kartográfiai módszereket.

A földtani adatok, jelenségek térképi megjelenítése a következő ábrázolási módszerekkel történhet:

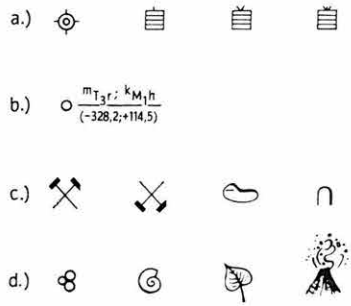
1. Jelkulcs (szignatúra) módszere
2. Felületkartografálási módszer
3. Izovonalak módszere
4. Vektormódszer
5. Pontmódszer
6. Kartodiagram módszere
7. Kartogram módszere

1. A jelkulcs (szignatúra) módszere

A jelkulcsi ábrázolás a tematikus térképezés egyik legkorábbi módszere. A földtani térképek előfutárainak közös jellemzője, hogy a földtani vonatkozású adatokat jelkulcsi módszerekkel, a földfelszínre vonatkozó egyéb jelektől el sem választva ábrázolták. A mai földtani térképeken a szignatúra módszere másodrendű jelentőségű lett a felületábrázolás módozatai mellett.

A jelkulcs fogalmán a földfelszín valamely objektumának vagy objektumcsoportjának többé-kevésbé absztrahált ábrázolását értjük, így tipikus ismertetőjelei: *a)* helyhez hű, *b)* nem alaprajzhű, *c)* méretarányon felüli.

A jelek csoportosításának több szempontja van (forma, nagyság, szín, jelleg), de most csak a legutóbbit, a jelleg szerinti elkülönítést emelnénk ki.



1. ábra. Jelkulcsbeli (szignatúra) jelek

a) geometriai alakzatok, *b)* betűk és számok, *c)* szimbolikus jelzések, *d)* természetutánzó képek (piktogramok)

Abb. 1. Signaturen der Legende

a) geometrische Formen, *b)* Buchstaben und Ziffern, *c)* Symbole, *d)* Piktogramme

Ennek alapján, a külalakot tekintve, a következő felosztást lehet tenni (1. ábra):

a) Geometriai alakzatok. Ide sorolhatjuk a földtani térképeken leggyakrabban használt jelzést, a mélyfúrások jelét, amely mindig kör. A mélyfúrás nagyságát, fontosságát a körbe helyezett ponttal, vagy dupla kör alkalmazásával jelölhetjük. Mindig tartozik hozzá megírás is.

A legtöbb szignaturális jelzést a gazdaságföldtani térképeken alkalmazzuk. Hasznosítható ásványi nyersanyagok előfordulási helyeit megszabott jelekkel ábrázoljuk. Mivel a gazdaságföldtani térképek alapja vagy teljes, vagy összevont színes földtani térkép, a jelek mindig fedőszínnel (fekete, sötétbarna stb.) készülnek. Az alkalmazott jelek mérete jelezheti az előfordulás mennyiségi viszonyait, pl. a nyomokban előforduló ásványi nyersanyagokat a többitől eltérő (kisebb) jellel szokás ábrázolni. Minden esetben utalnunk kell arra, hogy művelés alatt álló, felhagyott vagy reménybeli előfordulásról van-e szó. Ezt legtöbbször a jeleken elhelyezett vonalkák mutatják.

b) Betűk és számok. Önállóan nem alkalmazzák (a képződmények indexei nem ide tartoznak), hanem fúrás és nyersanyag-előfordulás jele mellett magyarázó szerepük van. Fúrások indexei a betű- és számjelzést, az elért képződmények (leggyakrabban a talp és a negyedkori fedő alatti első képződmény) földtani indexeit és a mélységi adatokat (tengerszinthez viszonyított és abszolút) tartalmazzák, tört alakban felírva.

c) Szimbolikus jelzések. Meglehetősen kevés számú jelölés tartozik ide. Mindössze a bányák, aknák helyét jelöljük a keresztbe tett két kalapáccsal. A szimbólum helyzete az objektum működő vagy felhagyott jellegét mutatja.

Néhány morfológiai elem, teraszok, kőfolyások, törmelékkúpok, valamint dolinák, víznyelők, barlangok, kőfülkék jelölése szintén szimbolikus jelzésekkel történik.

d) Természetutánzó képek (piktogramok). Ritkán alkalmazott jelölések. Az ősmaradvány-lelőhelyek feltüntetése történik pl. ezzel a módszerrel. El lehet különíteni a mikro- és makrofauna, valamint a növénymaradványok előfordulásait. Ősföldrajzi térképeken is számos lehetőség adódik piktogramok alkalmazására, ezek szemléletesebbé, változatosabbá teszik a térképet.

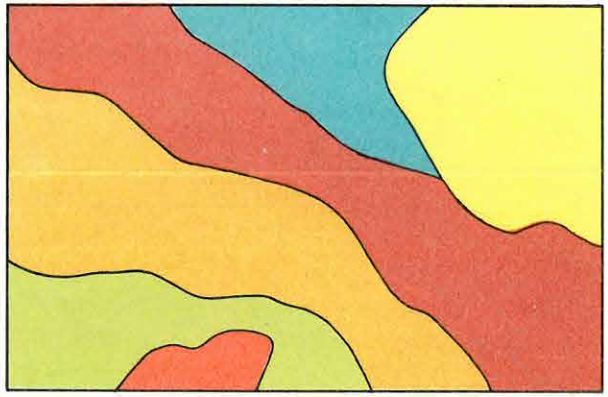
2. Felületkartografálási módszer

A felületi módszer a kétdimenziós, síkszerű objektumok és jelenségek különböző méretarányú ábrázolására nyújt egyszerű és szemléletes lehetőséget. Mivel a földtani térképeken az egyes képződmények elterjedését síkba vetítve ábrázoljuk, ez a módszer vált a legfontosabb ábrázolástechnikai megoldássá.

FELÜLETKARTOGRAFÁLÁSI MÓDSZEREK

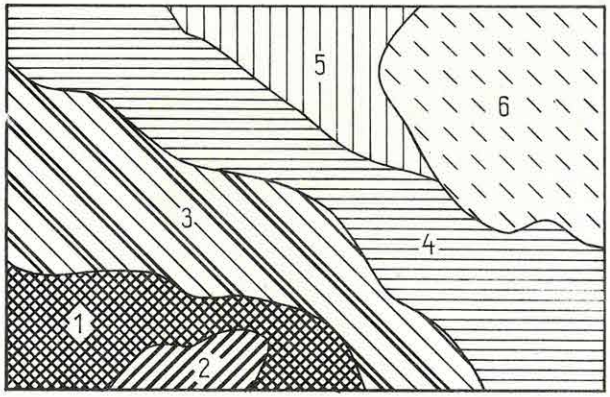
Összeállitotta: BREZSNYÁNSZKY K. 1969

A. Körülhatárolás, felületi szinezés,



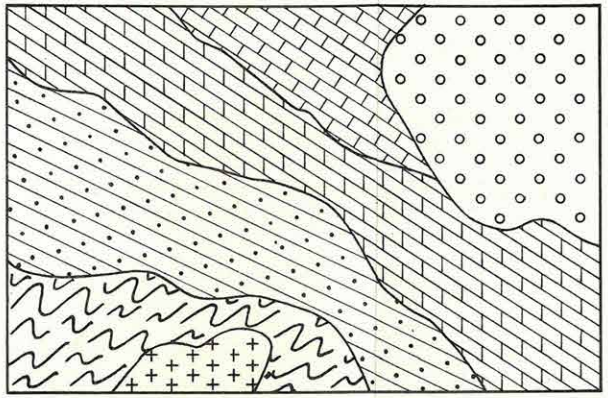
Miocén kavics
Júra mészkő
Triász dolomit
Perm homokkő
Karbon gránit
Szilur fillit

B. Körülhatárolás, vonalkázás, számozás



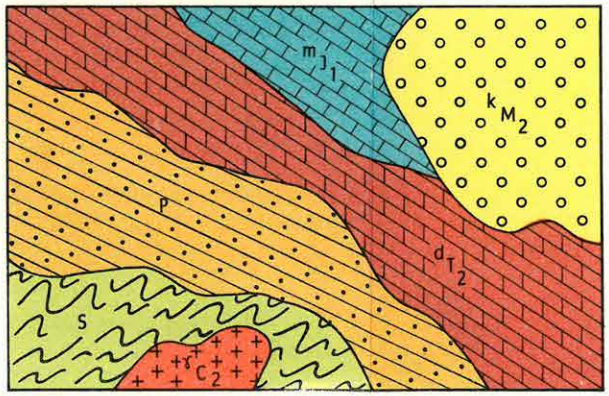
6 Miocén kavics
5 Júra mészkő
4 Triász dolomit
3 Perm homokkő
2 Karbon gránit
1 Szilur fillit

C. Körülhatárolás, sematikus jel



Miocén kavics
Júra mészkő
Triász dolomit
Perm homokkő
Karbon gránit
Szilur fillit

D. Körülhatárolás, felületi szinezés sematikus jel, megirás (indexek)



$^{k}M_2$ K-miocén kavics
$^{m}J_1$ A-júra mészkő
$^{d}T_2$ K-triász dolomit
P Perm homokkő
$^{\gamma}C_2$ F-karbon gránit
S Szilur fillit

A képződmények elterjedésén kívül ezzel a módszerrel fejezzük ki azok korát, kőzettani minőségét és állapotát. Az ábrázolást abszolút, illetve relatív módon, grafikus pontosságú vagy vázlatos területtel lehet megoldani.

Abszolút, grafikus pontosságú ábrázolás akkor lehetséges, ha egy terület valamely konkrét jelenséggel (kőzetminőség) vagy valamiféle határozott állandóval (rétegvastagság) a szomszédos területektől elhatárolható. Ez a földtani térképeken legáltalánosabban alkalmazott módszer. A kartografálás pontossága csak a méretaránytól és a generalizálás mértékétől függ.

Relatív, grafikus pontosságú ábrázolást akkor alkalmazunk, ha egy objektum vagy egy jelenség az adott területen belül megkülönböztethető koncentrációban lép fel. Ebben az esetben a részterületek egymáshoz való viszonya relatív (pl. nyersanyag-koncentráció változása egy telepen belül).

Vázlatos ábrázolásmódot alkalmazunk, ha a jelenségek nem rendelkeznek a pontos körülhatárolhatóság kritériumával (pl. nem ismerjük egy mélybeli képződmény pontos elterjedését). A vázlatos területet — bizonytalanságot jelölő — szaggatott vonallal határoljuk körül vagy határoló jelet nem alkalmazva, felületi jelzésekkel különítjük el.

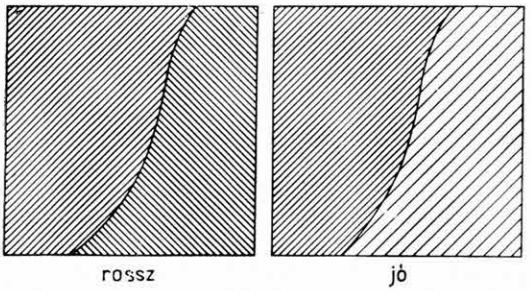
A felületkartografálást

a) körülhatárolással
b) felületi színezéssel
c) vonalkázással
d) sematikus jelek alkalmazásával
e) megírással, számozással

végezhetjük el. A felsorolt módszereket külön-külön is alkalmazhatjuk, de általánosabb a kombinált használat. Egyedül a vonalkázás és a sematikus jelek zárják ki egymást, a többi módszer bármilyen kombinációban alkalmazható. Földtani térképeken alkalmazott komplex ábrázolásmód esetén a körülhatárolt folton felületi színezéssel jelöljük a képződmény korát, sematikus jelekkel kőzettani minőségét, a megírással pedig pontosabbá tesszük a jelölések információit.

a) K ö r ü l h a t á r o l á s (kontúrvonal). Az abszolút és relatív grafikus pontosságú ábrázolás esetén mindig alkalmazzuk a képződményeket elválasztó határvonalakat. Színe fekete vagy sötétbarna, vastagsága legtöbbször 0,1 mm. Észlelt, szerkesztett és feltételezett határokat a vonal szaggatásával különítünk el, az utóbbi két esetben ábrázolásmódunk vázlatosnak tekinthető.

b) F e l ü l e t i s z í n e z é s . A földtani térképek legősibb ábrázolási módja. Már a legelső földtani térképeken is különféle színekkel jelölték az eltérő kőzeteket, képződményeket. Az egyes színek használatában kezdetben semmi rendszer nem volt. A rétegtan fejlődése azonban a térképi ábrázolásmód reformját is magával hozta. Az 1881-ben Bolognában megtartott II. Nemzetközi Geológiai Kongresszuson dolgozták ki a földtani térképek egységes szín- és jelkulcsát (Koch A. 1886). A színhasználat alapelve az volt, hogy minél idősebb egy képződmény, annál sötétebb színnel kell jelölni. Az egyes időszakok — akkori elnevezés szerint „systema" — más-más színt kaptak. Az idősebb = sötétebb-elv érvényesült az egyes időszakok szerinti további felosztásban is. Az üledékes kőzetekre vonatkozó színelőírásokat kisebb változtatásokkal ma



2. ábra. Példa a rossz és jó kontraszthatásra (METZ, R. 1962 nyomán)

Abb. 2. Beispiel für das falsche und gute Kontrasteneffekt (nach R. METZ 1962)

is használjuk (*Instruktion* 1958). A változtatásokat a rétegtan további fejlődése tette szükségessé, pl. önálló időszak rangot kapott az ordovicium.

A magmás és metamorf kőzeteket is különféle színekkel jelöljük, összetételük, illetve metamorf fáciesük alapján. A színhasználat azonban közel sem olyan egységes, mint az üledékes képződmények esetén, egyrészt a magmás kőzetek rendkívüli változatossága, másrészt a metamorf kőzetek besorolási nehézségei miatt.

A színelőírásokhoz nem minden esetben tudunk hűek maradni. Például a vulkáni területekről készült, nagy méretarányú térképeken nem tudjuk az adott egy-két színnel kifejezni a képződmények változatos összetételét. Ilyenkor csak az esztétikai követelmények szabnak határt a színek kiválasztásánál. Sorozattérképek esetén azonban ragaszkodni kell a színhasználat következetességéhez.

c) V o n a l k á z á s . A vonalkázás, földtani jelentés nélkül, egyszerűen a foltok megkülönböztetésének eszköze. Vízszintes, függőleges, jobb és bal irányba dőlő, valamint ezek kombinációiból adódó keresztsraffokat alkalmazhatunk. Vonalkázásnak minősül a pont- vagy foltsor is, ha nincs kőzettani jelentése. A vonalak vastagsága és távolsága a foltok nagyságának, a célszerűségnek és az esztétikai követelményeknek a függvénye. Figyelemmel kell lennünk a különféle vonalkázások érintkezésénél kialakuló kontraszthatásra (2. ábra). Jó kontraszthatás kialakítása előnyösen befolyásolja a térkép kedvező képi összhatását. A vonalkázást legtöbbször egyszínű nyomtatott térképeken, térképvázlatokon (szövegközti ábrán) alkalmazzuk, de használjuk színes nyomtatott térképeken is (I. mell. B, C, D). Utóbbi esetben például egyszerű és szemléletes módon ábrázolhatjuk az áthalmozott képződményeket, utalva azok genetikájára is. (Pl. egy negyedkori törmelékes üledék ábrázolása: a negyedkor világossárga színére az eredeti, áthalmozott képződmény korának megfelelő színű rasztert nyomunk rá.)

d) S e m a t i k u s j e l e k . A kőzetjelek a vonalkázás speciális fajtáinak tekinthetők. A különféle jelek földtani jelentést hordoznak, és kiválasztásuk úgy történt, hogy alakjukkal mintegy jelezzék a kőzet szerkezetét. Ezek alapján külön jelcsoportot használunk a magmás, az üledékes és a metamorf képződmények ábrázolására. Az egyes csoportokon belül is vannak hagyományok a jelek használatát illetően. A mélységi, granitoid kőzetek jelölésére a kereszt (+, × stb.) különféle változatait, a fiatalabb kiömlési kőzetekre a „v" jel variált elhelyezéseit használjuk. A lösz, homok törmelékes jellegét pontokkal, a mész- és dolomitüledékek jó régezettségét a téglakötés jelének felhasználásával fejezzük ki. A metamorf palák gyüredezettségét tükrözik a használatos, különféle hullámvonalak (I. melléklet C, D).

A jelek méretének és színének megválasztása az esztétikai követelmények figyelembe vételével történik. Jelentős mértékben emeli a térkép értékét, ha a kőzetjelek elhelyezésével a képződmények *fő csapásirányát* is kijelöljük. Hazai térképkiadásunkban még nem használjuk ki eléggé ezt a lehetőséget!

A határvonalak elhagyásával vázlatossá tehetjük ábrázolásunkat, jelezve, hogy a képződmény pontos lehatárolása nem lehetséges.

e) Megírás, számozás (indexek). A földtani indexek, vagyis betűk és számok kombinációjából kialakított képletek egyesítik magukban a képződményekre vonatkozó rétegtani, kőzettani, őslénytani és faciológiai ismereteket, tehát összefoglalóan fejezik ki mindazt, amit egyéb jelölésekkel (felületi színezés, sematikus jelek, vonalkázás) külön-külön nem érünk el. Önállóan mégsem alkalmazunk indexet, hanem segítségével kiegészítjük és teljessé tesszük a térképi ábrázolást.

A térképi foltok számokkal vagy betűkkel történő megjelölése már a korai földtani térképeken is megtalálható. Ekkor még nem volt külön jelentése e jelzéseknek, csak a színek pontos azonosítását segítette elő. A számozást, bár didaktikailag nem előnyös az alkalmazása, ma is használjuk. Elsősorban az egyszínű, vázlatos ábrázolásmód mellett van létjogosultsága, de ekkor is csak a felületi jelzések azonosítását segíti (I. mell. B, D).

A megírások, indexek sokat változtak az idők folyamán. Kezdetben alig jelentettek többet, mint a számozás, a rétegtani szemlélet uralomra jutásával azonban elérték mai, igazi jelentőségüket.

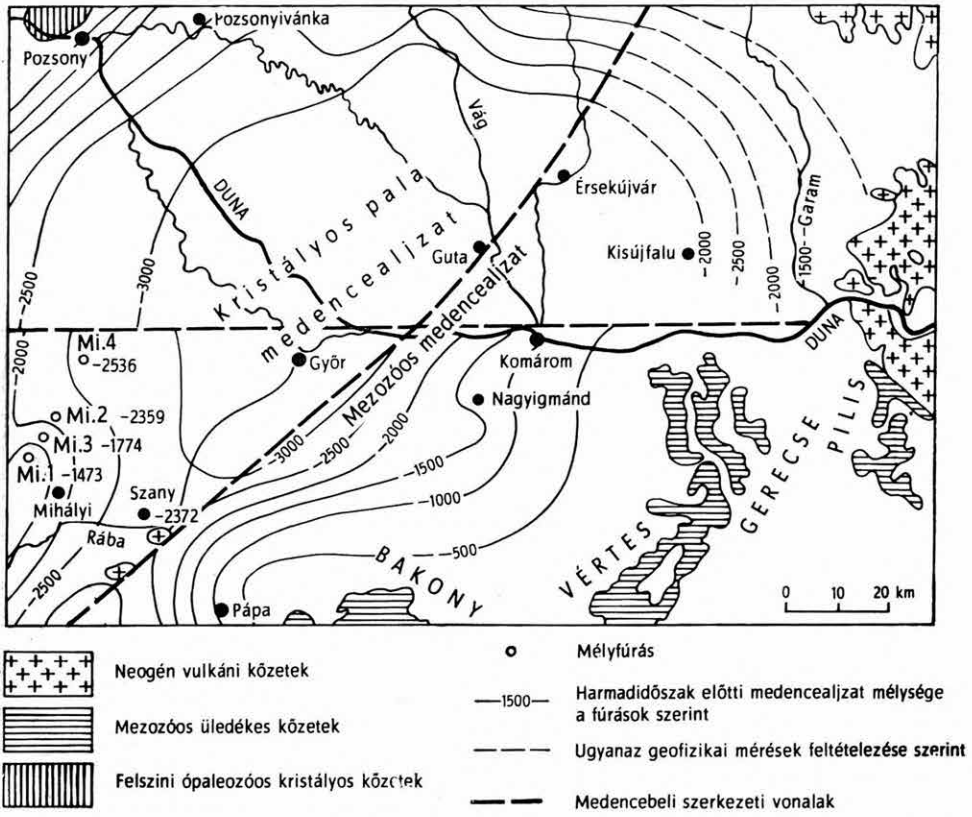
Az indexeket a latin ABC nagy- és kisbetűiből, a görög ABC kisbetűiből és arabs számokból állítjuk össze. Az indexek segítségével a nemzetközi rétegtani felosztásnak megfelelően a kőzetek korát, vagy pedig a kőzet valamely helyi rétegtani egységhez (rétegsorhoz, összlethez stb.) való tartozását, a kőzetek faciális jellemzését (tengeri, szárazföldi, széntartalmú stb.), kőzettani jellemzését, összetételét és szükség esetén az elkülönített egységek ásványtani összetételében megfigyelhető sajátságokat jelöljük.

Egy képződmény teljes földtani indexe meglehetősen bonyolult és méretei miatt gyakorlati szempontból kényelmetlen a használata. Éppen ezért az indexek rövidítése megengedhető. Áttekintő méretarányú térképeken a jelkulcsban feltüntetjük a teljes, valamint a foltokba kerülő rövidített indexeket is. Részletes, nagy méretarányú térképeken csak rövidített indexeket használunk.

A földtani index mindig álló betűkből és számokból tevődik össze (kivéve a görög betűket). A betűk nagysága nem függvénye a méretaránynak, esetleg csak a foltok nagyságának, ugyanazon térképen vagy térképsorozaton azonban mérete mindig állandó. A jó olvashatóság érdekében fekete színnel nyomtatjuk. Ha alája feketével nyomott sematikus kőzetjel kerülne, akkor azt a betűk helyén meg kell szakítani.

3. Izovonalak módszere

Az izovonalas ábrázolási módszert széleskörűen alkalmazzuk a földtani vonatkozású térképek szerkesztésénél. Az izovonalas ábrázolással vagy konkrét földtani mondanivalót fejezünk ki (3. ábra), vagy a rokontudományok egyes



3. ábra. Példa izovonalak alkalmazására (Körössy L. 1958 nyomán. — Földt. Közl. 88. k. 3. f.)

Abb. 3. Beispiel für die Anwendung von Isolinien (nach L. Körössy 1958. — Földt. Közl. Bd. 88, H. 3)

vizsgálati eredményeit rögzítjük és ezt összevetve a földtani tartalommal, annak pontosabb, új szempontok szerinti értékelését tesszük lehetővé. Ennek megfelelően az analitikus, komplex és szintézistérképeken egyaránt létjogosultsága van ezen ábrázolásmódnak. Mivel izovonalakkal mérési eredményeket értékelünk ki, elsősorban a *hidrológia, geofizika, geokémia* területén alkalmazzuk. Mélyföldtani térképek esetén szinte elengedhetetlen a mélyfúrási rétegsorok kiértékelése alapján szerkesztett (egyes szintekre, rétegekre, medencealjzatra stb. vonatkozó) izovonalas ábrázolás. A leggyakrabban használt izovonalak a következők: *izohipsza, izobath, izopach, izokoncentráció.* Földtani szintézistérképeken az ősföldrajzi, őséghajlati viszonyokra utaló paleoizobath, paleoizoterm, paleoizohalin stb. vonalakat tüntetjük fel.

Az izovonalas ábrázolás *pontossága* a mérési eredmények, az értékkóták sűrűségétől és megbízhatóságától függ. Fontos az izovonalak közötti inter-

vallumok alkalmas megválasztása. A túl nagy értékközök a közlés elszegényedését eredményezik, fordítva pedig, a túl kicsiny különbségek ábrázolása a térkép túlterheléséhez vezet és az áttekinthetőség rovására megy. A fokozatokat egyenértékűen vagy progresszíven növekedve lehet kijelölni, ennek megválasztását az adatok természete és a méretarány befolyásolja.

Az izovonalas ábrázolás kivitelezése (a vonalvastagság, a szín és a hozzá tartozó megírás módjának megválasztása) a bemutatott jelenség fontosságától és a térkép egyéb mondanivalójától függ. Az izovonalak közét, a kis méretarányú földtani térképek hipszometrikus domborzatábrázolásához hasonlóan, színezhetjük is. Ez a felületszínezés a térkép áttekinthetőségét és szemléletességét növeli, de alkalmazása csak akkor lehetséges, ha a térkép fő mondanivalóját az izovonalakkal ábrázolt jelenség alkotja.

4. Vektormódszer

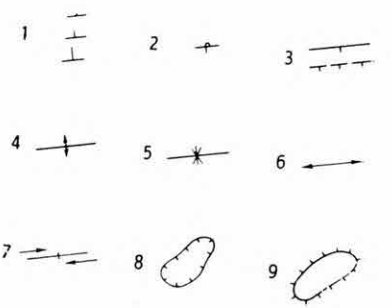
A földtani térképek szempontjából nem túl szerencsés az elnevezés, mert míg az egyéb tematikus térképeken az objektumok vagy jelenségek helyváltoztatásait ábrázoljuk vektormódszerrel, addig a földtani térképeken elsősorban *irányokat*. Az irányadat legfontosabb ábrázolási eszköze, *a nyíl*, dinamikus, szemléletes kifejezési forma. Sok esetben azonban ennek már csak absztrahált változatát, az *iránytüskét* alkalmazzuk. Térképeinken a földtani dinamizmus, a tektonikai erők, mozgások eredményeit (rétegdőlés, felboltozódás, vetődés, feltolódás stb.) mutatjuk be ezzel a módszerrel (4. ábra). Felhasználjuk azonban áramlási viszonyok szemléltetésére is, főleg hidrogeológiai, ősföldrajzi térképeken.

Az információ jellegéből fakadóan két típusa különböztethető meg az irányadatnak:

a) Pontos irányadat. Ebben az esetben az elmozdulás valódi irányát ábrázoljuk. Az információ pontosságát a jelzés mellé írt számmal, vagy az eséstüske, nyíl hosszának változtatásával szabályozhatjuk (pl. dőlésviszonyok ábrázolása).

b) Vázlatos irányadat. Az ábrázolás célja csak az elmozdulás tényének közlése. Anyagszállítás, áramlás fő irányait vagy a tektonikai erők eredőit (valódi vektor!), a fő elmozdulási irányokat jelölhetjük így.

Mennyiségi értékeket egyszerűen a jelek nagyságával fejezhetünk ki. A szerkezeti elemek fontosságát ábrázolásmódjukkal is kifejezzük. Rendszerint fekete vagy vörös színt alkalmazunk és a vonalvastagsággal is utalunk az adat jelentőségére.



4. ábra. Tektonikai jelek (példák irány ábrázolására)

1. Rétegdőlés, *2.* átbuktatott rétegek, *3.* vetődés, *4.* antiklinális, *5.* szinklinális, *6.* redőtengely, *7.* vízszintes elmozdulás, eltolódás, *8.* hegységszerkezeti szirt, *9.* hegységszerkezeti ablak

Abb. 4. Tektonische Zeichen (Beispiele für die Darstellung von Richtungen)

1. Schichteneinfallen, *2.* überkippte Schichten, *3.* Verwerfungen, *4.* Antiklinale, *5.* Synklinale, *6.* Faltenachse, *7.* Horizontalverschiebung, *8.* tektonische Klippe, *9.* tektonisches Fenster

5. Pontmódszer

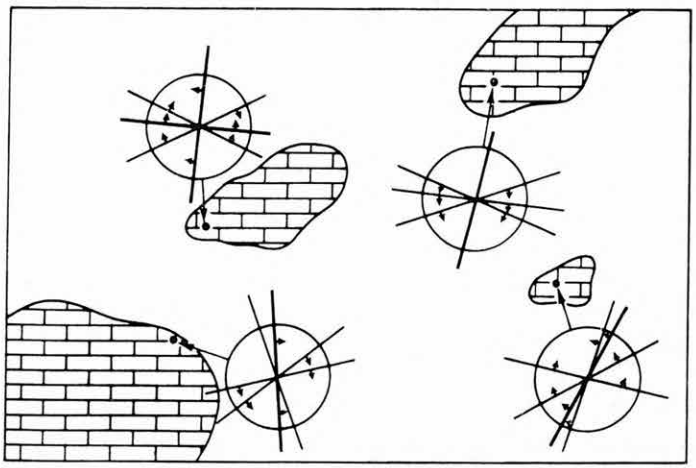
A pontmódszer a földrajzi eloszlás, elterjedés, szórás kartográfiai ábrázolására szolgál, éppen ezért földtani szempontból nem nagy jelentősége van. Néhány földtannal kapcsolatos statisztikai adathalmaz térképi szemléltetésére felhasználhatjuk, amennyiben a cél az objektumok földrajzi eloszlásának vizuális bemutatása (pl. talajvízkutak sűrűsége egy területen).

A módszer elnevezése mutatja, hogy a grafikus kifejezésre a pontot (kis körterület) alkalmazzák leggyakrabban, de a négyzetek, téglalapok vagy háromszögek sem szokatlanok. Minden pont egy meghatározott értékmennyiséget képvisel, ez a pont indexe vagy mutatószáma. A pontindex megválasztását az objektum mennyiségi értékének és a grafikus kivitelezés lehetőségeinek figyelembevételével végezzük el.

6. A kartodiagram módszere

Kartodiagramok segítségével konkrét területre vonatkozó statisztikai értékek vagy nagyságok abszolút értelmű ábrázolása valósítható meg. A kartodiagram térképfelületen előállított diagram. A térképi alap itt másodrendű jelentőségű, ezért vagy egyáltalán nem, vagy csak vázlatosan tüntetjük fel a földtani tartalmat (5. ábra).

Felhasználásának számos lehetősége van a földtan szinte minden területén: szerkezetföldtan (kőzetrés diagram), őslénytan (ősmaradványok %-os



5. ábra. Kőzetrésdiagramok térképi ábrázolása (példa a kartodiagram módszerére)

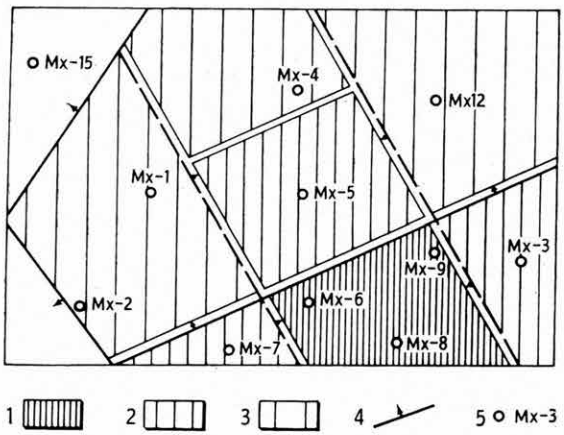
Abb. 5. Kartographische Darstellung von Lithoklasendiagrammen (Beispiel für die Kartodiagramm-Methode)

megoszlása egy mintában), hidrológia (pl. oldott sók súly%-os megoszlása egy vízmintában) stb.

A diagram hovatartozását vagy a vonatkozási helyre mutató nyíllal, vagy a terület súlypontjába helyezéssel szemléltetjük.

7. A kartogram módszere

A módszerrel a térkép meghatározott *felületére* vonatkozó mennyiségi értékeket, viszonyértékeket szemléltetünk. Alkalmazásának ezért elsősorban gazdasági jellegű lehetőségei vannak. A földtani adatok ábrázolása esetén speciális feladatot — háromdimenziós jelenségek síkbeli megjelenítését — kell megoldani. A vonatkozási egységek ezért leggyakrabban: g/m³, g/t, %-os koncentráció, fűtőérték stb. Készletkategóriákat, készletbecslést, a megkutatottság fokozatait ábrázoljuk a módszerrel.



6. ábra. Készletkategória térkép
(példa a kartogram módszerére)
1. B_2 kategória, *2.* C_1 kategória, *3.* C_2 kategória; *4.* törésvonal, *5.* mélyfúrás

Abb. 6. Karte von Vorratskategorien
(Beispiel für die Kartogramm-Methode)
1. Kategorie B_2, *2.* Kategorie C_1, *3.* Kategorie C_2, *4.* Bruchstörung, *5.* Tiefbohrung

A felületi kartogram tervezésekor megállapított területmegoszlás csak akkor jó, ha az ábrázolandó objektumok szórása az egyes felületeken megközelítően azonos. Készletkategória térképek esetén az elhatárolás helyességét a készletbecslésre vonatkozó szigorú előírások betartása biztosítja.

Az egyes kategóriák, sűrűségviszonyok ábrázolása a legegyszerűbb módon történik. Az értékek növekedésével analóg módon a felületi hatás is növekszik (színtónus fokozatossága, vonalkázás fokozatossága stb.) (6. ábra).

* * *

A földtan módszere a megfigyelés. A megfigyelési adatok térképi ábrázolása a földtani kartográfia feladata. Kezdetben az adatok térképre rögzítésének súlypontját a közvetlen megfigyelési adatok szolgáltatták. Ma a megfigyelési adatokat kiegészítik a belőlük levonható következtetésekkel, a laboratóriumi és egyéb vizsgálati eredményekkel. A legmegfelelőbb kartográfiai módszerek kiválasztásával és alkalmazásával lépést kell tartani az egyre növekedő igényekkel és kívánalmakkal, melyet az egyre nagyobb számban és változatosságban megjelenő földtani térképek támasztanak.

IRODALOM

ARNBERGER, E. 1966: Handbuch der thematischen Kartographie. — Wien.

BREZSNYÁNSZKY K. 1969: A magyar földtani térképezés kartográfiai problémái. — Kézirat, ELTE Térképtudományi Tanszék.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1964: A geokémiai nyomelemtérképek készítésének irányelvei. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 569—577.

FÜLÖP J. *és munkatársai* 1960: Részletes földtani térképek készítésének alapelvei és előírásai. — Kézirat. MÁFI-Adattár.

FÜLÖP J. 1968: A földtani térképezés története, helyzete és feladatai Magyarországon. — MTA X. Osztályának Közleményei; 2. pp. 27—45.

IMHOF, E. 1962: Thematische Kartographie. Beiträge zu ihrer Methode. — Die Erde; 93. 2. pp. 73—116.

Die *Instruktion* über die Zusammenstellung und Drucklegung geologischer Karten und Lagerstättenkarten im Massstab 1: 200 000. — Warszawa, 1958.

KOCH A. 1886: Magyarország új átnézetes földtani térképéhez használandó színkulcs. — Orvos-Természettudományi Értesítő. II. Természettudományi Szak; 8. 1. pp. 96—98.

METZ, R. 1962: Gefügerechte Signaturen auf geologischen und morphologischen Karten. — Geographisches Taschenbuch 1960/61; pp. 494—498.

PILLEWIZER, W. 1964: Ein System der thematischen Karten. — Petermanns Geographische Mitteilungen; 108. 3. pp. 231—238; 4. pp. 309—317.

POUBA, Z. 1959: Geologické mapováni. — Praha.

RADÓCZ GY. 1968: A földtani vonatkozású térképek áttekintése és a rendszerezés néhány szempontja. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról pp. 335—358.

SCHWEISSTHAL, R. 1967: Methoden der thematischen Kartographie. In memoriam Prof. Dr.-Ing. V. Heissler. — Kartographische Nachrichten; 17. 1. pp. 6—17.

STRAUSZ L. 1952: Földtani térképek színfoltjainak számozása. — Földt. Közl.; 82. 1—3. pp. 85—86.

SZENTES F. 1964: Átnézetes és részletes földtani térképek szerkesztése és közreadása. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről; pp. 563—567.

WITT, W. 1967: Thematische Kartographie Methoden und Probleme, Tendenzen und Aufgaben. — Hannover.

FRAGEN DER DARSTELLUNGSMETHODEN GEOLOGISCHER KARTEN

von

K. Brezsnyánszky

Die Brauchbarkeit, Gemeinverständlichkeit und klare Lesbarkeit der geologischen Karten hängt in großem Maße von der Art und Weise der Darstellung, den angewandten Zeichen und Farben und der Ausgestattung in der Druckerei ab. Die vielfältigen fachlichen Informationen der geologischen Karten können nur durch umsichtige Anwendung darstellungstechnischer Methoden gemeinverständlich gemacht werden. Durch die Auswahl der geeignetsten Methoden muß man eine Perfektion und Vollständigkeit der Darstellung und zugleich auch ihre Einfachheit anstreben.

Die bei Anfertigung thematischer Karten angewandten Darstellungsmethoden der Reihenfolge nach (*1.* Signaturenmethode, *2.* Flächenmethode, *3.* Isolinienmethode, *4.* Vektorenmethode, *5.* Punktmethode, *6.* Methode des Kartodiagramms, *7.* Methode des Flächenkartogramms) prüfend, hat Verfasser die Verfahren hervorgehoben, die zu geologischen Karten anwendbar sind. Dabei hat er auf diejenigen kartographischen Methoden aufmerksam gemacht, mit deren Hilfe man mit den immer wachsenden Bedürfnissen des Gegenstandes Schritt halten kann.

Beilage I. Flächenmethoden. — Zusammengestellt von K. Brezsnyánszky, 1969.

A) Umgrenzung, Flächenfärbung, B) Umgrenzung, Schraffierung, Nummerierung, (*1.* silurischer Phyllit, *2.* karbonischer Granit, *3.* permischer Sandstein, *4.* triadischer Dolomit, *5.* jurassischer Kalkstein, *6.* miozäner Schotter); C) Umgrenzung, schematische Zeichen, D) Umgrenzung, Flächenfärbung, schematische Zeichen, Indexierung (S = silurischer Phyllit, γC_2 = oberkarbonischer Granit, P = permischer Sandstein, $^{d}T_2$ = mitteltriadischer Dolomit, $^{m}J_1$ = unterjurassischer Kalkstein, $^{k}M_2$ = mittelmiozäner Schotter)

A DUNÁNTÚL NEOGÉN RÉTEGEKKEL FEDETT ÉNY-I RÉSZÉNEK SZERKEZETFÖLDTANI VÁZLATA

Írta: WEIN GYÖRGY

A szerkezetkialakulás végső, vagyis mai formájának kialakulását úgy tudjuk megérteni és rekonstruálni, ha a folyamatot a legősibb időktől figyelemmel kísérjük.

Ezért feladatunk elérésének érdekében az Északnyugat-Dunántúl szerkezetföldtani kialakulásának ismertetését a legidősebb „szerkezeti építmény"-től a legfiatalabbig, lentről felfelé, elhelyezkedésük és keletkezésük sorrendjében tárgyaljuk.

Szerkezeti „építmény" vagy emelet alatt értjük azokat a szerkezetföldtani szempontból egyveretű, de különböző korú rétegsorokból felépült egységeket, amelyeket keletkezésük során lejátszódó szerkezetföldtani események azonos „építési" stílusúvá forrasztottak egybe. Magyarországi viszonylatban a szerkezeti építmények a nagy üledékképződési ciklusokkal azonosak. Nálunk hiányoznak az Alpokból és egyéb takarórendszerekből felépült hegységekből ismert azonos korú, de tektonikusan egymás fölé került szerkezeti építmények (WEGMANN, C. E. 1956).

Az ÉNy-i Dunántúlon mind a hat szerkezeti építményt megkülönböztethetjük (WEIN GY. 1969). Ezek a prekambriumi, ópaleozóos, karbon, mezozóos, felsőkréta—paleogén és neogén szerkezeti építmények. A tárgyalás a szerkezeti építmények sorrendjében történik. Azon belül a rétegtani viszonyok rövid ismertetése és elsősorban a szerkezetalakulás időrendje és jellege szabja meg a munka tartalmát. Eddigi munkáink során a neogén szerkezeti építményig jutottunk el, amiért is jelentésünkben részletesen csak a terület neogénnél idősebb eseményeivel foglalkozunk.

A neogén szerkezetalakulást egyelőre csak vázlatosan, mintegy előzetes formában ismertetjük, amennyire azt a térképmellékleten feltüntetett és idősebb szerkezeti építményeket is érintő szerkezeti elemek megkívánják.

A mellékelt ideális rétegsorok mellett az üledékképződés folyamatosságát és gyorsaságát, valamint kifejlődését is ábrázoljuk, a hegységszerkezeti mozgások és azok jellegének feltüntetése mellett.

A mellékelt 3 db 1:500 000 méretarányú térképen a mai állapotnak megfelelő perm, felsőkréta és neogén rétegsor alatti szerkezetföldtani képet ábrázoljuk. A neogén előtti változaton a neogén időszak alatt keletkezett szerkezeti elemeket is feltüntettük. Két harántirányú 1:100 000 méretarányú földtani szelvénnyel igyekszünk a terület földtani felépítését térben is szemléltetni.

1. Prekambriumi szerkezeti építmény

Ide soroljuk azokat az epimezozónás kristályos kőzeteket, amelyek a kövületekkel is igazolható ópaleozóos epimetamorf kőzetösszletek alatt helyezkednek el, tehát azoknál idősebbek.

Felszíni előfordulásait a Soproni hegységből ismerjük (VENDL M. 1930, 1933. és VENDL M.—KISHÁZI P. 1967).

Alulról felfelé a következő rétegsort határozták meg benne:

1. Muszkovitgneisz
2. Leukofillit, amely a variszkuszinak tartott szerkezeti síkok mentén keletkezett dinamometamorf kőzet, tehát mai formáját csak a karbon folyamán nyerte el
3. Csillámpala, amely helyenként gránátos
4. Diszténes-leuchtenbergites kvarcit
5. Gránitgneisz

A rétegsor korát — feltételesen — prekambriumi—kambriuminak tekintik. A kristályos kőzetösszletet áttörő gránitgneisz, amelyben a Soproni-hegységből ismeretlen csillámpala-zárványok is találhatók, a hegység legfiatalabb kőzete. A zárványok pedig, amelyeket a felszínről nem ismerünk, a legidősebb kőzetet képviselik. A gránitgneisz abszolút korát (STEGENA L.—KISS J. 1967 és VENDL M.—KISHÁZI P. 1967) 582 ± 54 millió évesnek állapították meg. *A magas fokú metamorf állapot és az abszolút kormeghatározások arra utalnak, hogy a kristályos kőzeteket ért dinamometamorfózis és ezzel kapcsolatos, illetve ezt követő gránitmagmatizmus az assynti hegységképződési időszakkal volt kapcsolatos.*

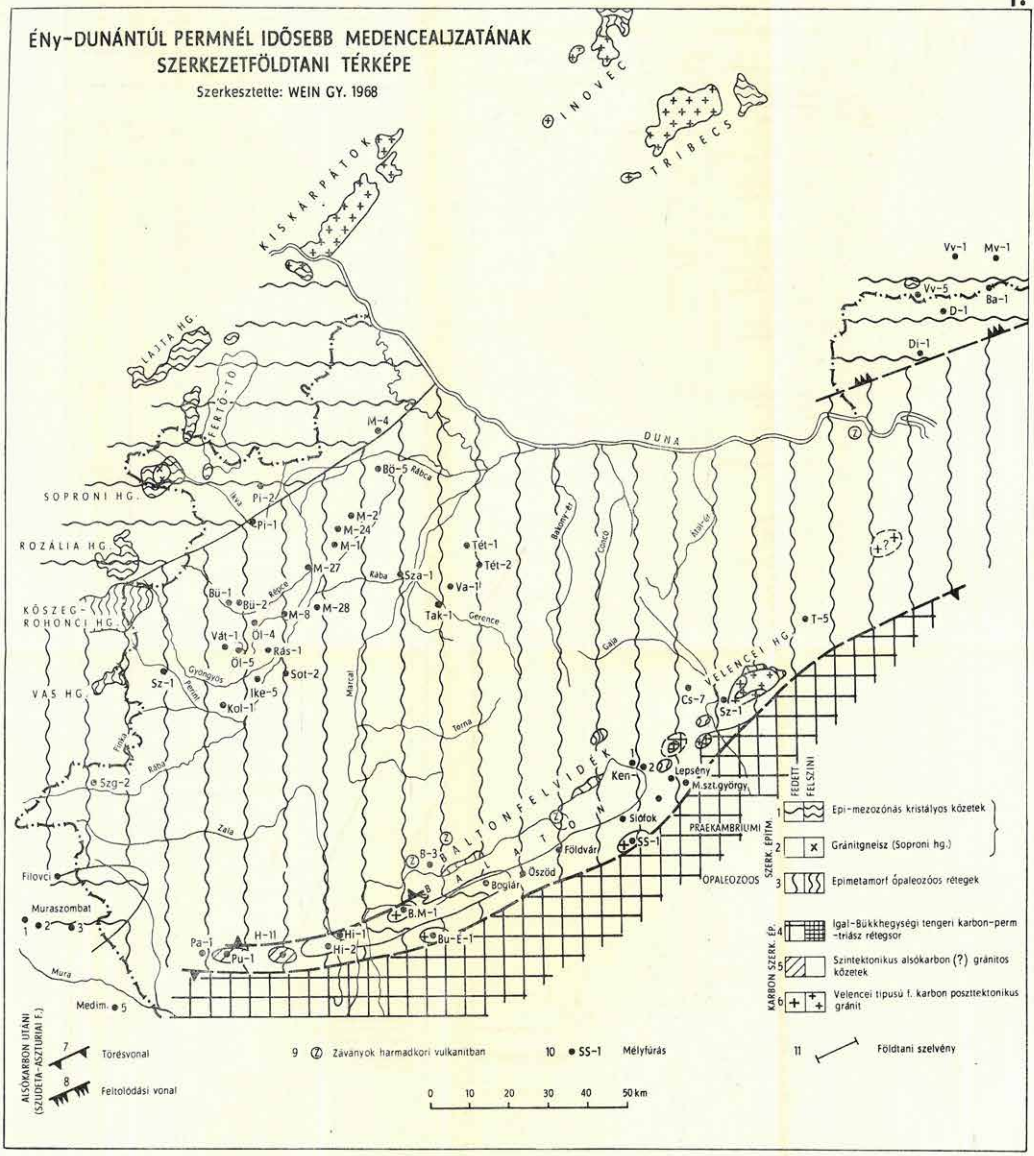
A Soproni hegységet felépítő prekambriumi kőzetek a Kisalföld neogénnel fedett aljzatában is megtalálhatók a Pinnye 1. és 2., valamint a Mihályi 4. sz. fúrásokban. A Pinnye 2. sz. fúrás adatai szerint a devon rétegek valószínűleg diszkordánsan települnek a prekambriumi csillámpalákra. *Ez a megfigyelés arra vall, hogy az ópaleozóos rétegsor nem szerkezeti vonal, hanem reátelepülés formájában érintkezik a soproni, kristályos kőzetekből felépült övvel* (JUHÁSZ A. 1967 és WEIN GY. 1970a). Az ópaleozóos üledékgyűjtő teknő egykori partvonalának irányát jelzi az a DNy—ÉK-i vonal, amely a Kőszegi-hegység és Rozália közt vonható meg és az említett Pinnye 2. és Mihályi 4. sz. fúrások mentén folytatódik ÉK-i irányban. A soproni kristályos kőzetek a Kis-Kárpátok „Harmónia"-szerkezetével azonosíthatók és a Kisalföld csehszlovák területre eső részén is nyomozhatók (BUDAY T.—SPICKA V. 1967).

A Balaton DNy-i sarkánál a Balatonhídvég 1. és 2. sz. fúrásokban feltárt gránátos kloritos kvarcit arra enged következtetni, hogy az ópaleozóos rétegsor alatt, neogénnel fedett helyzetben, itt is megtalálhatók azok a legidősebb mezo—epimetamorf kőzetek, amelyeket VENDL M. (1958) is a soproni kristályos összlettel azonosított.

A hézagos feltárás ellenére megállapítható az, hogy a fentiekben ismertetett és területünkön megkülönböztethető legidősebb, prekambriumi szerkezeti építmény az ÉNy-Dunántúl egész területén, mind az ópaleozóos, mind a magasabb szerkezeti építmények alatt megvan. *A szerkezeti építmény alsó határát nem ismerjük, az a prekambriumi idők homályába vész. Felső határát az asszynti orogén időszak zárja le, amely a részben üledékes, részben magmás eredetű összletet egyveretű, epi-mezozónás metamorf szerkezeti építménnyé alakította át.*

ÉNy-DUNÁNTÚL PERMNÉL IDŐSEBB MEDENCEALJZATÁNAK SZERKEZETFÖLDTANI TÉRKÉPE

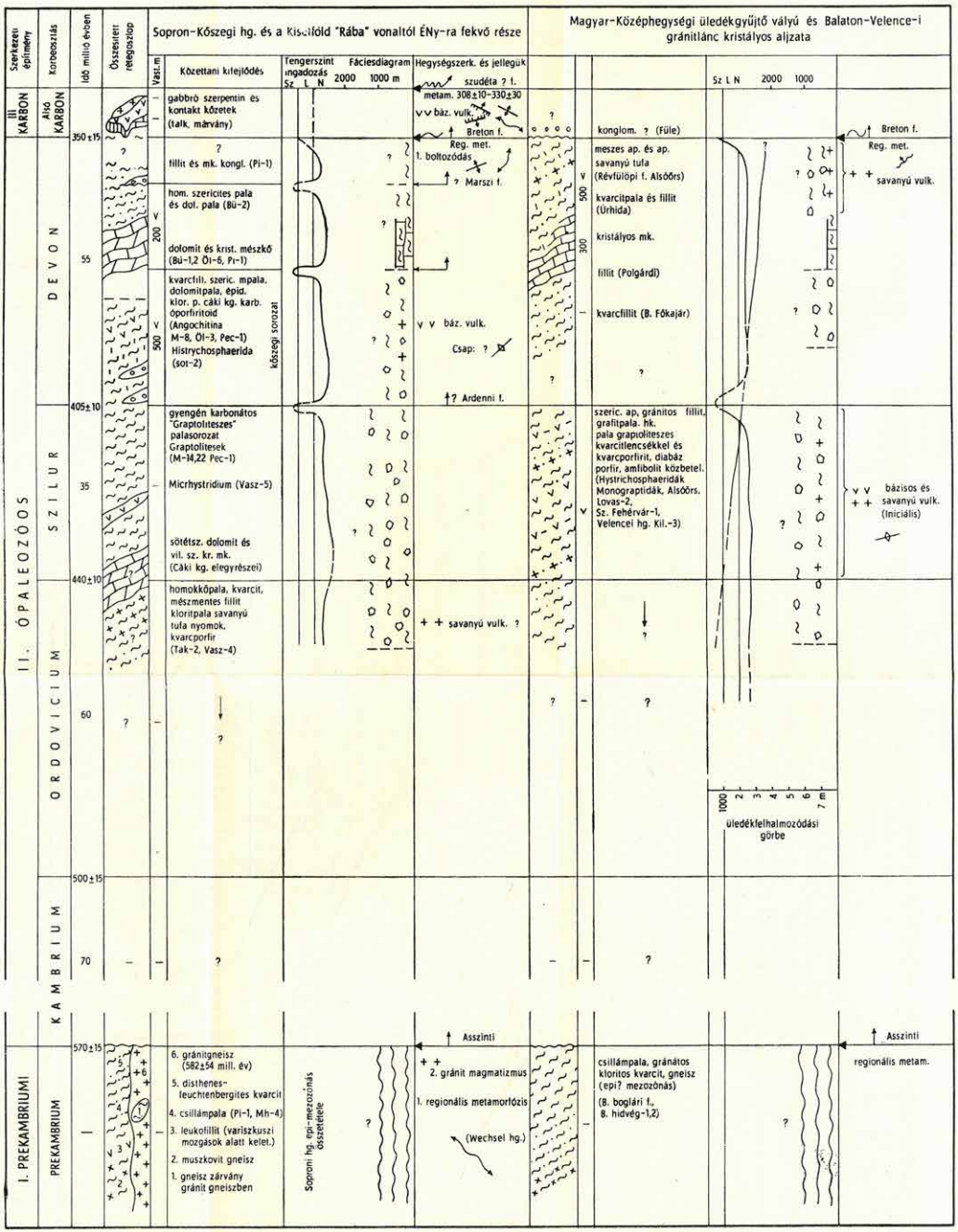
Szerkesztette: WEIN GY. 1968



A PREKAMBRIUMI ÉS ÓPALEOZÓOS SZERKEZETI ÉPÍTMÉNY ÖSSZEHASONLÍTÓ TÁBLÁZATA

Szerkesztette: WEIN GY. 1968

II.



2. Ópaleozóos szerkezeti építmény

Az ópaleozóos üledékképződési ciklus az asszynti orogént követően Magyarországnak csaknem egész területére kiterjedő geoszinklinális képződéssel indult meg. A DNy—ÉK-i irányú geoszinklinális határát északnyugaton a Wechsel és Soproni-hegység prekambriumi kristályos kőzetekből felépült küszöbnél (Centrál-Kárpáti küszöb; SZALAI T. 1961) — amely feltehetően már az ópaleozóikumban is szárazulat volt — vonhatjuk meg.

Az ópaleozóos képződményeket a felszínen a Kőszeg—Rohonci és Vas hegységekben tanulmányozhatjuk, a Kisalföld neogénnel fedett aljzatában pedig ugyanezeket a rétegeket számos mélyfúrás tárta fel. Rétegsorukat a felszíni és mélyfúrási anyag ismerete alapján az alábbiakban ismertetjük (SZEBÉNYI L. 1948, FÖLDVÁRI A.—NOSZKY J.—SZEBÉNYI L.—SZENTES F. 1948, VARRÓK K. 1963, VENDL M. 1958, VENDL M.—KISHÁZI P. 1967, BALÁZS E. 1967, KŐRÖSSY L. 1965, JUHÁSZ Á. 1968, WEIN GY. 1970a):

a) A rétegsor legalsó részét, amelyet feltételesen az *ordoviciumba* soroltunk, homokkőpala, mészmentes fillit, kvarcit, kloritpala, riodácitos tufa és kvarcporfir építi fel. Az ópaleozóos rétegsornak ezt a legidősebb részét, amelynek vastagságát nem lehetett még megállapítani, a Takácsi 2., Vaszar 4. sz. fúrásokból ismertették (BALÁZS E. 1967).

b) A *szilur rétegsor* alsó részébe helyezzük azokat a sötétszürke dolomit- és világosszürke mészkőrétegeket, amelyeknek áthalmozott kavicsanyagát a devon korúnak vett cáki konglomerátumban találhatjuk meg. A szilur magasabb szinttájába sorolhatjuk a *Graptolita* maradványokat is tartalmazó, gyengén karbonátos palasorozatot, meszes—grafitos fillitet és szericitpalát, amelyet a Mihályi 14, 22. és Vaszar 5. sz. fúrások tártak fel (BALÁZS E. 1967).

c) *Alsódevon* korúnak vesszük, kövületekkel kielégítően még nem bizonyított [*Angochitina* sp.: Mihályi 8., Öllő 3., Pecöl 1., *Hystrichosphaeridae*: Sótony 2. (BALÁZS E. 1967)], de a rétegsor karbonátos jellegű kifejlődése alapján az összlet felső 500 m-énél vastagabb részét, amelyet a Kőszeg—Rohonci és Vas hegységből ismert cáki konglomerátumot is magába foglaló, szericites mészpala—fillit—kvarcfillit összlet, epidotos kloritpala és porfiritoidok építenek fel.

d) A *devon magasabb részét* azok a 290 m-nél vastagabb dolomit és kristályos mészkőrétegek képviselik, amelyeket a Bük 1., 2., Öllő 6. és Pinnye 1. sz. fúrások tártak fel.

e) A kristályos mészkő- és dolomitrétegek felett, a Bük 2. sz. fúrás adatai szerint, homokos—szericites pala *zárja le a devon rétegsort.*

A ópaleozóos rétegsor egy része az Alpokból ismert „Grauwacke" kifejlődést képviseli. Az eleinte gyorsan süllyedő medencére nemcsak a detritogén üledékjelleg, hanem az iniciális vulkanizmus is jellemző. A ciklus vége felé, a kiegyenlítődés időszakában, karbonátos képződmények jutnak túlsúlyra.

Ki kell térnünk itt az osztrák geológusok eltérő véleményére. Az egyik tábor amelynek SCHMIDT W. J. (1956), PAHR A. (1960), TOLLMANN A. (1959, 1961) jellegzetes képviselője, a Kőszeg—Rohonci epimetamorf összletet tektonikus ablakban felszínre jutott mezozóos kőzetekből álló „pennin" szerkezeti építménynek tartja. ERICH A. (1961) viszont az ópaleozóos grauwacke sorozattal azonosítja, amelynek folytatását — véleménye szerint — a Balatonnál kell keresni.

Részünkről — képviselve a magyar geológusok többségének véleményét — azt egyöntetűen olyan értelemben rögzíthetjük le, hogy a Kőszeg—Rohonci hegység és az ehhez kapcsolódó Kisalföld neogén aljzatát felépítő epimetamorf sorozat autochton ópaleozóos szerkezeti építmény, amelyet esetleg már a kaledóniai, de erőteljesen (a mai állapotúra) a variszkuszi hegységképződési fázisok metamorfizáltak és alakítottak gyűrt-

pikkelyes szerkezetűvé. A felszíni megfigyeléseken kívül döntő érvként említhetjük a Tét 2. sz. fúrást, ahol a bakonyi kifejlődésű alsótriász és perm rétegek alatt az epimetamorf ópaleozóos szerkezeti építményhez tartozó homokkőpala és szericitpala rétegeket tártak fel. *Ezek szerint az alpesi hegységképződést m e g e l ő z ő e n ment végbe az epimetamorf átalakulás és pikkelyeződés.* Az alpi tektogenezis alatt a nyugat-magyarországi, kristályos kőzetekből felépült övet, amely a felsődevon óta szárazulattá vált és a variszkuszi tektogenezis óta konszolidálódott, már csak merev formákban megnyilvánuló, kratogén jellegű szerkezetalakulás érintette. ERICH A. (1961) és VENDL M. (1958), ill. VENDL M.—KISHÁZI P. (1967) véleményéhez csatlakozunk, amikor nem fogadjuk el azt a takaróelméletet, ami szerint a Kőszeg—Rohonci hegység „pennin"ablak lenne, hanem azt az alsó kelet-alpi autochton rendszerbe sorozzuk.

Ha viszont, ahogyan azt BENDEFY L. és FÖLDVÁRI A. et *al.* (1959) tartják, a rétegsor alsó karbon korú lenne, elképzelhető az ablak — de akkor sem „pennin" ablak — helyzet.

Eltekintve a balatonhídvégi fúrásokkal feltárt prekambriumi mezozónás kristályos kőzetektől, mind a felszíni feltárások, mind a fúrások adatai alapján arra következtethetünk, hogy ópaleozóos rétegsor képezi a Magyar Középhegység perm—mezozóos összletének aljzatát.

ÉNy-Dunántúlon a rendelkezésünkre álló adatok alapján csak annyit állapíthatunk meg, hogy az üledékképződés valószínűleg az ordoviciumban kezdődött és a devon végéig tartott. A teljes rétegsor legalább 2000 m, de valószínűleg ennél lényegesen vastagabb. A medenceüledék eleinte főleg detritogén anyagból halmozódott fel, jelezvén a süllyedés gyorsaságát és a közeli magas hegységek lepusztulási folyamatát. Ehhez járul még az iniciális vulkanizmus, amely némi megszakításokkal a devon közepéig tartott.

Az üledékképződés folytonossága a jelek szerint nem szakadt meg, de a kőzettani jelleg arra utal, hogy oszcillációk zavarták azt meg. Így a cáki konglomerátum közbetelepülései arra utalnak — amennyiben nem pseudokonglomerátumok —, hogy a szilur és devon közt, enyhe kiemelkedés következtében, durva parti konglomerátumok keletkeztek. Esetleg az ardenni fázisnak tulajdoníthatjuk ezt a mozgást. A Pinnye 1. sz. fúrásban észlelt devon mészkő transzgresszív települése is egy függőleges mozgásban megnyilvánuló fázis terhére írható. Ugyancsak a Pinnye 1. sz. fúrásban észlelt konglomerátum, a szericites fillitrétegek felett, újabb oszcillációra utalhat (Marsi fázis ?).

A geoszinklinális időszak alatt szakaszosan süllyedő és feltöltődő rétegsor a devon és alsókarbon közt lejátszódó breton fázisig lényegesebb átalakuláson valószínűleg nem ment keresztül. *A vastag rétegsor megterhelésének és a breton enyhén kontraktív fázisának tulajdonítjuk az egész összlet epimetamorf átalakulását és azt a DNy—ÉK-i irányú enyhe redőződést, amit* SZEBÉNYI L. *mutatott ki a Kőszeg—Rohonci és Vas hegységben* (SZEBÉNYI L. 1948). Valószínűleg ennek az előző, kontraktív hegységképződési fázisnak tulajdoníthatjuk a Kőszeg—Rohonci hegységben kimutatott idősebb ÉÉK—DDNy-i irányú palásságot is (VARRÓK K. 1963). Hasonló palásságot és ÉNy-i vergenciájú gyüredezettséget figyelhettünk meg a Balaton-felvidék—Velencei-hegység vonalában felszínen tanulmányozható ópaleozóos összletben is.

Az ópaleozóos összlet epimetamorfózisának breton fázissal kapcsolatos keletkezését elsősorban az bizonyítja, hogy a szabadbattyáni kövületes alsókarbon (FÖLDVÁRI A. 1952) már nem metamorfizálódott. A fülei, eddig permnek tartott konglomerátumok MAJOROS GY. (1969) vizsgálatai szerint inkább

alsókarbon alapkonglomerátumként foghatók fel, amely diszkordánsan települt az ópaleozóos fillitekre. *Tehát a breton fázis zárta le és formálta eggyé az ópaleozóos szerkezeti építményt.* A variszkuszi hegységképződés ezen legidősebb fázisa után az egész ÉNy-i Dunántúl szárazulattá vált. Folyamatos üledékképződés csak az igal—büki geoszinklinálisban volt. Ennek a beszűkült geoszinklinálisnak ÉNy-i nyúlványához tartoznak a szabadbattyáni és esetleg a fülei alsókarbon előfordulások.

3. Karbon szerkezeti építmény

A karbon szerkezeti építmény különválasztását a kőzetek regionális epimetamorf átalakulásának hiánya és az erőteljes gránitosodási folyamat indokolja. A karbon szerkezeti építmény felső határát ott vonhatjuk meg, ahol a gránitmagmatizmust követően nagymértékben feltornyosult variszkuszi hegyláncokon a lepusztulás erőteljessé vált és a kialakulófélben levő mezozóos geoszinklinálisokban megindult az üledékképződés. Ez a karbon korban indult meg és a permben érte el tetőfokát. Mint már említettük, az ÉNy-Dunántúlon, a devon után emerzió következett be, s itt az igal—büki geoszinklinálist (Füle, Szabadbattyán) kivéve, csak a permben indult meg az üledékképződés.

A Kőszeg—Rohonci hegységben alsókarbonbelinek tartják a borostyánkői és vashegyi gabbrókat, szerpentineket, vulkáni működésükkel kapcsolatos erőteljes kontakt hatásnak tulajdonítják a márványok és a talkum keletkezését (Varrók K. 1965, Vendl M.—Kisházi P. 1967). *A bázisos magmatitokat az erőteljes, ÉNy—DK-i csapású, a Kőszegi-hegységben ÉK-i, míg a Vas hegységben DK-i vergenciájú gyűrődéssel együttjáró pikkelyes szerkezetalakulás még érintette.* Ezzel egyidejűleg hasonló csapású palásság is létrejött, amit Varrók K. (1963) II. sz. fiatalabb irányúnak határozott meg.

Ezt az orogén szerkezetalakulást, amely igen erőteljes kontraktív mozgásban nyilvánult meg, külön kell választanunk a breton fázis DNy—ÉK-i csapású gyűrődéseket létrehozó folyamatától és a variszkuszi mozgások későbbi, valószínűleg szudétai fázisának kell tulajdonítani. Hogy ezek az erőteljes gyűrődéseket és pikkelyeződéseket létrehozó mozgások nem az alpesi fázisok alatt keletkeztek, bizonyítja a Tét 2. sz. fúrásban észlelt rétegsor, amely szerint a zavartalan, középhegységi kifejlődésű alsótriász—perm rétegsor települ az epimetamorf ópaleozóos összletre.

A Balaton D-i szegélye mentén kialakult balaton—velencei gránitlánc, amely híven tükrözi a variszkuszi szerkezetalakulás DNy—ÉK-i csapásirányát, az alsó- és felsőkarbon folyamán alakult ki. *A gránitvonulat Ny-i részén a Gelse 1. és Pusztamogyoród 1. sz. fúrásokban feltárt, kataklázos szerkezetű, nagyszemű gránit és diorit arra utalnak, hogy itt idősebb, a szudéta kompresszív fázis előtt megmerevedett gránitféleséggel van dolgunk. A vonulat ÉK-i folytatásában a buzsáki, ságvári fúrásokban feltárt és a Velencei-hegységi gránitok nincsenek megpréselve, amiért is úgy gondoljuk, ezek már az erőteljes szudéta fázist követően nyomultak fel, kontaktizálva a palaköpenyt. Ennél még későbbi gránitfázis terméke az a gránitporfír, amelyet legszebben a Velencei-hegységben tanulmányozhatunk* (Jantsky B. 1957). Ehhez a posztkinematikus folyamathoz

kapcsolódhat az alsóperm korúnak tartott, kvarcporfír vulkanizmus, amelynek törmelékét a felsőperm kavicsok közt megtaláljuk. Nyugat felé a Bacher hegységben látjuk ennek a jól definiálható variszkuszi pluton övnek a folytatását.

Az eddigi adatok nem nyújtanak elég támpontot arra vonatkozólag, hogy a Dunántúl ÉNy-i részén és a Bakony hegység alatt rejtett gránitplutonokat feltételezünk-e? Egyedül a Pilismarót környéki harmadkori vulkanitok zárványai (LENGYEL E. 1951) engednek következtetni a harmadkori rétegek alatt elrejtett variszkuszi gránittestekre.

A szintektonikus gránitosodás és az azt követő gránitpluton-fázis közt zajlott le az a rendkívül erőteljes, kontraktív hegységszerkezeti időszak, amelynek következtében a szabadbattyáni Szárhegy alsókarbon rétegsorára a devon (FÖLDVÁRI A. 1952) *kristályos mészkő és fillit összletre feltolódott.* A feltolódás ÉNy felé, az ÉNy-Dunántúl egész területét magába foglaló karbon szárazulat felé irányult. A mozgást a szudéta fázissal hozzuk kapcsolatba, amely megelőzte a Velencei-hegység fiatal, 217 ± 40 milió éves (FÖLDVÁRINÉ VOGL M.—KLIBURSZKY B. 1959) gránitplutonjának benyomulását. Ezt követően a késő variszkuszi mozgások alatt már csak függőleges mozgással kapcsolatos kiemelkedésre utal a permben megindult óriási arányú lepusztulási folyamat.

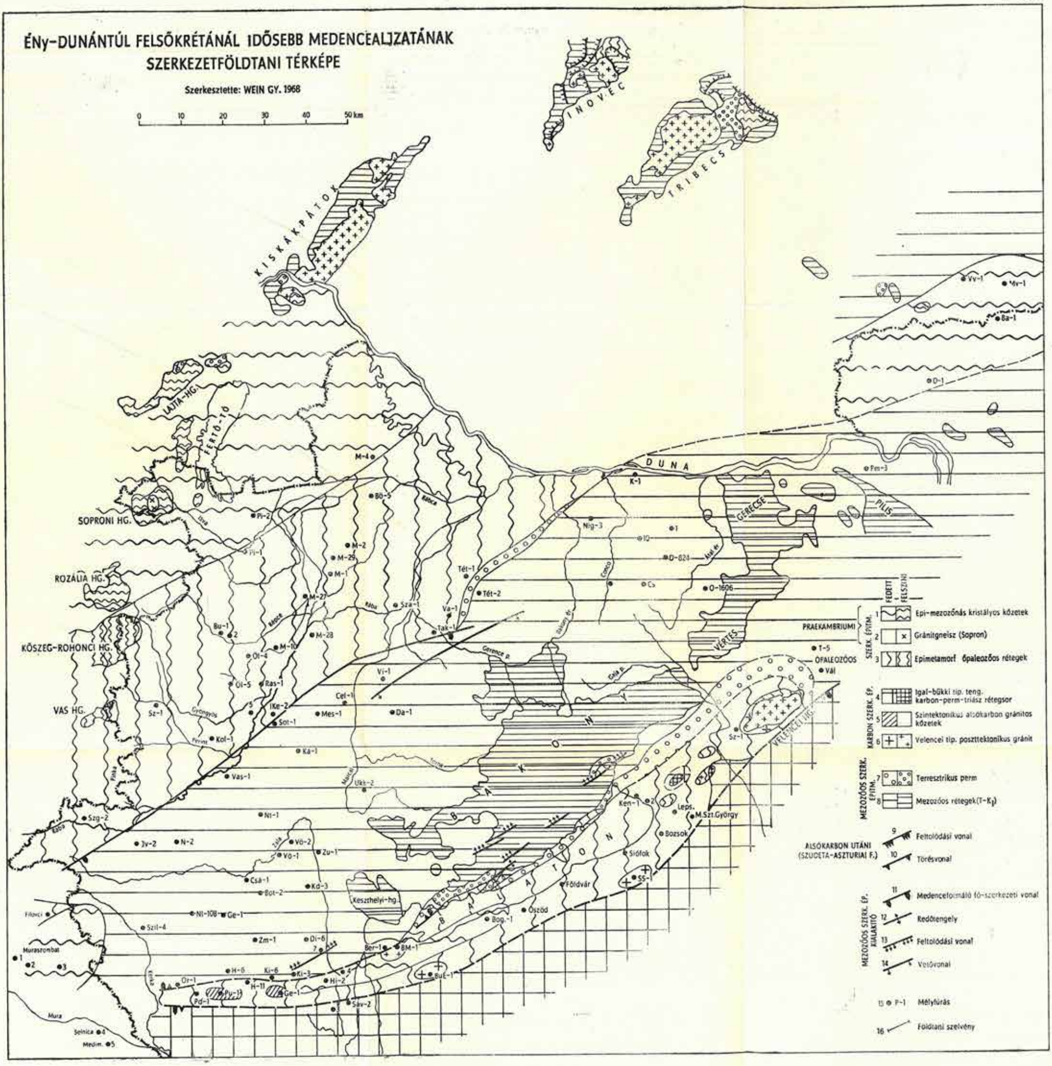
A karbon szerkezeti építmény tulajdonképpen az ópaleozóos geoszinklinális periódusát zárja le. Ekkor alakulnak ki azok a DNy—ÉK-i irányú szerkezeti vonalak, amelyek a mezozóos pásztás szerkezetalakulásban fejlődnek tovább.

4. Magyar-középhegységi mezozóos szerkezeti építmény

A mezozóos üledékképződési ciklust, amelyben a hasonló nevű szerkezeti építmény kőzetei felhalmozódtak, a permtől számítjuk.

A mai Alpokkal vetekedő magasságú variszkuszi hegységláncok, amelyek az ópaleozóos geoszinklinálisból nőttek ki, hazánkban is fontos szerepet játszottak egykor. Az ópaleozóos időkben már szárazulat volt a „Centrál-Kárpáti küszöb", amely vonulat a variszkuszi hegységképződés alatt még jóval nagyobb területen emelkedett ki. DK-i szegélyét az igal—büki geoszinklinális ÉNy-i szegélyén kialakult gránitlánc alkotta. *Ennek az emelt helyzetű és konszolidált karbonkori szárazulatnak helyén alakult ki a magyar-középhegységi geoszinklinális, amelynek ÉNy-i határát a „Rába-vonal"* (KÖRÖSSY L. 1958, 1965), *míg a DK-it a balaton—velencei gránitlánc, részben a mezozóikum alatt is egzisztáló, emelt helyzetű szerkezete képezte.* A két szerkezeti vonulatot úgy kell elképzelnünk, hogy azok mentén fokozatosan süllyedt be a Magyar-középhegység mezozóos geoszinklinálisa. A süllyedés behajlással, flexurával indulhatott és csak a későbbi szerkezetalakulás folyamán fejlődött ki a „törésvonal" fogalmát fedő szerkezeti elem.

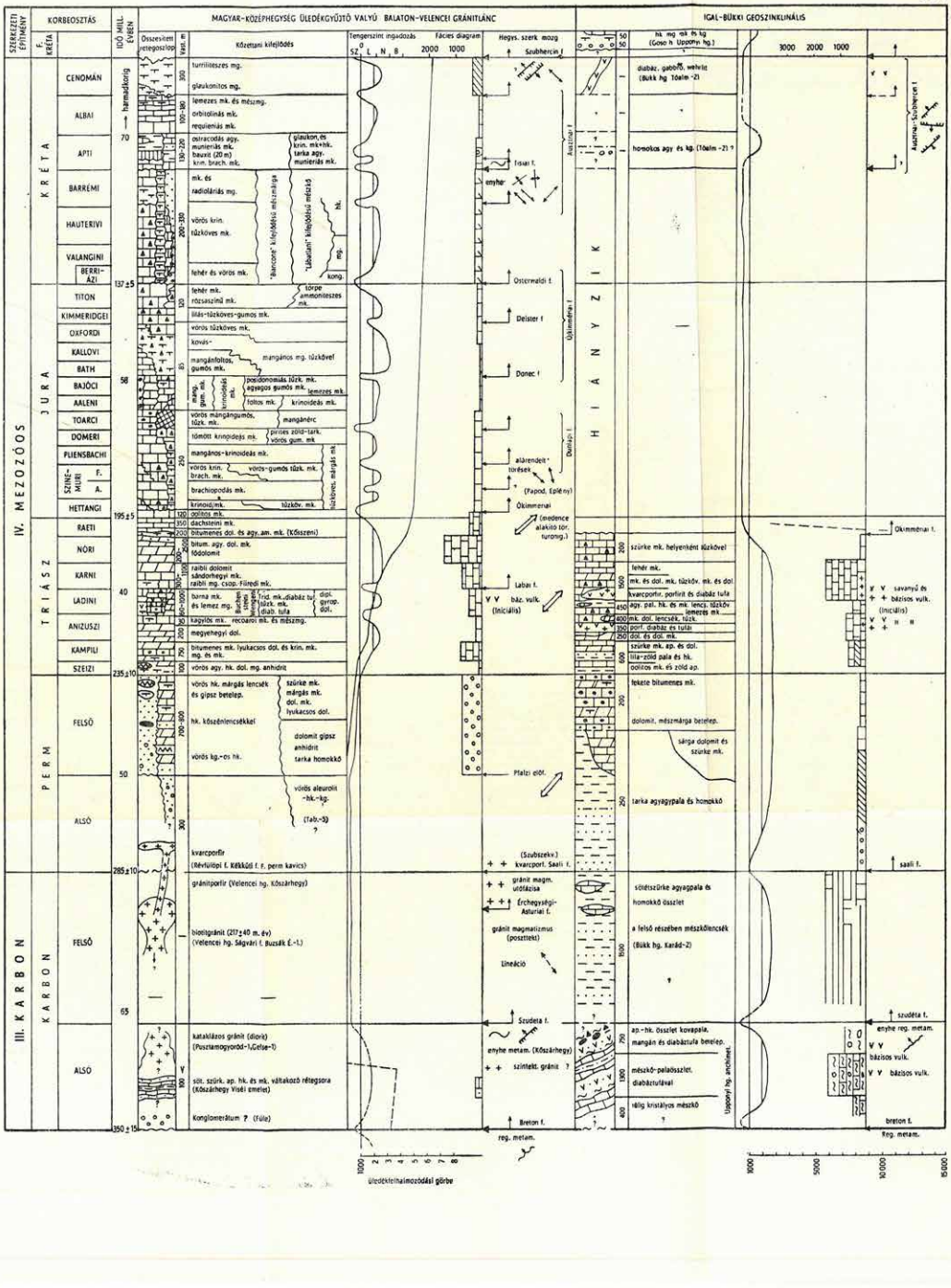
a) Az üledékképződés a Tabajd 5. sz. fúrás adatai értelmében a geoszinklinálisnak a Bicskei-öbölre eső részén már az *alsópermben* megindult. Az ópaleozóos fillitekre települő durva konglomerátum-homokkő és aleurolit rétegsorra a felsőpermbe sorolt dolomit-gipsz, anhidrit és tarka homokkő összlet, majd tengeri kifejlődésű mészkő- és dolomitrétegek települnek. Felet-


ÉNy-DUNÁNTÚL FELSŐKRÉTÁNÁL IDŐSEBB MEDENCEALJZATÁNAK
SZERKEZETFÖLDTANI TÉRKÉPE
Szerkesztette: WEIN GY. 1968
0 10 20 30 40 50 km
KISKÁRPÁTOK
INOVEC
TRIBECS
LAJTA-HG.
FERTŐ-TÓ
SOPRONI HG.
ROZÁLIA HG.
KŐSZEG-ROHONCI HG.
VAS HG.
DUNA
GERECSE
PILIS
VÉRTES
BAKONY
BALATON
VELENCEI HG.
Keszthelyi-hg.
Rába
Rábca
Marcal
Zala
Kerka
Mura
Muraszombat
Filovci
Selnica
Medim.
M.Szt.György
Siófok
Földvár
Öszöd
Bozsok
Leps.
FEDETT
FELSZÍNI
PRAEKAMBRIUMI
SZERK. ÉPITM.
1 Epi-mezozónás kristályos kőzetek
2 Gránitgneisz (Sopron)
3 Epimetamorf ópaleozóos rétegek
ÓPALEOZÓOS
KARBON SZERK. ÉP.
4 Igal-bükki tip. teng. karbon-perm-triász rétegsor
5 Szintektonikus alsókarbon gránitos kőzetek
6 Velencei tip. poszttektonikus gránit
MEZOZÓOS SZERK. ÉPITM.
7 Terresztrikus perm
8 Mezozóos rétegek(T-K1)
ALSÓKARBON UTÁNI (SZUDETA-ASZTURIAI F.)
9 Feltolódási vonal
10 Törésvonal
MEZOZÓOS SZERK. ÉP. KIALAKITÓ
11 Medenceformáló fő-szerkezeti vonal
12 Redőtengely
13 Feltolódási vonal
14 Vetővonal
15 P-1 Mélyfúrás
16 Földtani szelvény

A KARBON ÉS MEZOZÓOS SZERKEZETI ÉPÍTMÉNY ÖSSZEHASONLÍTÓ TÁBLÁZATA

Szerkesztette: WEIN GY. 1968

IV.



tük a Balaton-felvidékről ismert alsótriász rétegsort tárt fel a fúrás (SZENTES F. 1968).

A Balaton-felvidéken viszont csak a *felsőpermben*, éspedig szárazföldi kifejlődéssel indult meg az üledékképződés. A 700—800 m vastag szárazföldi durva konglomerátum és vörös homokkő összlet diszkordánsan települ az ópaleozóos fillitekre (ID. LÓCZY L. 1913).

A *permben* levő kvarcporfír kavicsok arra engednek következtetni, hogy a Mecsekből ismert alsóperm szubszekvens kvarcporfír vulkanizmusnak nem nagy távolságban itt is kereshetjük a nyomait.

b) Az *alsótriászban* a süllyedő geoszinklinális fokozatos átmenettel sekély partközeli 850 m vastag tengeri üledéksorral töltődik fel. A szeizi vörös agyag, aleurit és anhidrit rétegsorra a kampili emelet márga-mészkő, lyukacsos dolomit, krinoideás mészkőrétegekből álló összlete következik. Az alsótriász rétegsor üledékfelhalmozódási üteme a permhez képest meggyorsult, ami a geoszinklinális süllyedésének gyorsulásával magyarázható.

c) A *középsőtriász* rétegsort nyílt sekélytengeri, változatos kifejlődésű karbonátos üledékösszlet építi fel, amelynek vastagsága 300 és 700 m közt változik. A ladini emelet vékony diabáztufa betelepülései gyenge iniciális vulkanizmusra engednek következtetni. Az üledékképződés üteme az anizuszi emeletben lelassul és csak a ladiniban következtethetünk annak gyorsulására, így a Vértes hegységben már 1400 m a ladini diploporás dolomit vastagsága (ORAVETZ J. 1963). A rétegsor márgásodása alapján arra gondolhatunk, hogy az anizuszi és ladini, valamint a ladini és a karni emeletek közt kisebb méretű oszcillációk lehettek. A ladini és karni emeletek közt észlelhető emelkedő mozgás után erőteljes süllyedés indul meg. Ezt a szinorogén jellegű mozgást a lábai fázissal azonosíthatjuk (SZENTES F. 1961b).

d) A *karni emelet* elején észlelt oszcillációt igen erős süllyedés és vele lépést tartó üledékfelhalmozódás követette. A karni és nóri időszak alatt a geoszinklinális középvonala mentén (a Nagylengyel 108, Kehida 3. sz. fúrások adatai szerint) mintegy 3500 m vastag karni—nóri rétegsor halmozódott fel a geoszinklinális süllyedésének ebben a leggyorsabb szakaszában. A geoszinklinális DK-i széle felé az összlet elvékonyodik. A felsőtriász rétegsor D-i irányú elvékonyodása is arra utal, hogy a balaton—velencei gránitlánc (küszöb) a triász folyamán gátként szerepelt, amely csak a felsőtriászban került teljesen vagy részben víz alá (SZALAI T. 1958, 1960).

A *karni* és *nóri emeletek* rétegsorát lentről felfelé raibli márga, majd sándorhegyi mészkőbe és dolomitba átmenő fődolomit építi fel. *Az ebben az időszakban lejátszódó erőteljes süllyedés valószínűleg DNy—ÉK-i csapású medencekialakító szerkezeti vonalak mentén (flexura) mehetett végbe, amit a regionális csapás és a rétegsornak a medence középvonala irányában történő kivastagodása látszik igazolni.*

A *raeti emelet* elején a kösszeni rétegsor helyi kifejlődését a dachsteini mészkőösszlet már helyettesíti, amely a kiegyenlítődés időszakára utalva 350 m vastag, pelagikus környezetben keletkezett mészkőösszletével zárja le a triász rétegsort.

A triász rétegsor jelenlétét a Bakony és a Rába-vonal közti neogénnel fedett területen sok fúrásban kimutatták. Ugyanígy a Vértes és a Gerecse ÉNy-i és DK-i előterében is. A Budai-hegységtől és a Nagyszál—Romhányi-

rögöktől D-re is több fúrás érte el a középhegységi kifejlődésű triász karbonátos rétegsorát. Ezen adatok alapján jól rekonstruálható a Magyar-középhegység triász kifejlődésének elterjedése.

e) A *jura* korszakot az újkimmériai fázishoz kapcsolódó, helyenként teljes kiemelkedést jelző ülepedési diszkordancia választja el a triásztól. Az üledékképződés meglassul, a szedimentációs tér a felsőtriászhoz képest összeszűkül és ÉNy-i irányba kezd eltolódni. Az üledékképződés a süllyedés ütemével a jura folyamán nem mindig tud lépést tartani és a pelágikus üledékösszletek mélyebb tengeri viszonyokra utaló radioláriás képződmények váltják fel. A rétegsor csupán 450 m vastag és azt a bakony—vértes—gerecsei és pilisi felszíni feltárásokon kívül fúrásban is sikerült kimutatni, a Bakony DNy-i, neogénnel fedett folytatásában (Mizserfa 1., Nagytilaj 2.).

KONDA J. (1965) legújabb vizsgálatai a jura üledékképződési időszakot elhatároló ó- és újkimmériai fázisokon kívül töréseket és öt oszcillációt mutattak ki. Az egykori partvonal a közölt megfigyelések szerint a Bakony déli szegélyén DNy—ÉK-i irányban húzódott. Az egyes oszcillációk nyomaiból rekonstruálható partvonalak iránya mindig egybeesik a középhegységi geoszinklinális csapásirányával. A jura folyamán hat szintben észleltek függőleges elmozdulásra utaló körülményeket:

- hettangi—felsőszinemuri közt bizonytalan törés
- szinemuri—pliensbachi közt oszcilláció és alárendelt jellegű ÉNy—DK és ÉÉNy—DDK-i irányú törések
- toarci alatt kiemelkedés
- bajoci—bath közt oszcilláció, amit erőteljes süllyedés követett
- oxfordi—kimmeridgei közt oszcilláció.

Végül a júrát az újkimmériai mozgások utolsó, osterwaldi fázisához kapcsolódó részleges kiemelkedés határolja el a partközeli területeken az alsókrétától. A törések mind dilatációs jellegűek és az egész folyamat a geoszinklinális periódus meglassuló, thalattokrát fejlődésmenetét tükrözi.

f) Az *alsókréta* üledéksor a berriázi emelet alatt, a Középhegység Ny-i részén üledékhiány nélküli, azonos nyílttengeri kifejlődése a geoszinklinális fejlődésben még nem jelez változást. Kelet felé a Gerecsében a valangini rétegsor gyenge szögdiszkordanciával, abráziós konglomerátummal települ a titon mészkőre. Ezután emelkedik ki az Északi-Bakony és a Gerecse közti alsókréta gát, amely a gargasi—albai transzgresszióig kettéválasztotta az üledékgyűjtő medencét (FÜLÖP J. 1961).

Keletebbre nem ismerjük az alsókréta rétegsor képviselőit. SZANTNER F.—SZABÓ E. (1962) megfigyelései szerint a halimbai bauxitterületen az újkimmériai mozgásoknak tulajdonítható ÉK—DNy-i csapású, DK-i vergenciájú feltolódások figyelhetők meg. ERDÉLYI M. (1965) ezeket a formákat létrehozó mozgásokat az ausztriai és szubhercini fázisoknak tulajdonította. Részünkről addig, amíg a további vizsgálatok ezt a kérdést el nem döntik, ERDÉLYI M. véleményéhez csatlakozunk, mivel az újkimmériai mozgások alatt ilyen erőteljes pikkelyeződéseket eddig még sehol sem sikerült megfigyelni.

Ebben az időszakban ugyanis még csak függőleges mozgások és egész enyhe gyűrődések jelzik a szerkezetalakulás jellegét. Az hauterivi és barrémi

emeletek határán ülepedési diszkordancia tanúskodik egy újabb függőleges mozgásról. Ezt a mozgást már az ausztriai fázis előhírnökeként üdvözölhetjük. Az ausztriai fázis a Magyar-középhegység geoszinklinális területén négy szakaszban zajlott le. Fő fázisa a fentiekben leírt — már ismertetett bevezető szakasz után — a barrémi és apti emeletek határán jelentkező ülepedési és szögdiszkordanciában rögzíthető le. Ez a hegységképződési időszak nemcsak függőleges mozgásokban nyilvánult meg, hanem enyhe kontraktív jellegű mozgásra utaló, DNy—ÉK-i csapású gyűrődéseket is létrehozott. Ezenkívül haránt és hosszanti, valamint É—D-i törésvonalakat, amelyek mentén horizontális irányú elmozdulásokat észleltek (Darányi F. 1960, 1966, Kopek G. 1961). Telegdi Roth K. (1934) *ezt, a Bakony hegység kialakításában fontos szerepet játszó fázist, tisiai fázis névvel jelölte.* A harmadik szakaszban erőteljes kiemelkedés észlelhető, e szárazföldi időszakban keletkeztek az apti korú bauxitok. A bauxit — minőségi térképen alapuló — ősföldrajzi képe azt jelzi, hogy az egykori „kúpkarszt"-vonulat, amelyben a finom szárazföldi anyag felhalmozódott, megegyezett a Középhegység csapásirányával (Bárdossy Gy. 1961). Erre transzgredált a felsőapti és albai tenger, amelynek karbonátos üledéksora az egész Bakonyban és Gerecsében hasonló kifejlődésű volt. Az ausztriai fázis mozzanatára utal a Gerecsében megfigyelt albai és cenomán emeletek közti ülepedési diszkordancia is. A cenomán turriliteszes márga zárja le az alsóaptiban kezdődő üledékképződési szakaszt.

Az alsókréta rétegsor változatos kifejlődése az újkimmériai mozgásokkal kezdődő és az ausztriai mozgásokkal kulmináló, megváltozott „nyugtalan időszak" üledékképződési mozgásait tükrözi. Az alsókréta rétegsor vastagsága 430—680 m közt ingadozik, ami a júrához képest az üledékképződés gyorsulását jelzi.

A cenomán után regionális értékű kiemelkedés és ezzel együttjáró bauxitképződés indult meg. Ezzel egyidejűleg erőteljes kontraktív jellegű mozgásokat is észleltek (Kopek G. 1961; Darányi F. 1966; Erdélyi M. 1965). *DNy—ÉK-i csapású és DK-i vergenciájú feltolódások és főleg ÉNy—DK-i irányú törésvonalak jöttek létre a szenon transzgressziót megelőző szubhercini hegységképződési időszakkal kapcsolatosan.* A litéri törésrendszert is, amelynek DK-i folytatását a Dióskál 5. és 7. sz. fúrásokban észlelt pikkelyes szerkezetű perm—triász rétegsorban látjuk, az ausztriai—szubhercini fázisnak tulajdoníthatjuk (Wein Gy. 1970b). Ezek a mozgások lezárják a mezozóos üledékképződési ciklust, illetve a mezozóos szerkezeti építményt.

A *felsőkrétában* jelentkező újveretű szerkezetalakulás a szenon rétegsort inkább a következő felsőkréta—paleogén szerkezeti építményhez kapcsolja. *A szubhercini hegységszerkezeti fázist a legtöbb esetben nem tudjuk elkülöníteni az ausztriaitól úgy, hogy gyakran együtt kell azt használnunk. Végeredményben a két fázis összefügg és a mezozóos szerkezeti építmény kialakulásának* (perm—triász—júra—alsókréta üledékképződési ciklus) *befejező mozzanatát képviseli.* A hosszú geoszinklinális időszak, amelyet csak részleges kiemelkedések és az üledékgyűjtő teknő beszűkülése és ÉNy-i irányú eltolódása zavart, az intenzív kontraktív fázis hatására összetöredezik és szárazulattá válik. Ezután a konszolidálódott mezozóos építmény tönkösödött felszínére a felsőkréta tenger transzgredál a Bakony hegység és Rába-vonal közt kialakult szenon üledékgyűjtő-vályúban.

A Magyar-középhegység mezozóos geoszinklinális fejlődésére jellemző mind kereszt, mind hosszirányú nagy kiterjedése. Ezzel a formával függ össze, hogy szélességéhez viszonyítva aránylag nem halmozódott fel benne olyan vastag üledéksor, mint például a mecsek—kiskörösi geoszinklinálisban. Ennek a kiegyensúlyozott fejlődési ütemnek tulajdonítható az is, hogy a mélyreható törésrendszerekhez kötött iniciális vulkanizmusnak csak nyomait találjuk benne.

Jellemző a süllyedés ütemének, triász időszak alatti, különösen a felsőtriász időben való meggyorsulása, valamint az üledékgyűjtő vályú, már a jura folyamán kezdődő és az alsókrétában folytatódó, ÉNy-i irányú vándorlása. A geoszinklinális ÉNy-i részének gyorsabb süllyedése a mai Rába-vonal kialakulására vezetett. E folyamat a felsőkréta alatt is folytatódott és csak a harmadkor folyamán fordult meg.

5. Magyar-középhegységi felsőkréta—paleogén szerkezeti építmény

A turon emeletben bekövetkezett regionális emerzió zárja le az ausztriai—szubhercin hegységképződési fázisok orogén időszakát. Ezt a szárazföldi korszakot a szenon időszakban bekövetkezett transzgresszió követte. A transzgresszió DNy felől nyomult be a magyar-középhegységi geoszinklinális ÉNy-i szegélyén kialakult, csökkent terjedelmű teknőbe (KOPEK G. 1961). A felsőkréta geoszinklinális ÉK felé csak Pápáig nyomozható.

Az eocén rétegsor regionális diszkordanciával települ a felsőkréta, illetve mezozóos rétegekre. Habár regionális viszonylatban még mindig dominál az óalpi DNy—ÉK-i csapásirány, már jelentkeznek a harmadkori szerkezetalakulásra jellemző, ÉNy—DK-i irányú törésrendszerek is. A megváltozott stílus alapján indokolt lenne a felsőkréta üledékképződési ciklusban felhalmozódott rétegsort külön kezelni, ezt azonban az egyszerűség kedvéért nem tesszük.

A Magyar-középhegységben a szenon tenger regionális értékű diszkordanciával települ a tönkösödött triász—jura—alsókréta felszínre (DUBAY L. 1963; KOPEK G. 1961).

A szubhercini mozgások utófázisa már a szenon tenger szegélytöréseit is kialakította. Ezzel kapcsolatban BENKŐNÉ CZABALAY L. (1968) legújabb vizsgálatai szerint a Sümeg környéki szenon rétegsor fácieshatárainak elterjedése arra utal, hogy azok DNy—ÉK-i szerkezeti vonal mentén jöttek létre. A 840—1140 m vastag szenon rétegsor jelzi, hogy az üledékképződés üteme meggyorsult a Bakony ÉNy-i szegélyén kialakult szenon teknőben. A szenon üledékgyűjtő teknő a Bakony ÉNy-i szegélye és a Rába-vonal közt alakult ki és a vándorló bakonyi geoszinklinális ebben az időszakban foglalta el legészaknyugatibb helyzetét.

A felsőkréta után regionális értékű teljes kiemelkedés figyelhető meg mind a felszíni feltárásokban, mind a neogénnel fedett területeken (JUHÁSZ Á. 1968). A dániai emelet képviselőit az idesorolt bauxiton kívül nem ismerjük. Az alsóeocén alveolinás—miliolinás mészkőösszlete mindenhol diszkordánsan települ a mezozóos rétegekre.

A larami hegységszerkezeti fázis a dániai emeletre szorítkozó regionális emerzió után DNy—ÉK és ÉNy—DK-i irányú törésrendszereket hozott

létre. A törések mentén kialakult medencékbe nyomult be az alsóeocén tenger. A Magyar-középhegység ÉNy-i szegélyén ezek mentén formálódtak ki azok a süllyedékek, amelyekben az előrenyomuló tenger alsóeocén kori; kevésbé jelentős paralikus barnakőszéntelepei keletkeztek. A Keszthelyi-hegységtől Ny-ra igen nagy jelentőségű ÉNy—DK-i és DNy—ÉK-i irányú törésrendszerek alakultak ki, amelyek mentén Pusztaedericstérségében a középhegységi csapással párhuzamos medence jött létre.

Az alsó- és középsőeocén közt újabb diszkordancia jelzi a larami fázisban megindult dilatációs jellegű kéregmozgások felújulását (illiri fázis). Ehhez a mozgáshoz tartozó transzgresszióhoz kapcsolódnak Középhegységünk legfontosabb barnakőszéntelepei. A középső- és felsőeocén határán részleges ülepedési diszkordancia rögzít hasonló vertikális jellegű mozgást (Kopek G.—Kecskeméti T.—Dudich E. jun. 1966).

A pireneusi mozgásoknak ebben az előfázisában zajlott le a középhegységek ÉK-i területén a Velencei- és a Budai-hegységben a felsőeocén szubszekvens jellegű andezitvulkanizmusa (Szalai T. 1937—Székyné Fux V.—Barabás A. 1953). A pusztaedericsi eocén süllyedékben ugyancsak felsőeocén andezit- és andezittufa-rétegsorokat tártak fel a fúrások, úgy, hogy az andezitvulkanizmus egyik középpontját ezen a területen kereshetjük (Dubay L. 1963).

A pireneusi fázis fő szakaszának, amely kontraktív jellegű volt, első részében erőteljes pikkelyeződés ment végbe.

Ehhez a fázishoz sorolhatjuk a Budai-hegységből ismert D—DK-i vergenciájú, meredek pikkelyes szerkezeteket, amelyek mentén a mezozóos összletek a felsőeocénre torlódtak (Hofmann K. 1871, Szentes F. 1934).

Erdélyi M. (1965) Halimbáról említ egy alsóeocén K—Ny-i csapású pikkelysorozatot, amelynek vergenciája É-i. Ide sorolhatjuk valószínűleg azokat az ÉNy—DK-i csapású horizontális elmozdulásnak látszó szerkezeti vonalakat, amelyek az Edericsi-medencét és a hahóti szerkezetet a Keszthelyi-hegységtől elválasztják. A pikkelyeződés az eocén elősüllyedék felé irányult (Wein Gy. 1964a, b), a kőzetek mereven viselkedtek és gyűrt formák nem keletkeztek, ami arra utal, hogy az igénybevétel idején a kőzettömegek a felszínhez közel helyezkedtek el.

Az erőteljes kontraktív jellegű pikkelyeződést az alsó- és fokozott mértékben a középsőoligocénben ÉNy—DK-i irányú törésrendszerek menti sasbércek és árkok kialakulása követte. Ezek a formák még kifejezettebben jelzik a megváltozott paleogén szerkezetalakulást. A felsőeocén andezitvulkanizmus csökkent formában folytatódik, tufaszórásainak nyomait és — Bükkszék környékén — szubvulkáni formáját is ismerjük. Az oligocén végi regresszió a középhegységünk kiemelkedő középső részét körülvevő tengerben mindenhol megfigyelhető. A függőleges mozgás töréses szerkezetalakulással járt, helyi pikkelyeződésekkel (Kopek G. 1961).

A szávai mozgások, amelyek a felsőoligocén kiegyenlítődés nyugodt regresszív időszakát zavarták meg, a magyar-középhegységi geoszinklinális Ny-i részétől a Romhányi-rögig alárendelten pikkelyes szerkezetek keletkezésével járó, töréses szerkezetalakulást árulnak el, amelyeket sok esetben nem lehet elkülöníteni a stájer fázis erőteljesebben jelentkező szerkezeti formáitól (Kopek G. 1961).

A magyar-középhegységi geoszinklinális paleogén szerkezetalakulásánál már fontos szerep jut a larami fázisban létrejött törések mentén kialakult ÉNy—DK-i irányú árokrendszerekben keletkező öblöknek is. Habár az eocén üledékgyűjtő vályú még mindig a Középhegység DNy—ÉK-i irányú csapását követi, az üledékképződési viszonyok már nem viselik magukon a mezozóos geoszinklinális regionalitásának bélyegeit. Az üledékképződés kisebb egységekre oszló medencerészekben folytatódik, ahol a fáciesdifferenciálódásnak bő tere nyílik. *Az üledékképződés súlypontja az eocénben a felsőkrétához viszonyítva DK felé vándorol és újból elfoglalja az É-i Bakony területét.* Az alsóeocénben a Bakony—Vértes—Gerecse—Pilis hegységek szárazulatától ÉNy-ra húzódott a paleogén vályú. Már az alsóeocénben, de főleg a középsőeocénben kulmináló, nagy területeket elárasztó transzgresszió DK-i irányban nyomult előre, a már említett ÉNy—DK-i irányú törésrendszerek mentén kialakult süllyedékekbe és a Középhegységünk DK-i előterében kiformálódó vályúba, ahol vastag eocén rétegsorok halmozódtak fel.

A középhegységi oligocén tengervályú a kontraktív pireneusi mozgások után ÉNy—DK-i törések mentén még jobban feldarabolódott és ezek mentén gyorsan süllyedő pászták alakultak ki benne. *Ez már tipikusan harmadkori szerkezetalakulás, amelyet követően a mezozóos irányokat már csak a regionális kifejlődés és a vulkáni működés elterjedése tükrözi.*

A Keszthelyi-hegységtől DNy-ra kialakult pusztaedericsi eocén teknőben — akárcsak a Bakony és a Vértes alsó terében kialakult paleogén süllyedékekben — a felsőeocén időszak alatt figyelhető meg az intenzív poszttektonikus vulkáni működéssel egybekötött leggyorsabb süllyedés, illetve üledékképződés. A felsőeocén vulkanizmus nyomát a Balatontól délre létrejött, úgynevezett buzsák—bükkaljai árokrendszerben is megtaláljuk. Ez a keskeny és rendkívül gyorsan kialakult árok, amelynek Ny-i vonulata a hahóti magasszerkezet D-i oldalától a Velencei-hegység D-i szegélyéig követhető, a variszkuszi korú balaton—velencei gránitlánc D-i szegélyvonalán éledt újra, elsősorban a pireneusi fázis alatt.

A szávai fázisban valószínűleg D felé pikkelyeződött a paleogén elősüllyedékeket É-ról szegélyező rögvonulat. Ebben az esetben, akárcsak a Budai-hegység pireneusi fázishoz kötött pikkelyeinél, az erőteljesen süllyedő előtér hatásának tulajdonítjuk a vergencia kialakulását. *A mezozóos, kétoldalasan kialakult szerkezetek helyett a paleogén kontraktív szerkezetalakulásánál a vastag, plasztikus üledékanyaggal feltöltődött elősüllyedékek felé történik a feltolódás* (WEIN GY. 1964a, b).

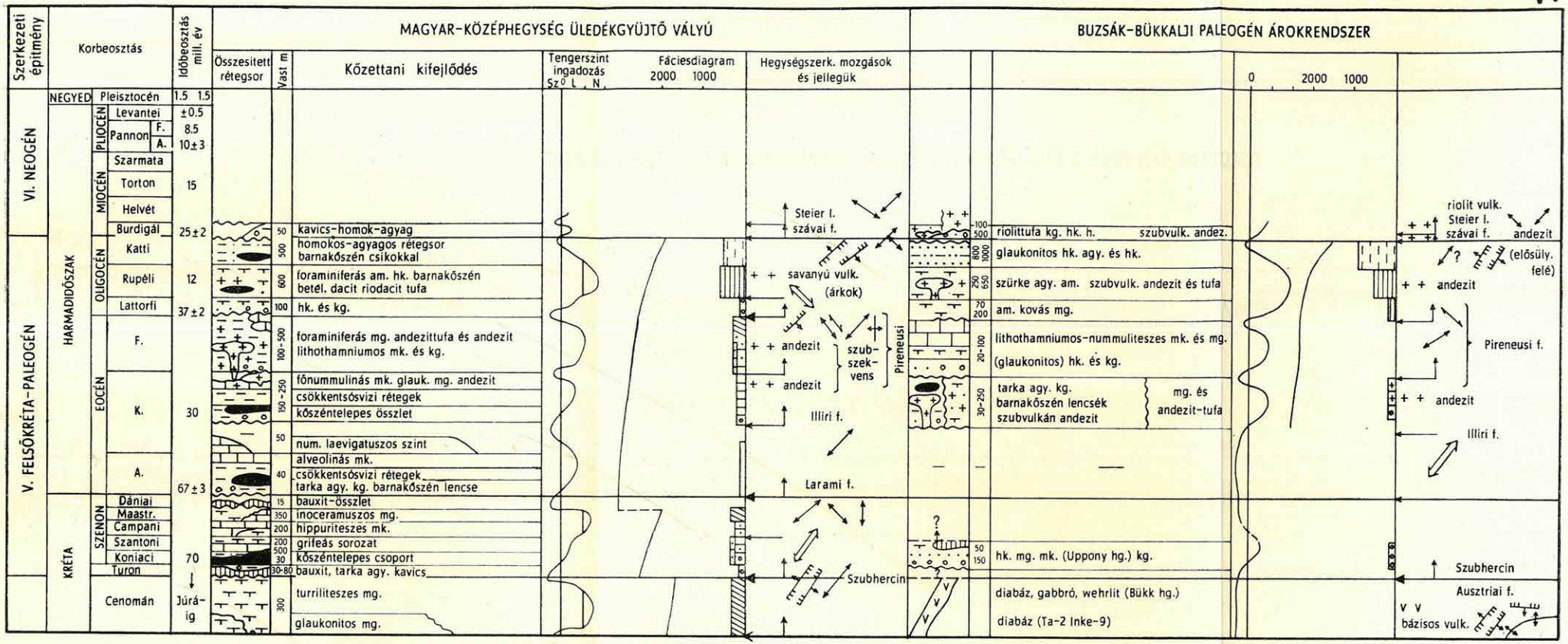
Feltűnő a magyar-középhegységi geoszinklinális és a buzsák—bükkaljai árokrendszer felsőeocén rétegsorához kapcsolódó szubszekvens vulkanizmus elhelyezkedése. *Úgy gondoljuk, hogy ezekben a Bacher hegységből ismert fiatal gránitmagmatizmusnak felszínre tört vulkánokkal jelzett nyomvonalát figyelhetjük meg.*

A buzsák—bükkaljai árokrendszer feltevésünk szerint igen mélyreható szerkezeti vonal, amely SZALAI T. *Balaton-vonalával azonosítható. Az intenzív andezitvulkanizmust minden bizonnyal ehhez kell kötnünk, amely úgy látszik a D-i és É-i Alpok közti vonalnak (Narbe) folytatása* (WEIN GY. 1969).

A FELSŐKRÉTA–PALEOGÉN SZERKEZETI ÉPITMÉNY ÖSSZEHASONLITÓ TÁBLÁZATA

Szerkesztette: WEIN GY. 1968

V.



JELMAGYARÁZAT a II. IV. és V. melléklethez:

FÁCIESDIAGRAM:

1. Epi-mezozónás kristályos kőzetek
2. Helyenként "Grauwacke" kifejlődésű epimetamorf kőzetek
3. Kristályos mészkő és dolomit
4. Vulkanikus eredetű kőzetek
5. Szárazföldi eredetű durvatörmelékes üledékek
6. Epikontinentális homokos-agyagos üledékek
7. Nyilttengeri karbonátos kifejlődés
8. Orogén kifejlődésű foltos márga-agyagmárga rétegsorok
9. Litorális homokkő-konglomerátum és mészkő
10. Regressziós homokos-agyagos kifejlődés

1. Hegységszerkezeti fázis jelentős emelkedéssel
2. Gyengén jelentkező hegységszerkezeti fázis
3. Erőteljes hegységszerkezeti fázis
4. Palásság csapásiránya
5. Lineáció iránya
6. Törésvonalak csapásiránya

HEGYSÉGSZERKEZETI MOZGÁSOK:

7. Horizontális elmozdulás csapásiránya
8. Medencekialakító törésvonalak-övek csapásiránya
9. Feltolódási vonal csapás és vergencia iránya
10. Gyürt rétegsor
11. Gyürődés csapása
12. Gyüredezettség csapása és vergenciája

13 + + Savanyú vulkanizmus

14 V V Bázisos vulkanizmus

15. Mágneses anomália térképen jelzett vulkanit vonulat csapása

SZ= Szárazföldi

L= Litorális

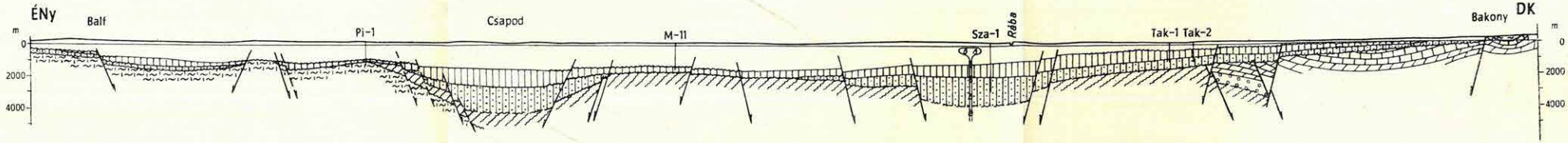
N= Neritikus

B= Bathiális

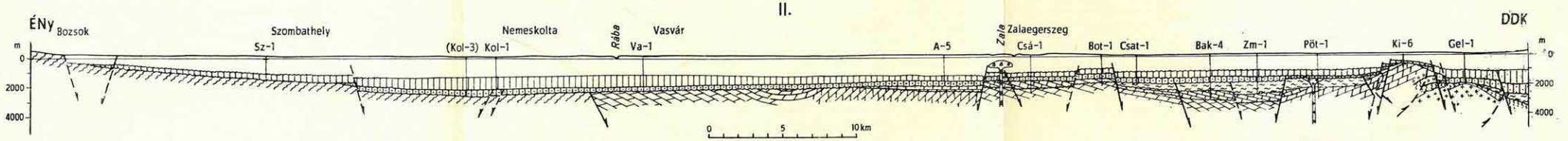
FÖLDTANI SZELVÉNY A KISALFÖLDÖN (I.) ÉS AZ ÉSZAK-ZALAI MEDENCÉN (II.) ÁT

Szerkesztette: Wein GY. 1968

I.



II.



1 Prekambriumi epi-mezozónás kristályos kőzetek (Soproni hg.)
2 Szilur-devon epimetamorf "Kőszeg-Rohonczi" sorozat
3 Karbon gránit
4 Perm rétegsor
5 Triász-alsókréta rétegsor
6 Felsőkréta rétegsor
7 Eocén rétegsor
8 Eocén andezit
9 Helvéti-tortonai-szarmata rétegek
10 Alsópannóniai rétegsor
11 Felsőpannóniai rétegsor
12 Felsőpliocén bazalt

6. Neogén szerkezetalakulás

A neogén szerkezeti formák a „szétdarabolódás" jegyében jöttek létre. A szávai kontraktív fázist az alsómiocénben, főleg a stájer fázisokhoz fűződő dilatációs időszak követte. A paleogén után szárazulattá vált a Bakony, a paleozóikum óta lepusztulásnak kitett Kisalföld területe pedig a helvéti időszak alatt kezd besüllyedni. A helvéti, majd a tortonai tenger DNy—ÉK és ÉNy—DK-i irányú törésrendszerek mentén kialakuló süllyedékekbe (medencékbe) nyomult be, elöntve csaknem az egész Kisalföldet és Magyar-középhegységet. A régi szerkezeti vonalak, így a Rába-vonal mentén sok helyen a meglevő szerkezeti irányok feléledését véljük észlelni, mégis a neogén tektonika kialakulásánál az ÉNy—DK-i irányú törésrendszereknek jutott fő szerep.

A miocén szerkezetalakulásnál az ÉNy-Dunántúl neogén medencéinek körvonalai már kialakultak, de mai formájukat és legnagyobb mélységüket csak a pliocén és pleisztocén időben nyerték el.

A helvéti és tortonai süllyedő időszakot a szarmata utáni regresszió követte, majd az alsópannonban bekövetkezett igen gyors ütemű süllyedés tovább alakította a neogén medencéket. Ekkor süllyedt be 5000—6000 m mélységre a Kisalföld két, ÉK—DNy-i irányú teknője, amelyet a magas helyzetű Mihályi-i rögvonulat választ ketté. Az É- és D-zalai neogén medencét is már a neogén elején kettéválasztja a hahóti rögvonulat, de a pliocén alatt tovább folytatódik a fokozott süllyedés, amely szakaszosan és szelektív módon ment végbe. Vagyis az egyes süllyedékek és rögök egymáshoz viszonyítva, különböző ütemben, sőt különböző irányban mozogtak. A Kisalföld ilyen formájú kialakulására Szenes J. (1964) mutatott rá. Úgy gondoljuk, a szétdarabolódó szerkezetalakulás, amely egyik jellegzetessége az egész Magyar-Közbenső-Tömeg fiatal harmadkori történetének, igen nagy jelentőségű és mind tudományos, mind gazdaságföltani szempontból fokozott figyelmet érdemel.

IRODALOM

Balázs E. 1967: A kisalföldi medencealjzat ó-paleozóos képződményeinek kőzettani vizsgálata. — (Dokt. disszertáció) OKGT. Adattár. — Budapest.

Barnabás K. 1961: A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évk. 49. k. 4. f. pp. 807—814.

Bárdossy Gy. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — MÁFI kiadv.

Beck-Mannagetta, P.—Braumüller, E. 1964: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. Maßstab = 1: 1 000 000, Wien.

Belousow, V. V. 1962: Basic problems in geotectonics. — McGraw-Hill Book Company INC. New York, Toronto, London, San Francisco.

Bendefy, L. 1959: Niveauänderungen in Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässen Feineinwägungen. — Acta Technica, T. 25. f. 1—3. pp. 167—190.

Bendefy L. 1967: A Bakony-hegység geokinetikai viszonyainak földkéregszerkezeti vonatkozásai. — A Bakony term. tud. kutatásának eredm. IV. Veszprém.

Benkő-Czabalay, L. 1968: La transgression du Sénonien supérieur dans les Mons Bakony et l'extension des faciès récifaux à Rudistes dans le domaine mésogéen. — Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn. Paris. (Kézirat).

Bogdanoff, A. A.—Mouratov, M. V.—Khain, V. E. 1963: Éléments structuraux de la croute terrestre. — Extrait de la Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn. Vol. 5. f. 4. pp. 263—285.

BUDAY, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. — Geol. Práce z. 60. Bratislava.

BUDAY, T.—KODYM, O. SEN.—MAHEL', M.—MÁŠKA, M.—MATĚJKA, A.—SVOBODA, J.—ZOUBEK, V. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. — Praha.

BUDAY, T.—SPICKA, V. 1967: Einfluss des Untergrundes auf den Bau und Entwicklung der intramontanen Depressionen unter Berücksichtigung der Verhältnisse in Donau Becken. — Sbornik Geol. Vied. rad. ZK zv. 7. Bratislava. pp. 153—187.

DARÁNYI F. 1960: Nyugatról kelet felé irányuló tektonikai erőhatások a Bakonyban. — Bány. Lapok. 93. évf. 5. sz. pp. 310—313.

DARÁNYI F. 1966: Adatok a Bakony-hegység szerkezetéhez. — Földt. Közl. 96. k. 3. f. pp. 280—291.

DUBAY L. 1956: A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 86. k. 3. f.

DUBAY L. 1963: Az Észak-Zalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutatások tükrében. — Földt. Közl. 92. k. 1. f. pp. 15—39.

ERDÉLYI, M. 1965: Geological Studies in the Halimba Basin. — Acta Geol. Hung. 9. k. pp. 339—362.

ERICH, A. 1961: Die Grauwackezone von Bernstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 53. 1960. pp. 53—115.

ERICH, A. 1966: Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland-Niederösterreich). — Verh. d. Geol. Bundesanstalt. Wien. 1—2. pp. 77—85.

FLÜGEL, H. 1964: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien 56. pp. 402—443.

FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc- és kövületes karbon előfordulás. — M. Tud. Akad. Közl. V. k. 3. sz. Budapest.

FÖLDVÁRI A.—NOSZKY J.—SZEBÉNYI L.—SZENTES F. 1948: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. — Jel. a jöv. mélykut. 1947—48-ról. pp. 3—31.

FÖLDVÁRI-VOGL, M.—KLIBURSZKY, B. 1959: Age Determination on Biotite from Granites by the Sr Method. — Geochemical Conference of the Hung. Acad. of Sci. from 5 to 10 October 1959. pp. 69—75.

FUSAN, O. 1957: Paleozoikum gemerid. — Geol. práce Zošit. 46. Bratislava.

FÜLÖP J. 1961: Magyarország krétaidőszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 49. k. 3. f. pp. 577—587.

GÁLFI J.—STEGENA L. 1960: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. — Geof. Közl. 8. k. 4. f.

GEARTNER, H. R. 1934: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 86. p. 191.

HAÁSZ I. 1967: in POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Magyarország földmágneses térképe. — Geof. Közl. 16. k. 4. sz. térképmelléklete.

HERITSCH, F.—KÜHN, O. 1957: Die Südalpen. in: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — 2. Aufl. Wien.

HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. k. pp. 199—273.

HORUSITZKY F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. — Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f. pp. 267—278.

HORUSITZKY F.—WEIN GY. 1962: Érckutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — Bány. Lapok 11. sz. pp. 749—753.

JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — Geol. Hung. Ser. Geol. T. 10.

JASKÓ S. 1948: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás a kainozóikumban. — Földt. Közl. 77. k. 1—12. f. pp. 26—36.

JUGOVICS L. 1944: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. — Földt. Közl. 74 k.

JUHÁSZ Á. 1960: Balaton-felvidéki paleozóos magmatitok kőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 90. k. 2. f. pp. 157—171.

Juhász Á. 1967. in: Franyó F. 1967: L-33-VI. Győr. 1: 200 000-es lap magyarázója. — Földt. Int. kiadv. (Szerkesztés alatt.)

Juhász Á. 1968: Szombathely: 1: 200 000 térképmagyarázó. Paleogén fejezet. — (Szerkesztés alatt.)

Kókay J. 1967: Hegységképződési elméletek bakonyhegységi adatok tükrében. — Földt. Közl. 98. k. 4. f. pp. 381—393.

Konda J. 1965: A bakonyhegységi júraidőszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — MÁFI-Könyvtár, kand. ért.

Kopek G. 1961: A Bakony hegység felsőkréta kőszéntelepes összletének ősföldrajzi és hegységszerkezeti vázlata. — Földt. Közl. 91. k. 4 f. pp. 413—420.

Kopek G.—Kecskeméti T.—Dudich E. jun. 1966: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. pp. 249—264.

Kőháti A. 1964: Gránitos kőzetek a dunántúli mélyfúrásokban. — (Kézirat.)

Kőháti A. 1966: A Kehida-Zalaudvarnoki terület mélyföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 96. k. 2. f. pp. 200—206.

Körössy L. 1958: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. — Földt. Közl. 88 k. 3. f. pp. 291—298.

Körössy L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — Földt. Közl. 93. k. 2. f. pp. 153—172.

Körössy L. 1965: Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezettani felépítése. — Földt. Közl. 95. k. 1. f. pp. 22—36.

Küpper H. 1965: Ausztria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. — Földt. Közl. 95. k. 3. f. pp. 292—297.

Lányi J. 1960: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. — Geof. Közl. 8. k. 4. sz. pp. 219—240.

Lányi J. 1964: Az Oroszlány és Balinka között elterülő barnakőszén-medence geofizikai vizsgálata. — Geof. Közl. 13. k. 3. sz. pp. 249—262.

Lengyel E. 1951: A Dunazug-hegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — Földt. Közl. 81. k. pp. 119—130.

Lóczy L. id. 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — Bpest.

Lóczy L. id. 1918: Magyarország földtani szerkezete. — Bpest.

Mahel M. 1961: A központi Kárpátok mezozóikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. — Földt. Int. Évk. 49. k. 1. f. pp. 35—53.

Majzon L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. — Földt. Közl. 86. k. p. 45.

Medwenitsch, W.—Sikosek, B. 1965: Abriss der Geologie und Tektonik Jugoslaviens. — Carpatho-Balkan geol. Ass. VII. Congress, Sofia. I. pp. 293—303.

Metz, K. 1957: Geologische Karte der Steiermark. — 1:300 000, Graz.

Mike K. 1963: Szerkezeti mozgások morfogenetikai szerepe és gyakorlati értékelése a Dunántúl északkeleti részén. — Földr. Ért. 12. évf. 2. f. pp. 145—165.

Mituch E. 1967: A földkéregkutatás legújabb eredményei Magyarországon. — Geof. Közl. 16. k. 1—2. sz. pp. 67—70.

Moldvay, L. 1965: The manifestations of Quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol. pp. 49—55.

Noszky J. ifj. 1961: Magyarország júra képződményei. — Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f. pp. 375—392.

Oravecz J. 1963: A Dunántúli-középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani és fácies kérdései. — Fölt. Közl. 93. k. 1. f. pp. 63—73.

Oravecz J. 1964: Szilúr képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. 94. k. 1. f. pp. 3—9.

Oravecz J. 1965: Szilúr kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — Földt. Közl. 95. k. 4. f. pp. 401—411.

PAHR, A. 1960: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. geol. B. A. pp. 274—283.

PANTÓ G. 1961: Mezozóos magmatizmus Magyarországon. — Földt. Int. Évk. 49. k. pp. 785—799.

PATRULIUS, D. 1962: Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunes jurassiques des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique. — Comptes Rendus et Mémoires. Colloque du Jurassique, Luxembourg. pp. 519—525.

PÁVAI VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl. 60. k. pp. 7—33.

PETKOVIĆ, K. 1963: La carte tectonique de la RFP de Jugoslavie. — Bull. cl. d. sci. math. et nat. N. S. No. 9. T. Beograd.

PÉCSI M. 1959: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. — Geof. Közl. 8. k. 1—2 f.

POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. — Geof. Közl. 16. k. 4. sz. pp. 1—118.

PRINZ GY. 1922: Magyarország földrajza. — Tud. Gyűjt. Pécs.

RENNER J.—STEGENA L. 1966: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. — Geof. Közl. 14. k. 1—4. sz. pp. 103—114.

SÁGHY GY.—VÁNDOR B.—VARGA L. 1967: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. — Földt. Közl. 97. k. 2. f. pp. 160—166.

SCHEFFER V. 1965: A Keleti Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése. — Földt. Közl. 95. k. 1. f. pp. 5—21.

SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. k. p. 327.

SCHMIDT, E. R. 1956: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. — Geotekt. Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.

SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. — Budapest.

SCHMIDT E. R. 1961: Geomechanikai szempontok a magyar mezozóos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegységszerkezeti vonásaik értelmezéséhez. — Földt. Int. Évk. 49. k. 3. f. pp. 747—758.

SCHMIDT, W. J. 1956: Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 47. 1954. pp. 360—365.

SCHWINNER, R. 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. — in: Geologie von Österreich: F. X. Schaffer, Wien.

SENEŠ J. 1964: Az üledékképződéssel egyidejű kéregmozgások időbeli helyzete a szedimentációs ciklusban. — Földt. Kutatás 7. évf. 2—3. sz. pp. 36—41.

STEGENA L. 1964: Magyarország geotermikus térképei. — Geof. Közl. 13. k. 2. sz. pp. 221—230.

STEGENA L. 1967: A Magyar medence kialakulása. — Földt. Közl. 97. k. 3. f. pp. 278—285.

STEGENA L.—KISS J. 1967: Kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása. — Geof. Közl. 16. k. 1—2. pp. 101—107.

SZABADVÁRY L. 1966: A bicskei medence triász időszaki medencealjzatának domborzati térképe. M = 1: 50 000. — Geof. Int. Évi Jel.

SZALAY T. 1937: Paleogén vulkáni lánc a magyar Közbenső Tömeg „0" vonala mentén. — Bány. Koh. L. 70. k. pp. 306—308.

SZALAI T. 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise. — Geof. Közl. 7. k. 2. sz. pp. 111—146.

SZALAI T. 1960: A Kárpátok keletkezése. Tisia. — Földr. Ért. 4. sz. pp. 439—462.

SZALAI, T. 1961: Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. — Geof. Közl. 9. 3—4. pp. 166—185.

SZALAI T. 1963: A Tisia epirogén mozgásai. — A Nyugati Kárpátok és az Alföld között a mélybe süllyedt Kordillera földtörténeti szerepe. — Geof. Közl. 12. k. 3—4. sz. pp. 101—123.

Szantner F.—Szabó E. 1962: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. — Földt. Közl. 92. k. 4. f. pp. 416—451.

Szádeczky-Kardoss E. 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. — Geokémiai Konferencia, Budapest.

Szádeczky-Kardoss, E. 1962: Geotektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmatismus des innerkarpatischen Vulkanismus. — Acta Geol. T. 8. f. 1—4, pp. 433—454.

Szádeczky-Kardoss, E. 1966: Magmamechanismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — Acta Geol. 10 k. pp. 371—395.

Szádeczky-Kardoss, E.—Bubics, J.—Juhász, Á.—Oravecz, J.—Pantó, G.—Szepesházy, K. 1967: Metamorphose in Ungarn. — Acta Geol. 11. k. 1—3. f. pp. 49—58.

Szádeczky-Kardoss, E.—Juhász, Á.—Pantó, G.—Szepesházy, K.—Széky-Fux, V. 1967: Der sog. ophiolitische Magmatismus in Ungarn. — Acta Geol. 11. k. 1—3. f. pp. 71—76.

Szebényi L. 1948: A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai. — Jel. a jöv. mélykut. 1947/48 évi munk. pp. 45—50.

Szentes F. 1934: Hegységszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. — Földt. Közl. 64. k. pp. 273—295.

Szentes F. 1949: A Kárpáti hegységrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl. 79. k. pp. 89—92.

Szentes F. 1961a: Magyarország hegységszerkezeti térképe. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, p. 7.

Szentes F. 1961b: A magyarországi mezozóos kéregmozgások. — Földt. Int. Évk. 49. k. 3. f. pp. 741—745.

Szentes F. 1968: Magyarázó az L-34-I Tatabánya 200 000-es laphoz. — MÁFI kiadv. Bpest.

Széky-Fux, V.—Barabás A. 1953: A dunántúli felső eocén vulkánosság. — Földt. Közl. 83. k. 7—9.

Telegdi Roth K. 1929: Magyarország geológiája. — Bpest.

Telegdi Roth K. 1934: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatalmezozóos fejlődéstörténetéhez. — Mat. és Term. tud. Ért. 52. k. p. 205.

Teleki G. 1942: A velencei gránitrög tektonikája. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról III.

Tollmann, A. 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. 10. pp. 3—62, Wien.

Tollmann, A. 1961: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen aufgrund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rundschau 50. Stuttgart pp. 506—516.

Tollmann, A. 1966: Die Alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch. 21. k. pp. 1—156, Stuttgart.

Tomor J. 1957: Kőolaj- és földgázkutatás a Dunántúlon. — Kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. Budapest.

Varrók K. 1963: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 7—20.

Varrók K. 1965: A nyugat-magyarországi kristályos palák geokémiai vizsgálatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 149—156.

Vendl A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — Földt. Int. Évk. 22. k.

Vendl, M. 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil. Die kristallinen Schiefer. — Mitt. d. Berg. u. Hüttenm. Abt. d. Kg-ung. Hochschule f. Berg- u. Forstwesen, pp. 225—291.

Vendl, M. 1930: Die Geologie der Umgebung von Sopron. — II. Teil. Die Sedimentgesteine des Neogen und Quartär. — Erdészeti Kísérletek. pp. 1—47 és 267—354.

VENDL, M. 1933: Daten zur Geologie von Brennberg u. Sopron. — Mitt. d. Berg- und Hüttenm. Abt. der Kgl.-ung. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Sopron Bd. V. Ungarn.

VENDL, M. 1958: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. d. Geol. Ges. 51. Wien. pp. 281—293, Wien.

VENDL M.—KISHÁZI P. 1967: A felsőcsatári talktelep genetikája. — Bány. Kut. Int. Közl. különkiadványa, pp. 1—153. Bpest.

WEGMANN, C. E. 1956: Stockwerkstektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. — Stille Festschrift. pp. 19—20, Stuttgart.

WEIN, GY. 1964a: The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. — Acta Geol. 8. k. 1—4. f. pp. 347—455.

WEIN GY. 1964b: Előmélységek szerepe a mecsekhegységi pikkelyes szerkezetek kialakulásánál. — Magyar Geof. 7. évf. 1. sz. pp. 55—60.

WEIN GY. 1967: Délkeleti-Dunántúl hegységszerkezete. — Földt. Közl. 97. 4. f. pp. 371—395.

WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-coverd areas of Hungary. — Acta Geol. T. 13. pp. 399—436.

WEIN GY. 1970a: Sopron 1: 200 000 magyarázó. (Neogén rétegsor aljzata c. rész). — (Szerkesztés alatt.)

WEIN GY. 1970b: Szombathely 1: 200 000-es magyarázó. (Neogén rétegsor aljzata c. rész.) — (Szerkesztés alatt.)

WINKLER-HERMADEN, A. 1957: Geologische Kräftespiele und Landformung. — Wien.

ZAPFE, H. 1964: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 56 Bd. 2. H. 1963.

TEKTONISCHE SKIZZE DES MIT NEOGEN BEDECKTEN NW-TEILES VON TRANSDANUBIEN

von

GY. WEIN

Die tektogenetische Entwicklung von SW-Transdanubien wird in der Reihenfolge der geologischen Strukturen erörtert. Dabei wird zunächst der aus epi-mesozonalen kristallinen Gesteinen aufgebaute Komplex der sog. *präkambrischen ersten strukturellen Etage* erwähnt, deren Gesteine im Sopron-Gebirge an der Tagesoberfläche und in dem, zur gleichen tektonischen Einheit angehörenden, mit Neogen bedeckten Gebiet aus einigen Tiefbohrungen bekannt sind.

Die zweite, alt paläozoische strukturelle Etage besteht aus einer Folge von Ordovizium—Silur—Devon-Schichten, die in einer nach der assynthischen Orogenphase entstandenen, SW-NO streichenden Mulde angehäuft wurden. Charakteristisch dafür ist die anfänglich an Karbonaten arme Sedimentfolge, die weiter nach oben, im Devon immer karbonatischer wird, so daß in ihr — nach Zeugnis der Bohrungen von Bük und Ölbő — sogar mächtige Komplexe von kristallinem Kalkstein und Dolomit ausgebildet sind. Die Geosynklinalphase wurde anfänglich durch einen sauren und später durch einen basischen Initial-vulkanismus begleitet. In der zwischen dem Devon und dem unteren Karbon

A LÁBAI FÁZIS JELENTŐSÉGE A DUNÁNTÚL SZERKEZETFEJLŐDÉSE SZEMPONTJÁBÓL

Írta: NAGY ELEMÉR

A lábai fázist a Keleti-Alpokban fáciesváltozás, valamint vulkáni tevékenység, a Kaukázusban töréses formaelemek, az ázsiai Pacifikumban gyűrődéses szerkezetalakulás jelzi. Hatása tehát az alpi orogenezisen belül K felé egyre jelentékenyebb.

A Kárpát-medencében e fázisnak üledékképződést megváltoztató (STILLE, H. 1953), illetve fáciest változtató (TOLLMANN, A. 1963) szerepet tulajdonítottak. Ősföldrajzi profilok elemzése alapján úgy véljük, hogy e fázis esetünkben orogén jelentőségű. Két nagy, felsőkarbon—mezozóos üledékgyűjtőnk (a mecsek—villányi és a bakony—bükki üledékgyűjtők) gyökérzónája ebben a fázisban szakadt fel először, tehát a fázisnak az ún. Balaton—Darnó vonal és az ún. Mecsek vonal kialakulásában döntő szerep jutott.*

A lábai fázis tektokronológiai helye:

posztvarisztid konszolidáció Európában	ókimmériai	raet—liász határ
	lábai- újlabini	ladini—karni határ
	lábai- ólabini	alsóladini
	montenegrói	szkíta—anizuszi határ
	pfalzi	perm—triász határ

Az utóbbi évek hazai mezozóos ősföldrajzi viszonyokat (is) érintő munkái alapján (HORUSITZKY F. 1961; SZENTES F. 1961; ORAVECZ J. 1963; KŐRÖSSY L. 1965; NAGY E. 1968) Magyarország területén a felsőkarbontól az alsókrétáig lerakódott üledékekkel jellemezhető időtartam alatt két nagy üledékképződési pászta körvonalazható. Az északi pászta a *bakony—bükki-*, a déli pedig a *mecsek—villányi* szinklinális területe.

Mindkét pásztára egyaránt jellemző sajátságok:

1. NyDNy—KÉK irányú szinklinális tengely.
2. A déli szárnyakon az üledékképződés a felsőkarbonban kezdődik, az északi szárnyakon csak a permben. A déli szárnyak „gyökere" tehát mélyebb, mint az északi szárnyaké.
3. A perm—triász határtól kezdődően a két szárny fejlődéstörténete mindkét pásztában alapjaiban azonos, a ladini emelet kezdetéig.

* Amennyiben ősföldrajzi viszonyaink megítélésekor hegységeink szerkezetét alapvetően autochtonnak tekintjük.

Beilage III. Tektonische Karte des prä-oberkretazischen Beckenuntergrundes von SW-Transdanubien. — Zusammengestellt von GY. WEIN 1968

Präkambrische strukturelle Etage: 1. epi-mesozonale kristalline Gesteine, *2.* Granitgneis (Sopron-Gebirge). — *Altpaläozoische strukturelle Etage: 3.* epimetamorphe altpaläozoische Schichten; *karbonische strukturelle Etage: 4.* Karbon—Perm—Trias-Serie Igal—Bükker Typs, *5.* syntektonische unterkarbonische Granitoide, *6.* posttektonischer Granit, Velenceer Typs; *mesozoische strukturelle Etage: 7.* terrestrisches Perm, *8.* mesozoische Schichten (T—K_1). (An der Linksseite der Quadrate sind die bedeckten, an der Rechtsseite die an der Tagesoberfläche vorkommenden Formationen dargestellt). — Postunterkarbonische Strukturen (sudetische-asturische Phase): *9.* Aufschiebungslinie, *10.* Bruchlinie; für die Entstehung der mesozoischen strukturellen Etage verantwortliche Strukturen: *11.* beckengestaltende Bruchstörung, *12.* Faltenachse, *13.* Aufschiebungslinie, *14.* Verwerfungslinie. — *15.* Tiefbohrung, *16.* geologisches Profil

Beilage IV. Vergleichstabelle der karbonischen und mesozoischen strukturellen Etage. — — Zusammengestellt von GY. WEIN 1968

Beilage V. Vergleichstabelle der oberkretazischen-paläogenen strukturellen Etage. — Zusammengestellt von GY. WEIN 1968

Zeichenerklärungen zu Beilagen II., IV. und V.: Faziesdiagramm: *1.* epi-mesozonale kristalline Gesteine, *2.* epimetamorphe Gesteine, stellenweise durch „Grauwacken" vertreten, *3.* kristalliner Kalkstein und Dolomit, *4.* vulkanogene Gesteine, *5.* terrestrische grobklastische Sedimente, *6.* epikontinentale sandig-tonige Ablagerungen, *7.* pelagische Karbonatfazies, *8.* orogene Fleckenmergel—Tonmergel-Serien, *9.* litorale Sandsteine—Konglomerate und Kalksteine, *10.* regressive sandig-tonige Fazies. Tektonische Bewegungen: *1.* tektonische Phase mit beträchtlicher Erhebung, *2.* wenig ausgeprägte tektonische Phase, *3.* intensive tektonische Phase, *4.* Streichrichtung der Schieferung, *5.* Lineament, *6.* Streichrichtung von Bruchstörungen, *7.* Streichrichtung von Horizontalverschiebungen, *8.* Streichrichtung beckengestaltende Bruchstörungen, *9.* Streichen und Vergenz von Aufschiebungslinien, *10.* gefaltete Schichtenfolge, *11.* Faltungsstreichen, *12.* Streichen und Vergenz von Fältelungen, *13.* saurer Vulkanismus, *14.* basischer Vulkanismus, *15.* Streichen von Vulkanitzügen auf einer Karte von geomagnetischen Anomalien. — Sz = terrestrische, L = litorale, N = neritische, B = bathyale Fazies

Beilage VI. Tektonische Karte des mit Neogen bedeckten Beckenuntergrundes. — Zusammengestellt von GY. WEIN 1968

Präkambrische strukturelle Etage: 1. epi-mesozonale kristalline Gesteine, *2.* Granitgneis (Sopron-Gebirge = Brennberger Horst); *altpaläozoische strukturelle Etage: 3.* epimetamorphe altpaläozoische Schichten; *karbonische strukturelle Etage: 4.* syntektonischer unterkarbonischer Granit, *5.* posttektonischer Granit Velenceer Typs; *mesozoische strukturelle Etage: 6.* terrestrisches Perm, *7.* mesozoische Schichten (T—K_1); *oberkretazische-paläogene strukturelle Etage: 8.* Oberkreide epikontinentaler Fazies, *9.* Eozän epikontinentaler Fazies, *10.* Eozäne Vulkanite, *11.* Oligozän epikontinentaler Fazies. (An der Linksseite der Quadrate sind die bedeckten, an der Rechtsseite die an der Tagesoberfläche vorkommenden Formationen dargestellt.) — Post-unterkarbonische Strukturen (sudetische-asturische Phase): *12.* Aufschiebungslinie, *13.* Bruchstörung; für die Entstehung der mesozoischen strukturellen Etage verantwortliche Strukturen: *14.* beckengestaltende Hauptstörung, *15.* Faltenachse, *16.* Aufschiebungslinie, *17.* Verwerfungslinie; oberkretazische-paläogene: *18.* Aufschiebung *19.* Horizontalverschiebung, *20.* Verwerfungslinie; Miozän: *21.* Aufschiebungslinie, *22.* Verwerfungslinie; Pliozän: *23.* Verwerfungslinie. — *24.* Tiefbohrung, *25.* geologisches Profil

Beilage VII. Geologisches Profil durch die Kleine Ungarische Tiefebene (I) und das Nordzalaer Becken (II). — Zusammengestellt von GY. WEIN 1968

1. Präkambrische epi-mesozonale kristalline Gesteine (Sopron-Gebirge = Brennberger Horst), *2.* silurische-devonische epimetamorphe Serie von „Kőszeg—Rohonc" (Rechnitzer Schiefergebirge), *3.* karbonischer Granit, *4.* Perm-Serie, *5.* Trias—Unterkreide-Serie, *6.* Oberkreideschichten, *7.* Eozän-Serie, *8.* eozäner Andesit, *9.* Helvet—Torton—Sarmat, *10.* Unterpannon-Serie, *11.* Oberpannon—Pleistozän-Serie, *12.* oberpliozäner Basalt

A LÁBAI FÁZIS JELENTŐSÉGE A DUNÁNTÚL SZERKEZETFEJLŐDÉSE SZEMPONTJÁBÓL

Írta: NAGY ELEMÉR

A lábai fázist a Keleti-Alpokban fáciesváltozás, valamint vulkáni tevékenység, a Kaukázusban töréses formaelemek, az ázsiai Pacifikumban gyűrődéses szerkezetalakulás jelzi. Hatása tehát az alpi orogenezisen belül K felé egyre jelentékenyebb.

A Kárpát-medencében e fázisnak üledékképződést megváltoztató (STILLE, H. 1953), illetve fáciest változtató (TOLLMANN, A. 1963) szerepet tulajdonítottak. Ősföldrajzi profilok elemzése alapján úgy véljük, hogy e fázis esetünkben orogén jelentőségű. Két nagy, felsőkarbon—mezozóos üledékgyűjtőnk (a mecsek—villányi és a bakony—bükki üledékgyűjtők) gyökérzónája ebben a fázisban szakadt fel először, tehát a fázisnak az ún. Balaton—Darnó vonal és az ún. Mecsek vonal kialakulásában döntő szerep jutott.*

A lábai fázis tektokronológiai helye:

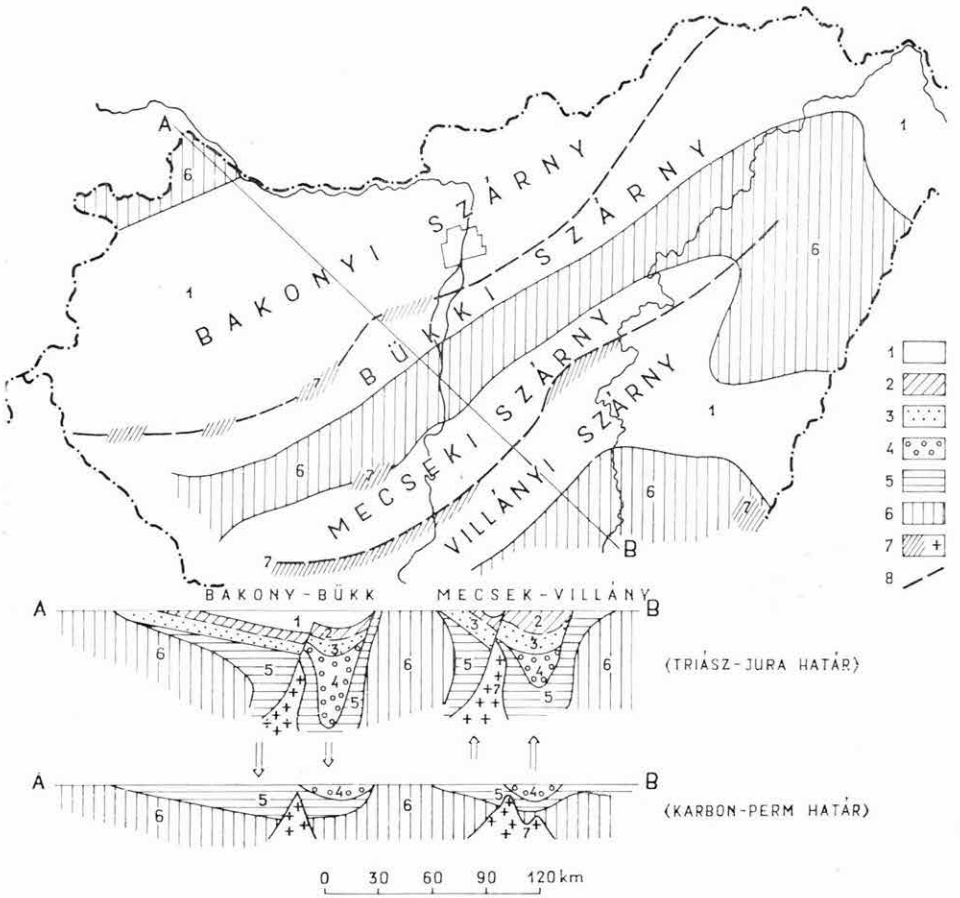
posztvarisztid konszolidáció Európában	lábai-	ókimmériai	raet—liász határ
		újlabini	ladini—karni határ
		ólabini	alsóladini
		montenegrói	szkíta—anizuszi határ
		pfalzi	perm—triász határ

Az utóbbi évek hazai mezozóos ősföldrajzi viszonyokat (is) érintő munkái alapján (HORUSITZKY F. 1961; SZENTES F. 1961; ORAVECZ J. 1963; KŐRÖSSY L. 1965; NAGY E. 1968) Magyarország területén a felsőkarbontól az alsókrétáig lerakódott üledékekkel jellemezhető időtartam alatt két nagy üledékképződési pászta körvonalazható. Az északi pászta a *bakony—bükki-*, a déli pedig a *mecsek—villányi* szinklinális területe.

Mindkét pásztára egyaránt jellemző sajátságok:

1. NyDNy—KÉK irányú szinklinális tengely.
2. A déli szárnyakon az üledékképződés a felsőkarbonban kezdődik, az északi szárnyakon csak a permben. A déli szárnyak „gyökere" tehát mélyebb, mint az északi szárnyaké.
3. A perm—triász határtól kezdődően a két szárny fejlődéstörténete mindkét pásztában alapjaiban azonos, a ladini emelet kezdetéig.

* Amennyiben ősföldrajzi viszonyaink megítélésekor hegységeink szerkezetét alapvetően autochtonnak tekintjük.



1. ábra. A triász—jura határ vázlata

1. Felsőtriász, *2.* alsó- és középsőtriász, *3.* perm, *4.* felsőkarbon, *5.* gyengén metamorf ópaleozóikum, *6.* polimetamorf aljzat, *7.* gránit általában, *8.* a triász üledékgyűjtő tengelye (Balaton-Darno, ill. Mecsek-vonal)

Fig. 1. Sketch of the Triassic-Jurassic boundary

1. Upper Triassic, *2.* Lower and Middle Triassic, *3.* Permian, *4.* Upper Carboniferous, *5.* slightly metamorphized early Paleozoic, *6.* polymetamorphic basement, *7.* granite in general, *8.* axe of the Triassic sedimentary trough (Balaton-Darno and Mecsek lineament) respectively

A két pászta eltérő sajátságai:

1. A bakony—bükki pászta karbonjában tengeri elemek is vannak, míg a mecsek—villányi karbonból egyelőre csak szárazulati összleteket ismerünk.
2. Az északi szárnyak esetében a bakony—bükki pásztában az üledékképződést a saali fázis indítja meg, míg a mecsek—villányi esetében (legalábbis a terület nyugati részén) már az alsópermben megindul.
3. Az anizuszi—ladini határtól (ólabini fázis) kezdődően mindkét pászta déli szárnya relatív emelkedő tendenciát mutat, viszont a pászta egésze a bakony—bükki esetében süllyed, a mecsek—villányi esetében pedig emelkedik.

A déli szárnyak relatív emelkedésének kezdete a lábai fázissal esik egybe és a déli szárnyak mélyebb gyökérhelyzetéből következő, izosztatikus mozgásnak is tekinthető. A szárnyak relatív elmozgásának inflexiós vonala a Balaton—Darnó, ill. a Mecsek vonallal egybevágó. E ma is élő szerkezeti vonalak (BENDEFY L. 1967) a paleozóikumban ősföldrajzi határok (MAJOROS GY. 1963, 1969) voltak, a lábai fázistól kezdődően nagyszerkezeti törések nyomvonalaiként mutatkoznak.

IRODALOM

A Mecsek- és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei. — M. Áll. Geofizikai Int. Évk. I. 1964.

BENDEFY L. 1967: A Bakony hegység geokinetikai viszonyainak földkéregszerkezeti vonatkozásai. — A Bakony természettudományi kutatásának eredményei, IV. Veszprém.

HORUSITZKY F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. — Földt. Int. Évk. 49. 1.

KÖRÖSSY L. 1965: Nyugat-magyarországi medencék felépítése. — Földt. Közl. 95. 1.

MAJOROS GY. 1963: A balatonmelléki permi rétegösszlet üledékföldtani vizsgálata. — ELTE doktori dissz. Kézirat.

MAJOROS GY. 1969: Javaslat a balatonfői karbon képződmények földtani kutatására. — MÁFI-Adattár. Kézirat.

NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51. 1.

ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli-középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — Földt. Közl. 93. 2.

STILLE, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte zum Geol. Jahrb, 8. Hannover.

SZENTES F. 1961: A magyarországi mezozóos kéregmozgások. — Földt. Int. Évk. 49. 3.

TOLLMANN, A. 1963: Ostalpensynthese. — Wien.

SIGNIFICANCE OF THE LABAN PHASE IN VIEW OF THE STRUCTURAL DEVELOPMENT OF TRANSDANUBIA

by

E. NAGY

Facies changes as well as volcanic activities in the Eastern Alps, faulting in the Caucasus and folding in the Asian Pacific indicate the Laban phase. Within the Alpine orogenesis its influence was steadily growing towards the East. In the Carpathian Basin alteration in the sedimentation (H. STILLE 1953), as well as facies changes (A. TOLLMANN 1963) were attributed to this phase. On the basis of paleogeographic profile analysis, the author ascribes the phase an orogenic significance. It occured during this phase, that the

two big Upper Carboniferreous to Mesozoic sedimentation basins of Hungary corresponding to the Bakony–Bükk and the Mecsek–Villány Mountains, respectively split at their roots for the first time. Accordingly, this phase played a decisive role in shaping the Balaton–Darno as well as the Mecsek lineaments. (When judging the paleogeography of this region, the author considered these mountains as essentially autochtonous.)

A NEOTEKTONIKUS FELSZÍNALAKULÁS JELENSÉGEI A MAGYARORSZÁGI KÖZÉPHEGYSÉGEKBEN (I. rész)*

Írta: MOLDVAY LORÁND

A tanulmány következtetéseinek lényege az, hogy a Pannóniai-medencében, legalábbis a neogén kezdete óta, csak függőleges szerkezetformáló erőhatásokkal lehet számolni. Ezek az erők, a hegységeket felépítő, eredetileg viszonylag mélyebb helyzetű képződményeket diapirszerű (alakilag a diapirszerkezetekhez hasonló) antiklinálisokba hajlították.

A diapir-fogalom első hazai használója e tárgyban SCHAFARZIK F. (1922), aki a Budai-hegységet diapirszerű antiklinálisnak írta le.

A munka nagyobb részletességgel a Bükk és a Mátra hegységgel foglalkozik.

A Bükk hegység felszínfejlődésének szerkezeti jelenségei

A Bükk hegység a Gömöridáktól délre, az alföldi süllyedék peremén elhelyezkedő, nagyjából koncentrikus kiemelkedés (I. melléklet). Magját gyűrt, pikkelyezett paleo-mezozóos kőzetek alkotják. Szárnyait harmadidőszaki összlet fedi. Déli szárnyát különösen vastag pliocén medencefeltöltés borítja be.

A paleo-mezozóos összlet boltozat alakban hajlított felülete környezetétől — a kívül eső paleo-mezozóos képződménytömeg felszínétől — élesen elhatárolható. Ennek a viszonylag kiemelkedő és nem jellegtelen alakú képződménytömegnek a felszínét általános meghatározással a *külső tér felszíné*-nek nevezzük.** A külső térnek a hegységboltozat felé lezökkenő pereme a *külső tér pereme* elnevezést kapja (I. melléklet „c" és „b").

Ezek a formák a bemutatott mellékleten a mai felszín alakján már nem ütköznek elő. A területen ugyanis még a negyedkorban is olyan gyors volt az üledékfelhalmozódás, hogy ez a felszínen mindenféle tektonikai elmozdulást kiegyenlített. *Hasonló szerkezeti formákat azonban a hegység körül a mai felszín alakján is megfigyelhetünk,* ott, ahol medencefeltöltés nem képződött. Hogy mégsem ilyen szelvényen mutatjuk be a formákat, annak az az oka, hogy a tektonikus felszínalakulás megismerését a legkönnyebben az egymásra települő összletek helyzetének a tanulmányozása teszi lehetővé. A medencefejlődés

* A dolgozat II. része a következő Évi Jelentésben fog megjelenni.

** Látni fogjuk, hogy az ilyen, viszonylag kiemelkedő felszínek a diapir-tektonikában nem ismeretlenek. Ott a több diapir között elhelyezkedő viszonylagos kiemelkedéseket „diapir-közi magaslat"-nak nevezik. A meghatározást mi is átvesszük, ha a felszín több diapirszerű emelkedés közé esik, mivel alakilag azonos jelenségre vonatkozik.

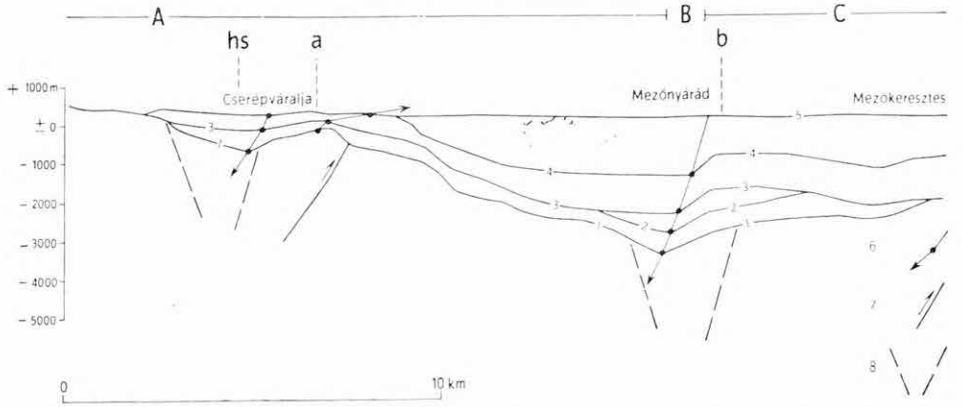
morfogenetikai tanulmányozását ezáltal össze tudjuk kapcsolni a viszonylag kiemelkedő hegységi terület mai formáinak a tanulmányozásával.

A paleo—mezozóos boltozaton kiemelkedő és besüllyedő részleteket is találunk. Ezek között a legfeltűnőbb a boltozat oldalán levő domborulat- és árok-együttes. A domborulatot *szegélydomborulat*-nak nevezzük (I. melléklet „a"). Orográfiai értelemben ugyanis a hegység szegélyén van, a felszínen gyakran csak közvetve észlelhető módon, a harmadidőszaki összletet megemelt, alacsony dombsor alakjában. A mögötte levő keskeny süllyedéket *hegylábi süllyedék*-nek nevezzük (I. melléklet „hs"). Ebben a süllyedékben a harmadidőszaki összlet kivastagodik.

A külső tér pereme („b") és a szegélydomborulat („a") közötti besüllyedés az irodalomból jól ismert, többféleképpen értelmezett *előmélyedés*.

A paleo—mezozóos összlet felületének többi részén nagyobb, vagy jellemzőbb ingadozást nem találunk. Végeredményben tehát a paleo—mezozóos összlet szelvényben látható alakja olyan felülethalmazt látszik képviselni, amely nagy vonásokban boltozat alakban rendezett, s amelyen szerkezeti síkok mentén kialakult hegylábi süllyedék és szegélydomborulat helyezkedik el. A boltozat közepe táján jelentős bemélyedés van, ami a Bükk hegységben nem szerkezeti, hanem denudációs eredetű.

E szerkezeti alakzatok *fejlődésének* az elemzését az 1. ábra alapján kísérelhetjük meg; ez a különböző korú eltemetett felszínek elmozdulásait egyszerűsítő szerkesztéssel teszi szemléltetőbbé.



1. ábra. Különböző korú eltemetett felszínek jellemző pontjainak mozgása a Bükk hegység D-i peremén

A = a hegység paleo-mezozóos domborulata (részben medencefeltöltés alatt), B = a hegység és a külső tér közötti öv, C = a külső tér felszíne, a = szegélydomborulat, b = a külső tér pereme (B, C, b: medencefeltöltés alatt), hs = hegylábi süllyedék, *1—4.* különböző korú eltemetett felszínek, *5.* a mai felszín, *6.* jellemző pontok, *7.* feltolódás a paleo-mezozóos összletben, *8.* vetődéses árkok *(7, 8.* BALOGH K. nyomán)

Рис. 1. Движение характерных точек погребенных горизонтов различного возраста на южной окраине гор Бюкк

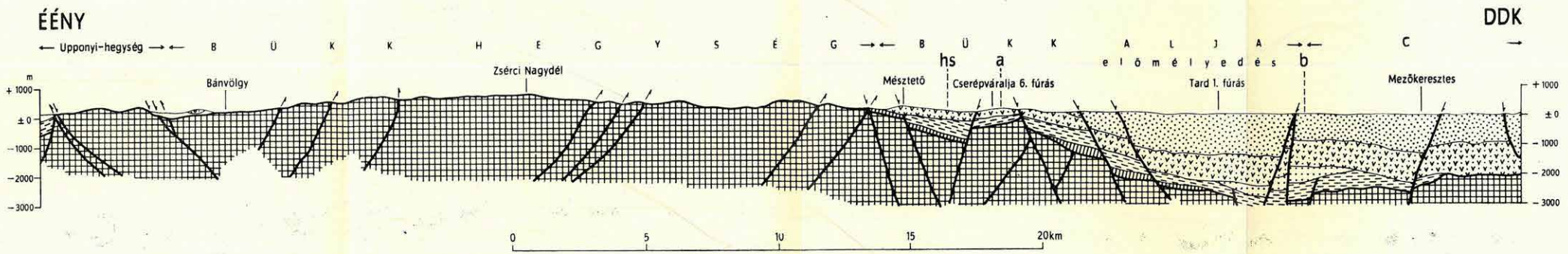
A = горный свод палео-мезозойского возраста (частично под осадочными отложениями бассейна), B = зона между горным массивом и внешней территорией, C = дневная поверхность внешней территории, a = краевой свод, b = край внешней территории (B, C, b — под осадочными отложениями бассейна), hs = передовой прогиб *1—4.* погребенные горизонты различного возраста, *5.* современная поверхность, *6.* характерные точки, *7.* взброс в палео-мезозойской толще, *8.* сбросовые грабены (*7* и *8* — по данным *K. Балога*)

I.

AZ UPPONYI- ÉS BÜKK HEGYSÉG FÖLDTANI SZELVÉNYE

BALOGH K. szelvényének felhasználásával

szerkesztette: MOLDVAY L.



1 Homok, agyag (PLIOCÉN)

2 Kavics, andezittufa és agglomerátum (SZARMATA)

3 Agyag, homok, homokkő, kavics, tufit (HELVÉTI-TORTONAI)

4 Riolittufaösszlet, alján vörös agyaggal (alsó-felső–MIOCÉN)

5 Kavics és vörös agyag (BURDIGÁLAI)

6 Agyag és agyagmárga (OLIGOCÉN)

7 Lithothamniumos és nummuliteszes mészkő (középső és felső EOCÉN)

8 Paleo-mezozóos kőzetek általában

9 Feltolódás

10 Vető

a = Szegélydomborulat

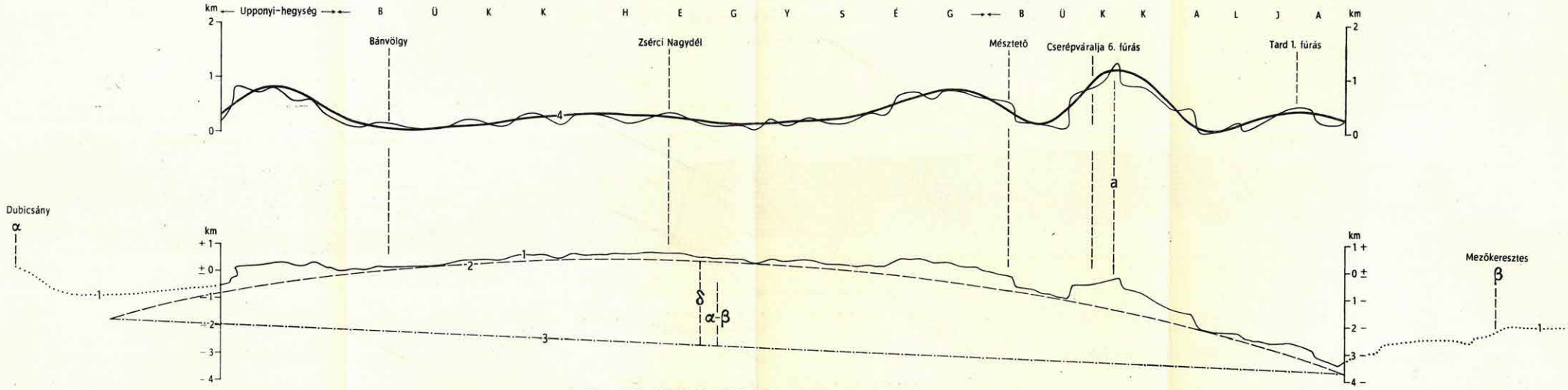
b = A külső tér pereme

c = A külső tér felszíne (medencefeltöltés alatt)

hs = Hegylábi süllyedék

A PALEOZÓOS–MEZOZÓOS KŐZETFELSZIN GÖMBFELÜLETHEZ VISZONYITOTT ELMOZDULÁSA A BÜKK HEGYSÉG SZELVÉNYE ALAPJÁN

Szerkesztette: MOLDVAY L.



1 Paleo-mezozóos kőzetfelszín

2 Az átlagos görbület íve

3 Az átlagos görbület ívének két végpontját összekötő egyenes

4 A paleo-mezozóos kőzetfelszín eltérése az átlagos görbület vonalához viszonyítva (2×-es túlmagasítással)

α Az É-i külső tér felszínének átlagmagassága (tszfm.)

β A D-i külső tér felszínének átlagmagassága (tszfm.)

α-β Az É-i és D-i külső tér felszínének átlagmagassága közötti különbség

δ A hegységdomborulat (az átlagos görbület ívének) magassága

a Szegélydomborulat

Megjelöltük rajta a töréses térszínalakulás formáinak összevonásával az idősebb és fiatalabb felszínek általános helyzetét mutató jellemző pontokat. Az előmélyedésben jól látható így, hogy az idősebb, mélyebben fekvő, eltemetett felszínek a hegységközponthoz közelebb veszik fel a paleo—mezozóos boltozathoz idomuló alakot, mint a fiatalabbak. A jelenség a külső tér tömbjének a hegység felé történő lépcsőzetes leszakadásával kapcsolatos. Ebben a pásztában egy nagyobb bezökkenés is mutatkozik. A bezökkenést Balogh K. levetett egyszerű árokként tünteti fel (1964, 1., 2. ábra). Előároknak nevezhetjük. Ilyeneket más hegységek előmélyedéseinek a külső szélén is megfigyelhetünk.

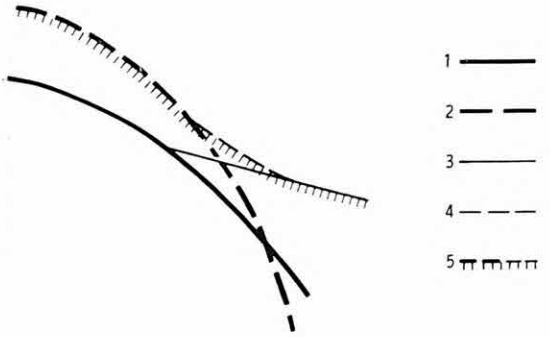
A külső tér peremén feltüntetett pontoknak a hegységközpont felé mutató alásüllyedését főleg a paleo—mezozóos boltozat lábrészének a mérlegkarok mozgására emlékeztető ferde lebillenése okozza. Nincs azonban közvetlen összefüggés a szegélydomborulat pontjainak („a") az előtér felé és a külső tér peremén levő pontoknak („b") a hegység felé hajló íve között: ez *nem* egyetlen billenő tömb mozgását jelzi, hanem a felszín törések sorával létrejött elmozdulását.

A szegélydomborulat kifelé irányuló mozgása a hegység bizonyos fokú, az emelkedéssel kapcsolatos szélesedését eredményezi. Ennek következtében a besüllyedő előmélyedés szélessége a boltozat kiemelkedésének függvényében csökken. Az előmélyedés — amelynek a lényegét a boltozat lábának a külső tér tömege alá hajló mozgása jelenti — ezáltal kifelé billenő, nagyjából tál alakú medence keresztmetszetét mutatja.

Az idősebb és a fiatalabb felszínek vázolt elmozdulásának és a harmadidőszaki összletvastagságoknak az ismeretében a boltozat kialakulásáról még teljesebb képet alkothatunk (1. ábra). A szegélydomborulat felől az előmélyedés felé haladva, a miocén riolittufa-összlet és a pliocén homok- és agyagösszlet *kivastagodik*, ami azt igazolja, hogy a *fenéktérszín mozgása ezeknek az üledékeknek a képződésével egyidőben folyt*. Ez viszont olyan következtetést tesz lehetővé, hogy a paleo—mezozóos összlet kőzettömegének megemelkedése és az ezzel összefüggő előmélyedés-képződés az oligocén és a miocén határán, vagy a miocénben indult meg, és attól kezdve — esetleg szünetekkel — ilyen módon folytatódott. Erre mutat a szelvényben a hegylábi süllyedékben a miocén összlet — bár enyhének jelölt — kivastagodása is. Az oligocén rétegeknek a szegélydomborulat fölötti elvékonyodása viszont lepusztulásos elvékonyodásra utal, mert *az előmélyedés felé nem jelentkezik nagyobb mértékű kivastagodás*, amiből az üledékképződéssel egyidejű süllyedő mozgásra lehetne következtetni.

A felboltozódás folyamatának az egész hegységre kiterjesztett vizsgálata előtt, a mai felszín szerkezeti elemzése kapcsán, felvetődik az a kérdés is, hogy az általában (nagy formát kialakítva) és részleteiben (erre épülő kisebb formákat kialakítva) jelentkező mozgás felszínalakító hatását milyen módszerrel ábrázoljuk. Vizsgálnunk kell a bemutatott szelvény (I. melléklet) elemzésével kapcsolatban a felboltozódás általános helyzetének, a *külső tér* és a *boltozat* viszonyának a kérdését is.

A hegység paleo—mezozóos kőzettömegének a szelvényben látható alakja, mint említettük, boltozat-jellegű felületössze tre utal. Nehézség nélkül megszerkeszthetjük a hozzá tartozó eszményi görbületi ívet is, amelynek a sugara kereken 87 km (II. melléklet). A görbületi ívtől való helyi eltérések mértékét



2. ábra. A felszínalakulás jellege emelkedő idősebb hegységmagra települő fedőrétegek esetén

1. Az idősebb hegységmag felülete, *2.* ua. későbbi szakaszon, *3.* a peremi fedőösszlet felülete, *4.* ua. későbbi szakaszban, *5.* a kialakult felszín

Рис. 2. Характер морфологии при наличии покровных слоев, наложенных на породы древнего горного ядра

1. Поверхность древнего горного ядра, *2.* то же в более поздней стадии, *3.* поверхность окраинной покрывающей толщи, *4.* то же в более поздней стадии, *5.* сформированный рельеф

pozitív értékekkel mérve, majd a mérőspontokat vízszintes síkba vetítve szintén megadhatjuk (II. melléklet, felső rajz). Csak ennek a módszernek a segítségével állapíthatjuk meg teljes szabatossággal azt a viszonyt, ami a felszín általános alakulása és a részletek alakulása között fennáll. A Bükk hegység esetében ez az eltérés nem nagy, a részletmozgások által létrehozott torzulások legnagyobb értéke a görbületi ív sugarának csak néhány százaléka. A legjelentősebb torzulás a szegélydomborulatnál észlelhető (II. melléklet, Cserépváralja 6. sz. fúrás tájéka, a melléklet felső rajzán „a" jelzés).

Másként alakul a helyzet, ha az aljzat felületének az általános képét módosító részletmozgásokat a görbületi ív harmadidőszaki összlettel fedett szakaszán akarjuk kivetíteni. A kivetítés a boltozat vízszintes vetületének csak egy bizonyos szakaszán sikerülhet, nyilvánvalóan csak ott, ahol az aljzat részletmozgásának a hatása a mai felszínen még egyáltalán észlelhető. Igen nagy szakasz kiesik azonban a mai felszíni érzékelhetőség területéből.

Az érzékelhető fedett szakasz ábrázolásának a megoldása a következő: mivel a paleo—mezozóos kőzetfelületet a harmadidőszaki összlet felülete, az eszményivé egyszerűsített mai felszín *metszi*, vagy *érinti*, a görbületi ív emelkedése következtében létrejövő paleo—mezozóos és harmadidőszaki felület együttesen harang-jellegű felületté alakul (2. ábra). A paleo—mezozóos kőzetfelszín mozgása ezen a szakaszon éppen ezért a harang-jellegű felület torzulásaként jelentkezik.

A mai felszínen tehát a paleo—mezozóos felület részletmozgásait vizsgálva, három különböző felszínrészletet kell egymás mellé állítanunk: *1.* A paleo—mezozóos felület kibúvó szakaszát, ahol a részletmozgások viszonyítási alapja a mai felszínen kiemelkedő szerkezeti nagyforma szerkeszthető, boltozatszerű felülete. *2.* A harmadidőszaki fedőösszlet azon felületrészét, ahol a paleo—mezozóos felület viszonylagos mozgásai még éreztetik hatásukat. Ezen a szakaszon a viszonyítási felület a kibúvó paleo—mezozóos kőzetfelülethez simuló, fokozatosan ellaposodó felület, ami a paleo—mezozóos kőzettömeg felületével együtt harang-jellegű felszínt alkot. *3.* A harmadidőszaki fedőösszlet felületének azt a részét, ahol az aljzat mozgásai a mai felszínen részleteiben már egyáltalán nem érzékelhetők. Ide tartozik jelen esetben az egész boltozatláb területe.

Látjuk tehát, hogy a mai felszín kialakulásának szerkezeti értelmezéséhez

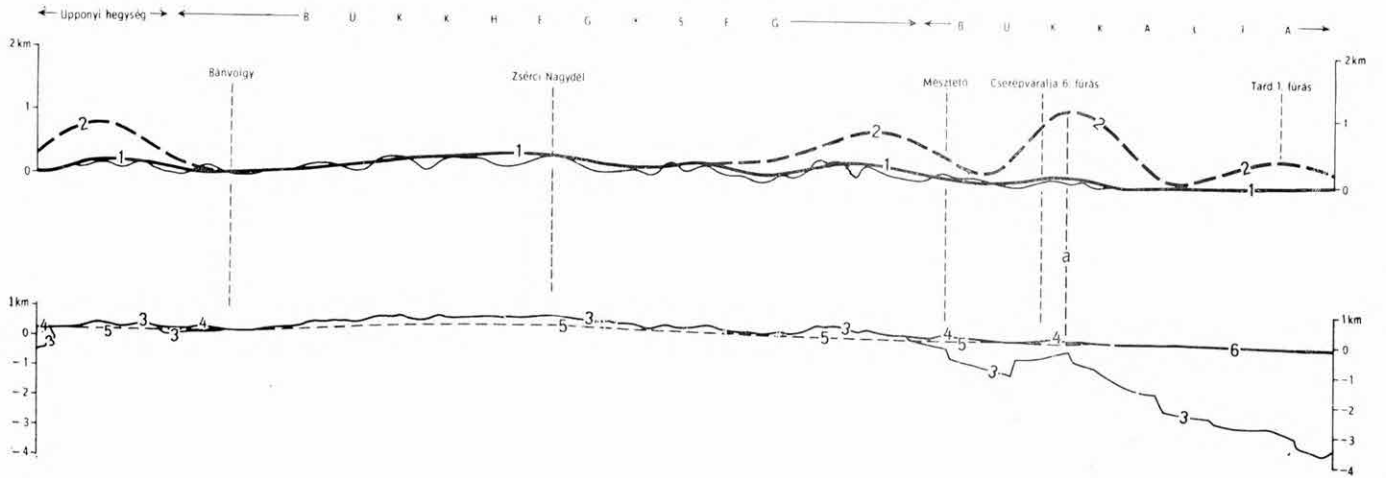
nagy területen *olyan idős felszínrészletek mozgását is számításba kell vennünk, amelyek a helyi adottságok következtében, a mozgást kiegyenlítő üledékfeltöltés miatt a felszínen nem vizsgálhatók.*

A hegység boltozata a Gömöridáktól délre bele van ágyazva egy nagy kiterjedésű, „külső tömeg"-nek nevezhető kéreglemezbe, benne mozog, benne alakul. Ez a külső tömeg azonban szintén nem tekinthető teljesen mozdulatlannak. A hegység mozgása nyilvánvalóan egy még nagyobb felület mozgásának a viszonylagos jelensége is. Ebben az esetben, ha feltesszük, hogy a hegységfelboltozódást és — a hegységboltozat szárnyainak alásüllyedésével — a külső tér viszonylag kiemelt felszínének létrejöttét a *boltozat központjában ható,* alulról jövő nyomás okozza, ezt a viszonylagosságot könnyen megérthetjük, ha elképzelünk egy, a hegység helyére helyezett kőzetlemezt, amit lassú mozgatással valamilyen irányban kissé megdöntünk. Ha ezt a kőzetlemezt valamilyen tárgy alulról ható nyomásával valamelyik ponton feldomborítjuk, a lemez mozgása közben *helyi erőterű* mozgás jön létre. A boltozat ezáltal a „lemez" *mozgó anyagában mozogva* emelkedik ki és alakítja ki alárendelt szerkezeti formáit.

A Bükk hegység esetében is beszélhetünk ilyen általános jellegű megdőlésről, ami déli irányba gyengén megsüllyesztette a hegység déli szárnyát. Érdekes bizonyíték erre a II. melléklet alsó szelvénye. A külső tér általános szintkülönbsége — a Dubicsánynál és Mezőkeresztesnél felvett α és β érték különbsége — és a hegységdomborulat magasságát ábrázoló δ egyenes közötti különbség a hegységdomborulat javára azt jelzi, hogy a hegység valóban megdől, de a külső tér „lemezével" együtt hajlik le dél felé. Nem dől rá tehát a déli külső tömegre, *hanem attól is elszakad, mert a felboltozódás sokkal erősebb, mint a külső tér felszínének általános lejtése az Alföld felé. A két érték közötti különbség tehát a boltozat és a külső tér kőzetei között fellépő bizonyos fokú húzóerőt fejez ki.* Miközben a nagy kiterjedésű „külső tömeg" felszíne az Alföld felé süllyed, a hegység alulról ható nyomás révén kiemelkedik, belőle kiszakad.

A továbbiak tárgyalása szempontjából itt meg kell jegyeznünk, hogy központi emelő nyomás esetén nemcsak a boltozat lesz koncentrikus, hanem természetszerűen a kialakulással járó másodlagos formák elhelyezkedése is.

Megállapítottuk, hogy a Bükk hegységben a tektonikai okokból fellépő elemi felszínmozgások valódi mértékét valamilyen harang-jellegű felszínhez való viszonyítással tudjuk megadni. A 3. ábrán mellékelünk egy így szerkesztett felületet, szintén a Bükk hegység főszelvénye alapján. A 3. ábra felső szelvényén látható, hogy a paleo—mezozóos kőzetfelszín 1000 m viszonylagos magasságú szegélydomborulata a harmadidőszaki fedőn keresztül már csak szerény hullámként észlelhető. Érthető tehát annak szükségessége, hogy a felszín mozgását — aminek érzékelhetőségét a lepusztulás nagymértékben befolyásolja — elvileg helyes viszonyítási alap szerint elemezzük. A mozgások a mai felszínen gyakran olyan elmosódóan jelentkeznek, hogy felismerésük, vagy a közöttük levő kapcsolat nyomozása közönséges szintvonalas térképen nem is lehetséges. Ezért térképeinken a hegységek felszínének az alakját több helyen, éspedig ott, ahol a viszonyok hasonlóak és a mennyiségek valamint az összefüggések ábrázolása ezt szükségessé tette, harang-jellegű felszínhez viszonyítva szerkesztettük meg. Ez úgy történt, hogy szintvonalakkal megadtuk

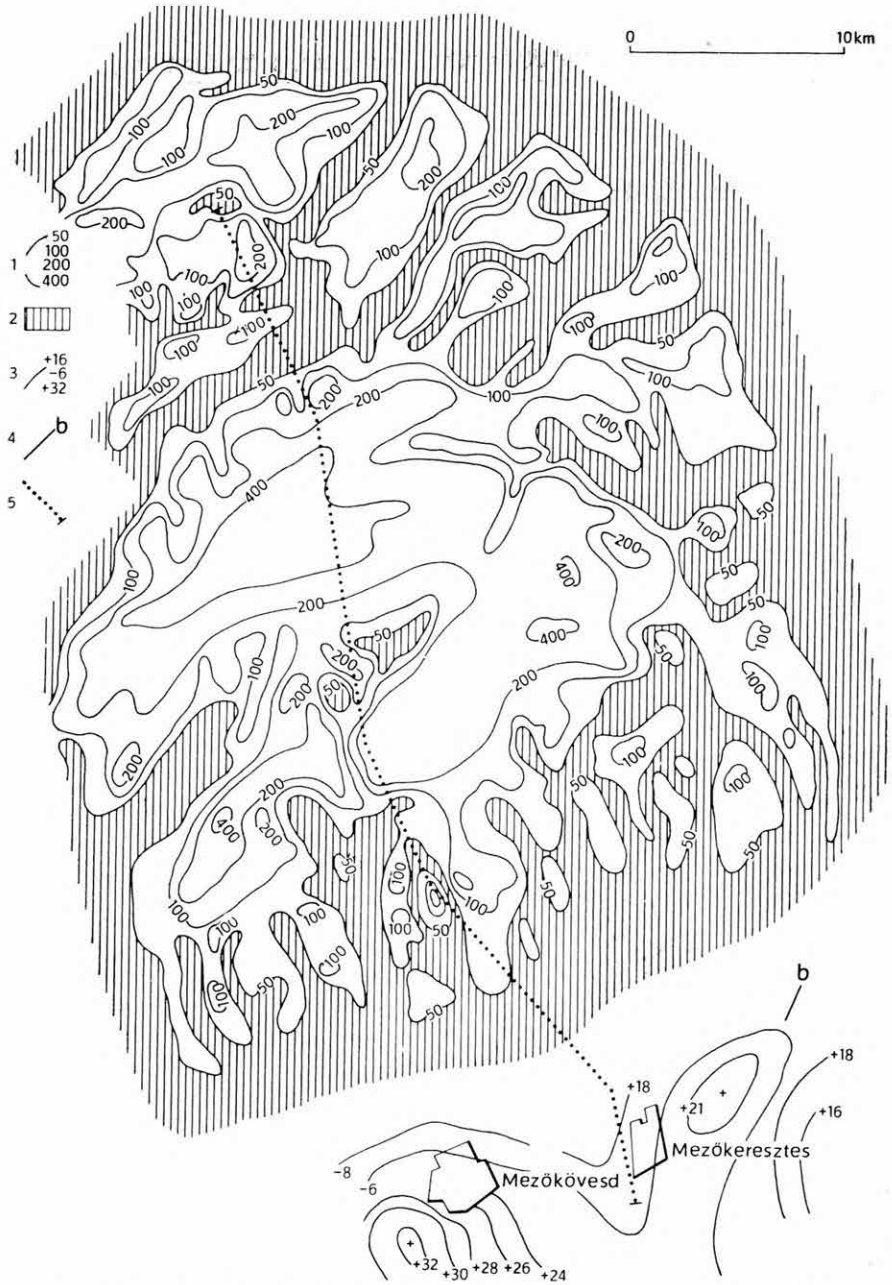


3. ábra. A paleozóos—mezozóos és harmadidőszaki kőzetfelszín harang-felszínhez viszonyított elmozdulása a Bükk hegység szelvénye alapján

1. A harmadidőszaki és a kibúvó paleo-mezozóos kőzetfelszín „harang"-felszínhez viszonyított helyzete (2×-es túlmagasítással), *2.* a paleo-mezozóos kőzetfelszín eltérése az átlagos görbület vonalához viszonyítva (2×-es túlmagasítással, a II. sz. mellékletről átszerkesztve), *3.* a paleo-mezozóos kőzetek felszíne, *4.* a harmadidőszaki kőzetek felszíne, *5.* „harang"-felszín, *6.* alföldi felszín; a = szegélydomborulat

Рис. 3. Смещение поверхностей палео-мезозойских и третичных пород относительно колоколообразной поверхности на основании разреза гор Бюкк

1. Положение третичной и обнаженной палео-мезозойской поверхностей пород относительно поверхности «колокол» (с двойным увеличением вертикального масштаба), *2.* отклонение палео-мезозойской поверхности пород относительно средней кривой (с двойным увеличением вертикального масштаба при переработке из приложения II), *3.* поверхность палео-мезозойских пород, *4.* поверхность третичных пород, *5.* поверхность «колокол», *6.* равнинная поверхность; a = краевой свод



4. ábra. A Bükk hegység felszínének völgytalpszinthez viszonyított térképe

1. Völgytalpszint feletti magasságvonal, *2.* 50 m-es magasságvonal alá eső terület, *3.* relatív gravitációs anomália, *4.* a külső tér felszínének pereme, mélyföldtani adatok alapján, *5.* szelvényvonal (I. melléklet)

Рис. 4. Карта рельефа гор Бюкк относительно уровня дна долин

1. Линия отметок, находящихся над уровнем дна долин, *2.* территория, лежащая под 50-метровой отметкой, *3.* относительная гравитационная аномалия, *4.* край поверхности внешней территории на основании данных глубокого бурения, *5.* линия разреза (приложение I)

a harang-jellegű felszín tengerszinthez viszonyított izophipszáinak és a térképek ugyancsak tengerszinthez viszonyított izophipszáinak az értékkülönbségeit. A harang-jellegű felszín szerkesztésének legegyszerűbb és legtermészetesebb módja a hegység központja felől sugár-irányban kifelé haladó nagyobb patakvölgyek talptérszín-magasságát összekötő izohipszák megszerkesztése. A völgyek ugyanis a boltozat-központ közelében meredeken esnek, majd ellaposodnak; az általános felszín alatt levő szintet képviselnek, a hegységfelszín hozzájuk viszonyított magassága általában pozitív értékben adható meg. Esésvonaluk eléggé kiegyenlített, a viszonylag emelkedő pásztákba való állandó bevágódásuk és a süllyedő szakaszok feltöltése révén. A völgytalp-izohipszák segítségével tehát a helyi mozgásokból eredő torzulásokat bizonyos határok között önként kiszűrő természetes felületet nyerünk. Ilyen szerkesztéssel sajátos reliefenergia-térkép birtokába is jutunk.

A Bükk hegységnek arról a területéről, ahol a nagyobb völgyek szabályos sugaras helyzetűek, megszerkesztettük a mai felszín völgytalp-szinthez viszonyított magasságának a térképét (4. ábra). A szerkesztést 1 : 50 000 méretarányú alaptérképeken végeztük, majd a szerkesztett rajzot 1 : 200 000-es méretre kicsinyítettük. A térszín helyzetét 50, 100, 200 és 400 m-es szintvonalakkal ábrázoljuk, az 50 m alatti szintet vonalkázással emeljük ki.

A térképen, a közönséges szintvonalas térképpel ellentétben, erőteljesen elkülönül a hegység viszonylag szabályos alaprajzú központi tömege. Ezt szintén eléggé szabályos, gyűrű alakú domborulat-sor veszi körül s a kettő között viszonylag alacsony térszín-öv foglal helyet, amelynek kialakulásában felmerül a hegylábi süllyedés gyanúja. Érdekes és eddig még nem tárgyalt forma az a néhány helyen a hegylábi süllyedékből sugár irányban kiágazó széles mélyedés, amit „sugár irányú árok" néven szintén a hegységfelboltozódás másodlagos szerkezeti formái között tartunk nyilván.

E térkép megszerkesztésével az volt a célunk, hogy tisztázzuk: mennyire igazolhatók a főszelvény elemzésénél említett feltevések, ti. az, hogy a hegységfelboltozódás elsődlegesen alulról ható szerkezeti nyomással függ össze és kialakulása a neogén elején kezdődött. Ha a felboltozódás alulról ható nyomás eredménye, a másodlagos formáknak sugaras—köríves rendszerben kell elhelyezkedniök, és ha a formák kialakulása a miocénben kezdődött, ezt a mai és a neogén felszínalakulás jellegének azonossága bizonyíthatja.

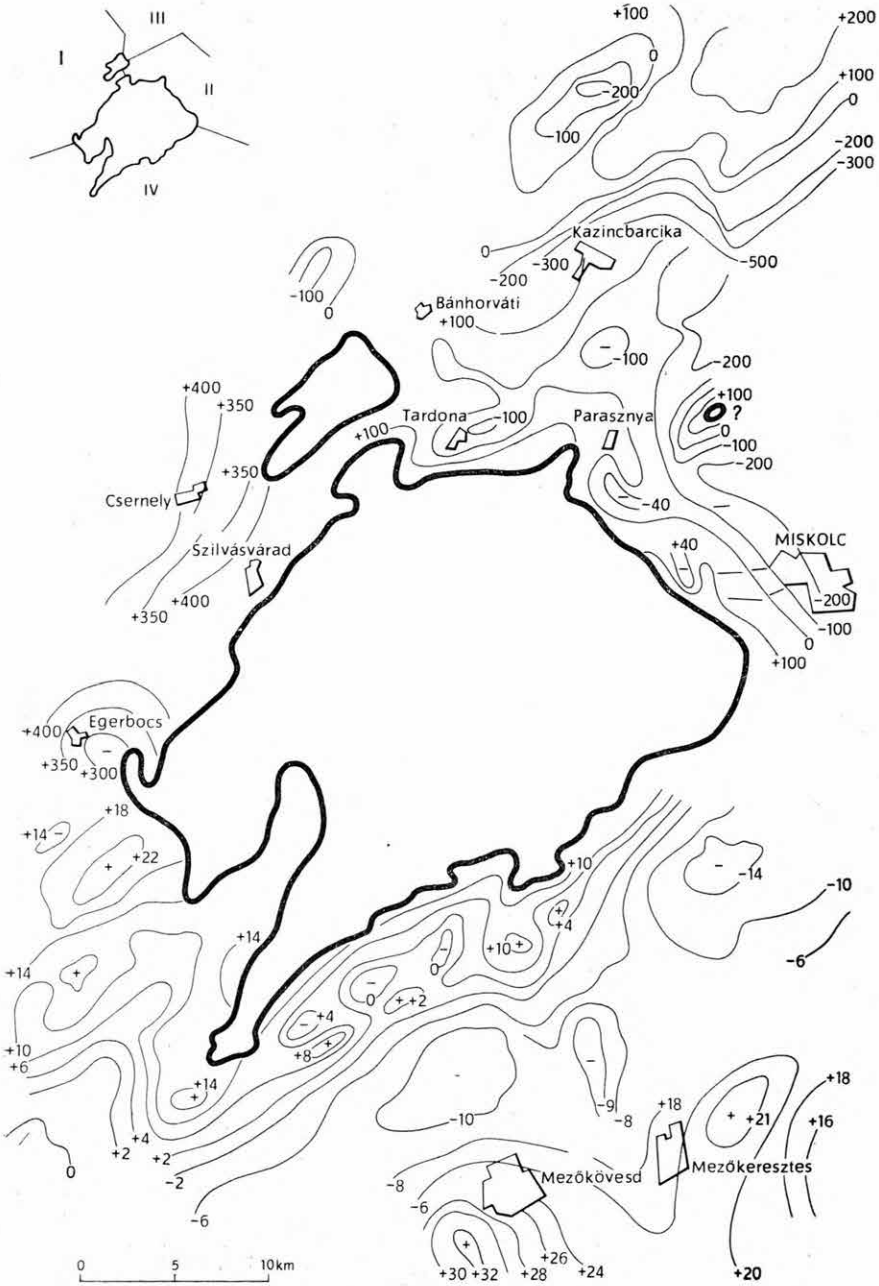
A felvetett kérdések megválaszolása céljából korreláció-térképet szerkesztettünk, az alsómiocén rétegek fekvőjének mai helyzetét feltüntető adatok és a mai felszín völgytalpszinthez viszonyított térképe alapján. A miocén fekvő

5. ábra. A Bükk hegység feküfelszíneinek térképe (CSÍKY G., JASKÓ S., RADNÓTY E. és RADÓCZ GY. nyomán szerkesztette MOLDVAY L.)

I. A szarmata összlet feküjének felszíne a tengerszinthez viszonyítva, II. az alsómiocén összlet feküjének felszíne a tengerszinthez viszonyítva, III. a paleo-mezozóos összlet felszíne a tengerszinthez viszonyítva, IV. relatív gravitációs anomáliák. Vastag vonallal a paleo-mezozóos és paleogén képződmények kibúvását jelöltük a mai felszínen

Рис. 5. Карта подошв различных толщ гор Бюкк (составил *Л. Молдваи* по данным *Г. Чики, Ш. Яшко, Э. Радноти* и *Дь. Радоца*)

I. Уровень подошвы сарматской толщи относительно уровня моря, II. уровень подошвы нижнемиоценовой толщи относительно уровня моря, III. уровень палео-мезозойской толщи относительно уровня моря, IV. относительные гравитационные аномалии. Толстой линией показаны выходы палео-мезозойских и палеогеновых отложений на современной поверхности


I
II
III
IV
Kazincbarcika
Bánhorváti
Tardona
Parasznya
Csernely
Szilvásvárad
MISKOLC
Egerbocs
Mezőkövesd
Mezőkeresztes
0 5 10km

5. ábra — Puc. 5.

felszínének adatai RADNÓTY E. (1954) fekütérképéről valók. Ilyen adatként használtuk fel a déli perem gravitációs anomália adatait is, annak a meggondolásnak az alapján, hogy ezek nagy vonásokban a miocén fekvőjének tekinthető paleo—mezozóos és paleogén képződmények felületének szerkezetileg kialakult alakját tükrözik (CSIKY G. 1961; 5—6. ábra).

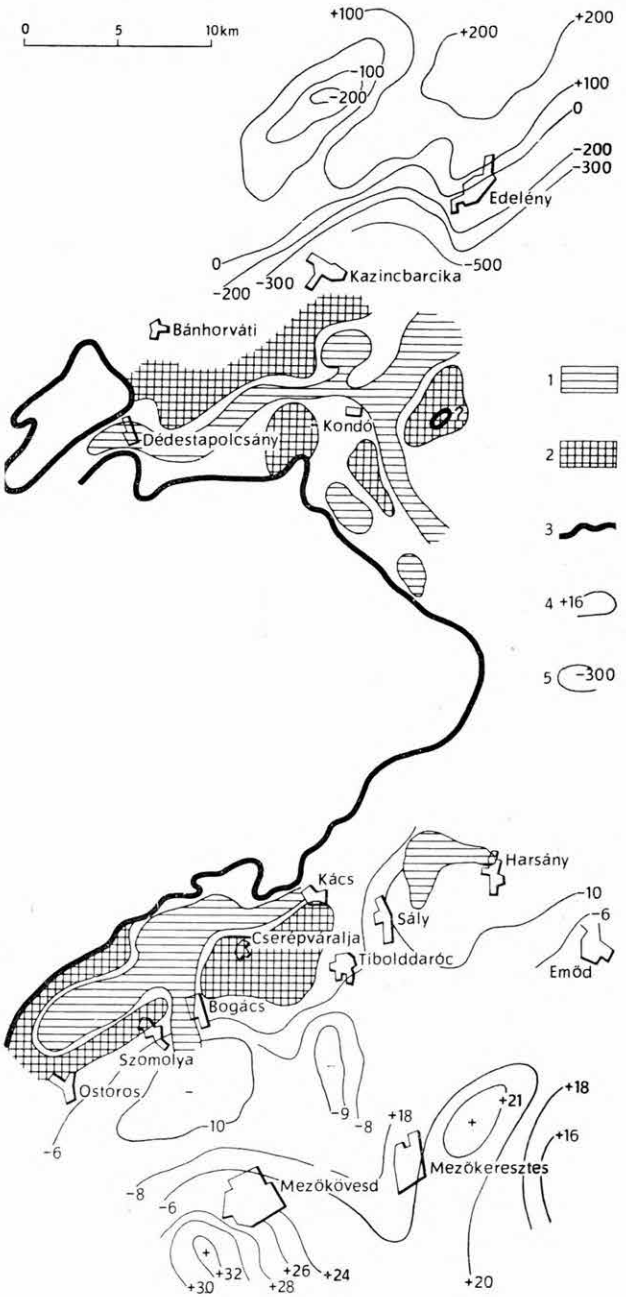
Ezen a térképen a főszelvény által harántolt szegélydomborulat folytatását a mai térszínen Ny és K felé is több kiemelkedés jelzi. Látható, hogy a mai felszín és a miocén fekvő felszíne között egybehangzó a kölcsönösség. A magas helyzetű felszínrészletek mentén az idős felszín kiemelkedik, az alacsonyak mentén besüllyed, bár az erózió és a denudáció folytán az egyezés nem tökéletesen szabályos. A szegélydomborulat Ny-on Ostorosnál kezdődik és Szomolyánál ér véget (SCHRÉTER Z. 1939). Ezután a boltozat-sor mélyebben beszakad, majd tovább K-re, Cserépváraljánál hirtelen ismét kiemelkedik. A domborulat vázolt szakasza a következő, kácsi és sályi terület szerkezeti mélyedésénél ér véget, ahol É, vagyis a Bükk hegység felé röglépcsős emelkedés mutatkozik (CSIKY G. 1961). A mai felszínen ez a mélyedés is alacsonyabb terület; magasabb felszínrészletek övezik.

A szénhidrogénkutató fúrások az ostorosi, bogácsi és cserépváraljai boltozatnál a miocén rétegek alatt elérték a középsőtriász (ladini) mészkövet, Szomolyánál lattorfi összletben, Kácsnál és Sálynál felsőeocén mészkőben álltak meg. Az eocén ill. triász képződmények felett lattorfi és rupéli összlet települ, helyenként az *északi* szárnyakon tengeri, partközeli burdigalai rétegek is mutatkoznak (BALOGH K. 1964). Az oligocén összletre az *északi* szárnyon (a hegylábi süllyedék felé) vastagabb — másutt csak foltokban meglevő — alsómiocén szárazföldi törmelékes összlet települ, majd e fölött változó vastagságú felsőburdigalai, helvéti és tortonai vulkáni összlet következik. Bogácsnál a boltozat mindkét szárnyán találhatók pannóniai és szarmata képződmények is.

Az ostoros—szomolyai területen a rupéli fedő agyagmárga mindegyik fúrásban, Bogácson már csak a boltozat-szárnyakon jelentkezett, a cserépváraljai területen pedig hiányzik. Valószínű, hogy az egyenlőtlen mozgás folytán jobban kiemelt bogácsi és cserépváraljai területen a rupéli felső fedő agyagmárga rétegsor lepusztult és így a miocén alatt a mélyebb szintet képviselő rupéli homokköves agyagmárga következik (CSIKY G. 1961).

Az ostoros—cserépváraljai szegélydomborulattól É-ra, az általunk hegylábi süllyedéknek nevezett mélyedés kialakulása és benne a miocén összlet kivastagodása valamennyi adat szerint megállapítható tény. CSIKY G. (1961) leírása szerint az ezzel azonos egerszalók—noszvaji mélyedésben helyenként feltűnően vastag az alsómiocén szárazföldi összlet.

Térképünk a hegység ÉK-i oldalán nagyjából hasonló kiújulási összefüggést igazol (6. ábra). A szerkezeti rendszer külső keretét a Bánhorváti felől ÉK-nek haladó, majd Edelénynél nagy ívben D felé kanyarodó, viszonylag magas helyzetű paleo—mezozóos perem adja. Edelényi peremnek nevezzük és a mezőkövesd—mezőkeresztesi külsőtér peremével hasonló alakulatnak tartjuk. Belső oldala hirtelen mélyül, az aljzat Kazincbarcikánál már —500 m-ben folytatódik (RADÓCZ GY. 1964). Felszínére — helyenként szarmata képződményekkel záródó, ÉK felé is messze terjedő — miocén összlet települ, amely ellenkező irányban a hegységmag széléig követhető. Az alsómiocén összlet fekvőjének



6. ábra. Az alsómiocén fekvője és a mai, völgytalpszinthez viszonyított felszín viszonya a Bükk hegységben

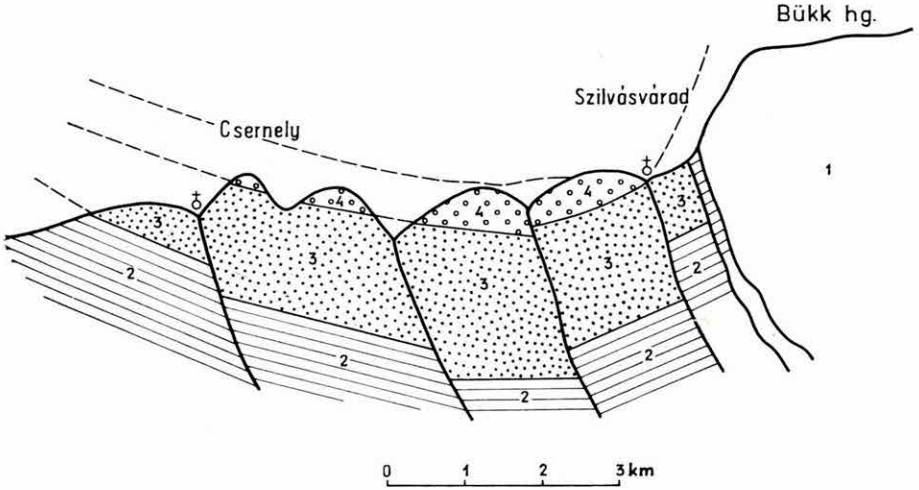
1. Viszonylag alacsony helyzetű mai térszín — alacsony helyzetű alsómiocén térszín, *2.* viszonylag magas helyzetű mai térszín — magas helyzetű alsómiocén térszín, *3.* paleo–mezozóos és paleogén képződmények kibúvása a mai felszínen, *4.* relatív gravitációs anomália, *5.* a paleo–mezozóos összlet felszíne a tengerszinthez viszonyítva

Рис. 6. Поверхность нижнемиоценовой подошвы и ее отношение к современной поверхности, определенной относительно уровня дна долин, в горах Бюкк

1. Относительно низкий уровень современной поверхности — низкий уровень нижнемиоценовой поверхности, *2.* относительно высокий уровень современной поверхности — высокий уровень нижнемиоценовой поверхности, *3.* выходы палео-мезозойских и палеогеновых отложений на современной поверхности, *4.* относительная гравитационная аномалия, *5.* поверхность палео-мезозойской толщи относительно уровня моря

helyzete, ami a hegység közelében paleo—mezozóos kőzetfelszínt jelent, jól elhatárolható, körívesen besüllyedt pásztát igazol. A rendelkezésre álló, RADNÓTY-tól származó felszín-lejtési adatok azt bizonyítják, hogy a mélyedések és kiemelkedések e rendszere szerkezeti eredetű. JASKÓ S. (1960) hívta fel a figyelmet arra az érdekes összefüggésre, ami az alsómiocén és szarmata fekvő helyzete között fennáll. A Kondótól Dédestapolcsányig húzódó É—Ny-i irányú keskeny teknőtől „. . . D-re a Bükk hegység felé, É-ra pedig a bánhorváti boltozat irányában emelkednek a rétegek. A teknőt keresztező Harica-, Kazinci- és Bánvölgyben jól megfigyelhető, hogy a völgyoldalakon egyre mélyebbre süllyed a szarmata alsó réteghatára, míg csak el nem érjük a teknő tengelyvonalát. Az alsómiocén fekvőjének térképét a szarmata fekű felszínének szintvonalaival összehasonlítva, szembetűnik, hogy itt a hegységszerkezeti formák többé-kevésbé fedik egymást, vagyis a besüllyedések és kiemelkedések nagyjából mindkét felületen párhuzamosak. Különbség csak abban van, hogy az alsómiocén fekvőn mérhető vertikális elmozdulások kb. kétszer nagyobbak a szarmata fekvő hasonló jellegű elmozdulásainál. Így az alsómiocén fekvő süllyedése RADNÓTY térképe nyomán a Bükk hegység északi szegélyétől a Dédestapolcsány—Kondói-teknő központjáig (4 km távolságon) 300 m; a szarmata rétegeken ugyanaz csak 100—150 m-nek mérhető".

Teljesebbé válik a sor, ha a 4. ábráról hiányzó, nyugati területre kanyarodunk. Itt két jellegzetesen kifejlődött hegylábi süllyedéket találunk. Az egyik Csernely és Szilvásvárad között húzódik 13 km hosszan ÉÉK—DDNy-i irányban. Benne a Kondó—Dédestapolcsány-i teknőben mérthez hasonló szögdiszkordanciával helyet foglaló, besüllyedt szarmata és idősebb miocén összlet található (5., 7. ábra és III. melléklet). Külső határát KÉK felé az Úszófőhegy

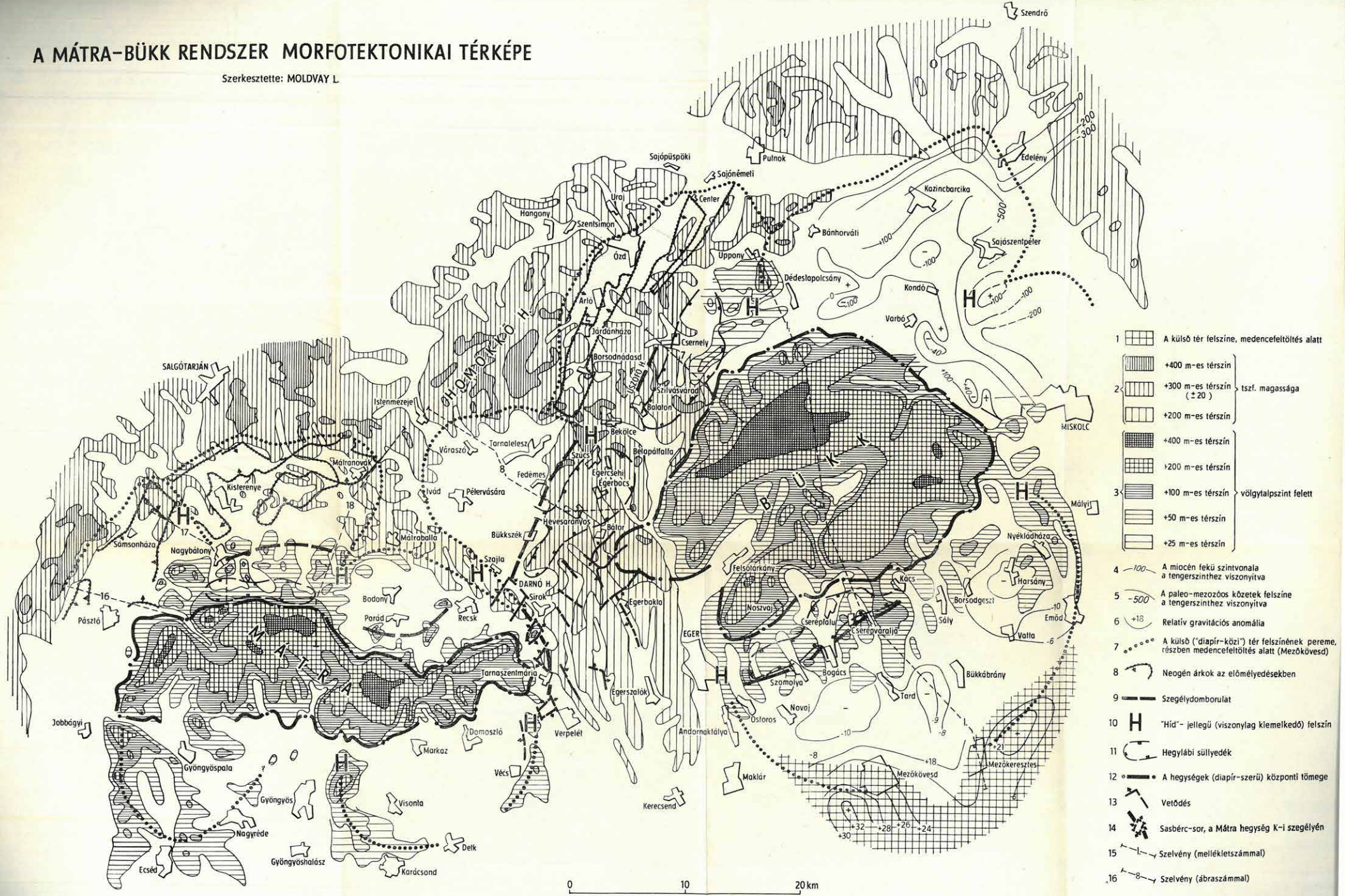


7. ábra. Vázlatos szelvény a Bükk hegység ÉNy-i tövéből, JASKÓ S. nyomán
1. Mezozóos és paleozóos alaphegység, *2.* oligocén, *3.* mediterrán, *4.* szarmata és pannon

Рис. 7. Схематичный разрез у СЗ-го подножья гор Бюкк по данным *Ш. Яшко*
1. Мезозойский и палеозойский фундамент гор, *2.* олигоцен, *3.* отложения средиземноморского яруса, *4.* сармат и паннон

A MÁTRA–BÜKK RENDSZER MORFOTEKTONIKAI TÉRKÉPE

Szerkesztette: MOLDVAY L.



gerincén találjuk meg, ami szegélydomborulatnak minősül. A süllyedék DDNy-on az Egercsehinél húzódó NyÉNy-i, viszonylag kiemelkedő területen ér véget, ettől az emelkedéstől DNy-ra azonban újabb ÉÉK—DDNy-i irányú süllyedék következik Hevesaranyos és Bátor között, 10 km hosszan. Ennek a süllyedéknek a szegélydomborulat jellegű határa NyÉNy felé az ismert bükkszék—fedémesi boltozatvonulat (8. ábra). A besüllyedt miocén összlet aljzata itt közvetlenül a paleo—mezozóos „alaphegység". Ennek a teknőjébe települnek, kiújuló mozgásokra utaló jelekkel, a burdigalai és helvéti, sőt ÉÉK felé a tortonai és szarmata emelet rétegei. A süllyedék egyik, ÉÉK-i részletén Jaskó S. szintén kimutatta Egerbocstól ÉK-re, hogy ott is szarmata utáni, továbbfejlődő, besüllyedő mozgások folytak (7. ábra).

A hevesaranyos—bátori hegylábi süllyedékben szintén kifejlődött egy, az előtér felé húzódó sugár irányú árkos besüllyedés, ami a bükkszéki és fedémesi boltozatot kettévágja (Schréter Z. 1942a).

A hegységfelboltozódás közvetlen környékén a másodlagos formák sugaras—köríves elhelyezkedése az elmondottak értelmében tehát igazolható, olyan bizonyítékokkal együtt, amelyek valószínűsítik a miocénben kezdődő felboltozódást.

Az a feltevésünk, hogy ezt a felboltozódást elsődlegesen alulról ható szerkezeti nyomás idézte elő, tovább erősödik, ha az *előmélyedések* kérdését vizsgáljuk. A mai feltártság mellett ui. úgy látszik, hogy a hegység körül nem *két* előmélyedés alakult ki, ahogyan azt az ÉNy—DK-i irányú vízszintes összenyomással számoló geomechanika állítja, hanem — a legkülönbözőbb irányokban — *legalább négy;* a Miskolc környékére eső feltáratlan terület számításba vétele nélkül.

Vizsgáljuk meg először a főszelvényben bemutatott, Vatta és Maklár közötti előmélyedést, a „vatta—maklári árkot". Ennek a nagy medencének a DK-i szélét a mezőkövesdi külső tér medencefeltöltéssel fedett aljzati kiemelkedése alkotja. Benne a vastag burdigalai—tortonai vulkáni összletre nagy vastagságú pannóniai összlet települ. Megállapításunk szerint az előmélyedés besüllyedése az oligocén és a miocén fordulóján kezdődhetett; a vastag pannóniai rétegek kiéküléséből és a hegységboltozat megdőléséből ítélve pedig, a szarmata vagy a pannon eleje óta úgy folytatódott, hogy közben regionális értelemben a külső tér képződményeivel együtt — tulajdonképpen ezek tömegébe ágyazódva — DK-i irányban megdőlt. Az így létrejött erős ütemű feltöltődés folytán a mai térszín alakján az előmélyedés és a külső tér felszínének viszonylagos kiemelkedése nem ismerhető fel, *az erősen kiegyenlített alföldi térszín az ostoros—szomolya—cserépváraljai szegélydomborulat DK-i lejtői mentén egyenes vonalban „levágja" a hegység előterét.* Ezen a területen tehát az említett elbillenés óta a viszonylag emelkedő mezőkövesdi külső tér egymás fölötti felszínei *lepusztulástól védett* helyzetben mozognak, úgy, hogy a fiatalodás sorrendjében mind kisebb elmozdulást mutatnak. Azt, hogy ez a mozgás a pleisztocénben is folyt, az előmélyedés negyedkori rétegeinek a kivastagodása igazolja.

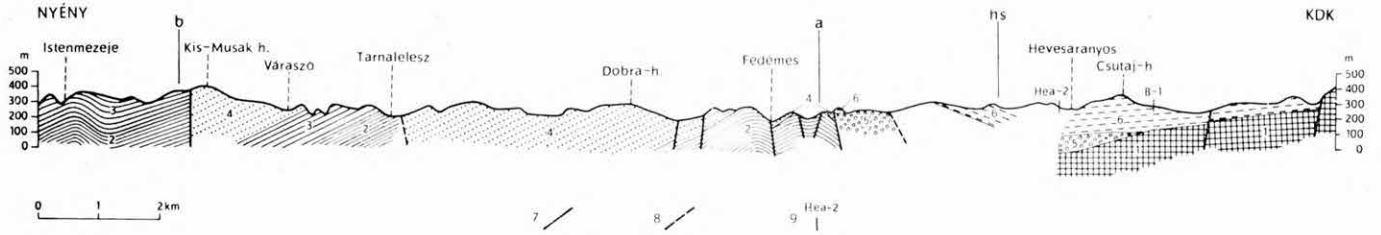
Az előmélyedés aljzata különböző módon és mértékben süllyedt elemekből áll. Harsány és Borsodgeszt között, valamint Novajtól K-re is a gravitációs anomáliák és fúrások adatai szerint általában mélyül. Tardtól közvetlenül K-re is sejthető a gravitációs anomáliák alapján egy, csúcsával a külső tér felé mutató hegyes, keskeny, háromszög alakú besüllyedés (5. ábra). Tardnál

Cserépváralja felől kiindulva úgy tűnik, mintha ennek a süllyedéknek a Ny-i oldalán az előtér felé folytatódó magasabb aljzatú „híd" alakult volna ki, ami az egész előmélyedés-rendszert egy nagyobb ÉK-i és egy kisebb DNy-i süllyedékre osztaná. Feltűnő jelenség, hogy Andornaktálya és az eltemetett mezőkövesdi boltozat között az előmélyedés DNy felé lezárul; feltehetőleg viszonylag magasabb helyzetű aljzat torlaszolja ezt el, amit a gravitációs anomáliákon kívül a pannóniai rétegek dőlésével is bizonyítani lehet. Az említett vonaltól ÉK-re ugyanis a rétegek dőlése DK-i, vagy DDK-i, míg a vonaltól DNy-ra, Maklártól Kerecsendig, a dőlés DDNy-i irányba fordul. Erre vall a mai felszín helyzete is, mert az ostorosi szegélydomborulat DNy-i vége felé az eltemetett mezőkövesdi boltozattól ÉNy-ra, majd ÉÉNy felé hajló ívben kampó alakban következő emelkedés-sor van, amely a pannóniai rétegek dőlése alapján az aljzat viszonylagos szerkezeti emelkedésével magyarázható. Hasonló kiemelkedés van az előmélyedés ÉK-i végén Mályi—Nyékládháza és Emőd között is, ahol az aljzat szerkezeti kiemelkedése a Sály, Borsodgeszt, Harsány között beöblösödő alsópannóniai rétegek és a borsodgeszt—harsányi medence helyzetéből önként adódik. Ez, a hegység felé beívelő vonulat lényegében a borsodgeszt—harsányi süllyedék Mezőkeresztes felé folytatódó K-i pereme. A vattai előmélyedés tehát nem hosszabbítható meg egyszerűen a „nagyszerkezeti irányok" elve alapján a Mátra vagy a Tokaji-hegység felé, hanem olyan, vese vagy félhold alakú süllyedéknek minősíthető, amelynek a „partja", a szegélydomborulat magasságáig emelkedve, a mai felszín alakján is felismerhető, kampó alakú peremet alkot. Még egyszerűbben fejezzük ki magunkat, ha azt mondjuk, hogy a mezőkövesd—mezőkeresztesi „boltozatsor" DNy-on Maklár és Andornak vonalán, ÉK-en pedig Emőd—Mályi vonalán fokozatos emelkedéssel beível a hegységközpont felé és végül a szegélydomborulat rögboltozatainak a magasságáig emelkedik, úgy, hogy Maklárnál és Emődnél már a mai felszínen is érzékelhető emelkedéssel kilép az alföldi felszín szintjéből; ezen a ponton a pannóniai összletet az aljzat mezozóos rögsora már kiemeli az alföldi térszínből. A külső tér felszínének a hegységközponthoz csatlakozó két végét, két hídszerű területet, a szegélydomborulat köti össze egymással.

A továbbiakban még három ilyen, jól felismerhető előmélyedést ismertetünk; a pétervásárai, az arlói és a kazincbarcikai előmélyedést. Lehet, hogy Miskolcnál is kifejlődött hasonló előmélyedés, itt azonban az aljzat helyzetét még nem ismerjük.*

A pétervásárai előmélyedés Szajla—Ivád—Váraszó között húzódó, szabályos, félkör alakú peremmel körülfogott mélyedés. Felszínén a miocén rétegek már csak lepusztulási roncsok alakjában vannak meg, a katti összlet szerkezeti viszonyai azonban elárulják az oligocén utáni mozgásokat. A fedémesi boltozat külső oldalán 4—500 m-re tehető a felsőkatti homokkő besüllyedése a Tarna vonaláig, ahol vetődés mentén felbukkanó, idősebb rupéli márga és homokos agyagpászta jelenik meg (8. ábra). Az agyagrétegek felett általáno-

* Újabban közreadott gravitációs adatok szerint hasonló előmélyedés tételezhető fel Miskolctól É-ra is. Úgy látszik, hogy a kazincbarcikai előmélyedést a miskolcitól Sajószentpéter és Sajóbábony között kiemelt aljzati vonulat választja el (SZILÁRD J. 1966). Ezeket az adatokat a IV. mellékleten feltüntetjük.



8. ábra. A Bükk hegység Ny-i előterének szelvénye (SZENTES F. nyomán összeállította és kiegészítette MOLDVAY L.)

1. A mezozóos összlet általában, *2.* rupéli márga, homokos agyag, agyagos homok, *3.* rupéli és katti rétegek közötti átmenet (agyagos, márgás homokkő, glaukonit-kavicsokkal), *4.* felsőkatti homokkő, *5.* burdigalai konglomerátum, kavics, tarka agyag, *6.* helvét rétegek általában, *7.* törésvonal, *8.* feltételezett törésvonal, *9.* fúrás. — a = szegélydomborulat, b = a külső tér felszínének pereme („diapir-közi" felszín pereme), hs = hegylábi süllyedék

Рис. 8. Разрез западного предгорья гор Бюкк (составил и дополнил *Л. Молдваи* на основании данных *Ф. Сентеша*)

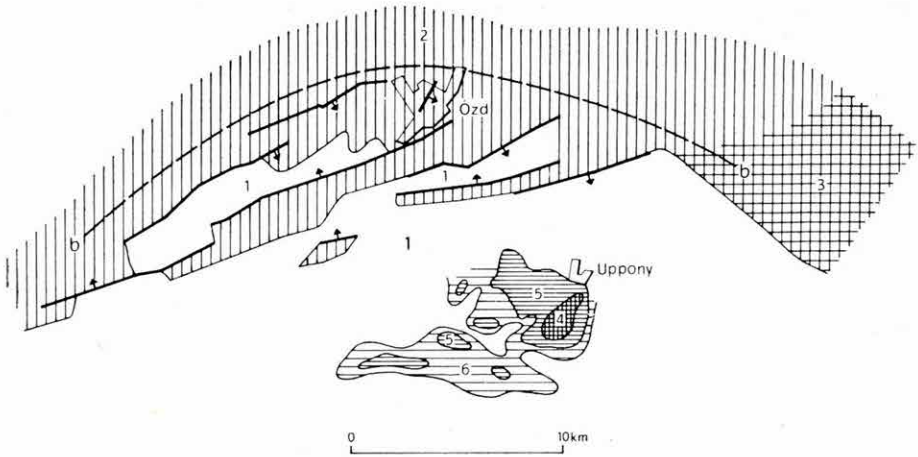
1. Мезозойская толща, *2.* рупельские мергели, песчанистые глины, глинистые пески, *3.* переход между рупельскими и хаттскими слоями (глинистые, мергелистые песчаники с глауконитовыми гальками), *4,* верхнехаттский песчаник, *5.* бурдигальские конгломераты, галечник, пятнистые глины, *6.* гельветские слои, *7.* линия разлома, *8.* предполагаемая линия разлома, 9. скважина; a = краевой свод, b = край поверхности внешней территории (край «междиапировой» поверхности»), hs = передовой прогиб

san jellemző ÉNy-i dőléssel ismét felsőkatti homokkő folytatódik, egészen a külső tér pereméig, ahol a mélyből előbukkanó idősebb rupéli rétegekkel nagy vetődés mentén érintkezik. A nagy vetődés a Bükk hegység főszelvényében tárgyalt „előárok" jelleget tükrözi és több más előtér szelvénye alapján ilyen árok képződése törvényszerűnek is ítélhető. A később ismertetendő arlói előmélyedésben az árok nem követi ugyan teljesen párhuzamosan az előtér ívét, hanem attól kissé elfordul a szegélydomborulat felé, a felszíni térképezés adataiból azonban itt finomabb részletekre nem lehet következtetni. SCHRÉTER Z. a középsőoligocén pászta megjelenését a Tarna völgyénél ÉK—DNy-i irányú vetődéssel magyarázza, ami az általában ÉNy felé süllyedő rétegek mélyebb csoportját itt felhozza. A külső tér felszínének a hegység felé beívelő két szárnyát itt is a szegélydomborulat „köti át"; a Darnóhegytől ÉK-i irányban húzódó szegélydomborulat vonulatához tartozik a bükkszéki és a fedémesi boltozat is. Hátoldalukon a hevesaranyosi hegylábi süllyedék húzódik. Részletesebb elemzésükkel a Darnó-vonal kapcsán foglalkozunk.

A hegység ÉK felé következő előmélyedés-jellegű területe a Bekölce—Borsodnádasd—Arló—Ózd—Sajónémeti vonallal körülhatárolható félhold alakú terület. Nevezzük *„arlói előmélyedés"*-nek. Tőle Ny-ra, Hangony táján, nagy területen rupéli agyag búvik ki, több szerzőtől feltételezett nagyméretű félboltozatban (JASKÓ S. 1952, CSÍKY G. 1961). Dél felé (csak egyes térképeken különválasztott) ún. alsó, majd felső durvaszemű felsőoligocén homokkő van a felszínen. A külső területen ez a két homokkő-képződmény a legelterjedtebb. A terület neve, az „Északi Homokkőhegység" (Vajdavár hegység) is innen származik. Ez az összefüggő, tönkösödött felszínű homokkő összlet tektonikailag zavartalanabb, mint az előmélyedés összlete (JASKÓ S. 1952). Erősen összetöredezett ugyan, de aránylag kis méretű vetődések járják át (TOMOR J. 1948a, b).

Az arlói előmélyedés ezzelszemben jellegzetesen összetört és berogyott terület. A külső térben Borsodszentgyörgy, Hangony, Szentsimon, Uraj, Sajópüspöki környékén a kibúvó rupéli agyagrétegekkel szemközt Járdánháza, Hódoscsépány, Ózd, Center, Sajónémeti vonalán a katti homokkőösszlet jelentősen besüllyedt. A területen két vetődéses árokban burdigalai és helvéti képződmények is megmaradtak. Miocén képződmények vannak a terület DK-i részének a felszínén is (BALOGH K. 1964; térképmelléklet).

A két árok a külső tér peremével simul, nagyjából ÉÉK—DDNy-i irányú vetők mentén, kissé elhajolva az óramutató járásával egyező irányban (9. ábra). A külső árok legkifejezettebben kialakult szakasza Járdánháza, Arló és Somsálybánya vonalán kb. 10 km hosszú. Benne levetett helvéti kőszéntelepes összlet és ennek fedője foglal helyet. Tőle KDK-re középsőoligocén pászta húzódik, amelynek a rétegei KDK felé 5—22°-os szög alatt dőlnek. A pásztát ÉÉK—DDNy-i irányú, a külső tér felé dőlt síkú vetődések járják át. A pásztától ÉK-re eső belső árok szerkezete hasonló, ezt is ÉÉK—DDNy-i irányú vetők határolják (SCHRÉTER Z. 1948). A vetődések tehát lépcsős vetődések, amelyek KDK felé haladva fűrészfog-szerűen újból felhozzák a mélyebb rétegösszleteket. A különbség az oligocén és a miocén rétegek szerkezete között, SCHRÉTER szerint csak az, hogy az oligocén rétegek 5—22°, a miocén rétegek 5—10°-os szög alatt dőlnek (Farkaslyuk bánya és Somsály bánya környéke). *Az oligocén és miocén rétegek között tehát itt is nagyjából ugyanazt a*



9. ábra. A Bükk hegység ÉNy-i részén levő arlói előmélyedés szerkezeti árkai, elforgatott helyzetben (BALOGH K. térképének felhasználásával szerkesztette MOLDVAY L.)

1. A miocén, *2.* az oligocén képződmények a felszínen, *3.* a paleozóos képződmények a felszínen vagy kis mélységben, *4.* +200 m-es, *5.* +100 m-es és *6.* +50 m-es térszín a völgytalpszint felett. — b = a külső („diapir-közi") tér felszínének pereme

Рис. 9. Структурные грабены передового прогиба Арло в северо-западной части гор Бюкк в развернутом положении (составил *Л. Молдваи* с использованием карты *К. Балога*)

1. Миоцен, *2.* олигоценовые отложения на поверхности, *3.* палеозойские отложения на поверхности или на небольшой глубине, *4.* +200-метровая, *5.* +100-метровая и *6.* +50-метровая отметки над уровнем дна долины; b = край поверхности внешней («междиапировой») территории

szögdiszkordanciát találjuk, amit az ostoros—szomolyai boltozaton. Nyilván ebben az esetben is azért, mert a neogén jellegű szerkezetalakulás már a szávai mozgásokkal az oligocén és miocén közötti denudációs időszakban megkezdődött és az alsómiocén rétegek lerakódása után — vagy közben — kiújult.

A hangonyi perem és az Upponyi hegység között tehát olyan süllyedék alakult ki, amiben vetődéses pászták kanyarodnak be bizonyos távolságig a hegység központja felé. A süllyedékhez tartozó középsőoligocén pászták, SCHRÉTER Z. és TOMOR J. térképezési adatai szerint, még billenés következtében megemelkedett oldalukon is magasabb rétegtani szintet képviselnek, mint a hangonyi külső térben kibúvó középsőoligocén rétegek, tehát az itt levő rétegek ahhoz képest süllyedtnek és denudációtól védettnek minősíthetők. A hangonyi területen a rupéli emelet felső szinttájához tartozó *„B" (alsó)* szürke, képlékeny, csillámos agyag, az arlói előmélyedés pásztáinak billenés következtében magasabbra került oldalain viszont a rupéli emelet felső szinttájához tartozó *„A" (felső)* szürke, homokos agyag és agyagos homok van a felszínen (SCHRÉTER Z. 1948, TOMOR J. 1948a, b). Az előmélyedésben egy-egy ilyen elbillent pászta kiemelt oldala 300—400 m-rel magasabban hordozza az oligocén egyes rétegeit, SCHRÉTER Z. 5—22°-os dőlésadat-átlagértékeinek számításba vétele szerint. Az összkép tehát arra utal, hogy az előmélyedés egésze süllyed a külső térhez képest. Az előmélyedésben a középsőoligocén pászták kiemelkedése *viszonylagos, süllyedés közben* jön létre. A mai térszínen

a *külső tér*-nek csak a hangonyi szakasza alacsony; egyébként ez DNy felé határozottan magas helyzetű, platószerű, tönkös felszínű terület.

Az arlói előmélyedésnek a pétervásáraitól elkülönülő, zárt egység jellege jól kidomborodik az oligocén—miocén dőlés-adatpár nyomon követésével. Borsodnádasdtól K-re még az arlói süllyedékre jellemző KDK-i dőlések mérhetők, Tarnalelesz tájékán azonban — az egercsehi „híd"-tól D-re — mind az oligocén, mind a miocén rétegek dőlése *átfordul ÉNy-i irányba*. Itt jelenik meg a bükkszék—fedémesi szegélydomborulat első rögboltozata is, a „Disznászómalom"-tól Ny-ra (SCHRÉTER Z. 1948). A dőlések megváltozásával kapcsolatban SCHRÉTER szóvátesz értelmezési nehézségeket is: „A délibb területen már eltérő, de csak nagyjából értelmezhető viszonyokat találunk. Borsodnádasdtól K-re, a Vásárosúti-völgyben és DK-re, a Karácsonyhegy árkaiban, továbbá a lemezgyári völgy árkaiban, ... nagyjából KDK-i vagy DK-i dőléseket mérhetünk az oligocén rétegeken. Ellenben Tarnalelesz és Szentdomonkos táján, a Nagyverő erdőben s az Óbikk-völgy bal oldalán már nagyjából ÉNy-i dőléseket találunk, ugyancsak az oligocén rétegeken, vagyis itt már az oligocén rétegek átfordulása kétségtelen."

Az arlói előmélyedés KDK-i oldalán, ahol elvileg a szegélydomborulatnak és a hegylábi süllyedéknek kell megjelennie, jellemző módon szintén megváltozik a szerkezet. A csernelyi Úszófő-vonulatot, Arlótól KDK-re 7 km-re, NyÉNy felé még a „fűrészfogas" rendszerbe illő NyÉNy-i vetősík határolja. Az Úszófő gerincén azonban már nagy, *KDK felé hajló vetősíkot* találunk, ami KDK, vagyis a *hegyláb* felé veti le az aránylag magas helyzetű miocén rétegcsoportokat (III. melléklet). Itt kerültek egymás mellé a helvéti kőszénfedő rétegek a tortonai emeletbeli agyaggal, lajtamészkővel és a fedő szarmata képződményekkel (SCHRÉTER Z. 1948). A vonulatot határoló két törési sík felfelé meghosszabbítva, háztető alakban metszi egymást, és az aljzatból kiemelkedő keskeny vonulatot sejtet. A levetett szarmata összlet már ismertetett teknő jellegét JASKÓ S. (1960) ismerte fel, térképén ÉÉK—DDNy-i irányú 13 km hosszú, Szilvásváradig húzódó területen ábrázolja (5., 7. ábra). Ennek DNy-i végét a Borsodnádasd felől Egercsehin át a hegységközpontokhoz bekanyarodó külső tér felszín („híd") zárja le.

Mint láttuk, a dőlésekből ítélve, területünket a katti rétegek lerakódása után érte először olyan természetű mozgás, amiből valamilyen központi felboltozódásra, a Bükk hegység kialakulásának első mozzanatára lehet következtetni. Ennek nyomán indult meg a borsodszentgyörgy—hangony—uraji külső tér felszínének a kialakulása, az általa határolt arlói előmélyedés „felfogazódása" vagy a déli oldalon az ostoros—szomolya—cserépváraljai boltozat kiemelkedése. Ettől az időtől kezdve a külső felszínekkel körülvett terület minden „rezdülése" a hegységfelboltozódás folyamatára visszavezethető jelenség.

Az arlói terület szerkezeti képe megerősíti a szerkezeti—morfológiai ismérvek szerint vázolható elkülönítést; mind a pétervásárai, mind az arlói terület egymástól szerkezetileg elkülönült, brachiszinklinális-szerűen süllyedő rögcsoport vidéke.

A kazincbarcikai előmélyedés rövid jellemzése előtt vizsgáljuk meg a Darnó-vonal kérdését. Ez a vonal egybeesik a pétervásárai előmélyedés belső szélén húzódó ÉÉK—DDNy-i irányú, Bükkszéken és Fedémesen át a szucsi

bányatelepig 10 km hosszan kifejlődött *szegélydomborulat* vonalával. Mozgása felszínelemzés alapján a mai térszínen is felismerhetőnek látszik (SZEBÉNYI L. 1947). A vonalon a recski Darnó-hegy rupéli agyagra rátolt ladini röge és a bükkszéki oligocén boltozat helyezkedik el, amely a ladini összlet kiemelkedése következtében meghajlított lattorfi és rupéli összletből áll.

A bükkszéki boltozat DK-i szárnyát lépcsőzetesen alásüllyedő miocén összlet fedi; a szerkezet ennyiben a megszokott szegélydomborulat képét mutatja. A boltozat középpontjától DK-re azonban, ahol a miocén összlet lépcsősen leszakad, közvetlenül a miocén rétegek feküjében, a lattorfi és rupéli összletre rátolt ladini összlet jelenléte is megállapítható. A darnói és bükkszéki feltolódás között TELEGDI RÓTH K. kapcsolatot tételezett fel. A szerkezeti pászta fogalmát az irodalomba „Darnó-öv" néven vezette be (1937).

A Darnó-övvel, vagy Darnó-vonallal az irodalom behatóan foglalkozott. Egyesek szerint a vonal folytatása a Bükk hegység Ny-i oldalán, É felé az országhatáron túl, Csíz községig követhető (SZENTES F. 1947, TOMOR J. 1958a, b, CSÍKY G. 1961). JASKÓ S. (1946) szerint több ágra szakadva halad az arlói árok és az upponyi rög közötti területen. PANTÓ G. (1954) szerint viszont az Upponyi-hegységet ÉNy-ról határoló alsómiocén utáni rátolódási vonal húzódik a Bükkszéknél kimutatott rátolódáshoz. BALOGH K. (1965) ennek megfelelően a darnói rátolódás csapását Upponyon és Jákfalván át Rudabányáig 55 km-en át hasonló jelleggel nyomozhatónak említi. E rátolódás szerinte Észak-Magyarország egyik, feltehetően legjelentősebb szerkezeti eleme.

A Darnó-öv fogalma tehát, amely TELEGDI ROTH eredeti megjelölése szerint csak a Darnó-hegy és a Bükkszék, esetleg Fedémes közötti övre értelmezhető, irodalmunkban azonosult a hegység egész ÉNy-i peremén a paleo—mezozóos összletnek az oligocén összletre történt rátolódásával, a két összlet közötti tektonikai érintkezés vonalával, majd egyes szerzőknél az ugyanitt bekövetkező alsómiocén utáni mozgásokkal.

Úgy véljük, hogy a Darnó-öv kiterjedését illetően vissza kell térnünk TELEGDI ROTH eredeti elképzeléséhez. Azt sem tudjuk bizonyosan, hogy a bükkszékihez hasonló rátolódás a szomszédos fedémesi boltozatban megismétlődik-e. 55 km-es hosszban feltételezett folytatódása bizonyítatlan feltevés. Hiányoznak a fúrásos bizonyítékok az Upponyi-hegységtől DNy-ra levő nagy kiterjedésű pásztában is. Ezzelszemben bizonyítékok vannak arra, hogy a bükkszéki terület (a pétervásárai előmélyedéssel és a hevesaranyosi szegélydomborulattal együtt) már a szávai mozgások idején *különvált* az arlói előmélyedés és az Úszófő-vonulat területétől (SCHRÉTER Z. 1948). A köztük levő kapcsolatot már SCHRÉTER is csak „nagyjából értelmezhető" jelenségnek írta le.

Az irodalomban leírt esetekben a Darnó-öv szerintünk a következő szerkezeti jelenségeket fedi: *1.* A Borsodnádasd, Arló, Ózd mentén húzódó *külső tér* szerkezetileg viszonylag kiemelt peremét (III. melléklet). Ide esik a szerintünk tévesen bükkszéki típusúnak vélt hangonyi lapos „félboltozat". *2.* Az arlói előmélyedés *vetővonala*-it. *3.* Az Úszófő-vonulat és a hegységközpont közötti *szegélydomborulat* és *hegylábi süllyedék* szerkezeti vonalait. *4.* Az upponyi szerkezeti „híd" *feltolódását.* Szerintünk egyik esetben sem mutatható ki kapcsolat a bükkszéki szegélydomborulattal, illetve, ha van a jelenségek között kapcsolat, ez csak közvetett, a hegység felboltozódásán keresztül.

A Darnó-öv folytatódása tehát ÉK felé a rendelkezésre álló bizonyítékok alapján szerintünk kétségbe vonható feltevés. Az övet saját meggondolásaink alapján a pétervásárai előmélyedéshez tartozó *szegélydomborulat* töréses övének tartjuk; az itt végbement mozgás módja nem illik rá az egész ÉNy-i peremre.

A bükkszék—fedémesi szegélydomborulat fejlődésmenete jól beleillik viszont az előmélyedések és a hegylábi süllyedékek mozgásából adódó összképbe. A bükkszéki oligocén boltozat egybehangzó irodalmi vélemények szerint a szávai mozgások idején alakult ki és DK-i szárnyán — ahol a ladini összlet egyik pásztája fel is tolódott a lattorfi és rupéli rétegekre — miocénen belüli *további* mozgásként lépcsős levetődések következtek be. E vetődések alapján rögzíthető a boltozódás fejlődése. Az alsómiocén fekü itt mintegy 600 m-t kitevő viszonylagos lesüllyedése esetleg már a burdigalai emeletben is folyamatban lehetett, mert a levetett összletben az alsó riolittufát szokatlanul nagy, közel 200 m vastagságban harántolták. Ez a tufa a borsodnádasd—arlói kifejlődés figyelembe vételével részben tengeri lerakódású is lehet (SCHRÉTER Z. 1948), esetleg kapcsolatban lehet a többfelé feltételezett burdigalai tengeri rétegekkel is (Cs. MEZNERICS I. 1962, BÁLDI T.—RADÓCZ GY. 1965). SCHRÉTER Z. (1942a, b) továbbfejlődést érzékeltet itt is a szávai és a későbbi mozgások között ugyanúgy, mint a hevesaranyosi hegylábi süllyedék és az arlói árokrendszer esetében.

A bükkszéki szegélydomborulat bükkszéki rögboltozata az elmondottak szerint helyi jelentőségű, aljzati pikkelyes feltolódással jellemezhető szegélydomborulat-szerkezet, a megemelt összletben továbbfejlődő hosszanti törésekkel. Hogy az aljzatfeltolódás jelensége ÉK felé a fedémesi boltozatban megismétlődik-e, mint említettük, nem tudjuk. Ebben az irányban a kiemelt ladini pászta viszonylag mind mélyebb helyzetbe kerül, amit az ostoros—cserépváraljai boltozatsor viszonyaihoz hasonlóan, az aljzat egyenlőtlen mozgásával magyarázhatunk.

A Darnó-öv — lényegileg TELEGDI ROTH K. (1937) eredeti felfogásához visszatérő — leszűkített értelmezéséből és morfotektonikai helyzetének megjelöléséből következik szerkezetalakulási elképzelésünk egyik — legtöbb vitára okot adható — további következtetése is; ti. az, hogy a „Darnó"-i diszlokációs öv, a Mátra ÉK-i lábánál is elvégződik és meghosszabbításában *ezzel egy rendszerbe sorolható feltolódási sík nem folytatódik sem a K-i Mátra alatt, sem az alföldi medencealjzat felé.* Ezt, a Mátra-szerkezet későbbi ismertetését megelőzve, már itt a következőkkel támasztjuk alá.

A Darnó-rög pontosabban megjelölhető helye a pétervásárai külső tér „híd"-része, ahol a külső tér felszíne bekanyarodik a hegyláb felé. Az ilyen rögök mögött már nem jön létre hegylábi süllyedék, de viszonylag kisebb méretű feltolódás a külső tér egyes rétegeire még bekövetkezhet. Jellemző, hogy TELEGDI ROTH K. (1951. p. 16) abban jelöli meg a különbséget a bükkszéki és a darnói feltolódás között, hogy a bükkszéki rög *miocén utáni mozgásokkal* a hegylábi süllyedék felé levetődött, a darnói viszont nem. A Darnó-rögtől D felé a K-i Mátra végét körülölelő félkörívben sasbércek sorát ismerhetjük fel, Sirok, Tarnaszentmária, Verpelét környékén (ID. NOSZKY J. 1927, BALOGH K. 1964: 9. ábra). Ezek a sasbércek már a Mátra-boltozatot bástyázzák körül. E területtől ÉK-re, a Bükk hegység Bátor—Egerbakta közötti

felszíni triász rögcsoportjáig, ÉNy—DK-i irányú vetőkkel felszabdalt, magas helyzetű — csak miocénnel fedett — triász vonulat következik. *Hegylábi jellegű* besüllyedés a Darnó-rög mögött (attól DK-re) nem mutatkozik, s ezáltal a rög valóban híd-helyzetű röggé válik a Váraszó—Ivád—Szajla felől bekanyarodó kiemelt külső tér felszíne szempontjából, amelynek a magasabb helyzetét a rupéli összlet kiemelkedése jelzi.

A Darnó-feltolódás mátra-lábi megszűnésével kapcsolatos állításunk megalapozottsága még jobban kidomborodik, ha figyelembe vesszük, hogy az irodalmi adatok szerinti Darnó-vonalon, a Mátra ÉK-i peremén, a Miklósvölgy felső részénél a helvéti „slír" összletben már nem mutatható ki elmozdulás, „... a helvéti slír és az azt fedő, a Mátra-sorozathoz tartozó tagok mindkét oldalon megszakítás nélkül követhetők" (Telegdi Roth K. 1951. p. 16). Egy olyan feltolódási öv mentén tehát, amelyet a Bükk hegység ÉNy-i peremén, szerintünk eltúlzott irodalmi értékelések a neogén mozgások szempontjából még meghatározó jelentőségűnek vélnek, semmilyen középsőmiocént követő elmozdulás nem mutatható ki. Ezzelszemben igaz az a megfigyelés, hogy a „slír" mozdulatlansága valójában a Mátrára *nem jellemző*, ez az összlet élénken mozgott a *Mátra kiemelkedésének megfelelő rendszerben*, a Bükk hegység felé néző oldalon a Bükk-rendszerhez tartozó mozgásokkal kölcsönhatásban. A Sirok—Tarnaszentmária—Verpelét környéki sasbércek már a *K-i Mátra boltozatát veszik körül*, anélkül, hogy az előterükben előmélyedés alakult volna ki. Ennek a feltételezhető okára még részletesen visszatérünk. Ezek a sasbércek DNy felé kanyarodva Verpelét és Kisnána között egy, a Tarnóca-patak keleti oldalán végighúzódó háthoz csatlakoznak, amiben már a K-i Mátra felboltozódása következtében besüllyedt visonta—vécsi előmélyedés keleti peremét ismerhetjük fel. Célunk, hogy a Mátra és a Bükk mozgásainak időrendi egyeztetését is elvégezzük; a Mátra szerkezetalakulásának tárgyalásáig azonban a visonta—vécsi előmélyedéssel kapcsolatosan — egyelőre bizonyítatlanul — előre kell bocsájtanunk azt a végkövetkeztetésünket, hogy ez a besüllyedés hozzávetőlegesen *azonos korú a bükkszék—fedémesi szegélydomborulattal* és aljzatának kezdeti mozgását a szávai mozgásokig kell visszavezetnünk. Ennek nem mond ellent az a körülmény, hogy a Mátrát és peremét jóval fiatalabb kőzetek építik fel. (A vatta—maklári „szerkezetek" felett is jóval fiatalabb rétegsor mozog, az üledékfeltöltés miatt itt még felszínalaktanilag is *észrevétlenül;* a szerkezet mégis a szávai mozgásokkal kialakult Bükk-rendszer része). Összegezésképpen tehát arra a következtetésre jutunk, hogy a Fedémes—Bükkszék—Darnó vonalat egyrészt a Mátra-kiemelkedés, másrészt az általa kialakított azonos korú visonta—vécsi süllyedék keresztezi. A meghatározott mozgásmódot jelentő vonal tehát az említett morfológiai egységek határán feltehetően megszűnik.

A Bükk hegység körül felismerhető negyedik előmélyedés a *kazincbarcikai*. Határát a darnóihoz hasonló, „híd"-helyzetű upponyi rög, a bánhorváti „boltozat" Jaskó S. (1960) és a Sajógalgóc—Edelény—Boldva között a hegység felé nagy ívben visszakanyarodó magasabb helyzetű aljzat pereme alkotja (Radócz Gy. 1964); a DK-i oldalról paleo—mezozóos aljzat helyzetére vonatkozó adatokat nem ismerünk.*

* l. 600. old. lábjegyzetét.

A kiemelkedésekkel határolt területen az említett aljzat felszíne a tengerszinthez viszonyítva —500 m alá süllyed (III. melléklet). Ennek az előmélyedésnek az a jellegzetessége, hogy a felszínt felépítő, főleg helvéti képződmények alatt, több mint 400 m vastag burdigalai nyílttengeri kifejlődésű „slírt" tártak fel, ami a peremek felé kivékonyodik (BÁLDI T.—RADÓCZ GY. 1965). Míg tehát a pétervásárai előmélyedésben a lepusztulás miatt csak a katti képződmények beszakadása, az arlói előmélyedésben a kisebb fokú lepusztulás miatt a katti, burdigalai és helvéti képződmények beszakadása állapítható meg, a kazincbarcikai süllyedékben a mélyebb szintek beszakadása következtében a burdigalai összlet erős kivastagodása, majd a középsőmiocén képződmények besüllyedése állapítható meg. Ezeket az adatokat a hegylábi süllyedékek fejlődésének kérdésével együtt a következőkben elemezzük.

Milyen adatok vannak még a mozgások kiújulásáról? E szempontból a dédestapolcsány—kondói süllyedék adatait már ismerjük (JASKÓ S. 1960). A hevesaranyosi hegylábi süllyedék fejlődésének mozzanataira SCHRÉTER Z. (1942a) adataiból következtethetünk, aki a süllyedék ÉNy-i határát jelző bükkszéki szegélydomborulat rögboltozatának fejlődéséről — tőlünk eltérően horizontális torlódásra visszavezetett értelmezéssel — a következőket írja: A bükkszéki boltozatban a „. . . . Darnóhegy tömegének NyÉNy felé való elmozdulása okozta a középsőoligocén képződmények összetorlaszolását, gyűrődését, esetleg kisebb pikkelyek létrejöttét. Földtani felvételeim alapján fel kell azonban tételeznem, hogy *még egy későbbi gyűrődés is érte területünk képződményeit.* Nevezetesen azt tapasztaljuk, hogy helyenként az alsómiocén képződményei is enyhén redőzöttek s így természetesen az alattuk fekvő oligocén rétegcsoportokat is újból enyhe gyűrődés érte. Ennek példáját látjuk Bükkszéktől ÉÉK-re. Itt azt tapasztaljuk, hogy az említett bükkszéki boltozat ÉK-re meghosszabbított tengelyében a boltozat folytatódik az alsómiocén képződményekben is. Bizonyos egyfelől, hogy errefelé, a Köröspuszta táján az alsómiocén első transzgressziós rétegcsoportja kissé diszkordáns településsel következik a középsőoligocén elég mély rétegcsoportja fölött, de másfelől világosan látható, hogy az ÉK-re meghosszabbított boltozattengelytől NyÉNy-ra: ÉNy felé, 10—30° szög alatt, tőle KDK-re pedig: DK-re, 10—28° szög alatt dőlnek a rétegek. Ezt a boltozatot kb. a Vöröshegy tájáig nyomozhatjuk, az alsómiocén kavics és homokkő területen."

„Ettől a boltozattól ÉNy felé van a már szintén említett kerekaszói boltozat. Ebben a boltozatban a középsőoligocén rétegei gyűrődtek fel, de északkeletebbre, a Babarhegy felé, már szintén az alsómiocén rétegeken mutatható ki továbbvonulása. E közt s a bükkszéki boltozat között a Víg-völgye táján, egy kis rétegteknő húzódik, amelynek felépítésében az alsómiocén kavicsokon kívül az alsó riolittufa, a széntelepes és szénfedő rétegcsoport is részt vesz."

„Tehát ebből úgy látszik, hogy az oligocén végén történt gyűrődés nagyjából ugyanazon vonalak mentén, az alsómiocén képződményeinek lerakódása után megújult."*

* Az irodalmi idézetet természetszerűleg eredeti megfogalmazásban vesszük át. A félreértés elkerülése céljából azonban előrebocsátjuk és hangsúlyozzuk, hogy a régebbi leírásokban szereplő „boltozat", „antiklinális", „szinklinális", „gyűrődés" elnevezéseket, csak olyan, formailag hasonló építményeknek fogjuk fel, amelyek vertikális rögmozgások következtében jöttek létre.

Érdekesen egészíti ki SCHRÉTER elmefuttatását JASKÓ S. megfigyelése a hegylábi süllyedék egyik, ÉK-en levő részletéről, ahol viszonylag nagyobb süllyedés következtében a tortónai és szarmata rétegek is megmaradtak. Bélapátfalva és Egercsehi között a szarmata rétegek „... 4—5 km átmérőjű, lapos teknőt alkotnak. Itt zökkennek a kőszéntelepek is legmélyebbre, amelyek Szucsnál és Egercsehinél kelet felé dőlnek, e teknő keleti oldalán a Bükk hegység tövében pedig ismét kiemelkednek" (JASKÓ S. 1960).

Hasonló mozgáskiújulást bizonyítanak a csernely—szilvásváradi hegylábi süllyedék adatai is, ahol az Úszófő vonulat mögött SCHRÉTER Z. (1948) „nagy vetőt" jelez és ahol — ugyanezen a pásztán — JASKÓ S. (1960) az idősebb miocén és a szarmata rétegek süllyedésének továbbfejlődését érzékelteti (7. ábra). SCHRÉTER Z. (1948) leírásából tudjuk, hogy a levetett oldalon helvéti kőszénfedő, tortónai agyag és mészkő tartozik az alásüllyedő, szarmatánál idősebb miocén összlethez.

Ezeket az adatokat csak annak bizonyítékaként lehet értelmezni, hogy a hegylábi süllyedékek aljzatának a szávai mozgásokkal megindult süllyedése a neogén folyamán többször is felújult.

A katti regressziót követően a hegylábi süllyedékek fejlődésének első bizonyítékai a burdigalai rétegekhez fűződnek. DK-en a noszvaji süllyedékben, helyi bemélyülést igazoló burdigalai törmelékkúpok jelennek meg, tufabetelepüléses tengerpart-szegélyi homoklerakódás kíséretében, mintegy a *mélyüléssel lépést tartó* feltöltődést jelezve. Hasonlóképpen a süllyedés és feltöltődés közötti egyensúlyra következtethetünk a bükkszéki boltozat mögött kivastagodó alsó riolittufa jelenlétéből is, de fontos adat erre vonatkozóan a kazincbarcikai előmélyedés vastag burdigalai „slír" feltöltése is. Ezen adatok alapján úgy látszik, hogy a helvéti transzgresszió bekövetkeztéig a hegység felboltozódása folyamatban volt ugyan, de a központot körülvevő térszín, erőteljes feltöltődés következtében, el is egyengetődött, tehát a boltozódás *regionális transzgresszió* közben mehetett végbe.

A helvéti transzgressziót bevezető lápi időszakban a jelzett terület már csaknem kiegyenlített térszínű. A lepusztulás és az üledékképződés figyelembe vételével az erős kiegyenlítődés miatt boltozódási szünetre is gondolhatunk.

A boltozatképződés és az általános térszín mozgásának mélyebb okait ma még biztosan nem ismerjük, ezért a viszonylagos mozgások megítélésében e szerkezetalakulási mód leírásával a mozgások ütemét és kapcsolatát közvetett úton sem ítélhetjük meg. Megkíséreltük *az egyidejű lassú transzgresszió és egyidejű lassú boltozódás* elvben lehetséges esetét JUHÁSZ A. (1965) láptérképei alapján a kazincbarcikai előtérben nyomon követni. Ez a kísérlet néhány érdekes adaton túlmenő áttekintéssel azonban nem sikerült, mert a hegylábi süllyedékek aránylag kis terjedelme miatt a rendelkezésre álló adatok mennyisége nagyon kevés. JUHÁSZ A. térképein a Parasznyától D-re eső domborulaton a lápöv-adatok hozzávetőleg magasabb térszíni helyzetet jelentő peremi láperdő és sekélylápi övet jeleznek; mögötte a hegység felé mélyülő lápöv van (hegylábi süllyedék). A telep alsó részében mélyebb térszíni övként rajzolható ki a Kondótól ÉK felé haladó teknő és ennek Dédestapolcsány felé mutató szeglete is. A telep középső és felső részére vonatkozóan az edelényi külső tér lépcsőjének területén szintén magasabb térszíni helyzetre jellemző adatokat közöl. Nem találjuk azonban jelét a Parasznyától K-re kiemelkedő domboru-

latnak. JUHÁSZ A. szerint lehetséges, hogy a telep nyugat, pontosabban az arlói előmélyedés felé, a két előmélyedés között fekvő kiemeltebb „híd"-részen is kifejlődött. SCHRÉTER Z. (1929) ezen a szakaszon az upponyi rögtől kiindulóan telepmentes kifejlődést jelez.

A részletmozgásokra vonatkozóan az előrehaladó helvéti transzgresszió közben tehát nincs számításba vehető adatunk, a hegységboltozat mozgásának módját az általánossá váló tengerelöntés közepette nem tudjuk nyomon követni.

Ez az elöntés BALOGH K. (1964) szerint a hegység egész területére is kiterjedhetett, a Bükk-fennsík kőzetrepedéseiben talált tengeri üledéknyomok alapján. Ezzel kapcsolatban meg kell jegyeznünk, hogy a neogén elején még gyengén kimélyült hegylábi süllyedékek a boltozat *gyenge kiemelését* tanúsítják, az erre az időre rögzíthető esetleges elöntés tehát *lapos boltozat* esetére értelmezhető.

A hegylábi süllyedékek regionális kapcsolatoktól független, nyilvánvaló jelensége ebben a fejlődésmenetben az, hogy a kőszéntelepes összlet és az azt fedő „slír", továbbá helyenként a tortonai összlet *ugyanott süllyed tovább, ahol a süllyedése a burdigalai emeletben is folyt.* (A déli oldal vulkáni összlettel elborított területeinek mozgását ebbe a sorba csak közvetve kapcsoljuk be.)

A helvéti és a tortonai emelet elkülönítésének kérdését nem érintve megállapíthatjuk, hogy a hegység Ny-i és É-i oldalán a helvéti emeletben eredetileg sík területen felhalmozott „kőszéntelepes" összletnek a torton-végi regresszió idején *már besüllyedt* helyzetben kellett lennie. A szarmata denudációhoz kapcsolódó előtéri felhalmozódás felszíne ui. jóval enyhébb lejtést mutat a hegylábi süllyedékekben, mint a kőszéntelepes összleté. Ha a szarmata rétegek süllyedését — az üledékképződéssel egyidejű süllyedés feltételezése nélkül — a szarmata utánra helyezzük, a helvéti összlet besüllyedésének kora a burdigalai és szarmata emelet közti időszak. Ha a szarmata emeletben szingenetikus süllyedést is feltételezünk — ami a helvéti „láp"-időszakra vonatkozóan is nyitott kérdés — ebben az esetben is *szarmata előtti* a mozgás. Ugyanígy rögzíthetjük az arlói előmélyedésben besüllyedt kőszéntelepes összlet levető árkok kialakulásának idejét is. A szarmata rétegek süllyedése viszont az alsópannóniai alemeletben vagy részben már a felhalmozódással egyidejűleg következhetett be. E kérdések központjában ismét a boltozat és a külső tér mozgása „együttfutásának" kérdése van, az egyelőre ismeretlen kölcsönösség a folyamatok részleteit illetően az általános („kőzetlemez") és a részlet-(hegységboltozat-) mozgás között.

Ennek az összesített mozgásmódnak jelenleg csak egyetlen biztosra vehető részletét ismerjük: az általános térszín szarmatában kezdődő lehajlását az Alföld felé, a hegységboltozatnak a hegylábi süllyedékek továbbmélyülésével bizonyítható *egyidejű emelkedése közben.* A neogén-végi tenger uralma az alásüllyedő oldalon jóval hosszabb tartamú volt, amit a vastag pannóniai összlet felhalmozódása bizonyít. A transzgresszió a hegység magasabb területeire nem terjedt át, újabb adatok szerint a tengerelőnyomulás az ÉK-i külső tér, a Szendrői-hegység és ezekből következően az ÉNy-i külső tér felé is mérsékeltebb keretek között mozgott (RADÓCZ GY. 1965). A boltozat viszont a külső térhez képest emelkedett, előmélyedései és hegylábi süllyedékei is továbbmélyültek. Különösen szembetűnik ez a DK-i, vattai oldalon, ahol a szarmata

óta a szegélydomborulat és a külső térfelszín miocén és idősebb elemeinek mozgása üledéktakaró alatt, védett helyzetben történik, az erősebb ütemű feltöltés miatt már többször említett felszíni üledékkiegyenlítődéssel. Ezért az itt megfigyelhető aljzatelmozdulásoknak a miocén rétegek elmozdulásán tükröződő kiemelkedései és besüllyedései a terület harántszelvényében merészebb formájúak (I. melléklet). A hegység Ny-i és É-i területein viszont a regionálisan emelt helyzet miatt a középsőmiocén óta *legalább három denudációs szakaszt* kell számításba vennünk: *1.* a tortonai emelet után, hozzávetőleg a szarmata emeletben rögzíthetően, *2.* az alsó- és felsőpannóniai alemelet határán, *3.* a pliocén—pleisztocén határán. Ezek azt eredményezték, hogy a terület külső térre eső és előmélyedés-felszínei ismételten közel azonos szintre „nyeső dtek". A Ny-i és ÉNy-i külső tér felszínéről, tehát a Vajdavár hegység területéről és a hangonyi rupéli agyaggal borított területről az irodalmi adatok szerint az oligocén magasabb szintjein kívül lepusztulhatott a kőszéntelepes összlet és az ezt fedő magasabb szintek, továbbá a szarmata összlet, de még az ÉNy-i oldal előmélyedéseinek felszínéről is lepusztult a korábban ott felhalmozódott neogén összlet nagy része. A többszörös elegyengetődés folytán ma már jórészt csak az oligocén rétegek elmozdulása alapján becsülhetjük meg ezeknek a felszínrészleteknek a hegységfelboltozódással kapcsolatos besüllyedését. Ennek mértékét a szegélydomborulat és a külső tér felszíne között szerkeszthető — oligocén-végi letarolási felszínnel egyezőnek vett — síkhoz viszonyítva 500 m-es átlagban állapíthatjuk meg.

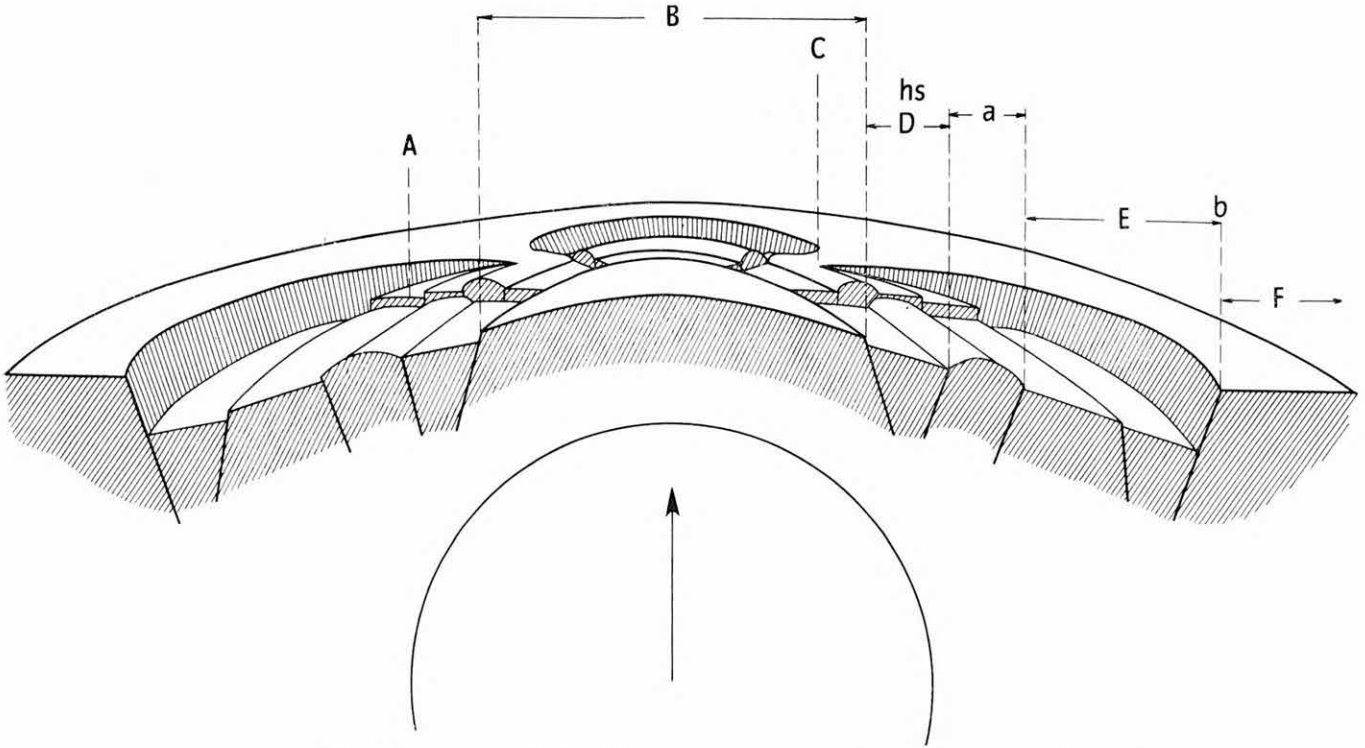
A hegylábi süllyedékek intrapannon és pannon utáni fejlődését a pannon rétegek besüllyedése bizonyítja az ostorosi szegélydomborulat mögötti hegylábi süllyedékben (Balogh K. 1964, térkép). Közvetve erre utal a vattai előmélyedésben a negyedkori összlet kivastagodása is (Balogh K.—Rónai A. 1965).

A Bükk hegység szerkezeti felszínfejlődésének értelmezése

Irodalmunk a Bükk hegység neogén mozgásai esetében mindmáig a „kétoldalas" nagyszerkezeti „szimmetria" elvei alapján ítéli meg a szerkezeti formák keletkezését. A morfotektonikai adatok azonban azt mutatják, hogy a hegység neogén szerkezeti formái, szerkezeti—térszíni alakulatai nem két, hanem többoldalas, koncentrikus, sugaras—köríves, leginkább a diapirszerkezetekre emlékeztető rendszerben képződtek. Ebből következik, hogy a neogén felboltozódás kialakulásában a keletkezés egyik szakaszában sem tételezhetünk fel vízszintesen ható nyomóerőt, hanem csakis alulról ható, a központi tömeg mentén érvényesülő nyomás emelésével számolhatunk. Több más hegységünket vizsgálva szintén erre a feltevésre jutunk, még akkor is, ha a keletkezett boltozatok különben határozott ÉK—DNy-i, É—D-i vagy KÉK—NyDNy-i irányok szerint rendezettek.

A szerkezeti felszínalakulás ismertetett módját összesítő tömbszelvényen ábrázoljuk (10. ábra). A szelvény központi emelőerő esetére érvényes, oldali erőhatástól nem zavart felszínalakulási módot fejez ki.

Középhegységeink közül a Bükk hegység közelíti meg a legjobban ezt a felszínalakulási mintát. Genetikailag ebben az esetben *a hegység központi kiemelkedését körülvevő előmélyedéseket kompenzációs előmélyedéseknek kell minő-*



10. ábra. A neogén hegységalakulás szerkezeti morfológiájának általános tömbszelvénye

A = sugár irányú árok, B = a hegység központi tömege, C = híd, D = hegylábi süllyedék, E = előmélyedés, F = a külső („diapir-közi") tér felszíne, a = szegélydomborulat, b = a külső tér felszínének pereme

Рис. 10. Блок-диаграмма морфологии неогеновых структур гор Биокк

A = радиальные грабены, B = центральный массив гор, C = перемычка, D = впадины у подножья гор, E = передовой прогиб, F = поверхность внешней («междиапировой») территории, a = краевой свод, b = край поверхности внешней территории

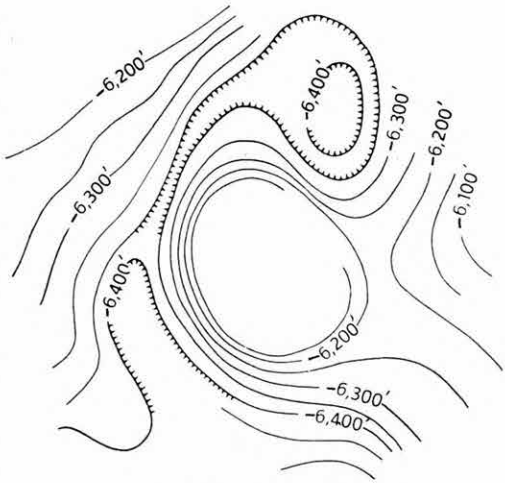
sítenünk. Az ábrán a kiemelést végző, mélyebb kéregrészt jelképesen körrel és nyíllal tüntetjük fel.

Hasonló felszínalakulást a sódómokkal és más brachiantiklinálisokkal foglalkozó újabb irodalom említ. Ezek a leírások a kiemelt felszínt körülvevő előmélyedések két fajtáját tárgyalják. Az egyik esetben a kiemelkedés körül összefüggő, gyűrű alakú süllyedék jön létre, és ezáltal a központi kiemelkedés és a külső tér egymástól teljesen elszigetelődik. A másik esetben brachiszinklinálisok alakulnak ki, amikor is a süllyedések között viszonylag magasabban maradt felszín a külső tér pereme felől a központi kiemelkedés felé bevezető hidat képez. A Bükk hegység központi tömege körül brachiszinklinálisok alakultak ki és ez magyarázza meg azt, hogy a külső tér viszonylag magasabb térszíne minden esetben félkörívben bekanyarodik az orográfiai értelemben vett hegység oldalához.

Ilyen példa a D'Lo sódóm és a kudasevoi boltozat brachiszinklinális csoportja (NETTLETON, L. L. 1947, BELOUSZOV, V. V. 1962).

A K-i Mecsek központjához hasonló méretű kudasevoi boltozatot, spiriferinás szintjének helyzete alapján, brachiszinklinálisok veszik körül s ezek láthatóan a felboltozódás kiegyenlítéseként alakultak ki. E mélyedések megfelelnek a tárgyalt Bükk hegység körüli vese- vagy félhold alakú medencéknek, a közöttük fekvő hídrészletekkel egyetemben (11., 12. ábra).

Több szomszédos dómra kiterjedő térképeken világosan elkülöníthetők az aktív, felboltozódó oldalt jelentő dómok, a gyakran egymásba nyíló előmélyedés-gyűrűk és a felboltozódás szempontjából passzív szerepet játszó, viszonylag magas helyzetű külső területek (13. ábra). A boltozatok között magasan maradt külső területeket MURRAY, G. E. „interdiapiric structural high" néven különíti el (1966). Brachiszinklinálisokból álló gyűrűk esetében a külső tér felszínének alaprajza a feltételekből önként adódik, ha egymás közelében több szomszédos boltozat alakult ki, a brachiszinklinális rendszer a külső tér felszínét csillag alakúvá alakítja, s itt a csillag csúcsának a meghosszabbítása a boltozat oldalához bevezető *híd*. Ilyen kettős boltozatalakulásra vezethetjük vissza a Bükk és a Mátra hegységet ÉNy, illetve É felé keretező, viszonylag magas felszínű külső terület (diapirközi felszín) csillag alakját is, ami

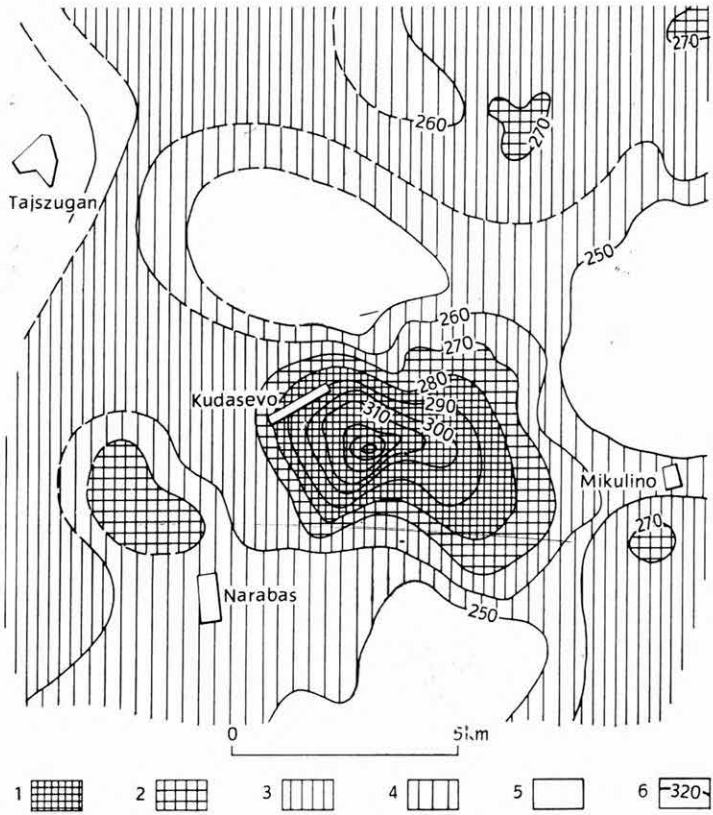


11. ábra. Elkülönülő mélyedések kialakulása felboltozódó központ körül. — D'Lo sódóm, Simpson County, Mississippi (NETTLETON, L. L. nyomán)

—6,200' = szeizmikus reflexiós felület tengerszinthez viszonyított helyzete (mértékegység: láb)

Рис. 11. Формирование обособленных прогибов вокруг центрального сводового поднятия. — Соляной купол D'Lo в Симпсон Каунти, Миссисипи, США (по данным *Л. Л. Неттлетона*)

—6,200' = положение отражающей сейсмической поверхности относительно уровня моря (единица измерения: фут)



12. ábra. Elkülönülő mélyedések kialakulása felboltozódó központ körül (BELOUSZOV, V. V. nyomán)

1. 280 m feletti szint, *2.* 270—280 m, *3.* 260—270 m, *4.* 250—260 m közötti szintek, *5.* 250 m alatti szint, *6.* spiriferinás rétegek tetőszintje (tszfm)

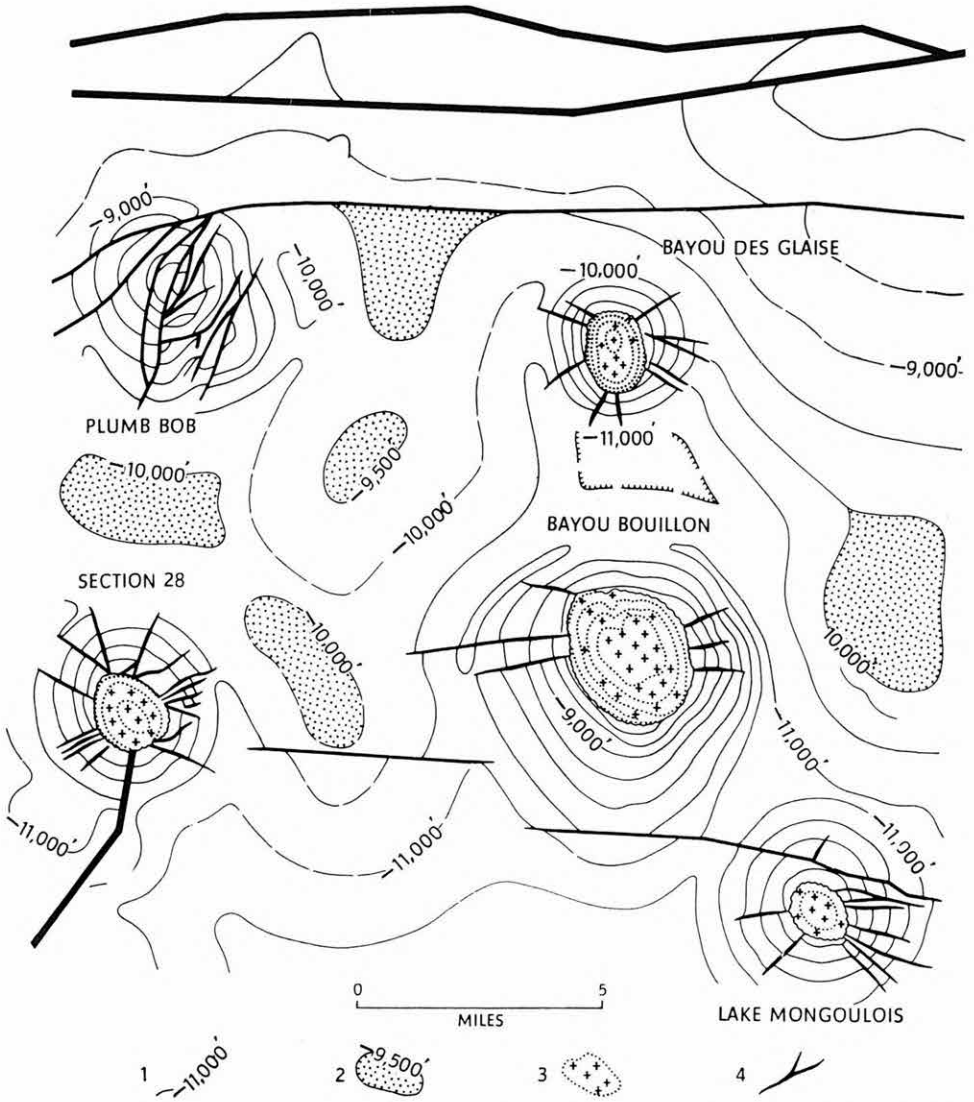
Рис. 12. Формирование разобщенных впадин вокруг центрального сводового поднятия (по *В. В. Белоусову*)

1. Поверхность с отметками свыше 2,80 м. *2.* поверхность с отметками 270—280 м, *3.* 260—270 м, *4.* 250—260 м, *5.* поверхность под отметкой 250 м, *6.* верхний горизонт спириферинових слоев (над у.м.)

a Bükk hegység által „alászakított" arlói és pétervásárai, és a Mátra hegység által „alászakított" kisterenyei és parádi előmélyedés besüllyedésével magyarázható (III. melléklet).

Nincs magyarázat arra, hogy melyik esetben alakul ki a kiemelt központ körül brachiszinklinálisokból álló gyűrű, vagy összefüggő előmélyedés. Valószínű, hogy a két lehetőség csak határeset. A brachiszinklinálisok mérete vagy alakja sem teljesen azonos, szerkezeti részleteik is különbözőek lehetnek.

Hasonló térszíni formákat a kéreg mélyebb részéből felnyomuló magma is létrehozhat. Az ilyen, szintén diapir-jellegű szerkezeti alakulatot az iro-



13. ábra. Sótömzsök kiemelkedése következtében létrejött magas- és mélyhelyzetű felszínrészletek rendszere (GROVER, E. MURRAY nyomán)

1. A heterosteginás szint tengerszinthez viszonyított helyzete (mértékegység: 1 láb), *2.* diapir-közi magas helyzetű felszín, *3.* só-felszín szintvonalai, *4.* törésvonal

Рис. 13. Система участков поверхностей высокого и низкого положений, созданная поднятием соляных штоков (по *Гроверу, Е. Муррею*)

1. Положение горизонта с Heterostegina относительно уровня моря (единица измерения: фут), *2.* междиапировая поверхность высокого положения, *3.* линия уровня соляной поверхности, *4.* линия разлома

dalomban kriptovulkánnak nevezik. Az elnevezést BRANCA, W. és FRAAS, E. (1905) vezette be. Olyan üledékes és metamorf képződményekből álló boltozatok jelölésére használják, amelyek valamilyen oknál fogva vulkáni áttörésig nem jutott emelkedő magma hajlító hatására jöttek létre.

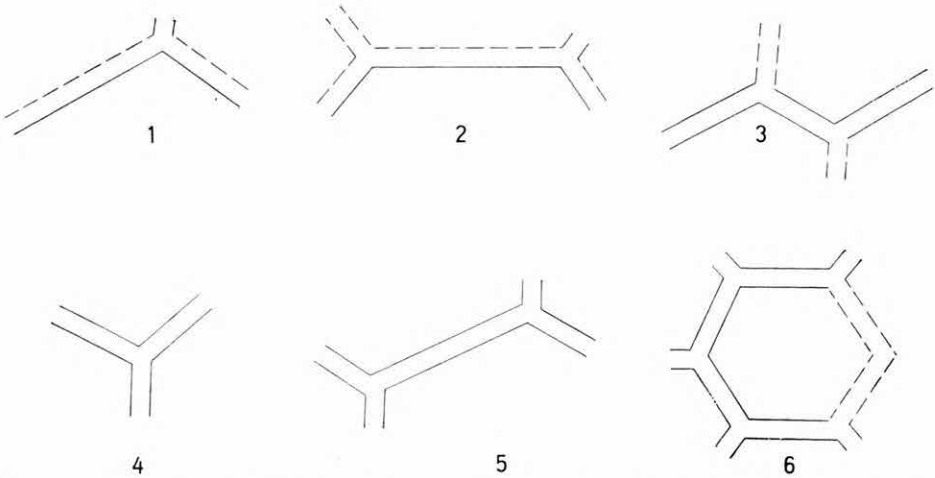
A kriptovulkáni térszínalakulásnak a Bükk hegységre emlékeztető példája az Egyesült Államokban a Chillicothe környékén fekvő Serpent Mound (BUCHER, W. H. 1936, HEYL, A. V.—BROCK, M. R. 1962). A leírás alacsony dombként jellemzi, ami nagy kiterjedésű táblán foglal helyet (IV. melléklet). Szerkezeti térképén kirajzolódik az ordoviciumi agyagpalából és mészkőből álló központi mag. Ezt szilur és devon képződményekből álló köpeny veszi körül, amelyen helyenként kisebb méretű, hegylábi süllyedékekre emlékeztető, karbon kőzetekkel kitöltött süllyedések találhatók. Legkívül az előmélyedések *csavart vonalú törésekkel felszabdalt, karbon homokkővel és agyagpalával kitöltött foltjai következnek, amelyeket hídakra emlékeztető magas helyzetű rögsorok választanak el egymástól.* Az arlói előmélyedés, az upponyi-hegységi híd és az egész Bükk-rendszer szerkezetének feltűnő hasonlósága ábránkról leolvasható.

BUCHER, W. H. szerint a Serpent Mound szerkezetét mélységi, „kriptovulkáni" robbanás hozta létre, amit hirtelen felszabadult vulkáni gázok idéztek elő (1936). Más szerzők meteorbecsapódásról beszélnek; a becsapódó meteor mélységi robbanása folytán magmafelnyomulás jött létre s a felnyomuló magma nyomása alakította ki a szerkezetet (BOON, J. D.—ALBITTON, C. C. 1936; COHEN, A. J.—BUNCH, T. E.—REID, A. M. 1961; DIETZ, R. S. 1961a, b). A dóm ércesedési és ásványkiválási folyamatainak vizsgálata és törései alapján HEYL, A. V. és BROCK, M. R. (1962) bizonyította be, hogy *jelentősen hosszú földtani idő alatt,* több szakaszban létrejött szerkezetről van szó, ami BUCHER, W. H. alapfeltevésével összhangban szubvulkáni tevékenységgel hozható összefüggésbe. A szerkezet kialakulását három fő szakaszban állapítják meg, számos alszakasszal.

A Bükk hegység üledékes kőzetköpenyének kiemelését is, nagy általánosságban, valamilyen mélységi anyag felemelkedésére kell visszavezetnünk; a terület ennek kapcsán kerülhetett vertikális értelemben „nyomás alá", nyilvánvaló mechanikai bizonyítékok alapján. Lehetséges, hogy összefüggés van a kiemelkedés és az Ostoros—Cserépváralja környéki riolit- és dácitláva-árak kitörése között is. Több hegység, és különösképpen a Mátra hegység térszínfejlődését kell azonban még megismernünk ahhoz, hogy a hegységek kialakulásának ezzel összefüggő kérdéseit is megvizsgálhassuk.

Az előmélységek származásának ismeretében a hegylábi és sugárirányú süllyedékek kialakulását, sőt a hegylábi süllyedékek töréseivel a központi tömegről leválasztott, alaktani értelemben szegélydomborulatnak nevezett rögök feltolódását is az előmélységek felé, a központi felboltozódásra kell visszavezetnünk.

A hegylábi süllyedés keletkezése azzal magyarázható, hogy az alulról jövő központi nyomás hajlító hatása következtében az alásüllyedő előmélység és a boltozatközpont közötti „inflexiós" övben erősebb húzófeszültség lép fel s emiatt a boltozat talp és csúcs közötti része felszakad. A hegységfelszín általános széttágulásából következik továbbá, hogy a szegélydomborulat rögei nemcsak a központtól az előmélyedés felé, hanem egymástól oldalt is távolodnak, ami sugárirányú rogyásokhoz vezet. Köríves, sokszög alakú árkok és

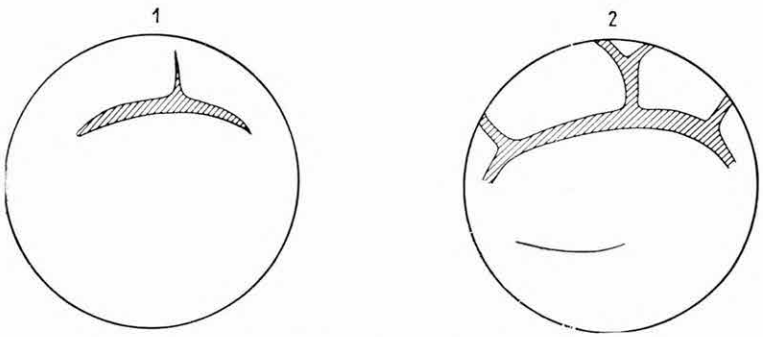


14. ábra. Sódómok felett kialakuló árkos süllyedések fajtái (GEISZLER, A. N. és ZSURAVLJEV, V. Sz. nyomán)

Рис. 14. Виды грабеновых прогибов над солевыми куполами (по данным *А. Н. Гейслера* и *В. С. Журавлева*)

belőlük kiágazó sugárirányú süllyedések sódómokkal megemelt boltozatközpontok szélén figyelhetők meg (14. ábra, 6. sz. rajz; GEJSZLER, A. N. 1951, ZSURAVLEV, V. S. 1963). Laboratóriumi körülmények között létrehozott hasonló szerkezetet mutat SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1964) munkájában közölt ábra (15. ábra).

Hogyan értelmezzük a szegélyrögök feltolódását az előmélyedések felé? SCHMIDT E. R. (1957) szerint a szegélyfeltolódás a kéreg vízszintes összenyomó-



15. ábra. Szakadásvonalak elhelyezkedése alulról ható központi nyomás esetén (SZÁDECZKY-KARDOSS E. és PESTY L. modellkísérlete nyomán)

1. Kezdeti állapot, *2.* késői állapot

Рис. 15. Расположение линий разрыва в случае действующего снизу центрального давления (по данным *Э. Садецки-Кардошша* и *Л. Пешти*)

1. Начальное состояние, *2.* позднее состояние

dása közben az előmélység besüllyedésére kiható mozgás. Újabban WEIN GY. (1964) mutatott rá, hogy az előmélyedés besüllyedését nem a szegélyfeltolódás váltja ki; szerinte azonban az előmélyedés képződése csak feltámasztja a szegélyrátolódás lehetőségét, ami ilyen esetben csak akkor válik valóra, ha a besüllyedés után vízszintes összenyomódás is bekövetkezik.

A valóságban a szegélyfeltolódás és az előmélyedés besüllyedése egymástól sem időben, sem pedig mechanikailag nem választható el, a vízszintes összenyomódás hipotézisét a felsorakoztatott tények megcáfolják; az előmélyedés nem a hegységközpont „álló" helyzetében, azaz mozdulatlansága közepette, hanem boltozódó, a külső tér felé is mozgó emelkedése közben süllyed be (1. ábra).

A Mátra hegység összehasonlító adatai
A Mátra – Bükk-rendszer és kialakulásának értelmezése

A Mátra hegység legjobban feltárt területe az ÉNy-i oldal. Itt számos, a helvéti összletet feltáró kőszénkutató fúrást mélyítettek, a felszíni térképezés adatai is több betekintést nyújtanak a neogén szerkezetalakulás mozzanataiba. Ha vezetőszintül a helvéti kőszéntelepes összletet választjuk és ennek elmozdulásait figyelemmel kísérjük, a miocén és az azt követő mozgási folyamatok egyik jelentős szakaszára fényt deríthetünk. Megszerkesztettük, a Bükk hegységhez hasonlóan, a mai térszín völgytalpszinthez viszonyított magasságának térképét is: a miocén rétegek elmozdulásának adatait ezzel egybevetve, a térszínfejlődés máig vezető folyamatát nagy áttekintésben nyomon kísérhetjük. A hegység D-i oldalán a pannóniai rétegek elmozdulását vehetjük számításba, a mélyebb szintek ismerete híján.

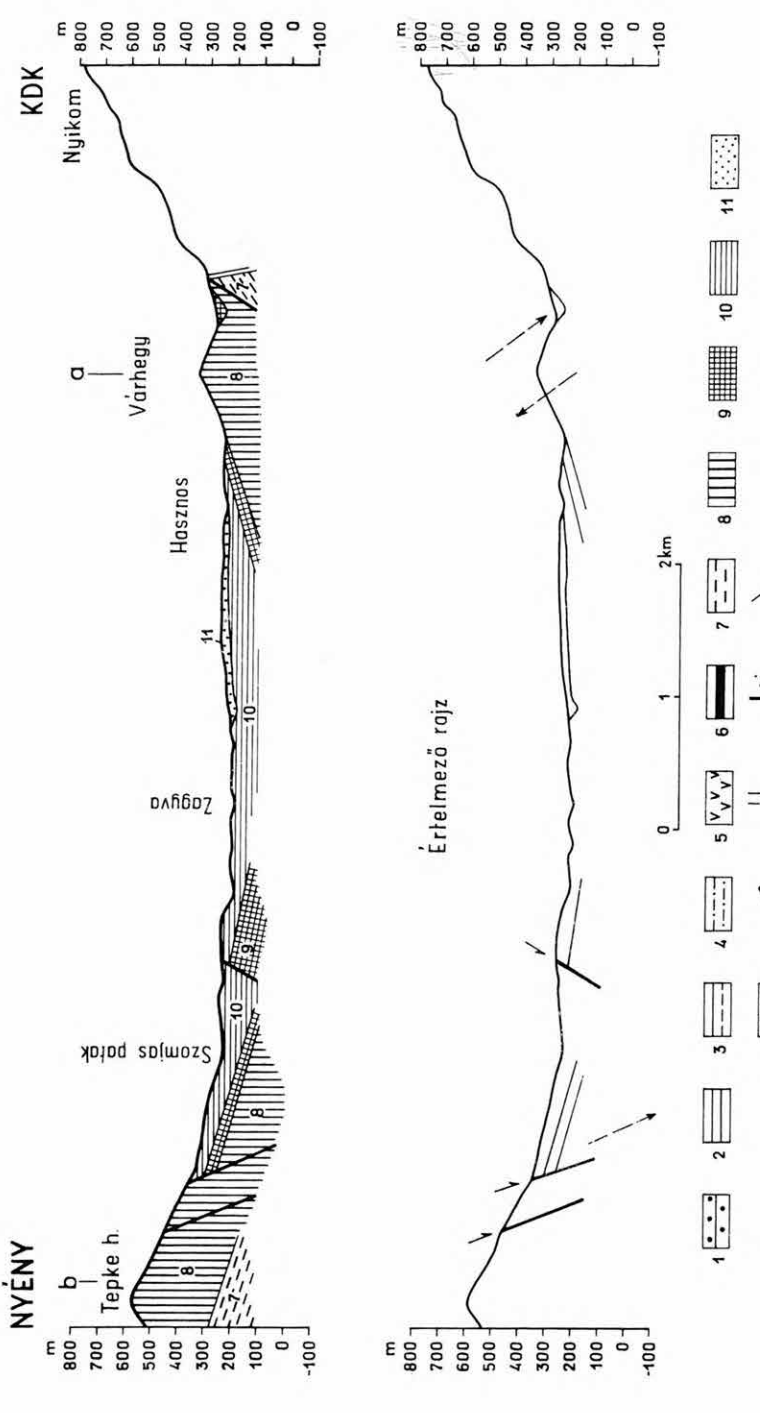
A hegység ÉNy-i és É-i előterében két határozott előmélyedést ismerhetünk fel: a sámsonházit és a kisterenyeit. Ezeket a Bükk hegységhez hasonló híd osztja ketté („Mátra hídja"). A sámsonházi előmélyedés erősebben kimélyül, keletkezése ID. NOSZKY J. (1940) szerint már a tortonai emelet óta folyamatban lehet. Kevésbé kimélyült a kisterenyei előmélyedés, ahol részben az oligocén, részben a miocén rétegek brachiszinklinális jellegű besüllyedést bizonyítanak. Az előmélyedés D-i határát nagyméretű szegélydomborulat

16. ábra. A Mátra és É-i előtere I. sz. szelvénye (szerkesztette ID. NOSZKY J., kiegészítette MOLDVAY L.)

1. Felsőoligocén (idősebb), *2.* felsőoligocén (fiatalabb) képződmények, *3.* felsőoligocén képződmények általában 4. burdigalai homok, agyag, *5.* helvét kőszénfekü (alsó riolittufa), *6.* helvét kőszenes összlet, *7.* helvét slír, 8. helvét—torton vulkáni kőzetek általában, *9.* szarmata, *10.* pannóniai, *11.* pleisztocén képződmények, *12.* fúrás száma, *13.* törésvonal, *14.* feltételezett beszakadás vonala, vulkáni kürtő közelében, *15.* bevetített szelvény elválasztó vonala (a 18. ábra bevetített szakaszának határvonala a 17. ábrán), *16.* a felszín elmozdulásának iránya (lásd az 1. ábrán is). — a=szegélydomborulat, b=külső („diapír-közi") tér felszínének pereme, hs=hegylábi süllyedék

Рис. 16. Разрез гор Матра и их северного предгорья (составил *Й. Носкич.*, дополнил *Л. Молдваи*)

1. Отложения верхнего олигоцена (более древние), *2.* отложения верхнего олигоцена (более молодые), *3.* отложения верхнего олигоцена вообще, *4.* бурдигальские пески, глины, *5.* подошва гельветских углей (нижние риолитовые туфы), *6.* гельветская угленосная толща, *7.* гельветский шлир, *8.* гельветско-тортонские вулканические породы, *9.* сарматские, *10.* паннонские, *11.* плейстоценовые породы, *12.* номер скважины, *13.* линия разлома, *14.* предполагаемая линия провала вблизи жерла вулкана, *15.* деляшая линия спроектированного разреза (линия границы спроектированного участка рис. 18 показана на рис. 17), *16.* направление смещения поверхности (см. также рис. 1); a = краевой свод, b = край поверхности внешней («междиапировой») территории, hs = передовой прогиб



16. ábra – Puc. 16.

alkotja (nagybátonyi antiklinális), amit a hegységközpont felé jellegzetes hegylábi süllyedék határol.

Egyszerűsíti tárgyalásunk menetét a terület atlaszszerűen kidolgozott összehasonlító térképsorozata (19—21. ábra). Ezek ismertetése előtt azonban három szelvényt mutatunk be a hegység ÉNy-i és É-i oldaláról, amelyek a Bükk hegység előmélyedéseihez hasonló előmélyedéseken át összekapcsolják a hegység központját és a külső tér felszínét.

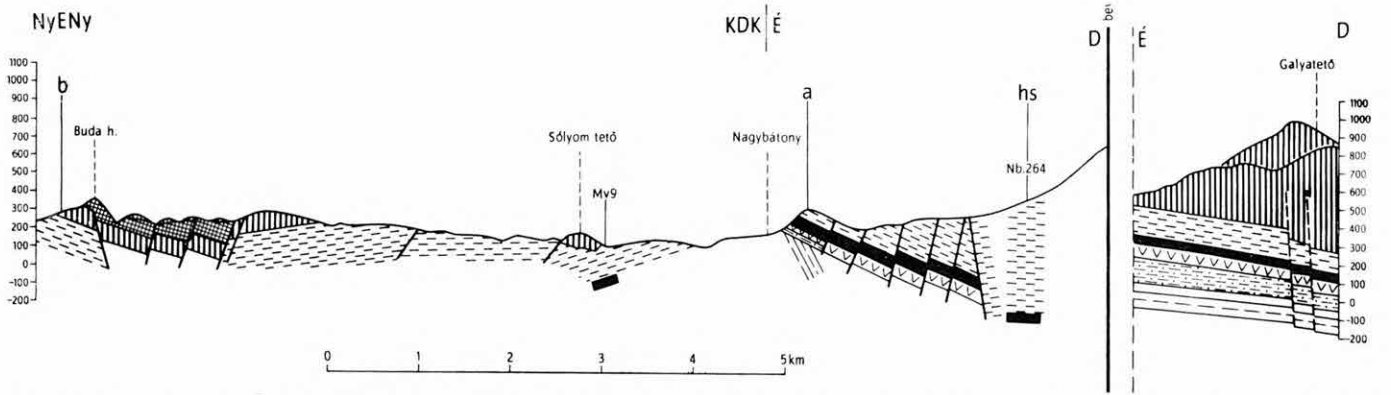
Az első szelvény (16. ábra) a Cserhát K-i szélétől kiindulva Pásztónál harántolja a Zagyva völgyét és a Mátra központi tömegének a szélén, a Nyikomhegynél végződik. A szelvény a Bükk hegységi főszelvény (I. melléklet) DK-i részén kimutatott térszínelmozdulási jelenségeket idézi. A külső térben a viszonylag legidősebb képződmények emelkednek ki. Ennek peremén („b" jelű szakasz) világosan látható a mezőkeresztesi boltozat lábánál kialakult „előárok"-hoz hasonló alászakadás, árkos helyzetű levetődés, ami a hegység felé mintegy megelőzi az előmélyedést. A Várhegynél szegélydomborulatra emlékeztető rög figyelhető meg, mögötte hegylábi süllyedékre emlékeztető mélyedés.

Az egyes rétegfelületek törésmenti elmozdulásai a Bükk hegységi előtérnél megfigyelthez hasonló irányokat követnek: az „előárok" mentén a különböző korú neogén felszínrészletek a Mátra felé lépcsősen levetődnek, a szegélydomborulathoz támaszkodó rétegfelszínek itt is felfelé és az előmélyedés felé mozognak, a hegylábi süllyedék szarmata összlete pedig lefelé billen (v. ö. a 16. ábra értelmező rajzát és az 1. ábrát).

A következő, kissé északabbra áthaladó szelvényen (17. ábra) a külső tér felszíne, a sámsonházi előmélyedés ÉK-i nyúlványa, a Mátra hídja viszonylag megemelt slír összlete, a nagyon határozottan kirajzolódó nagybátonyi szegélydomborulat, a hegylábi süllyedék és a Mátra központjának a rétegsora látható. Itt jegyezzük meg, hogy a Mátra központjában a felboltozódás mellett bizonyos rogyás jele is mutatkozik, amivel a Bükk hegység boltozatánál nem találkoztunk. Ezt a tényt a kialakulás értelmezésénél külön számításba kell vennünk.

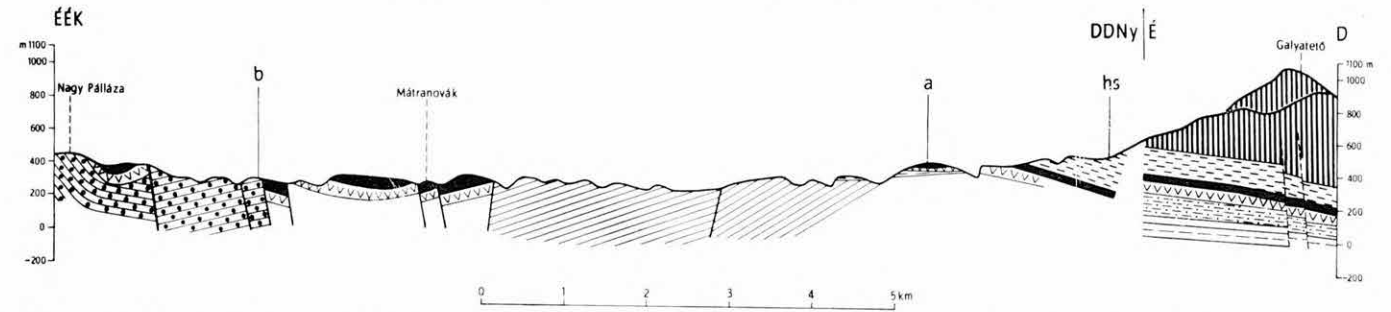
A harmadik szelvény ÉK—DNy-i irányban húzódik a kisterenyei előmélyedéshez tartozó mátranováki medencén keresztül és a Nagy Pálláza nevű magaslatnál végződik. Ezen is jól látható az idősebb kőzetanyagú külső tér lépcsője, az előmélyedés és az előmélyedés külső szélén kialakult, az eddig ismert szelvények alapján törvényszerű kísérőjelenségként fellépő árok, ami itt is, az arlói előmélyedés árkaihoz hasonlóan, a szegélydomborulat felé bekanyarodik (18. ábra).

Az ÉNy-i Mátra és előtere szintén denudált. Ha földtani térképe alapján (19. ábra) megszerkesztjük a negyedkorinál idősebb felszíni képződmények viszonylagos helyzetét ábrázoló térképet, a kisterenyei előmélyedésben levetett helyzetben megmaradt képződmények tűnnek elő: olyan csavart vonalú árkokból álló rendszer, amilyet az arlói előmélyedésben ismertünk meg (20. ábra). Az árkokban balról jobbra haladva idősebb képződmények vagy rétegkibúvások ülnek a *regionálisan emelkedő* előmélyedésben bekövetkezett elnyeseződés jeleként. Az árkokban a denudáció útján napvilágra került képződmények, nyilván továbbfejlődő folyamat során, mind besüllyedhettek. Előárokként ebben az előmélyedésben a két kanyarodó árokból álló rendszernek



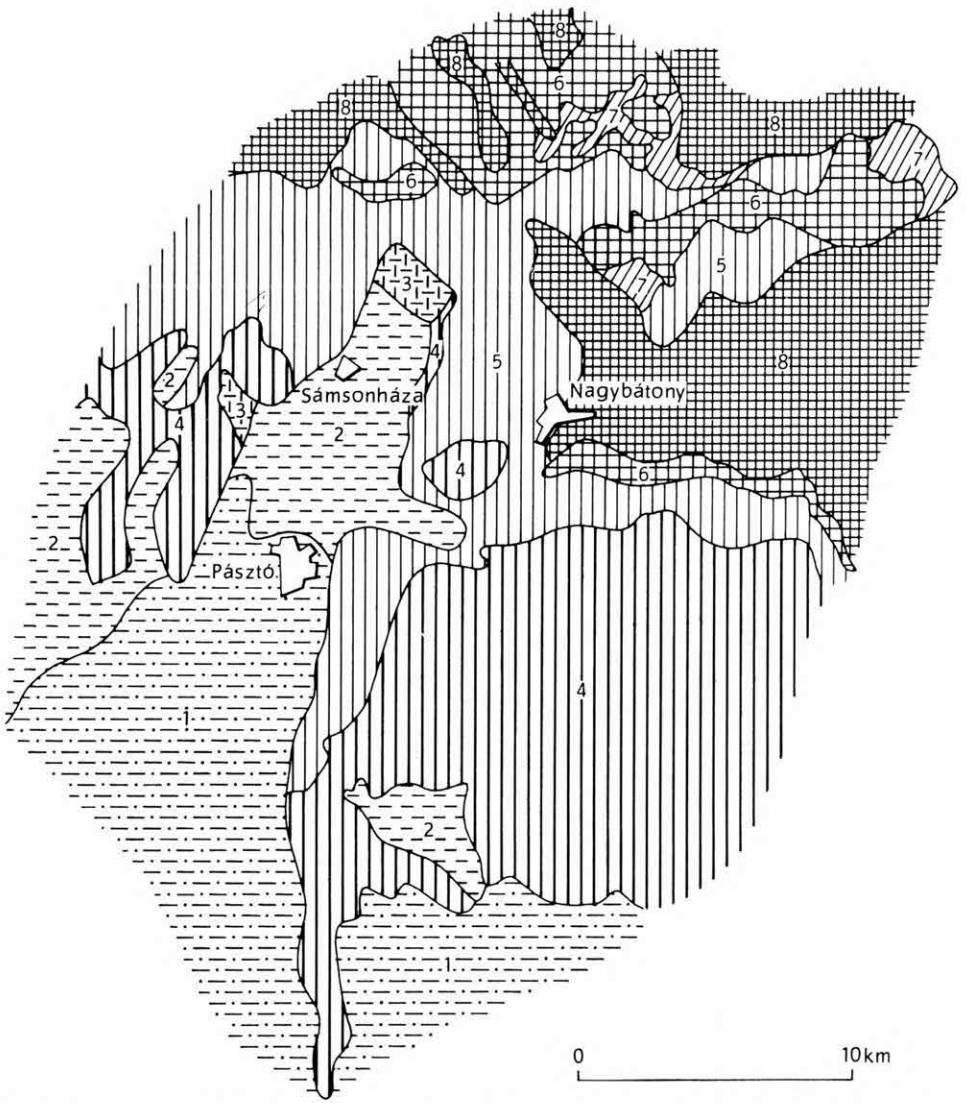
17. ábra. A Mátra és É-i előtere II. sz. szelvénye (ID. NOSZKY J., VIDACS A. és SZENTIRMAI J. nyomán szerkesztette MOLDVAY L.). (Jelmagyarázatot lásd a 16. ábrán.)

Рис. 17. Разрез II гор Матра и их северного предгорья (составил *Л. Молдваи* по данным *Й. Носки ст., А. Видача* и *Й. Сентирмаи*. (См. условные обозначения рис. 16.)



18. ábra. A Mátra és É-i előtere III. sz. szelvénye (SCHRÉTER Z., SZENTES F. és VIDACS A. nyomán szerkesztette MOLDVAY L.). (Jelmagyarázatot lásd a 16. ábrán.)

Рис. 18. Разрез III гор Матра и их северного предгорья (составил *Л. Молдваи* по данным *З. Шретера, Ф. Сентеша* и *А. Видача*). (См. условные обозначения рис. 16.)



19. ábra. Az ÉNy-i Mátra és a Zagyvavölgy „fedetlen" térképe (ID. NOSZKY J., SCHRÉTER Z. és SZENTES F. nyomán szerkesztette MOLDVAY L.)

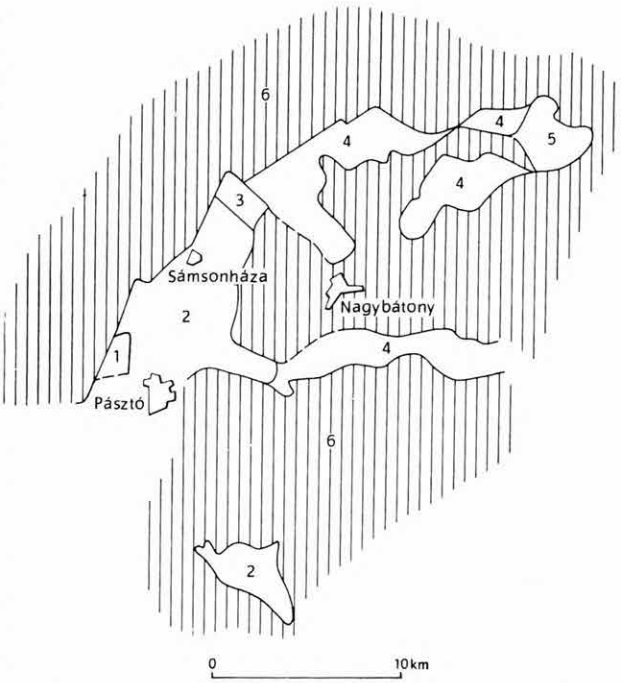
1. Pannon összlet, *2.* szarmata összlet, *3.* torton lajtai mészkő, *4.* torton vulkáni összlet, *5.* helvét slír, *6.* helvét kőszenes összlet, *7.* helvét kőszénfekü (alsó riolittufa), *8.* burdigalai és oligocén képződmények

Рис. 19. Карта «со снятым четвертичным чехлом» районов северо-запада гор Матра и Задьвавёлдь (составил *Л. Молдваи* по данным *Й. Носки ст., З. Шретера* и *Ф. Сентеша*)

1. Паннонская толща, *2.* сарматская толща, *3.* тортонский известняк типа лайта, *4.* тортонская вулканическая, толща, *5.* гельветский шлир, *6.* гельветская угленосная толща, *7.* подошва гельветских углей (нижние риолитовые туфы), *8.* бурдигальские и олигоценовые породы

az elemei lépnek fel, egyrészt a külső, Ny felől kanyarodó, átlós törések mentén kicsipkézett árok, másrészt a keletebbre fekvő árok előtérperemi része. Jól látható, hogy az előmélyedésben ezáltal az arlói kiemelt, „fűrészfogasan" megbillent pásztára emlékeztető, viszonylag emeltebb alakulat húzódik (21. ábra). Árkos besüllyedés a nagybátonyi boltozattól D-re fekvő *hegylábi süllyedék is.*

A 21. ábrát a mai térszín és az itt vázolt szerkezeti jelenségek egybevetése céljából szerkesztettük. A rajzokon bővebb magyarázat nélkül is látható a központi hegységtömeg, a hegylábi süllyedék, a (nagybátonyi) szegélydomborulat és a két előmélyedés kiütközése a mai térszínen. Egybevetés céljából elforgatott helyzetben megszerkesztettük a Bükk hegység DK-i előmélyedését ábrázoló térképet és a K-i Mecsek, szintén e rendszert tükröző morfotektonikai térképét is (22., 23. ábra).



20. ábra. A képződmények viszonylagos helyzete az ÉNy-i Mátra és a Zagyva-völgy területén

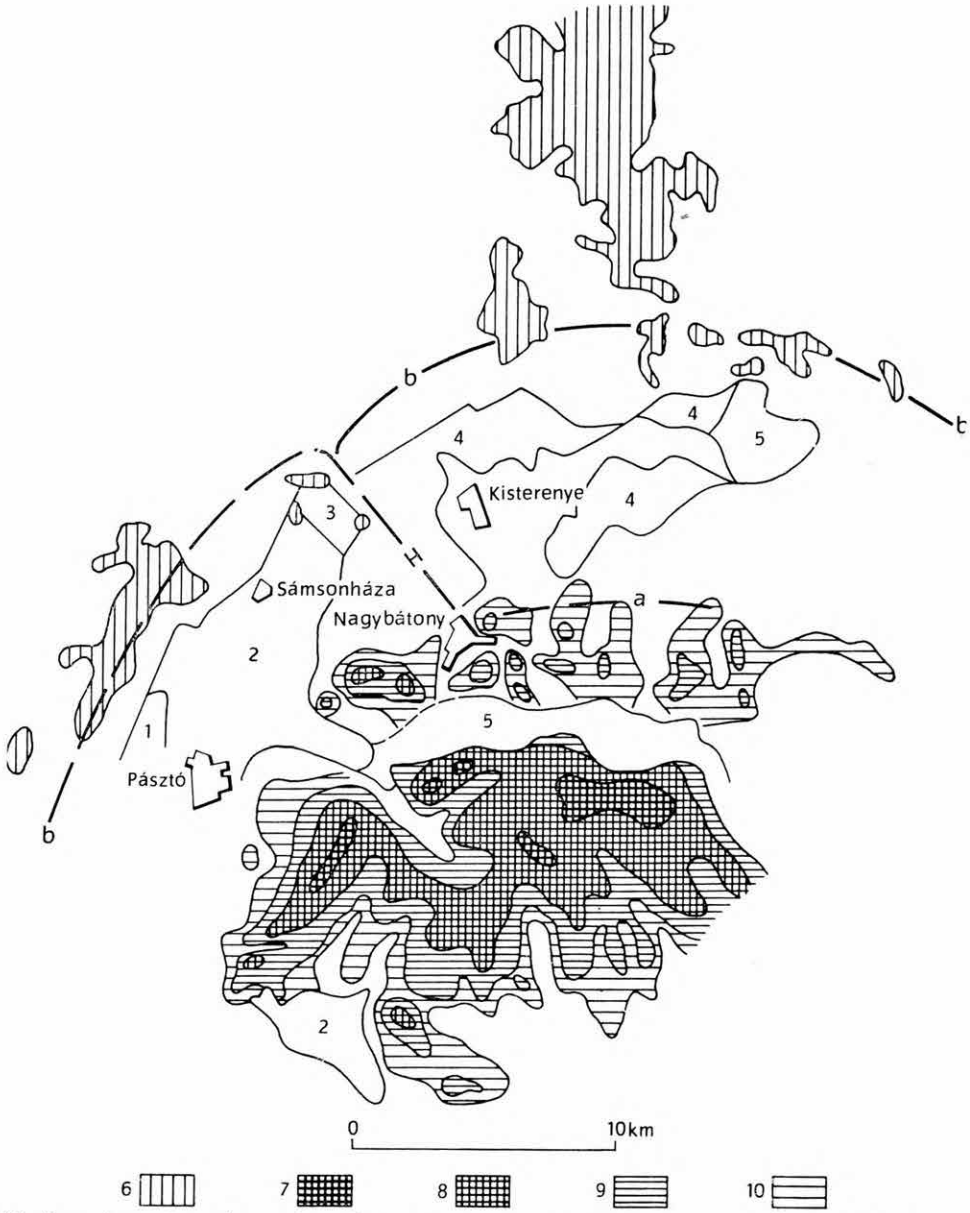
1. Pannon, *2.* szarmata, *3.* torton mészkő, *4.* helvét slír, *5.* helvét kőszenes összlet (*1—5.* árkos helyzetben), *6.* viszonylag kiemelt helyzetű képződmények

Рис. 20. Относительное положение пород на территории северо-запада гор Матра и Задьвавёлдь

1. Паннон, *2.* сармат, *3.* тортонские известняки, *4.* гельветский шлир, *5.* гельветская угленосная толща (*1—5* в грабеновом положении), *6.* относительно приподнятые отложения

A gravitációs térképen mind a sámsonházi, mind a kisterenyei előmélyedés negatív anomáliával kifejezetten jelentkezik (24. ábra). Dombai T. (1947. p. 87) szerint mágneses szelvényezés alapján is az a kép alakul ki, hogy a kristályos alapkőzet a két területen teknőszerűen bemélyed.

Id. Noszky J. (1940) mátra-hídi szelvényén világosan látható, hogy a híd területén, ahol a gravitációs adatok maximumot jelölnek, a helvéti slír összlet több száz méterrel magasabbra emelkedik, a sámsonházi süllyedék besüllyedt tortonai és szarmata képződményekkel borított területéhez képest (17. ábra). Mátraverebély környékén a leghatározottabb ez a kiemelkedés, ahol Schréter Z. (1940. p. 119) a slírben mért dőlések alapján az egész Zagyva-völgy mátraverebélyi és tiribes-pusztai szakaszára vonatkoztatva *sasbércet,* viszonylag felemelkedő aljzatra utaló szerkezetet jelöl. A Mátraverebélytől É-ra fekvő Szőlő-tető területén szabályos slír-brachiantiklinálist tüntet fel (Schréter Z. 1940. I. tábla). ÉNy—DK-i irányú kiemelt rögöt sejtet feltételezett vetőkkel Szupataktól ÉNy-ra is.

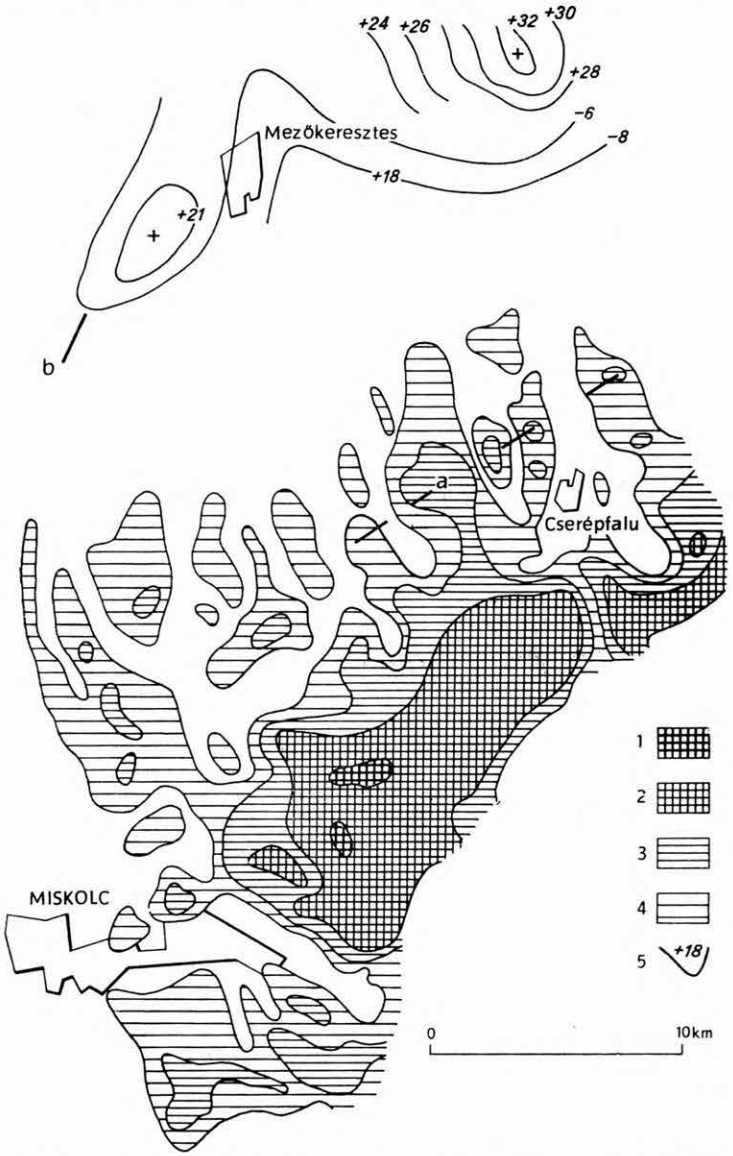


21. ábra. A szerkezeti nagyformák és árkos süllyedékek kapcsolata az ÉNy-i Mátra és a Zagyva-völgy területén

1—5. Ua. mint 20. ábrán, *6.* +400 m-es térszín (tszfm), *7.* +400 m-es, *8.* +200 m-es, *9.* +100 m-es, *10.* +50 m-es térszínek a völgytalpszint felett. — a = szegélydomborulat, b = a külső („diapir-közi") tér felszínének pereme, H = híd

Рис. 21. Связь больших структурных форм и грабеновых прогибов на территории северо-запада гор Матра и Задьвавёлдь

1—5. Так же, как и на рис. 20, *6.* поверхность с отметкой +400 м (над у.м.), *7.* поверхности с отметками +400 м, *8.* +200 м, *9.* +100 м, *10.* +50 м над уровнем дна долины; a = краевой свод, b = край поверхности внешней («межди апировой») территории, H = перемычка

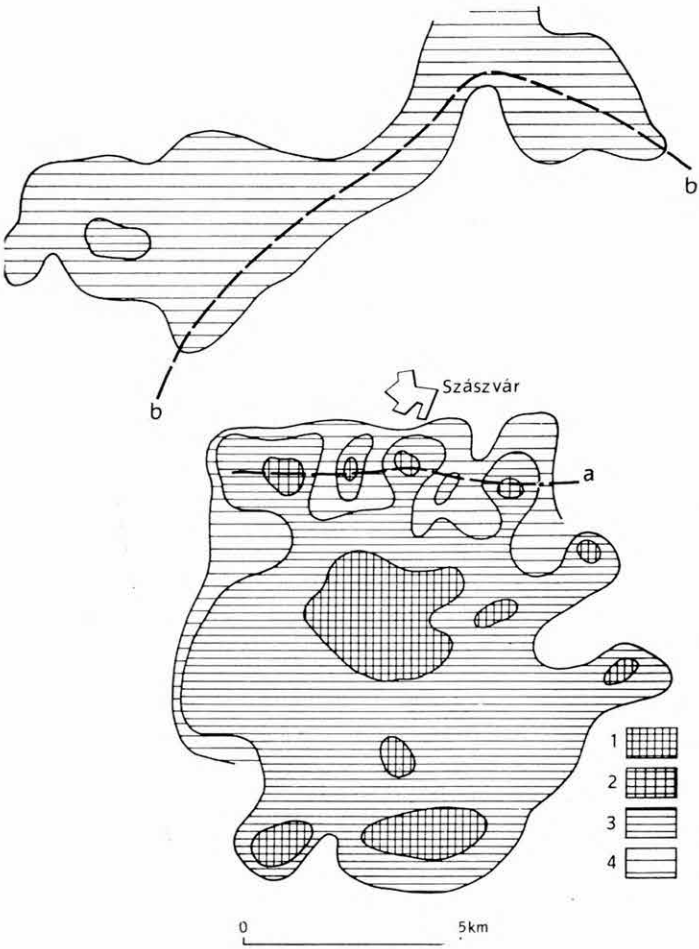


22. ábra. A Bükk DK-i peremének felszíne és előtérlépcsője (elforgatott helyzetben)

1. + 400 m-es, *2.* + 200 m-es, *3.* + 100 m-es, *4.* + 50 m-es térszínek a völgytalpszint felett; *5.* relatív gravitációs anomália. — a = szegélydomborulat, b = a külső („diapir-közi") tér felszínének pereme, medencefeltöltés alatt

Рис. 22. Поверхность и предгорный уступ юго-восточного края гор Бюкк (в развернутом положении)

1. Поверхности с отметками +400 м, *2.* +200 м, *3.* +100 м, *4.* +50 м над уровнем дна долины; *5.* относительная гравитационная аномалия; a = краевой свод, b = край поверхности внешней («междиапировой») территории под осадочными отложениями бассейна



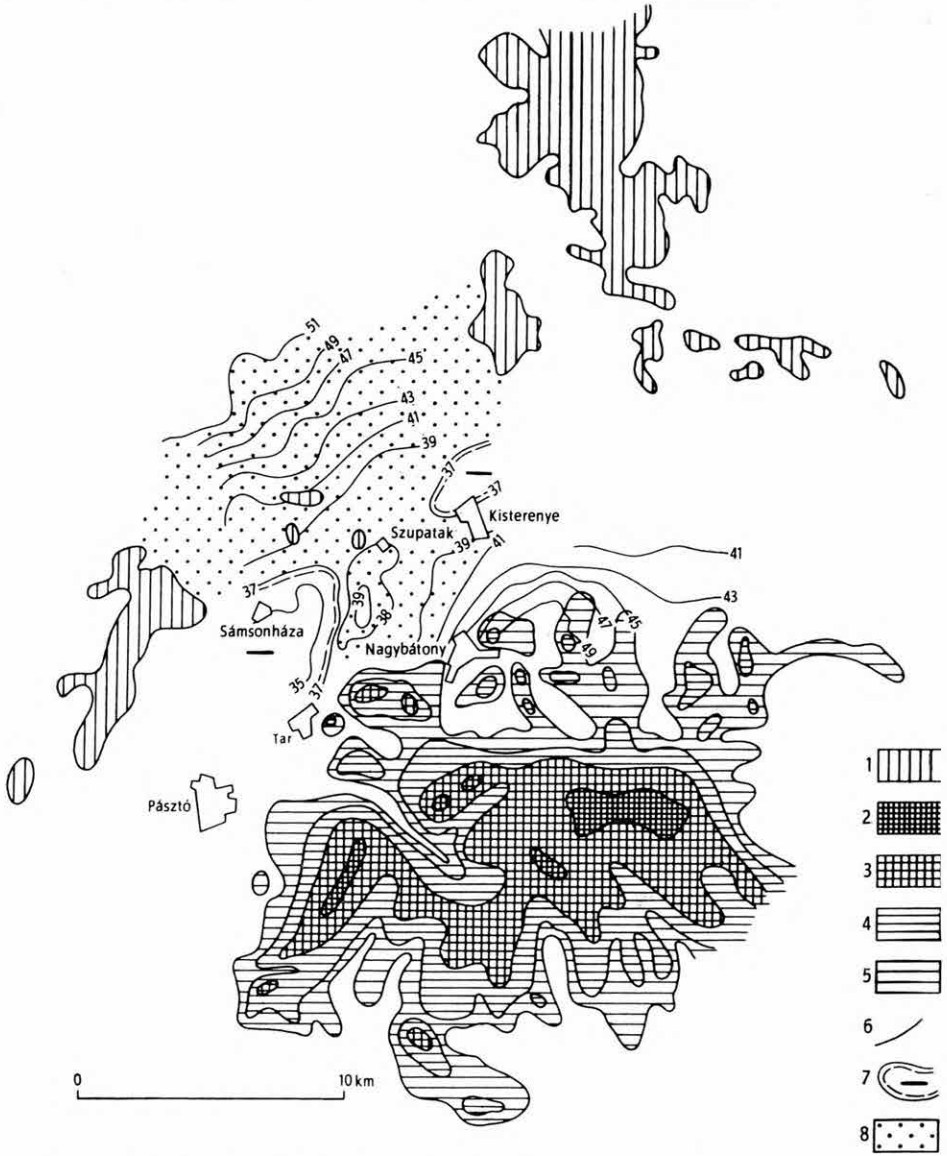
23. ábra. A K-i Mecsek és északi előterének felszíne

1. +200 m-es, *2.* +150 m-es, *3.* +100 m-es, *4.* +50 m-es térszínek a völgytalpszint felett; a = szegélydomborulat, b = a külső („diapirközi") tér felszínének pereme

Рис. 23. Поверхность Восточного Мечека и его северного предгорья

1. Поверхности с отметками +200 м, *2.* +150 м, *3.* +100 м, *4.* +50 м над уровнем дна долины; a = краевой свод, b = край поверхности внешней («междиапировой») территории

A terület hídjellegű aljzatkiemelkedésre utaló mozgásait újabb szelvények is bizonyítják. SZENTIRMAI J. (1965) kányás-aknai szelvényében az említett Szőlő-tető környékén a slír fekvő ±0 m tszf. magasságban van, innen K-re —300 m-re süllyed, majd tovább K-re a Zagyva-völgy felé újra emelkedni kezd és a súlyom-tető—farkaslyuki ÉÉK—DDNy-i törésvonalon túl még magasabb helyzetbe kerülve, nekitámaszkodik a nagybátonyi boltozat alsólengyendi oligocén magjának. A Kőerdő-tető felől Szupatak felé haladva ugyanez a feküszint a Kányás-aknától É-ra mintegy 800 m-ig követhetően —300 m-ről körülbelül ±0 m-ig emelkedik (SCHRÉTER Z. 1940: II. tábla; SZENTIRMAI J. 1965: szelvények). Mátraverebély és Szupatak, vagyis a szerkezeti híd táján SCHRÉTER — a terület térképén különben szokatlan irányként jelentkező — ÉNy—DK-i csapású vetősíkokat jelez, amelyek a sámsonházi szinklinális széléig követhetők. Hasonló jellegű, a hegység központjához viszonyítva sugárirányban



24. ábra. Az ÉNy-i Mátra térszín- és izogamma térképe FEKETE J. gravitációs térképének felhasználásával szerkesztette MOLDVAY L.

1. +400 m-es térszín (tszfm), *2.* +400 m-es, *3.* +200 m-es, *4.* +100 m-es, *5.* +50 m-es térszínek a völgytalpszint felett; *6.* izogamma értékköze, *7.* minimum-terület, *8.* a szerkezeti híd és a külső („diapír-közi") tér felszíne, gravitációs adatok alapján

Рис. 24. Карта поверхности и изогамм северо-запада гор Матра, составленная *Л. Молдвай* с использованием гравиметрических карт *Й. Фекете*

1. Поверхность с отметкой +400 м (над у.м.), *2.* поверхности с отметками +400 м, *3.* +200 м, *4.* +100 м, *5.* +50 м над уровнем дна долины; *6.* интервал значений изогамм, *7.* минимальная площадь, *8.* структурная перемычка и поверхность внешней («междиапировой») территории на основании гравиметрических данных

húzódó szerkezeti vonalakat találunk a kisterenyei és a parádi előmélyedés közötti hídon is Mátramindszenttől D-re, a Galya-kiugrás meghosszabbításában (SCHRÉTER Z. 1940. I. tábla; SZENTES F. 1939).

Mindezek mellett kétségtelennek látszik azonban, hogy a sámsonházi előmélyedés és innen kezdve az egész Zagyva-völgy aljzata mélyebbre besüllyedt. A Mátraverebély—Szupatak vonalán sejthető aljzathíd tehát olyan küszöbhöz hasonlítható, ami DNy felől meredeken emelkedik, ÉK felé pedig lankásan süllyed a kisterenyei előmélyedést határoló külső tér pereméhez simuló, külső „slír-árokba" (21. ábra). Ez valószínűleg nem azt jelenti, hogy a kisterenyei süllyedék aljzatának általában lassabb ütemű mozgása volt, inkább arra gondolhatunk, hogy a sámsonházi és a Zagyva-völgyi süllyedék mozgása a neogén végén felgyorsult. Erre utal ID. NOSZKY szelvénye mellett SZENTIRMAI J. kányási szelvénye is, ahol a Szőlőtető környékén kiemelkedő slír összletet Ny felé nagy vető vágja le. Ez a vető a sámsonházi süllyedék tortonai rétegeit süllyeszti alá.

Érdekes részlete még a területnek a Farkaslyuk hegycsoport, ahol a tortonai összlet szintén erősebben besüllyed. Folytatása DNy felé a Gombástető mentén sejthető. ÉK-i határát a Zagyva-völgy D-i oldalán ugyancsak vető határolja (SZENTIRMAI J. 1965). Besüllyedésére az Ágasvár—Óvár—Hegyeshegy, vagyis a Mátra-boltozat kiemelkedése kapcsolatában KUBOVICS I. (1963) utal, többször megújuló mozgások feltevésével. Lehetséges, hogy ez a süllyedék már a sámsonházi oldalhoz tartozó hegylábi süllyedék részlete, ami esetleg a mélyben DNy felé folytatódik (16. ábra).

Megállapítható tehát, hogy a fiatal vulkáni kőzetekből álló Mátra hegység és a paleozóos—mezozóos üledékes kőzetanyagú Bükk hegység szerkezeti felszínfejlődése sok vonatkozásban hasonló. Vannak ezenkívül olyan tények is, amelyek a két hegység párhuzamosan folyó kialakulására utalnak. Fontos ebből a szempontból a nagybátonyi boltozat szerkezete.

A nagybátonyi boltozat érdekessége az, hogy magjában meghajlított felsőoligocén összlet húzódik erőteljes dőlésű szárnyakkal (17. ábra). Erre diszkordánsan burdigalai homok, alsó riolittufa és helvéti kőszéntelepes összlet települ, lényegesen enyhébb dőlésű boltozatszárnyakkal. *Ez világos jele annak, hogy a szegélydomborulat mentén a felboltozódás eredetileg a katti összlet meghajlításával kezdődött, majd a posztoligocén denudációt követő miocén lerakódásokon folytatódott. Ez szükségszerűen ahhoz a feltevéshez vezet, hogy a Mátra hegység kialakulástörténete is tulajdonképpen a szávai mozgásokkal kezdődik.*

SCHRÉTER Z. részletesen ír a boltozatot felépítő rétegek újabb és újabb mozgásokra utaló dőléséről (1940. p. 108—111). *Leírása nyomán a hevesaranyosi és arlói oligocén—miocén dőléspárok analógiáját ismerhetjük fel, ami a Bükk hegység és a Mátra hegység kezdeti mozgásainak nyilvánvaló egyidejűségét bizonyítja.* A szegélydomborulat-képződés és az itt leírt rendszerben vele együtt fellépő előmélyedés-képződés ugyanis *központi felboltozódás nélkül* a Mátra hegységben ugyanúgy nem képzelhető el, mint a Bükk hegységben. Fel kell tehát tételeznünk, hogy a hegység vulkáni kőzettömege, amely a szegélymenti formák alapján igen fiatal, diapir jellegű kiemelkedés jeleit is mutatja, egy jóval korábban, ugyanazon a helyen megindult „kitörésmentes" felboltozódás után keletkezett. A vulkanizmus előtti felboltozódásban még csakis a metamorf és üledékes eredetű paleo—mezozóos, illetve paleogén

képződmények vehettek részt. Ezeknek a nem-vulkáni képződményeknek a megemelése pedig, ha szabad mondanunk, azzal az eséllyel indult, hogy a kiemelt kőzetekből paleo—mezozóos, vagy kristályos hát, azaz a Bükk hegységhez hasonló boltozat képződik.

Minthogy azonban a Mátra hegység központi területén az oligocén és miocén üledékes rétegek túlságosan alacsony helyzetűek, továbbmenőleg fel kell tételeznünk azt is, hogy a vulkáni kitörések alkalmával, vagy valamikor később a központban helyet foglaló képződményösszlet átmenetileg süllyedt is.

Ezek a következtetések a hegységközpont ún. „negatív" szerkezete kérdésének (Szádeczky-Kardoss E. 1958), továbbá a Mátra és a Bükk hegység kapcsolatának alaposabb áttekintését kívánják meg.

Új oldalról világíthatjuk meg a negatív szerkezetre vonatkozó feltevést, ha a hegységképződés bizonyos kétségkívül meglevő aránytörvényeit vesszük figyelembe. Ezek egyike az a törvény, hogy nagyméretű hegységfelboltozódás nagyméretű előmélyedések besüllyedését váltja ki. A Bükk hegység központi része háromszor akkora, mint a Keleti-Mecsek központja; előmélyedései is háromszoros, de legalább kétszeres méretűek, mint a Keleti-Mecsek előmélyedései (24. ábra). Ugyanilyen az aránykülönbség a Mátra körüli előmélyedések esetében is.

A másik arányosítási kérdés a központi boltozat és a hegylábi süllyedék *emelkedés—süllyedés* viszonyának kérdése. Utalunk arra, hogy gyengén kiemelt boltozat csak gyengén besüllyedt hegylábi süllyedék képződését válthatja ki; ezt a Bükk-peremi süllyedékek fejlődése támasztja alá. Ezzel egyet jelent, hogy a szegélydomborulat viszonylagos emelkedése is lépést tart a boltozatközpont emelkedésével, a hegységeink képződésénél feltehető emelkedési határok között.

Olyan, erőteljesen fejlett szegélydomborulat kialakulása tehát, mint a nagybátonyi, amihez világosan felismerhető kriptovulkáni típusú előmélyedés tartozik, nem vezethető le a vezetőszintül kiválasztott helvéti kőszéntelepes összlet mai *boltozatközépi* kiemelési magasságából, vagyis a boltozatközpont *egyéb okból eredő süppedésének* feltevése nélkül. A nagybátonyi szegélydomborulatban a kőszéntelepes összlet 5 km széles, 400 m magas, vetőkkel átjárt boltozatot alkot. A Bükk hegység DK-i szegélydomborulatán a miocén tufaösszlet-boltozat szélessége 7 km, magassága 800 m; ha a Bükk hegység esetében képzeletben meghosszabbítjuk a tufaösszlet folytatását — a tönkös alacsonyodás leszámításával — a hegységközpont paleo—mezozóos boltozata tetejéig, a hegyláb talpától a csúcsig 1500 m-es viszonylagos felboltozódás adódik, tehát a központi boltozat és a szegélydomborulat emelkedési aránya 2:1 (I. melléklet). A Mátrában vezetőszintünk magassága a központi tömeg mentén nem magasabb a szegélydomborulatban mért magasságnál, itt hozzávetőlegesen 1:1 arányt kapunk. Az adott fejlettségű szegélydomborulat kialakulásához a kőszéntelepes összlet +800 m-es magasságú, tehát a hegység mai tetőtérszínéig terjedő központi felboltozódását kell számítanunk. A számítás szerinti „hiány" hozzávetőleg 400 m, amit rogyásnak tulajdonítunk. A rogyás oka lehet pl. kaldera jellegű süllyedés, rétegtömörödés vagy transzvaporizáció (Szádeczky-Kardoss E. 1958, Kubovics I. 1962).

A vulkáni összlet tehát végeredményben formai alakzatként *az eredeti kristályos és üledékes képződményekből álló boltozatot helyettesíti.*

Még nem ismerjük pontosan, milyen a kapcsolat a neogén szerkezetalakulás „diapiroid" módja és a közben kialakult vulkáni működés között, miért terelődött más irányba a Mátra hegység fejlődése a vulkanizmus kirobbanása folytán a stájer mozgások idején és a Bükk hegység központja miért mentesült ezektől a hatásoktól. Az egyidejű vulkanizmus a Bükk hegységben csak a DNy-i oldal szegélydomborulatára korlátozódott, központja érintetlen maradt. Lehet, hogy paleo—mezozóos kőzettömbjének szilárdsága miatt, lehet hogy más okból. VADÁSZ E. (1960. p. 412) utal arra, hogy a hegység területén a tortónai vulkánosság alárendeltebb szerepe a mezozóos kőzetösszlet erőteljes összenyomódásos, pikkelyes áttolódásos, izoklinálisan gyűrt szerkezetére vezethető vissza.

A Mátra hegység szávai mozgásokkal meginduló kialakulásának további fontos bizonyítéka a Mátra és a Bükk hegység között kialakult mezozóos rögvonulat, a Darnó-öv tárgyalásával kapcsolatban már említett, Egerbakta—Sirok közötti terület, ahol a mezozóos összletről az oligocén összlet lepusztult és ezt ma már csak miocén összlet fedi. A területet ÉNy—DK-i irányú vetők szabdalják s DNy-i oldalán tűnik fel a már említett viszonylag magasra emelt sasbércekből álló rögsor, ami szoros gyűrűbe fogja a Mátra hegység keleti oldalát (III. melléklet). A rögsor darnói és siroki rögei lekoptak, haránttörésekkel feldarabolódtak. Ezek tulajdonképpen egykori neogén boltozat mezozóos kőzetmagjainak is felfoghatók, amelyek a Mátra-boltozat köríves szimmetriája szerint helyezkednek el (BALOGH K. 1964. térkép és ID. NOSZKY J. 1927. térkép és szelvény). A vulkáni összlet a rögsortól nyugatra berogyott. Végeredményben a nagybátonyi boltozathoz hasonlítható, de valamivel kisebb méretű „boltozat" rekonstruálható itt, amely körülveszi a Mátra süppedt, értelmezésünk szerint mélyebb rétegeket helyettesítő, aránylag fiatal vulkáni szintjeit.

A paleo—mezozóos kőzetekből álló kettős hegységek szerkezetét tanulmányozva, szintén a sirok—egerbaktai vonulathoz hasonló, viszonylag magas összekötő vonulatot figyelhetünk meg a Keleti-Bakony—Vértes és a K-i és Ny-i Mecsek boltozatai között is. Két boltozat között a szembenéző oldalakon „normális" méretű szegélydomborulatot és hegylábi süllyedéket nem lehet megfigyelni, de hiányzik a köztes térből az előmélyedés is. Ezt azzal magyarázzuk, hogy két, egymás mellett felboltozódó kőzettömeg egymással szemben nem viselkedhet passzív előtérként. Szélesedve boltozódó kőzettömegeik — adott távolságon belül — egymás irányában nem annyira szétlazulnak, mint inkább összeszorulnak (l. újólag az 1. ábrán mutatott mozgást). Bebizonyosodott, hogy a Keleti-Bakony és a Vértes hegység közötti „Móri árok" D-i végén is húzódik ilyen összekötő vonulat, de ugyanilyent találunk a Ny-i és a K-i Mecsek hegység boltozata között is, vagy a Vértes hegység ÉK-i peremén; különösen hasonló az utóbbi átmeneti terület a Sirok—Egerbakta közötti területhez. Megemlítjük, hogy a közeli boltozatok közötti területeken a nem köztes külső tér felől felhúzódó vetővonalak összesűrűsödése figyelhető meg, vagy fordítva, az innen kiágazó vetők mindig legyezőszerűen szétágaznak, sőt két boltozat között pikkelyeződésre utaló jelek is vannak. Arra a következtetésre jutunk tehát, hogy a Mátra hegység a Bükk hegységgel szemben az összekötő vonulat formáinak kialakításában is *egyenrangú félként* viselkedik, aljzatának a feltevés szerint a szávai mozgásokig visszavezethető mozgásmechanizmusa megakadályozta, hogy a Bükk-boltozat felől ebben az irány-

ban *előmélyedés* alakuljon ki, sőt a Darnó-hegy—Sirok—Tarnaszentmária közötti rögök ÉK és K felé való mozgatásával olyan mechanikai erőhatás fellépését is megfigyelhetjük, amely a paleo—mezozóos kőzetekből felépített kettős boltozatok mozgásával vethető össze.

A mátrai és Bükk-szegélyi mozgások metsződésénél helyet foglaló Darnórög ugyanis amellett, hogy a pétervásárai előtér szempontjából hídhelyzetet foglal el, ÉK felé előretolódó és emelkedő mozgást is mutat. Ha rekonstruáljuk a helvéti transzgresszió utáni mozgásviszonyokat, a rög tulajdonképpen egy ÉNy—DK-i csapású „slír" brachiszinklinális magja is lehetne, ami az oligocén összlet alulról ható átszakításával keletkezett. Ez a képzeletbeli brachiantiklinális, többi, sasbércként kibúvó társával alkotott sorban, Tarnaszentmáriáig kanyarodik (III. melléklet).

A Mátra hegységre vonatkozó adatok figyelembevételével megkísérelhetjük már itt a boltozatpárok és általában az „ellenoldalak" kérdésének megtárgyalását.

A Mátra hegység esetében arra a következtetésre kell jutnunk, hogy eredetileg a tenger szintjéhez viszonyítva aránylag nem mélyen, nyilván paleogén képződményekkel is fedett, paleo—mezozóos kőzetanyagú boltozat keletkezett a hasonló anyagból felépített Bükk-boltozat szomszédságában. Ebben az esetben tulajdonképpen annak vagyunk tanúi, amit kisebb arányokban a Bükk hegységnél is megfigyelhettünk, hogy a felboltozódások *regionális értelemben különböző viszonylagos helyzetben folynak*, feltehetően az alföldi medencealjzat általános szintjének néhány fokos lehajlása esetén is. Ezért a Mátra hegységet ebben a tágabb keretben olyan szomszédboltozatként kell kezelnünk, amely későbbi átmeneti vulkáni megsüppedése ellenére, regionálisan ugyan már viszonylag alább szálló területen, de szembenáll a Bükk-boltozattal. Hatását itt érvényesíti is az egerbaktai vonulat alátámasztásával. De folyhatnak hasonló felboltozódások az általános „velesüllyedés" értelmében az Alföld pannóniai és negyedkori rétegekkel feltöltött medencéjében is; a fiatal, nagy medence boltozatai nem lehetnek „települt" boltozatok. Kialakulásukat csak úgy magyarázhatjuk meg, ha helyi, alulról ható emeléssel számolunk általános, erős nivellálódást eredményező süllyedés közben. Ugyanígy kialakulhatnak diapir-közi jellegű vonulatok, vagy szegélydomborulat és hegylábi süllyedék jellegű alakulatok is. Ilyen eltemetett diapir-közi magaslatnak sejtjük tulajdonképpen a mezőkövesd—mezőkeresztesi eltemetett külső térfelszínt is, ami kiemelkedő reliefjét azáltal kapta, hogy egyik (ÉNy-i) oldalát a Bükk-boltozathoz tartozó vattai előmélyedés, másik (DK-i) oldalát a Nádudvar környékén megállapítható „alaphegység"-felboltozódás által feltehetően kialakított előmélyedés süllyesztette alá (Körössy L. 1962). Erre, a Nádudvartól É-ra levő előmélyedésre Wein Gy. utalt először olyan értelemben, hogy korábbi kialakulásával DK felől fellépő későbbi torlódás folytán „vergencia-irányító" szerepet töltött be (1964).

Legnagyobb, de már nem medencehelyzetű diapir-közi magaslatunk a Cserhát hegység. Felszínét a Mátra—Börzsöny—Dunazug- és a Budai-hegység előmélyedései fogják körül. Szerkezete közismerten rendszertelen elemekből áll, központja vagy bármilyen elkülöníthető, rendszert tükröző eleme nincs (id. Noszky J. 1940).

A Cserhát hegység diapir-közi magaslat jellege már önmagában is annak

bizonyságaként fogható fel, hogy hegységeink képződése nem az ún. „nagyszerkezeti rendszer" kialakulásában feltételezett ÉNy—DK-i irányú oldalnyomás okozta megtorlódás következménye. A „nagyszerkezeti rendszer" ÉK felől a Mátra hegység Ny-i lábánál véget érő boltozatsort jelent, aminek folytatásába a Cserhát hegység szerkezete már sehogy sem illik. Ugyanúgy kiütközik belőle a Börzsöny—Dunazug- és a Budai-hegység alkotta *É—Di-irányú* kiemelkedéssor is, a Cserhát és a Gödöllői-dombvidék Ny-i oldalát beöblösítő előmélyedések sorával.

Visszatérve a Mátra hegység felszínalakulásának tárgyalásához, vegyük sorra a hegység eddig nem tárgyalt területeit.

A K-i Mátra szerkezetével kapcsolatban meg kell vizsgálnunk pl. a Parád—Recsk—Mátraballa közötti előtér szerkezetét is. A hegységboltozat ennek a területnek a déli határán a Darnó-hegytől Parád Ny-i részéig terjedően beöblösödik; az „öböl" széle Parádóhutánál ÉNy felé nagy ívben elkanyarodik és Mátraballa felett K-nek, majd DK-nek fordulva visszakanyarodik a Darnó-hegyhez. A körülírt határ alaktani szempontból nagyjából kör alakú besüllyedés gyanúját kelti, ami az É-ra fekvő külső tér (diapir-közi magaslat) felszínét a K felől alásüllyedő pétervásári előmélyedéssel együtt keskeny nyúlvánnyá vékonyítja (III. melléklet). Az andezittakaró szélén miocén „redők" húzódnak Recsktől D-re K—Ny-i, Parád—Mátramindszent között ÉNy—DK-i csapással, 10—15°-os dőlésű szárnyakkal (SZENTES F. 1939).

ROZLOZSNIK P. (1939) szerint a hegység D-re levő központi tömbjét ÉNy—DK-i „ráncvonulatok" övezik. Ezeknél nagyobb, már szegélydomborulat méretű, a torziós mérésekkel is kirajzolódó, parád—óhutai boltozat (FEKETE J. 1937a), s ugyancsak szegélydomborulatnak fogható fel a Lahóca-hegy kiemelt aljzatú rögboltozata is (PÁLFY M. 1929, SCHRÉTER Z. 1942a p. 849). Szárnyain É és D felé a bükkszéki boltozathoz nagyon hasonlóan mind fiatalabb oligocén szintek helyezkednek el, É-i, ill. D-i dőlésiránnyal. A hegy szubvulkáni oligocén biotit—amfibolandezit tömzsei mentén ÉNy—DK-i, majd nyugatabbra Parádfürdőnél ÉÉK—DDNy-i ércesedési irány figyelhető meg, ami szerkezetileg előkészített övben zajlott le az alsómiocénben, esetleg a helvéti, tortonai emeletben (VARRÓK K. 1962). Az andezitet VARRÓK K. a rupéli emeletnél fiatalabbnak véli, s ez a lattorfi és rupéli üledékek közé nyomult, két egymást követő szakaszban. Szerinte a darnói szerkezet kialakulása tektonikusan előkészítette a recski ércesedés útját. Ez szerintünk a Mátra—Bükk-mozgás egyidejűségére vall. A Lahocára telepített Parád III. sz. fúrásban (—400 m-ben) megemelt triász radiolarit-rétegsor van, amit a Lahóca mellé telepített Recsk IV-es fúrás nagyobb talpmélységgel sem ért el. FEKETE J. (1937a, b) gravitációs maximumnak jelöli a Lahóca-csoportot, feltételezi az aljzatkiemelést. Szerinte „a Hegyeshegy, Lahóca, Kálvária-hegy összesség mint egyetlen hatalmas felboltozódás jelenik meg a torziós ingamérések adataiban".

A rögtől közvetlenül É-ra a felboltozott összlet É-i dőlése a külső tér peremén túli, vagyis a diapir-közi magaslathoz tartozó oligocén összletben is folytatódik. Innen néhány km-re Ny-ra azonban, ahol az előmélyedés már *kiszélesedik*, az oligocén összlet DNy-i irányba fordul át, ami világosan jelzi a parádi medence besüllyedését. E rendszerben a Lahóca-hegy szélső helyzetű szegélyrögnek fogható fel.

Id. Noszky J. (1927) a Lahóca felé emelkedő oligocén üledékes összletet a Sirok—Kővágóhegy közötti szelvényében ugyanilyen értelmezésben ÉNy felé alásüllyedő összletként ábrázolja, amely mélypontját a Deákhegy és a Kővágó-tető között éri el. Szentes F. (1939) szerint a parádi Fényes-puszta, Mátraballa és Mátramindszent közötti rész „féloldalas szinklinális terület, amely felé a rétegek lejtenek és mélypontja a Kővágó-tető környékén van".

A Szentes F. által megjelölt határ ÉK felé a 200 000-es térkép dőlései és id. Noszky J. adatai alapján azonban csak alárendelt vonal, mert az oligocén rétegek dőlése már a mátraballa—mátraderecskei vonalon jól kivehetően a Mátra irányába fordul, lényegileg a vázlatos térképünkön megjelölt ÉK-i medenceperem mentén.

Szentes F. (1939) a kisterenyei és a parádi brachiszinklinális közötti híd területén az andezitszegélyt kísérő „redők" csapásának *átfordulásáról* is említést tesz. „Érdekes" — írja — „hogy Mátramindszenttől D-re a Galya tömegének kiugrása közelében, ahol a redők átfordulnak, kisebb ÉK—DNy-i csapású haránredőket nyomozhattam ki. Az itteni széntelepek ennek szinklinális részeiben maradtak meg."

Feltevéseink tehát a Parádi-medence besüllyedéséről igazolhatók, amennyiben az előmélyedésben megfigyelhető az oligocén rétegek besüllyedése. Szegélydomborulat jellegű kiemelkedésként különíthető el a parád—óhutai boltozat és a szinklinális DK-i sarkában kialakult Lahóca-boltozat. A kisterenyei előmélyedés szintén elhatárolható, a Galya-kiszögelléstől ÉÉK felé húzódó, magasabbra emelt „híd" mentén, ami felé az oligocén és a miocén rétegek mind Ny, mind DK felől emelkednek.

A hegység D-i oldalán a visonta—vécsi előmélyedés, a hegység erős D-i dőlése miatt, pannóniai rétegek alá került és alakulása csak *a pannóniai rétegek elmozdulása és morfológiai adatok alapján bizonyítható.* Határát a gyöngyösi Sárhegy, Halmajugra, Vécs és a Verpeléttől Ny-ra fekvő magas vonulat alkotja (III. melléklet).

A Sárhegy és a Halmajugra közötti peremvonulat Visontáig húzódó, diapir-közi magaslat jellegű szakaszát a felszíni feltárások, aknák és Pálfy M. iratai alapján Vígh Gy. (1939) az Alföld felé lankásan süllyedő *„antiklinális"*-ként jellemzi, ami Visontáig is elhúzódik. Erősebben besüllyedt az előmélyedés az „antiklinális"-tól ÉK-re, a Bene-patak törésvonalán, K-re pedig a Tarnaszentmária—Vécs között húzódó dombsort alávájó Tarnóca-patak mentén. A besüllyedt pannóniai összlet tehát vese vagy félhold alakú süllyedéket rajzol ki (Jaskó S. 1939, p. 686, tömbszelvény). Egészen fiatal holocén süllyedések is találhatók közvetlenül a hegység lábánál.

Az előmélyedés alakja, arányaitól eltekintve, a vattai előmélyedésre emlékeztet, pannóniai és negyedkori rétegeinek mozgása pedig fejlődésének egyik nem régi mozzanatára vet fényt. Pannóniainál idősebb szintjeinek helyzetét nem ismerjük, az egész déli Mátra-peremen újabban készült néhány mélyebb fúrás nem tesz lehetővé áttekintést. Aljzatának helyzetét csak általános tapasztalatok alapján tudjuk vázolni. Feltételezzük, hogy az előmélyedést az Alföld felé felváltó külső tér felszíne a hegység D-i irányú megdőlése közben is az egész neogén folyamán viszonylag emelkedő aljzatú terület volt. A külső tér felszíne nem látszik szabályos antiklinális alakúnak, külső szárnya Vígh Gy. megjelölése szerint lankásabb, mint a belső. Tény, hogy a mai fel-

színen nem látszó mezőkeresztesi betemetett külső tér felszínéhez képest itt a feltételezett aljzati rögök erőteljesebb mozgatást jelölnek; a mai felszínen erősebben „átütnek".

A K-i hídon — Verpeléttől Ny-ra — a pannóniai összlet lepusztult, a kiemelkedő térszínen szarmata összlet búvik ki. A híd központi boltozathoz csatlakozó része Kisnána és Tarnaszentmária között megsüllyedt (ID. NOSZKY J. 1927, térkép, Báj-patak—Verpelét közötti szelvény). A megsüllyedést D felé egy tortonai középső riolittufát felhozó sasbérc váltja fel (BALOGH K. 1964, térkép), a darnói és upponyi hídrögök helyzetéhez nagyon hasonlóan.

Tarnaszentmária és Vécs között az előmélyedés területére jutva, a gravitációs izogammák jelzik a tömegviszonyok megváltozását. A viszonylag kiemelt híd folytatásában az izogamma vonalak DDNy felé kissé előreugranak, mintegy kanyarodva alásüllyedő hátként. Érdekes, hogy Vécstől ÉNy-ra az izogammák kis féloldalas szinklinálisfélét is sejtetnek. Detk körül azonban már nem mutatkozik aljzatkiemelkedésre utaló jel. Szegélydomborulatra utaló „boltozatok" sem mutatkoznak a gravitációs képben Markaz, Domoszló és Kisnána között.

A visonta—vécsi előmélyedéstől Ny-ra eső hegységperem már nem értelmezhető ilyen világos jelek alapján, vulkáni összletének felépítésében is több az ismeretlen tényező. A gyöngyösi Sárhegy hídhelyzetű rögétől Ny-ra árkos besüllyedés alakult ki (VÍGH GY. 1939), ami a Mátra hegység esetében a gyengén jelentkező kettős boltozatalakulásra utaló jel lehet. Tőle DNy-ra, messze előugró, a hegység felé nyitott karéjokban elhelyezkedő kiemelkedésekből álló pászták vannak. Ny felől a Jobbágyi-, Somlyó-, Kopaszhegy, D-en az ecsédi dombok, ÉK felé pedig egy pannóniai rétegekben kimérhető, Gyöngyöstarjánig húzódó lapos antiklinális vonulat alkotja a legkülső karéjt, ami esetleg külső tér jellegű alakulatnak is felfogható. Ezt látszólag alátámasztja, hogy a pannóniai rétegek a Zagyva-völgyi andezitperemtől K és KDK felé, Szücsi felől D felé süllyednek. D felől a süllyedéknek viszonylagos emelkedéssel határt szab az ecsédi dombok vonulata, ahol a Szücsi-patak áttörésszerű összeszűkülő völgyben fut. Az így feltételezett előmélyedés DK-i határa az Ecséd-től Nagyrédén át Gyöngyöstarjánig követhető lapos „antiklinális" (VÍGH GY. 1939, p. 683)*. A Szücsi-patak mentén KDK-i irányú elbillenés is megfigyelhető (LÁNG S. 1952), ami esetleg már a déli Zagyva-völgy Mátra-felboltozódástól függetlennek látszó aljzatsüllyedésével is összefüggésbe hozható.

A rendszer egyik belső karéja a Kecskekő-vonulat. Mögötte a gyöngyöspatai medence hegylábi süllyedékre emlékeztető teknője húzódik. A hegységközpont felé még további, belső karéjt képez a Havashegy—Gyöngyöstarján közötti hát.

A Zagyva-völgy D-i részének széles, alföldies kimélyülése már nem értelmezhető egyedül a jóval távolabb fekvő Mátra felboltozódása alapján. Kialakulásában egy, a felboltozódástól független mozgás közrejátszását is fel kell tételeznünk. ID. NOSZKY J. (1940) szerint a Szurdokpüspökitől Lőrinciig sejthető nagy ÉD-i vető mentén az andezitperem szintjéhez viszonyítva 800—900

* A közlemény szövegében tévesen szinklinálist szedtek, a szöveg értelméből és a mellékelt szelvényből derül csak ki, hogy VÍGH GY. antiklinálisra, ill. alakilag hasonló szerkezetre gondolt.

m-es süllyedés tételezhető fel. ID. NOSZKY J. ezt a vetőt a sámsonházi és a kisterenyei süllyedék közötti híd területe felől származtatja, ahol szerintünk már a hegység-felboltozódással összefüggő mozgások rendszere ütközik ki. ID. NOSZKY nem tulajdonít szerkezeti jelentőséget a Mátra kialakulása szempontjából a sámsonházi süllyedéknek sem. Magát a hidat is inkább lepusztulási formának tekinti, amely szerinte úgy jött létre, hogy a Cserhátot és a Mátrát összekötő andezittakarót a Zagyva átvágta, egyszerű epigenetikus völgyet létrehozva. „A Mátra hídjai vulkáni takaróroncsok arra vallanak — írja —, hogy a Cserhát a Mátrával teljes összefüggésben fejlődött ki" (1940, p. 157). A Mátra Ny-i határát is a Kisterenye—Sulyomtető—Farkaslyuk-hegycsoport között húzódó ÉÉK—DDNy-i vetővonalnál keresi, ami szerinte a Zagyva-völgy K-i oldala mentén továbbhúzódik D felé. A Cserháttal való összefüggés tőlünk eltérő értelmezéséből következik az is, hogy „mátra-hídjai mélyresüllyedés"-ről ír, ami a *sámsonházi süllyedéknek* felel meg; ennek „... kemény, medencébe tört andezittakaró peremét kerüli meg a Kis Zagyva" (1940, p. 160).

A Zagyva-völgyben — a Mátra-hídjától D-re eső, tehát a sámsonházi süllyedéket is magában foglaló, egyelőre tovább nem részletezhető süllyedékben — nemcsak a helvéti slír vastagszik ki, hanem a *slír-fekü pectenes homokkő is slíres kifejlődésben jelentkezhet* (ID. NOSZKY J. 1940, p. 67), egészében véve tehát a süllyedék a tortonai emeletnél jóval korábban keletkezett. Az előmélyedéseivel együtt alakuló hegységközpont szerintünk sohasem volt kimélyülő slír-üledékgyűjtő. Ha tengervíz el is borította ebben az időben a területet, ez csak a kéreg általános süllyedésével magyarázható. A slír jelentősebb felhalmozódása ilyenformán csak az előmélyedésekben vagy a hegylábi süllyedékekben tételezhető fel.

Összegezésképpen megállapíthatjuk tehát, hogy a Mátra hegység felszínalakulása a Bükk hegységéhez nagyon hasonló. K—Ny-i irányban elnyúló kiemelkedésének előterében a rendelkezésre álló adatok szerint legalább négy bizonyítható neogén előmélyedés van: a sámsonházi, kisterenyei, parádi és visonta—vécsi előmélyedés. A hegység kialakulása, a kéreg mélyebb részében fellépő, alulról ható nyomással, már a szávai mozgások idején, az oligocén és a miocén közötti denudációs szakaszban megindulhatott, ezt bizonyítja a jól feltárt kisterenyei előmélyedés és a hozzá tartozó nagybátonyi szegélydomborulat szerkezete. A két hegység tehát, ősi formájában, metamorf és üledékes képződménytömegekből álló boltozatpár lehetett. A sámsonházi, kisterenyei és parádi előmélyedés között a Bükk hegység szerkezetére emlékeztető „hidak" is felismerhetők.

A hegység felszínalakulását módosító tényező a helvéti emelet végén megindult vulkanizmus, amely a hegységközpontban a paleo—mezozóos, oligocén és miocén, metamorf, ill. üledékes képződmények megsüllyedését is eredményezte. A nagybátonyi szegélydomborulat kiemelésének arányait figyelembe véve, ez a süllyedés több száz méteres szintveszteséget jelent a hegység központi tömege, a tulajdonképpeni diapir-jellegű kiemelkedés területén. A vulkanizmus közbejötte nélkül a hegység ma, feltevésünk szerint, kiemelt oligocén vagy paleozóos—mezozóos képződményekből felépített hát lenne.

A központi besüllyedés a kiemelés folyamatában csak időleges jelenség lehetett, ennek megszűnte után továbbra is a központi tömeg területén gyülem-

lett fel a hegységfelboltozódást kiváltó erő és hatott a pliocénben, illetve a negyedkorban is. Az egész rendszerre érvényesíthető, vulkáni kitörésekből eredő térszínmódosulás nem tételezhető fel a hegységképződés egyik szakaszában sem, azaz a központ körüli szegélydomborulatok és előmélyedések nagyjából úgy alakultak ki, mintha központi süllyedés nem lett volna. Ezt igazolja a szegélydomborulatok és előmélyedések megújuló továbbfejlődése mellett az is, hogy a Mátra és a Bükk hegység között nincs előmélyedés; közbeékelődött, haránttörésekkel felszabdalt, aránylag magas helyzetű paleo—mezozóos vonulat figyelhető meg, olyan szerkezetalakulással, amely dunántúli példák szerint egyenrangú, egyidős neogén boltozatok között jön létre.

A Mátra és a Bükk hegység csapása nyugatról kelet felé enyhén északnak kanyarodik. Az ív, teljesen észak felé fordulva, az Eperjes—Tokaji hegység csapásában folytatódik. Kínálkozik az a következtetés, hogy a Tátra—Veporidákat és a Gömöridákat körülölelő említett pászta az oligocén regressziót követően egyidőben került „nyomás alá" (diapir-tektonikai értelemben). *A Mátra és az Eperjes—Tokaji hegység az ív „elvulkánosodott" része lehet; a Bükk hegység felemelt üledékes kőzetköpenye pedig nagyméretű kriptovulkánszerű alakulat.*

Ezek a következtetések összhangban vannak azzal az állítással, hogy a Bükk hegység gravitációs mérések alapján nem mutatja a kárpáti orogenetikus kéregvastagodás jelét, vagyis, hogy „sekély köpenyű" területre esik (SZÉNÁS GY. 1965, p. 103, 119). Továbbá azzal, hogy a hegység csak magasra emelt darabja egy egykori, a mainál jóval nagyobb vízszintes kiterjedésű, Bükk hegységi típusú paleo—mezozóos kőzetösszletnek (BALOGH K. 1964, p. 443).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В РАЙОНАХ СРЕДНЕГОРИЙ ВЕНГРИИ (ЧАСТЬ I)*

Л. Молдваи

Настоящая статья представляет собою первую часть научной работы, состоящей из двух частей. Автор в этой работе рассматривает несколько морфологических явлений и их тектогенетические взаимосвязи. Он показывает, что комплекс геоморфологических форм горного массива Бюкк похож на так называемую систему криптовулканических поднятий. Своеобразие выражается в наличии одного центрального поднятия, которое окружено отделенными друг от друга краевыми прогибами. В краевой области гор Бюкк можно также увидеть такую систему разломов, которая проявляет сходство с подобной системой на краю известного криптовулкана «Serpent Mound». Как горы Бюкк, так и «Serpent Mound» сложены мезозойскими или более древними отложениями и метаморфическими породами.

Очевидно горы Бюкк были созданы вертикальным поднятием в сопровождении магматизма. Этот комплекс форм похож на формы соляных диапиров,

* Вторая часть данной работы будет издана в следующем Годовом отчете.

которые с динамической точки зрения опять же представляют собою поднятие. Если диапиров, расположенных друг около друга, несколько, то между прогибами-складками, опоясывающими отдельные диапиры, автоматически возникает относительное поднятие, так называемая «междиапировая возвышенность». Горы Черхат и Северные песчаниковые горы в Венгрии, видимо, такого же характера. (Автор подчеркивает, что о диапирах он говорит только с точки зрения формы и динамики, не связывая их с поднятием соляных штоков.)

Вокруг соседних гор Матра также можно обнаружить изолированные краевые прогибы. Автор предполагает, что горообразование здесь началось одновременно с горообразованием в районе гор Бюкк. В середине миоцена здесь произошло сильное вулканическое извержение андезитов, результатом которого являются настоящие вулканические породы покрывающей толщи. В связи с имевшим место вулканизмом, в центре горного массива можно предположить наличие провала определенного размера. Другие исследователи раньше также высказывали такие же предположения.

Приложение: I. Геологические разрезы гор Уппонь и Бюкк. — Составил *Л. Молдваи* с использованием профиля *К. Балога*.

1. Пески, глины (плиоцен), *2.* гальки, андезитовые туфы и агломераты (сармат), *3.* глины, пески, песчаники, гальки, туфиты (гельвет-тортон), *4.* риолито-туфовая толща в основании с красными глинами (нижний—верхний миоцен), *5.* гальки и красные глины (бурдигал), *6.* глины и глинистые мергели (олигоцен), *7.* литотамниевые и нуммулитовые известняки (средний и верхний эоцен), *8.* палеомезозойские породы, *9.* взброс, *10.* сброс; a = краевой выгиб, b = край внешней территории, c = поверхность внешней территории (под осадочной толщей бассейна), hs = прогибы у подножья гор

Приложение: II. Смещение палеозойско-мезозойской поверхности пород по отношению к сферической поверхности на основании разреза гор Бюкк. — Составил *Л. Молдваи.*

1. Палеомезозойская поверхность пород, *2.* дуга среднего изгиба, *3.* прямая, соединяющая две конечные точки дуги среднего изгиба, *4.* отклонение палеомезозойской поверхности пород от линии среднего изгиба (двойное увеличение по вертикали); α = средняя высота поверхности севера внешней территории (над уровнем моря), β = средняя высота поверхности юга внешней территории (над уровнем моря), $\alpha - \beta$ = разница между средними высотами поверхности севера и юга внешней территории, δ = высота выгиба горы (дуги среднего изгиба); a = краевой выгиб

Приложение III. Морфотектоническая карта системы гор Матра—Бюкк. — Составил *Л. Молдваи.*

1. Поверхность внешней территории под осадочной толщей бассейна, *2.* высота рельефа над уровнем моря, *3.* высота уровня рельефа над уровнем дна долины, *4.* изогипса подошвы миоцена по отношению к уровню моря, *5.* поверхность палеомезозойских пород в сравнении с уровнем моря, *6.* относительная гравиметрическая аномалия *7.* край внешней («междиапировой») поверхности частью под осадочной толщей бассейна (Мезёкёвешд), *8.* неогеновые впадины в передовых прогибах, *9.* краевой выгиб, *10.* поверхность типа «мост» (относительно приподнятая), *11.* прогибы у подножья гор, *12.* центральный (диапирообразный) массив гор, *13.* сброс, *14.* ряд горстов на восточной окраине гор Матра, *15.* разрез (с номером приложения), *16.* разрез (с номером рисунка)

Приложение IV. Сравнительная структурная карта криптовулкана Serpent Mound и гор Бюкк. — Составил *Л. Молдваи* по материалам карт *В. Х. Бухера* и *К. Балога*.

Serpent Mound: 1. аллювий, *2.* карбоновые песчаники и глинистые сланцы, *3.* карбоновые черные глинистые сланцы, *4.* силурские и девонские песчаники и доломиты, *5.* среднесилурские доломиты, *6.* среднесилурские глинистые сланцы, *7.* нижне- и среднесилурские известняки, *8.* ордовиковые глинистые сланцы и известняки, *9.* линия разлома. — *Горы Бюкк: 1.* аллювий, *2.* сарматские гальки и пески, *3.* сарматские вулканические породы, *4.* тортонские породы, *5.* гельветские породы, *6.* бурдигальские гальки, пески и риолитовые туфы, *7.* хаттские пески и песчаники, *8.* хаттские песчанистые, глинистые мергели (по прежним данным — рупельские), *9.* рупельские глины, *10.* палемезозойские породы: *11.* на основе гравиметрических данных относительно приподнятая палеомезозойская толща пород, *12.* граница с передовыми прогибами этой же толщи, обозначенная штриховкой, *13.* линия разлома по данным *К. Балога*, *14.* поверхность палеомезозойских пород относительно уровня моря по данным *Дь. Радоца*, *15.* изогипса подошвы миоценовых отложений относительно уровня моря по данным *Е. Радноти* и *Ш. Яшко*, *16.* такого же характера передовые прогибы со спиралеобразными разломами (структура типа «колесо Зегнера»), *17.* относительная гравиметрическая аномалия по данным *Р. Чики*, *18.* аномалия Буге по данным *Й. Силарда*

A CSEHBÁNYAI-MEDENCE SZERKEZETFÖLDTANI FEJLŐDÉSÉNEK ALAPVONÁSAI*

Írta: MÉSZÁROS JÓZSEF

A Bakony hegységnek Csehbányától ÉK-re Bakonybélig, K-re a Hajaghegyig, ÉNy-ra a Pápavár, Tevelvár, Gáthegy mezozóos rögéig, DK-re Herendig húzódó területrészéről eddigi felszíni megfigyelések és földtani térképezések eredményeként igen sok közlemény született, a dolgozatok nagy többsége azonban rétegtani jellegű és általában egy-egy földtani időszak képződményeit érinti. Szorosan ide kapcsolódó szerkezetföldtani adat kevés található az irodalomban. KOCH A. (1875) a Csehbányai-medencét körülhatároló mezozóos képződmények szerkezeti viszonyait tanulmányozta. TAEGER H. (1914) pontosabb térképi rögzítés nélkül értékes megfigyeléseket és mindmáig helytálló következtetéseket közölt a terület tektonikai jellegeiről. Hangsúlyozta a domborzat és a törések közötti szoros kapcsolatot, valamint egyes tektonikai vonalak íves lefutását. IFJ. NOSZKY J. (1951, 1959) a részletes rétegtani leírások mellett számos szerkezetföldtani kérdést is érintett. BERTALAN K. (1944/45) az eocén üledékképződés előtti osztott térszín jelentőségét hangsúlyozta, elsőként mutatta ki a területen felsőeocén rétegek jelenlétét. KOPEK G. (1964) az eocén képződmények vizsgálata során — különböző fáciesű üledékek területi elrendeződését figyelembe véve — értékes szerkezetföldtani megállapításokat tett. DARÁNYI F. (1966), KÓKAY J. (1966), BALLA Z. (1967), MÉSZÁROS J. (1968) dolgozatai a csehbányai területrészt közvetlenül nem érintik, ahhoz azonban szorosan kapcsolódnak.

A csehbányai területen az 1966—68-as években végzett geofizikai mérések (BARANYI I. 1966, NYITRAI T.—SZABADVÁRY L. 1968), perspektivikus bauxitkutató fúrások, valamint az 1967—68-as évi 25 000-es földtani térképezés, szerkezetkutató és térképező fúrások újabb adatokat biztosítottak a medence földtani, szorosabban tektonikai értékeléséhez. FÜLÖP J. (1964) alsókréta korú képződményekkel foglalkozó monográfiája, KONDA J. (1970) júra üledékföldtani, KNAUER J. középsőkréta, JÁMBOR Á. és KORPÁS L. neogén vonatkozású adatai, valamint a folyamatban levő tanulmányozás alapján tett szóbeli közlései új rétegtani alapokat adtak a terület szerkezetföldtani sajátságainak közelebbi megismeréséhez.

A Csehbányai-medencében a Bakony hegység földtani fejlődéstörténetére jellemző fő üledékciklusok közül csaknem valamennyinek a képződményei megtalálhatók, olyan szerencsés feltártságban és térbeli elrendeződésben, hogy azok alapján számos új földtani következtetés vonható le és általános törvényszerűség mutatható ki.

A különböző üledékciklusok képződményei ugyanúgy, mint a Bakony hegység egyéb területein önálló szerkezeti formákkal bírnak, melyek általában a ciklust lezáró, orogén fázisokkal időben párhuzamosítható kéregmozgások hatásain kívül a képződés folyamán végbement szerkezetalakulások nyomait is magukon viselik.

* Szerzője előadta a Magyar Földtani Társulat 1970. jan. 14.-i szakülésén.

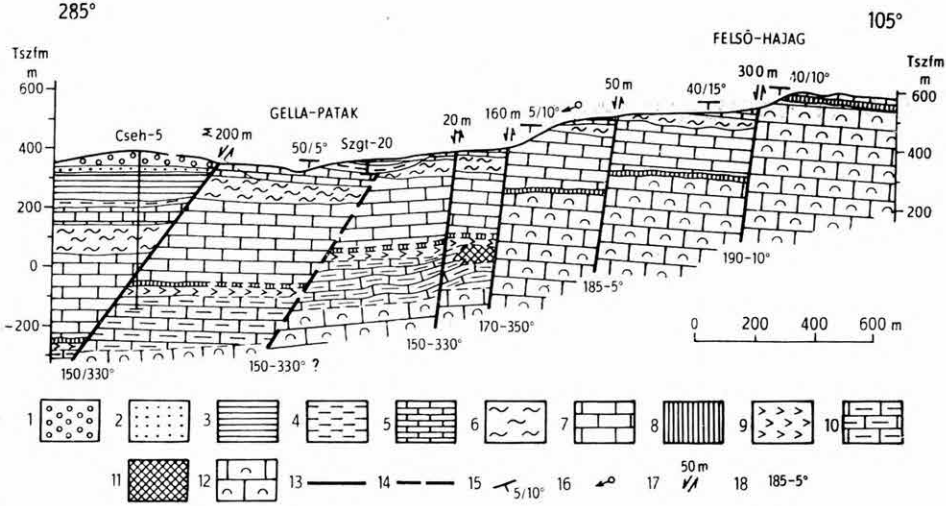
Törve-gyűrt szerkezeti emelet

A szerkezeti emeletben részt vevő legidősebb képződmény ezen a területen a felsőtriász fődolomit, mely Csehbányánál, valamint a Pápavár, Tevelvár környékén a felszínen van. Zárótag az apti emeletbeli crinoideás mészkő. E két képződmény között csaknem minden földtani emeletet képviselő üledék megtalálható, részben a felszínen, részben a mélyben kisebb-nagyobb elterjedésben. A rögös szerkezet mellett a gyűrt formák is jellemzők rájuk. Szerkezeti emeletként való elkülönítésüket a gyüredezettség alapján látjuk indokoltnak. Felszínen csupán a Gáthegy júra rétegeiben észlelhető erőteljes gyürődés, míg a Hajaghegy mezozóos képződményei — a malm összlet enyhe gyüredezettségén kívül — rögös szerkezetet mutatnak. A mélyben található, kainozóos üledékekkel borított területrészek triász—júra—neokom—apti rétegei, a mélyfúrásokban észlelt meredek dőlések alapján, ugyancsak törve-gyűrtnek tételezhetők fel.

A triásztól az aptiig terjedő üledékciklus fő sajátsága, hogy kis távolságokon belül változó vastagságú és üledékfolytonosságú képződménysorokat hozott létre. A ma is kiemelt helyzetben levő területeken kisebb rétegvastagságok és többször ismétlődő üledékhiány észlelhető, míg a napjainkban is süllyedékként mutatkozó részeken a szerkezeti emeletet felépítő kőzetek vastagsága nagyobb és teljesebb kifejlődésű. Ez a néhány földtani tény meggyőzően látszik igazolni a mezozóos térszín bizonyos mértékű öröklődését.

Az 1. ábra földtani szelvénye többek között a triász—júra—neokom—apti szerkezeti emelet alapvető sajátságait szemlélteti. Míg a Cseh-5. sz. fúrásban a júra rétegsor folyamatos és a szinemuri emeletet tűzköves mészkő, a pliensbachit mintegy 10 m vastag gumós, helyenként tűzköves mészkő, a toarcit 3—4 m vastag agyagos, gumós, kovás mészkő és mészmárga, a doggert csaknem 64 m radioláriás, paleotrixes mészmárga, tűzköves—agyagos mészkő és a titon emeletet 5 m-es calpionellás mészkő képviseli, addig a Cseh-5. sz. fúrástól K-re 1 km-re, a Hajaghegy Ny-i oldalában az egész júra rétegsor a dachsteini típusú liász mészkőből és az arra — a teljes további liász és dogger rétegek kimaradásával — diszkordánsan települő, néhány méter vastag malm mészkőből áll. A kimmeridgei és titon emeletbeli mészkőfajták bázisán itt transzgressziós breccsa található. A malm fedőjét a — Cseh-5. sz. fúrásban észlelttel egyezően — itt is apti crinoideás mészkő alkotja. Tobány-pusztától D-re ezt a települési sorrendet, kutatóárok alapján szerkesztett földtani szelvénnyel, részletes faunalistával Fülöp J. (1964) monográfiája közli. Ugyancsak éles különbség mutatkozik a Gáthegyen látható hézagos júra rétegsor és a tőle DK-re, alig 1 km-re mélyült Cseh-12. sz. fúrásban harántolt folyamatos összlet között. A Gáthegyet szinemuri emeletbeli, alján szürke, felső részén fokozatosan vöröses árnyalatúvá váló tűzköves mészkő és erre foszlányokban települő hierlatz jellegű crinoideás—brachiopodás mészkő építi fel, a Cseh-12. sz. fúrás pontjában pedig a szinemuri tűzköves mészkő fokozatosan megy át a hierlatz jellegű mészkőnél lényegesen mélyebbvízi ammonitico-rosso fáciesű mészkőbe, majd tovább a Cseh-5. sz. fúrásban észlelthez hasonlóan a júra többi fiatalabb kifejlődésébe.

E két földtani tény alapján — a Bakony hegység egyéb területeihez hasonlóan — a Csehbányai-medencében is biztonsággal rögzíthető, hogy a triász—



1. ábra. Földtani szelvény a Cseh-5. sz. fúrástól a Felsőhajaghegyig

1. Oligocén—alsómiocén konglomerátum, kavics, homok, *2.* felsőeocén foraminiferás agyagmárga, homokkő, *3.* középsőeocén nummuliteszes mészkő, alján néhány m alapkonglomerátum, *4.* felsőkréta tarka agyag, agyag, agyagmárga, aleurit, homok, kavicsos homok, *5.* középsőkréta, albai requieniás mészkő, mikrofaunás—orbitolinás mészkő, táblás mészkő, *6.* felsőapti (?) munieriás agyagmárga-sorozat, *7.* apti crinoideás mészkő, *8.* malm mészkő (a szelvény felétől K-re bázisán transzgressziós breccsával), *9.* dogger radiolariás, paleotrixes mészmárga, tűzköves, agyagos mészkő, *10.* liász (szinemuri, pliensbachi, toarci) tűzköves mészkő, gumós mészkő, *11.* szinemuri—pliensbachi hierlatz mészkő, *12.* hettangi—raeti dachsteini típusú liász mészkő, ill. dachsteini mészkő. Réteghatárok: *13.* észlelt és szerkesztett, *14.* feltételezett; *15.* felszínen észlelt rétegdőlések, *16.* agyagos fekün megcsúszott kőzettömbök, *17.* a vetőmenti elmozdulás nagysága, *18.* a vetők csapásiránya

Рис. 1. Геологический разрез от скважины Чех-5 до горы Фелшёхаягхедь

1. Олигоцено-нижнемиоценовые конгломераты, гальки, пески, *2.* верхнеэоценовые фораминиферовые глинистые мергели, песчаники, *3.* среднеэоценовые нуммулитовые известняки, в основании несколько метров базальных конгломератов, *4.* верхнемеловые пестрые глины, глины, глинистые мергели, алевролиты, пески, пески с гальками, *5.* среднемеловые, альбские реквиениевые известняки, известняки с микрофаунсй и ортоболитами, плитчатые известняки, *6.* толща верхнеаптских (?) муниеровых глинистых мергелей, *7.* аптские криноидовые известняки, *8.* мальмские известняки (с середины разреза на восток с трансгрессивными брекчиями в основании), *9.* доггерские радиоляриевые глинистые мергели с палеотриксами, кремнистые, глинистые известняки, *10.* лейасовые (синемурские, плинсбахские, тоарские) кремнистые известняки, комковатые известняки, *11.* синемурско-плинсбахские гирляцкие известняки, *12.* геттанжско-рэтские лейасовые известняки дахштейнского типа и дахштейнские известняки; границы слоев: *13.* установленная и интерпретированная, *14.* предполагаемая; *15.* наблюдаемые на поверхности элементы залегания, *16.* глыбы пород, соскользнувшие по глинистой подошве, *17.* амплитуда сброса, *18.* простирание сбросов

jura—neokom—apti folyamán az üledékgyűjtő aljzata időnként lényeges térszíni különbségeket mutatott.

Az aljzat egyenetlenségét tenger alatti hátak és a tenger vizéből kiemelkedő szigetek formájában értelmezzük. A hátakat és szigeteket — figyelembe véve a Hajag hegycsoportot, valamint a Gáthegyet lehatároló tektonikai irányokat — ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i lefutású, több km hosszban követhető, mélyre nyúló függőleges törések övezték. Ilyen törésvonalak jelenléte a Csehbányai-medencétől D-re levő Szentgál—Városlőd-i területrészen is kimutatható (Mészáros J. 1968). Ezek az idős törésvonalak határozták meg a folyamatos és üledékhézagos rétegsorok létrejöttét és azok térbeli elrendeződését. Jól kirajzolódik, hogy a ma kiemelt helyzetben levő részek már a tárgyalt üledékciklus idején emelkedésnek indultak és a szoros értelemben vett csehbányai süllyedék már a triász—jura—neokom—apti folyamán is negatív

előjelű mozgást végzett, hiszen a medence központi részén találhatók a legteljesebb kifejlődésű rétegsorok.

Az osztott medencealjzat az üledékciklus idején valószínűleg többször kiegyenlítődött. Ez a jelenség a titon korszakban rögzíthető a területen, amit az emeletet képviselő calpionellás mészkő általános térbeli elterjedése, mindenütt csaknem egyveretű fáciese és azonos értékűnek mondható vastagsága igazol.

A csehbányai területrészen is bizonyítottnak látszik a földtani fejlődés menetét meghatározó igen lényeges geotektonikai, ősföldrajzi sajátság, amit KONDA J. (1970) részletes üledékföldtani vizsgálattal a Bakony hegység egyéb területein valószínűsített. Nevezetesen az, hogy a mélyrenyúló törésekkel sakktáblaszerűen felosztott medencealjzat egyes részei időnként bizonyos időtartamra szigetekként a tenger szintje fölé emelkedtek. Lapos térszínű szigetnek tekintjük a malmot megelőző időkben pl. a Hajag hegycsoport rögét. A malm képződmények bázisán itt térben mindenütt észlelhető transzgressziós breccsaréteg — melynek törmelékanyagát 1—30 cm átmérőjű, alig vagy gyengén koptatott dachsteini típusú mészkő, elvétve liász crinoideás mészkő alkotja — a szigetet aránylag rövid idő alatt elborító malm tengerelöntésről tanúskodik. Amennyiben a csaknem teljes liász és teljes dogger rétegsor itteni kimaradását tenger alatti visszaoldással magyaráznánk, vagy feltételezve az aljzat kissé kiemelt helyzetét, üledékképződésre alkalmatlan medencerésznek tekintenénk, úgy a transzgressziós alapbreccsa keletkezése teljességgel értelmezhetetlen lenne.

Az ún. szigettengeri sajátosságot tehát a Csehbányai-medence júra tengerrészletére is jellemzőnek tekintjük.

A júra tengeri üledékképződés, jellegeit megtartva, a krétába folyamatosan ment át. Az üledék és geotektonikai ciklust az apti emeletbe tartozó crinoideás mészkő lerakódásával zárhatjuk le. A neokom képződményei térben nem mindenütt mutatkoznak, ami a júrában rögzített képhez hasonlóan az aljzat malm után ismét mutatkozó osztottságával, egyes területrészek szárazulattá válásával magyarázható.

Az üledékgyűjtő legmélyebbnek valószínűsített részein, mint pl. a Cseh-1. sz. fúrás pontjában a titon emeletbeli calpionellás mészkövet éles kőzettani és faunisztikai határ nélkül váltja fel a berriázi tintinninás mészkő. A valangini—hauterivi emeleteket a feküből folyamatosan kifejlődő márga, agyagmárga, mészmárga képviseli. Éles határ nélküli a barrémibe való átmenet is, mely utóbbi emeletet ugyancsak mészmárga, agyagmárga képviseli, melyben *Foreminiferákon* kívül *Cephalopodák* is találhatók. További folyamatos tengeri üledékképződést igazol a barrémi rétegek feletti apti crinoideás mészkő települése is, melyet a kőzettanilag csaknem teljességgel egyező fekütől csak a *Ticinellák* hirtelen és szelvényben feljebb tömeges megjelenésével lehet elválasztani. FÜLÖP J. (1964) monográfiája részletesen elemzi a neokom és apti képződmények üledékföldtani, faunisztikai és ősföldrajzi sajátságait.

A csehbányai területrészen a ciklusvégi neokom és apti képződményekre igen jellemző a bennük feltűnően sűrűn található — főként júra — törmelékanyag és a folyamatos kifejlődésű helyeken észlelhető tetemes vastagság. A Cseh-1. sz. fúrás — figyelembe véve, az általánosan mutatkozó 35—45°-os dőlésszöget — mintegy 80 m vastag apti crinoideás mészkövet és 100 m neo-

kom sorozatot harántolt. Csehbányától K-re az Szg-10. sz. fúrás pontjában a neokom és apti sorozat átfúrt vastagsága a 40—50°-os dőlés mellett meghaladja a 200 m-t.

Az apti crinoideás mészkő vastagsága a Cseh-8. sz. fúrásban mintegy 100 m, a Cseh-5. sz. fúrásban 80 m, a Cseh-12. sz. fúrásban pedig 110 m volt. (A Cseh-5. sz. fúrásban az apti crinoideás mészkövet mintegy 200 m-es ugrómagasságú vető metszi, melynek következtében átfúrt vastagsága 80 m-nek bizonyult.)

A nagy vastagság és a képződményekben mutatkozó igen sűrű törmelékanyag — mely 1—8 cm átmérőjű szegletes és gyengén koptatott malm mészkőfajtákból, dogger radiolaritból, mészmárgából, tűzkőből, dachsteini típusú mészkőből, dolomitból és elvétve liász mészkőtípusokból áll — a közelben feltételezett és területenként kimutatott szigetekről, szárazulatról igen rövid távolságról juthatott be az üledékgyűjtőbe. A szigettengeri sajátosságot a júránál tárgyalt szerkezeti vonalak mentén való további, sőt intenzívebb — árkos süllyedékek létrejöttét eredményező — kéregmozgások határozták meg. A júrában is többször szárazulatra került részek az alsókrétában és aptiban már lényegesen az erózióbázis szintje fölé emelkedhettek és a kiemelkedés nagyságrendjétől függően a szinemuri tűzköves mészkőig, a dachsteini, illetve dachsteini típusú mészkőig és a felsőtriász dolomitig pusztultak le, tömeges mennyiségű törmelékanyagot szolgáltatva. Nem tárgyalva részleteiben, a szemléletesség kedvéért megemlíthetjük, hogy az apti crinoideás mészkő, helyenként 50 m-nél is nagyobb szakaszán, térfogatának mintegy 20%-ában idősebb törmelékanyagból áll. Az aptiban szigetekként és szárazulatként mutatkozó területrészeken, a térszín öröklődése következtében — ami nemcsak a júrától az aptiig, de napjainkig is helyenként rögzíthető — éppen a hézagos és csökkent vastagságú júra kifejlődések voltak, aholis a felsőtriász dolomitról, figyelembe véve a dachsteini, illetve dachsteini típusú liász mészkövet és a többi júra üledéket, nem nagy vastagságú rétegeknek kellett csak lepusztulnia.

A legújabb földtani adatok alapján kialakult ilyen ősföldrajzi szemlélet annyiban módosítaná az eddigi tektonikai koncepciókat, hogy a kéregmozgást az üledékciklus folyamán állandónak tekinti, mely időben aktívabb és passzívabb periódusok váltakozásából áll. Ez egyben azt is jelenti, hogy a geotektonikai ciklust záró fázis hatása nem egyedülálló a szerkezeti formák létrejöttében.

A tárgyalt szerkezeti emelet alakulása az apti crinoideás mészkő lerakódása utáni általános szárazulatra kerüléssel tekinthető befejezettnek.

A kéregmozgás lezáró fázisa tehát a júra—kréta határ újkimmériai, a barrémi eleji „tisia hegyképző fázistól" (Telegdi Roth K. 1935), az ifj. Noszky J. (1959) által felsővalangini—alsóbarréminak tekintett crinoideás mészkő aptiban való keletkezésének rögzítése után (Fülöp J. 1964) az apti korszak végéig tolódott el. Itt tartjuk szükségesnek kihangsúlyozni azt, hogy az irodalomban felsőaptinak tartott munieriás agyagmárga rétegtani besorolása napjainkban nem általánosan elfogadott. A továbbiakban tehát apti végi záró fázisról beszélünk, elfogadva azt a koncepciót, hogy a crinoideás mészkő a teljes apti emeletet kitölti. Nem áll módunkban azonban a munieriás összletet, annak revíziója előtt a felsőaptiból az albai emelet aljára helyezni, így kérdőjelesen a továbbiakban felsőaptiként tüntetjük fel.

Az apti végi szárazulatra emelkedésnél szemléletünk szerint a szerkezeti emeletet felépítő képződmények alapvető formái és az üledékgyűjtő aljzatának a felsőapti?—albai—cenomán transzgressziót megelőző morfológiája az apti korszak végén már csaknem készen álltak.

Az első üledékciklus képződményeinek térben igen változatosan mutatkozó előfordulásai és kifejlődései alapján arra a következtetésre jutunk, hogy a szerkezeti emeletet felépítő kőzetek strukturális formái az üledékképződés folyamán állandóan ható kéregmozgások összegződésének végső eredményeként jöttek létre. A kéregmozgást a ciklus folyamán az általános süllyedési tendencia mellett egyes rögökre szakadt területrészek egymáshoz viszonyított változó erősségű és nagyságrendű függőleges mozgása jellemezte. A záró fázis, melynek hatására a terület rövid időre általánosan kiemelkedett, csupán intenzitásában különbözhetett az előző, a felsőtriász—júra—neokom—apti folyamán többszörösen megnyilvánuló kéregmozgásoktól.

Az az egyenetlen térszín, melyre a következő felsőapti?—albai—cenomán ciklus képződményei lerakódtak, nem tekinthető csupán az aránylag rövid földtani időre korlátozott lepusztulás eredményének. Éppen azok a rétegtani koncepciók, melyek az apti emeletet képviselő képződmények fentebb említett problémáit érintik, bizonyítják, hogy a terület igen rövid ideig lehetett általánosan a szárazulaton. A térszínalakulás az állandóan ható kéregmozgásokkal párhuzamosan ugyancsak az egész első üledékciklus folyamán történhetett, végső formái azonban az apti végi fázis hatására alakultak ki. Véleményünket számokban talán azzal érzékeltetnénk, hogy a két ciklus között végbemenő lepusztulás rovására — az általános júra—neokom—apti denudációk után — 10%-nál többet nem írunk. A hézagos júra rétegsorok, a neokom képződményeinek korlátozott térbeli elterjedése, az apti crinoideás mészkőben észlelhető tömeges mennyiségű törmelékanyag, melyekről az előzőekben említést tettünk, híven tükrözik az üledékciklus idején végbemenő, egyes területrészekre korlátozott lepusztulást.

Szembetűnő az a tény, hogy a felsőapti?—albai—cenomán képződmények a Csehbányai-medence területén jól rögzíthető szögdiszkordanciával, hol az apti crinoideás mészkőre (pl. Cseh-5. sz. fúrás), hol a dachsteini mészkőre (pl. Cseh-10. sz. fúrás) települnek. A Cseh-10. sz. fúrás alapján indokolatlan lenne ezen a területrészen feltételezni, hogy a felsőapti?—albai—cenomán transzgressióig a helyenként 200 m-nél is vastagabb neokom és apti képződmények és még e mellett az egész júra rétegsor az apti végi szárazulatra emelkedés után pusztult le, nemcsak azért, mert erre kevés idő állt rendelkezésre, de még inkább, ha a júrától az aptiig elemezzük a terület szerkezetalakulását és kimutatjuk az üledékhézagos, valamint a júrában—neokomban—aptiban lepusztuló területeket. Mindezek mellett a felsőapti? munieriás agyagmárga-csoport és albai mészkőfajták alatt intenzív lepusztulásra utaló üledékeket a Bakony hegységben sehol sem találunk. Az említett képződmények bázisán helyenként fellelhető néhány méter vastag transzgressziós breccsa anyagában teljességgel lehetetlen elhelyezni többszáz méter vastagságú mészkő összletek törmelékanyagát. A földtani adatok alapján a törmelékanyagot a Bakony hegység területén és nem attól távolabbi vidékeken kell keresnünk ebben az időben.

A törve-gyűrt szerkezeti emelet képződményeinek strukturális formáit a

Csehbányai-medencében — eltemetett helyzetük miatt — részleteiben elemezni nem lehet. A Gáthegy területén rögzíthető ÉK—DNy-i tengelyű szinklinális, valamint a Hajag-hegycsoport malm mészköveiben enyhe gyüredezettség. Joggal tételezhetjük fel, hogy a mélyben, különösen a szerkezeti emelet törésvonalainak sávjában, erőteljes helyi gyüredezettség lehet. Ezt a feltételezést szemléltettük az 1. ábra földtani szelvényének fő törésvonala mentén ábrázolt dogger és liász rétegek esetében. Adatként a gyűrt formák feltételezésére a fő törések mentén mélyített Cseh-1. és Szg-10. sz. fúrásokban észlelt 30—50°-os rétegdőléseket említhetjük meg az apti crinoideás mészkő és neokom képződményeinél, valamint a helyenként csaknem függőlegesen álló dogger és liász rétegeket.

Töréses szerkezeti emelet

A Csehbányai-medencében a felsőapti? munieriás agyagmárga és annál fiatalabb képződmények tektonikai szempontból annyiban egységesek, hogy felépítésükre csak a töréses formák jellemzők, melyek alapján az előző szerkezeti emelettől jól elkülönültnek bizonyulnak. A törések közül a vezető szerepet a vetődések játsszák. A terület feltárásai alapján térrövidülésre utaló feltolódásokat nem észleltünk.

Jól elkülönülő szerkezeti egységet alkot a felsőapti?—albai—cenomán üledékciklus képződménysora. A rétegtani felépítésből rögzíthető, hogy rövid idejű apti végi szárazulatra kerülés után a terület süllyedésnek indult és az egyenetlen térszín függvényében változó vastagságú munieriás agyagmárga összlet képződött, melyet requiéniás mészkő lerakódása követett. Az albai emeletet képviselő, pachyodontákban dús mészkövet mikrofaunás, orbitolinás, majd táblás mészkő képződése váltotta fel. A térben mindenütt jól követhető rétegek egyenletes, általános süllyedésről tanúskodnak. Az üledékképződés a cenomán korszakba is átnyúlt és a rotaliporás, turriliteszes márga lerakódásával fejeződött be. A rétegösszleten belül szembetűnő diszkordáns település nem észlelhető. Knauer J. folyamatban levő részletes rétegtani vizsgálatai a Bakony hegység egyéb területein jól kimutatható egyes szintek helyi kimaradását jelzik itt. Ez az egységes süllyedési tendenciát nem cáfolja, annak oszcillációs jellegét látszik alátámasztani. Szembetűnő jelenségként kell megemlíteni azt, hogy a cikluskezdeti munieriás agyagmárgarétegek vastagsága lényegesen nagyobb azokon a területeken, ahol folyamatos júra rétegsor és nagy vastagságú apti crinoideás mészkő van, míg az első ciklus idején magasabb térszíni helyzetűnek mutatkozó területeken vastagsága helyenként csaknem a nullára csökken. Ez a tény ugyancsak azt látszik igazolni, hogy lényeges morfológiai változáson a triász—júra—neokom—apti képződmények nem mentek keresztül a kiemelkedés után. Az 1. ábra szelvényéből is látható, hogy a felsőapti? munieriás agyagmárga-sorozat vastagsága K-i irányban fokozatosan csökken, a Hajaghegy ÉK-i oldalán pedig — feltárások alapján rögzítetten — csak néhány méter.

A terület felsőapti?—albai—cenomán korszakokra eső egyenletes süllyedésének intenzív töréses mozgás vetett véget, melynek eredményeként a terület rögökre darabolódva a szárazulatra, magasan az erózióbázis szintje fölé emelkedett. Ez a kéregmozgás időben a szubhercini orogén fázissal pár-

huzamosítható, melynek hatására a felsőkréta és paleogén üledékgyűjtő Csehbánya környéki részlete kialakult. Az intenzív kéregemelkedést tértágulásos feltételekhez kötött lépcsős vetőrendszerek kialakulása követte, melyek főként a törve-gyűrt szerkezeti emelet tektonikai vonalainak felújulásaként mutatkoznak. Az 1. ábra többek között ezt a lépcsős szerkezetet is szemlélteti.

A kialakult vetőrendszerek általában ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i lefutásúak, számos azonban közöttük a nagy ívben elhajló és egymást hegyesszögben metsző törésvonal is. A vetők menti elmozdulásoknak erre a mozgási fázisra eső nagysága nem minden esetben rögzíthető, ugyanis a fiatalabb kéregmozgások idején helyenként felújultak. A töréses szerkezet által létrejött egyenetlen térszín morfológiájának a fiatalabb üledékek elterjedésére való hatása azonban a terület számos pontján észlelhető. Az 1. ábrából is kitűnik, a terepen pedig néhány feltárásban jól látszik, hogy a felsőkréta terresztrikum és a középső-eocén nummuliteszes mészkő a már kialakult, szögletes formáiban elsimított morfológiai lépcsőkhöz simul. Különösen a Gella-patak vízmosásában láthatók a felszínen olyan albai mészkövet metsző vetősíkok, melyeken fúrókagylók nyomai vannak.

A szubhercini orogén fázis hatására kialakult csehbányai süllyedéket ÉNy-ról a Pápavár, Tevelvár, Gáthegy lábánál, ÉK-ről feltehetően a Gerence-patak vonalában, esetleg attól ÉK-ebbre, K-ről pedig a Hajag-hegycsoport oldalánál határolhatjuk le. DNy-ra a süllyedék nyitottnak mutatkozott.

Az erőteljesen osztott térszínt és annak magasan az erózióbázis szintje fölötti helyzetét a következő üledékciklus, a felsőkréta, szenon emeletének alján általánosan elterjedt törmelékanyag igazolja.

A terület földtani életében a felsőtriásztól szemlélve ez az első olyan típusú törmelékes kőzet (durvakavicsos konglomerátum és homokkő), mely tényleges hegységképző fázis itteni intenzív megnyilvánulásáról tanúskodik. Ilyen folyami és hegylábi durva törmelékanyagot a felsőapti? és albai képződmények bázisán sem a Csehbányai-medencében, sem a Bakony egyéb területein ez ideig nem észleltek.

A területre DNy-ról közeledő szenon tengerelöntés általános süllyedést jelez. A szoros értelemben vett Csehbányai-medencébe azonban a szenon tenger nem nyomult be. A kainozóos üledékekkel fedett területrészeken mélyült fúrások, Góczán F. véleménye szerint, csak az ajkai kőszéntelepes összlettel egyidős tarka agyag-, szenes agyag-, agyagmárga-, agyag-, valamint általunk ugyancsak szenonba sorolható homok-, homokkő-, kavics-konglomerátum rétegeket tártak fel. Ezek a képződmények, szelvényben felfelé való fokozatos finomodásuk, a felső szakaszon megjelenő szenes agyag és szénrétegecskék alapján, valamint a területtől DNy-abbra eső szenon üledékgyűjtő medence analógiájára támaszkodva a tenger fokozatos közeledését jelzik. A terület süllyedését azonban még a tengerelöntés előtt epirogén emelkedés váltotta fel. Azt, hogy a területen szenon tengeri képződmények nem voltak, számos adat és ősföldrajzi megfontolás támasztja alá. Adatként a fúrási rétegsorok említhetők, melyek a szenon tarka agyag és törmelékes sorozat ÉK felé való fokozatos elvékonyodását, valamint durvulását mutatják. Ősföldrajzi indokként meggyőzőnek látszik elfogadni azt, hogy a védett, árkos süllyedékből a szenon tengeri rétegek nyomtalan lepusztulása aligha történhetett meg. Egyébként is nehezen értelmezhető olyan lepusztulás, mikor egy esetlegesen

vastag tengeri mészkő és márga úgy hordódjon el, hogy az alatta levő laza üledéksor érintetlen maradjon.

A fent vázolt elképzelés alapján a felsőkréta után a területen epirogén emelkedést tételezhetünk fel, mikoris a szubhercini orogenezis eredményeként kialakult süllyedék és az őt lehatároló, kiemelt helyzetű rögök lényeges szerkezetalakulás nélkül emelkedtek ki. A szenon és eocén közötti idő kéregmozgásának sajátságait területünkön érdemben elemezni nem lehet. A DNy-ra levő ajkai medence analógiája szerint kéregingadozással számolhatunk.

A Csehbányai-medence soron következő süllyedését az eocén transzgresszió alapján rögzíthetjük. Az eocén tenger DNy-ról való behatolását, a terület fokozatos tenger alá merülését a felszíni és mélyfúrásokkal feltárt képződmények térbeli elrendeződése igazolja. Az eddigi részletes eocén rétegtani vizsgálatok is egyértelműen kimutatták, hogy ÉK-i irányban az üledékképződést egyre fiatalabb tagok lerakódása jellemezte. Bakonybél környékén a lutéciai emelet *Assilina spira*-s szintje már nem fejlődött ki, az egyenetlen térszínen csak a ritka *Nummulites perforatus* tartalmú lithothamniumos, magasabb szintet képviselő mészkőfajták rakódtak le.

A Csehbányai-medencében, Bakonybélig terjedő területrészen jól kimutatható, hogy a középsőeocén folyamán állandóan ható oszcillációs kéregmozgás volt. Ezt a sajátosságot Kopek G. legújabb rétegtani és nagy-Foraminifera vizsgálatai alapján nyomatékosan hangsúlyozza. A szubhercini fázis hatására kialakult és az eocénig alapvetően nem változott térszín, valamint az oszcillációs kéregsüllyedés igen változatos eocén rétegsorok létrejöttét eredményezte.

Alsóeocén üledékeket csak a medencerészlet DNy-i részén lehet palinológiai alapon kimutatni. Itt az eocén rétegek bázisán helyenként szenes agyag található, melyekben Rákosi L. (1968) alsóeocén sporomorpha formákat határozott meg (Cseh-1. sz. fúrás). Ugyancsak alsóeocén képződménynek tekinthető a térképező fúrásokban általában a cenomán turriliteszes, rotaliporás márga és lutéciai nummuliteszes mészkő között harántolt lejtőtörmelék és kőzettörmelékes agyag is.

A középsőeocén különböző szintjeinek bázisán mutatkozó alapkonglomerátum nem szinttartó képződmény, csupán mindenütt jól követhető, ÉK-i irányban egyre fiatalabb réteg. A lutéciai rétegsorok esetében szembetűnő, hogy míg közvetlenül Csehbánya környékén és tőle ÉK-re, 5—6 km-ig teljes kifejlődésűek, *Nummulites laevigatus*-os homokos mészkő, *N. perforatus*-os gumós—pados mészkő és *N. millecaput*-os agyagos—márgás mészkő 100 m-es összvastagságot is meghaladó rétegösszletéből állnak, addig Bakonybéltől D-re a Halomány és Hegyeskő környékén és DNy-ra mintegy 3 km-ig húzódó területrészeken jellegzetes zátonyfáciesű, faunaszegény lithothamniumos mészkővel képviseltek.

Az idős és felújult peremi törések közelében a lutéciai rétegösszlet csökkent vastagságú (pl. a Gáthegy DK-i lábánál).

Területünkön a középső- és felsőeocén határán lassú, oszcillációs jellegű epirogén emelkedés mutatható ki, mely minden bizonnyal a távolabbi felsőeocén vulkáni kitörésekkel párhuzamosan és annak függvényében történt.

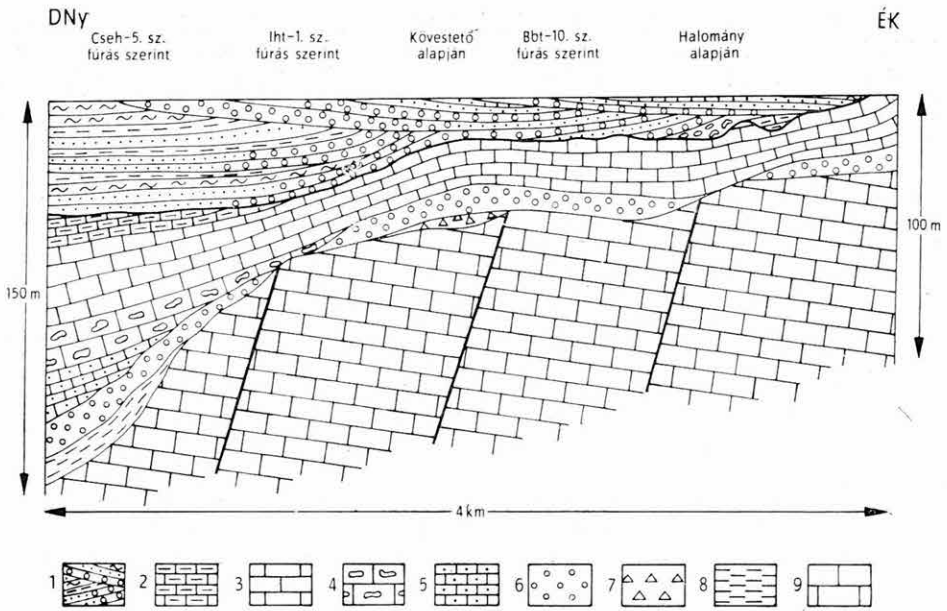
A felsőeocén rétegeket a medencerész ÉK-i, ÉNy-i és DK-i szegélyén abráziós konglomerátum és mészhomokkő váltakozása, ettől a szegélytől a medence belseje felé mészhomokkő, foraminiferás agyagmárga és *Planorbis*

sp. tartalmú márga váltakozása, DNy-i irányban pedig foraminiferás agyagmárga, aleurit, glaukonitos homokkő és homok váltakozása képviseli. A felsőeocén rétegekre igen jellemző a csaknem mindenütt dúsan mutatkozó biotit- és glaukonittartalom.

A meszes konglomerátummal, mészhomokkővel váltakozó agyagmárga rétegekből az Iht-1. sz. térképező fúrás pontjában, mely Bakonybéltől DNy-ra 3 km-re van, BÁLDI T.-NÉ gazdag Nannoplankton társaságot határozott meg, melyek közül a felsőeocén korbesorolás szempontjából a *Chiasmolithus camaruensis* (DEFL.), *Orthozygus aureus* (STRADNER), *Discoaster tani nodifer* BR. et RIED. és *Cyclococcolithus neogammation* BR. et WILCOXON jelenlétét vette figyelembe. Az agyagmárgából előkerült számos plankton Foraminifera közül SIDÓ M. által meghatározott *Globorotalia rotundimarginata* (SUBB.) ugyancsak a felsőeocénre utal.

A Bakonybél környéki felsőeocén foraminiferás agyagmárga felszíni előfordulásáról BERTALAN K. (1944/45) tett elsőként említést. A felszínen ugyancsak elterjedt konglomerátumot és mészhomokkövet, melyet a kutatók a miocénbe tartozónak tekintettek, KOPEK G. (1964) sorolta elsőként az eocénbe, rétegtani helyzetüket azonban a lutéciai emelet *Nummulites perforatus*-os szintjében jelölte meg. Tény, hogy az abráziós konglomerátum és mészhomokkő kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz alig koptatott *Nummulites perforatus*-t és egyéb lutéciai emeletre jellemző faunát. Ugyancsak zavaró, hogy a konglomerátum, melynek kavicsanyaga csaknem kizárólag lutéciai és helyenként mezozóos mészkőből, valamint kvarcitból áll, a térszínében erősen osztott, 10—20 m-es egyenetlenségeket mutató *Nummulites perforatus*-os és kövületszegény lithothamniumos mészkőre települ, helyenként a domboldalakban úgy, mintha közbetelepülés lenne. A részletes földtani térképezés során Bakonybéltől DK-re azonban a konglomerátum közvetlen feküjében felszíni feltárásban dúsan *Nummulites millecaput*-ot tartalmazó agyagos képződményt észleltünk. Ebben a képződményben, mely csak foszlányokban maradhatott meg, a *N. millecaput*-ok olyannyira rendezetlenül helyezkednek el, hogy feltételezhetően átmosott állapotban vannak. A konglomerátum feküjében észlelt millecaputos rétegek és fedőjében számos mélyfúrásban harántolt oligo-miocén összlet (Cseh-10., Cseh-12., Bj-23. sz. fúrások) rétegtani helyzetét az oligocén és lutéciai közöttinek rögzítette. Pontosabb rétegtani hovatartozóságukat tehát, mint az előzőekben tárgyaltuk, a mikroorganizmusok vizsgálata jelölte meg a felsőeocénben.

Szerkezetföldtani szempontból a felsőeocén rétegek ezen elrendeződése annak a következtetésnek levonását teszi lehetővé, hogy a középső- és felsőeocén határán oszcillációs kéregemelkedés történt, melynek hatására a csehbányai medencerészlet ÉNy-ról, ÉK-ről és DK-ről kimutatható magasabb térszíni helyzetű aljzata többszörösen a szárazulatra került, lepusztult, majd időnként a tenger abráziós zónájába kerülve konglomerátum- és mészhomokkőképződés színterévé vált. Az így lerakódott durva törmelékanyag kisebb süllyedés esetén finomabb homok és agyagmárga lefedésbe került, majd az oszcilláció függvényében ez a jelenség újra megismétlődött. Ezeknek a földtani adatoknak alapján jól rögzíthető a felsőeocén tenger Bakonybél felé kiöblösödő partvonala. DK-i irányban durva törmelékanyagot nem találunk az eocén rétegsorban, a lutéciai emelet millecaputos szintje fokozatosan megy át



2. ábra. Elvi földtani szelvény a Cseh-5. sz. fúrástól ÉK-re a bakonybéli Halomány-dombig (eocénvégi állapot)

1. Felsőeocén foraminiferás agyagmárga, glaukonitos homokkő, homok, keresztrétegzett mészhomokkő, konglomerátum, abráziós konglomerátum, *2.* középsőeocén *Nummulites millecaput*-os agyagos mészkő, *3. N. perforatus*-os mészkő (a szelvény ÉK-i részén gyéren Nagyforaminiferával, főként Lithothamniummal), *4. Assilina spira*-s gumós mészkő, *5. Nummulites laevigatus*-os, homokos mészkő, *6.* alapkonglomerátum, *7.* alsóeocén lejtőtörmelék, *8.* felsőkréta tarka agyag, agyag, agyagmárga, aleurit, homok, homokkő, kavicsos homok, *9.* középsőkréta, albai—cenomán turriliteszes márga, táblás mészkő, mikrofaunás—orbitolinás mészkő, requieniás mészkő

Рис. 2. Принципиальный геологический разрез от скважины Чех-5 до холма Халомань у с. Баконьбел (конец эоцена)

1. Верхнеэоценовые фораминиферовые глинистые мергели, глауконитовые песчаники, пески, известковистые песчаники с косой слоистостью, конгломераты, абразивные конгломераты, *2.* среднеэоценовые глинистые известняки с *Nummulites millecaput*, *3.* известняки с *N. perforatus* (в северо-восточной части разреза с редкими крупными фораминиферами, преимущественно с литотамниями), *4.* комковатые известняки с *Assilina spira*, *5.* песчанистые известняки с *Nummulites laevigatus*, *6.* базальные конгломераты, *7.* нижнеэоценовый делювий, *8.* верхнемеловые пестрые глины, глины, глинистые мергели, алевролиты, пески, песчаники, пески с галькой, *9.* среднемеловые, альбско-сеноманские туррилитесовые мергели, плитчатые известняки, известняки с микрофауной и орбитолинами, реквиениевые известняки

a discocyclinás rétegekbe, majd a felsőeocén foraminiferás agyagmárgába és finomszemű homokkőbe.

A fent tárgyalt képződmények térbeli kapcsolatát a 2. ábra szemlélteti. Az elvi földtani szelvényt, mely az eocénvégi állapotot igyekszik tükrözni, a Halomány környéki, Kövestető-i felszíni feltárások, térképező és bauxitkutató fúrások alapján állítottuk össze.

Miután rögzítettük, hogy a felsőeocén általában laza üledékei — a meszes konglomerátum és mészhomokkő kivételével — a Csehbányai-medencében mélyített fúrásoknak csaknem mindegyikében megtalálhatók, ahol azokat andezitkavicsos és görgeteges durva törmelék fedi — tehát az oligo-miocén legalsó szintje — önkéntelenül felmerül a kérdés: hogyan maradhatott szinte

érintetlenül a 20—30 m-es vastagságokat mutató, alig kötött felsőeocén foraminiferás agyagmárga és finomhomok, ha az alsó- és középsőoligocén folyamán itt szárazulat volt? Nyilvánvaló az, hogy osztott térszínt létrehozó kéregmozgással nem számolhatunk az eocén és oligocén határán, hiszen az esetben a magaslatokról a laza üledékek, de még a nummuliteszes mészkő egy része is minden bizonnyal lepusztult volna, hegylábi törmelékkúpokat építve. Ezt a jelenséget azonban sehol nem észleltük.

A Csehbányai-medencéhez D-ről csatlakozó Városlőd—Herend—Szentgál—Úrkút környékének földtani vizsgálata során a rétegdőlések és eocén vastagsági adatok alapján feltételezett eocénvégi epirogén kiemelkedést (MÉSZÁROS J. 1968) a Csehbányai-medencében igazoltnak látjuk a felsőeocén regresszív abráziós konglomerátum általános partközeli elterjedésének rögzítésével.

A helyenként több száz méteres vastagságot is elérő oligo-miocén törmelékes sorozat feltehetőleg az egész csehbányai medencerészt elborította. Területünkön a pleisztocén és holocén képződményeken kívül ezek a legfiatalabb üledékek.

Vastagságukat és kifejlődésüket figyelembe véve megállapítható, hogy a terület oszcillációs jelleggel süllyedt, a távoli környezet minden bizonnyal emelkedő tendenciájú kéregmozgásai azonban az egész ciklus folyamán biztosították a durva és finomabb törmelékanyagot. A szárazföldi üledékfelhalmozódás tehát a miocén közepéig lépést tartott a süllyedéssel és sikeresen kompenzálta azt.

A miocéntől napjainkig lejátszódó kéregmozgások, azok időnkénti bontásban való elemzése területünkön nem vihető keresztül.

A csehbányai medencerész mai morfológiájának kialakításában feltehetőleg időben a rhodáni fázissal egyeztethető, pliocénvégi erőteljes töréses kéregalakulás játszotta a legdöntőbb szerepet. Ezt a feltételezést a medencétől D-re eső területek bazaltvulkánossága igazolni látszik.

Számos feltárásban és földtani szelvényen rögzíthető, hogy az oligomiocén rétegek az idősebb képződmények mellé levetett helyzetben vannak. Szemléletesen látszik ez az 1. ábra földtani szelvényén is.

Az ekkor kialakult vetőrendszerek íves lefutásúak, élesen elütnek az első szerkezeti emelet egymásra csaknem merőleges, több km hosszban egyenes lefutású rendszerétől és csupán helyenként csatlakoznak azokhoz.

VÁLOGATOTT IRODALOM

BALLA Z. 1967: A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól. — Földt. Közl. 97. 3. pp. 257—277.

BARANYI I. 1966: Jelentés a csehbányai kutatási területen 1966 évben végzett geoelektromos mérésekről. — MÁFI Adattár.

BERTALAN K. 1944/45: Bakonybél környékének eocén képződményei. — Földt. Közl. 73/74 pp. 47—55.

DARÁNYI F. 1966: Adatok a Bakony-hegység szerkezetéhez. — Földt. Közl. 96. 3. pp. 280—290.

FÜLÖP J. 1964: A Bakonyhegység alsókréta (berriázi—apti) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. tom. 13.

Koch A. 1875: A Bakony éjszaknyugati részének másodkori képletei. — Föld. Közl. 5. pp. 104—126.

Kókay J. 1966: A Herend-Márkói barnakőszénösszlet földtani és őslénytani vizsgálata. — Geol. Hung. ser. Pal. fasc. 36.

Konda J. 1970: A Bakony hegység júra időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Föld. Int. Évk. L. k. 2. f.

Kopek G. 1964: Kifejlődési különbségek okai a Délnyugati és Északkeleti Bakony eocén képződményeiben. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. pp. 295—306.

Mészáros J. 1968: Városlőd—Herend—Szentgál—Úrkút környékének földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról pp. 53—71.

ifj. Noszky J. 1951: Jelentés az 1950. évben Magyarországon az É-i Bakony középső és nyugati részén Alsópere—Zirc—Bakonybél—Ugod és Bakonyjákó térségében végzett bauxitkutató munkálatokról. — MÁFI Adattár.

ifj. Noszky J. 1959: Útmutató a bakonyhegységi kirándulásokhoz. — Kirándulásvezető a Magyarországi Mezozóos Konferencia résztvevői számára. Budapest

Nyitrai F.—Szabadváry L. 1968: Jelentés a Csehbányai medencében 1967-ben végzett komplex geofizikai kutatásról. — MÁFI Adattár.

Rákosi L. 1968: A csehbányai 1. sz. és Balinka 252. sz. fúrás alsóeocén rétegeinek palynológiai szintezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról pp. 83—94.

Szőts E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. tom. 9.

Taeger H. 1914: A tulajdonképpeni Bakony középső részére vonatkozó földtani jegyzetek. — Föld. Int. Évi Jel. 1913-ról. pp. 326—335.

Telegdi Roth K. 1935: Adatok az É-i Bakonyból a magyar középső tömeg fiatalmezozóos fejlődéstörténetéhez. — MTA Math. és Term. Tud. Ért. III.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА В РАЙОНЕ С. ЧЕХБАНЬЯ

Й. Месарош

В районе, расположенном в центральной части гор Баконь, в последние годы проводились геологосъемочные работы в масштабе 1:25 000 и бурение многочисленных разведочных, а также картировочных скважин. На основании полученных новых данных открылась возможность анализа геотектонического развития района от позднего триаса до раннего миоцена включительно. Выводы опираются на литологические, фаунистические, стратиграфические и тектонические данные, которые в основном были получены при геологической съемке.

В районе можно выделить два резко отличающихся друг от друга структурных этажа. Для первого этажа, состоящего из верхнетриасово-юрско-неокомских и аптских отложений, характерны наряду с разрывными нарушениями складчатые формы, которые в основном прослеживаются вдоль больших разломов.

В статье подчеркивается и анализируется непрерывно-прерывистый характер образования структурных форм отложений в течение всего первого седиментационного и геотектонического цикла. Геологическими данными в статье впервые доказывается постепенное и постоянное формирование осадочного бассейна в тесной связи с тектоническими движениями района,

указываются те области, которые временами оказывались приподнятыми над уровнем моря, а также затронут вопрос о некоторой унаследованности рельефа наших дней от позднетриасового времени.

Тектоническое движение — которым закончился первый геотектонический цикл и тем самым седиментационный — сопровождавшееся региональным поднятием района над уровнем моря на краткое геологическое время, фиксируется в аптском веке.

Следующий геотектонический цикл охватывает более поздние геологические времена. Второй структурный этаж, характеризующийся наличием только разрывных нарушений, образовавшихся в условиях растяжения, подразделяется на структурные этажи второго порядка. Главные особенности строения и способа залегания отложений изображены на разрезах 1 и 2.

На основании геотектонического исследования в районе впервые абразионные конгломераты, известняковые песчаники, фораминиферовые пески, алевриты и мергели были отнесены к верхнему эоцену, а также выявлены их пространственные взаимосвязи. Затем, после определения богатой фораминиферовой и наннопланктонной фауны, был подтвержден позднеэоценовый возраст этих пород.

Основываясь на тектонических закономерностях, автор затронул проблему определения возраста олигоценовых и нижнемиоценовых грубообломочных континентальных отложений.

Автором выявлено, что в районе имели место разрывные движения, создававшие сильно расчлененный рельеф только в промежутке между сеноманским и сенонским веками и в позднем плиоцене. для остальных геологических времен характерны колебательные, осцилляционные движения.

В статье делается вывод, что в образовании настоящего рельефа главная роль принадлежала интенсивным разрывным движениям позднего плиоцена, сопровождавшимся излияниями базальтов по краям антеклиза гор Баконь.

MAGYARORSZÁG PERMNÉL IDŐSEBB PALEOZÓIKUMÁNAK ÁTFOGÓ FÖLDTANI VIZSGÁLATA. — TÉMAVÁZLAT ÉS ÖSSZEFOGLALÁS

Írta: NAGY ELEMÉR

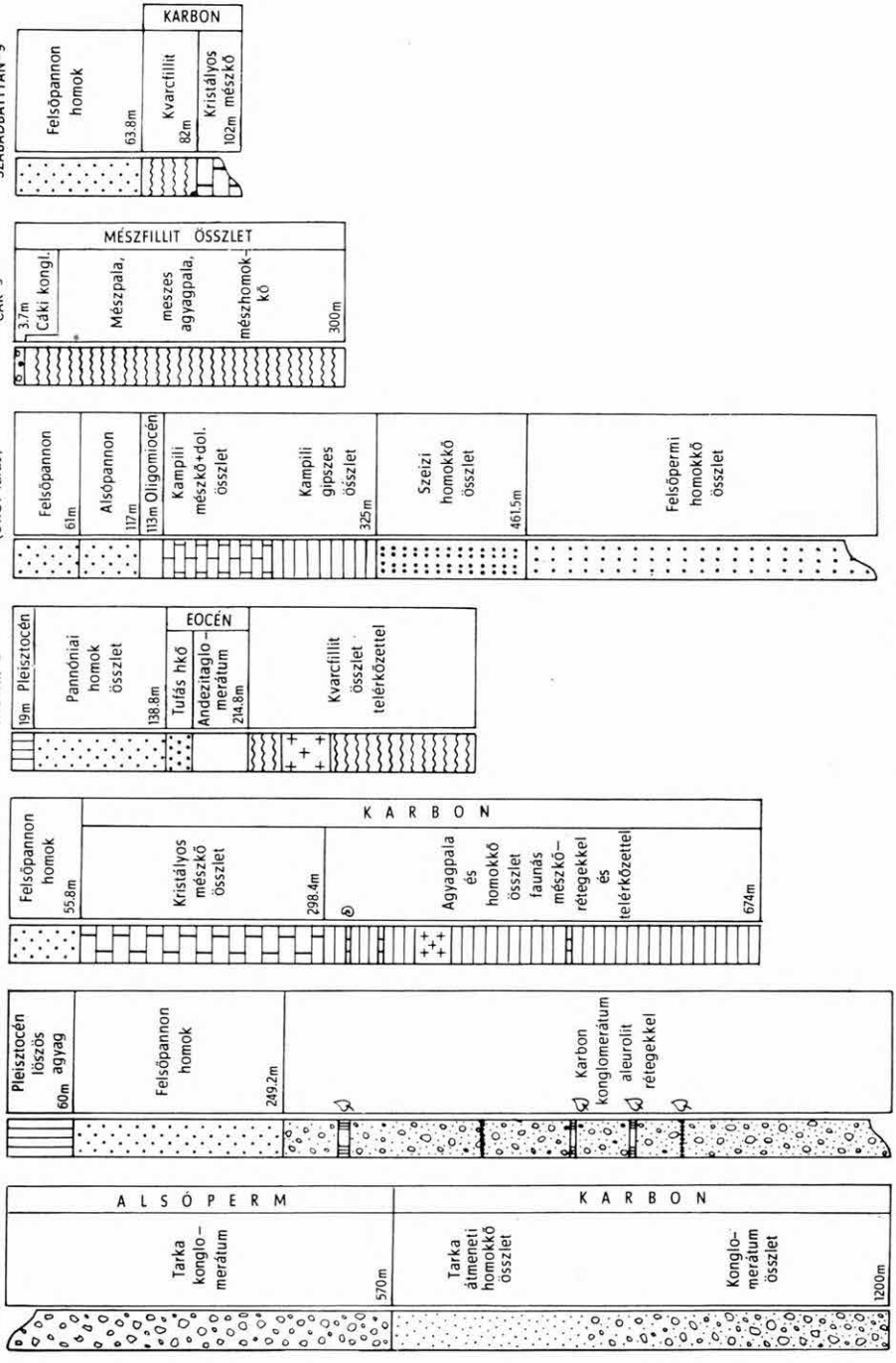
Hazánk átfogó földtani vizsgálata, mint a Földtani Intézet egyik témafeladata, DR. FÜLÖP J. akadémiai levelező tag irányításával folyik. E témakörön belül a permnél idősebb paleozóikum vizsgálatát 1969-ben kezdtük meg. Vizsgálataink célja — mindenkor alkalmazkodva a célkitűzéssel arányos lehetőségekhez — a permnél idősebb paleozóikum átfogó megismerése, a mindeddig nyitott kérdések megválaszolása, koncentrált feltáró és vizsgálati tevékenységgel.

Legidősebb hazai képződményeink természetes bázisai minden fiatalabb képződményre irányuló elvi vagy gyakorlati kutatásnak. E képződmények hol alaphegységként, hol lepusztulási alapanyagként, máskor ősföldrajzi meghatározóként, ám minden esetben figyelembe veendő tényként, alapvető adottságként jelentkeznek. Nyersanyagkincsük révén bizonyos mérvű gazdaságföldtani jelentőségük is van.

Az 1969-es évben egyes alapszelvények kitűzése, feltárása és vizsgálatának megkezdése mellett az idősebb paleozóikum munkahipotézis-értékű áttekintése volt a feladatunk.

Munkánkban közvetlen gyakorlati együttműködést sikerült létrehoznunk a Mecseki Ércbányászati Vállalat és az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt kutatóival. Hasonló stílusú együttműködés kialakítása további földtani kutatóhelyekkel a jövőben egyre kevésbé lesz nélkülözhető. A téma tervezésekor, a behatóbb vizsgálatra váró kérdések kiválasztásakor a helyi- és a regionális érvényű ismeretanyag legkorszerűbb dokumentumaira alapoztunk. Előbbiek közül BALÁZS E. (1969), BALOGH K. (1964), BARABÁS A. et *al.* (1965), BUBICS I. (1964), GHANEM, M.A.E.A.—RAVASZNÉ BARANYAI L. (1969), JÁMBOR Á. (1961), JUHÁSZ Á. (1965), MAJOROS GY. (1969), VARRÓK K. (1962), VENDEL M. (1958) munkáit tekintettük alapvetőnek. A regionális szintézisek közül BALOGH K.—KŐRÖSSY L. (1968), SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1969), SZÁDECZKY-KARODSS E. et *al.* (1967) SZEPESHÁZY K. et *al.* (1969), TOLLMANN, A. (1963), VENDEL M.—KISHÁZI P. (1967), WEIN GY. (1969) összefoglalásai rétegtani és térképi munkahipotézis kidolgozásához szolgáltak alapul.

Részben a perspektivikus hitelkeret terhére, részben az említett együttműködések jóvoltából — régebbi fúrásokból származó egyedi kőzetmintáktól eltekintve — részletesebb vizsgálatra kerülhetett sor az alábbi fúrások paleozóos szakaszain: Ságvár-2 (metamorfit), Szabadbattyán-10 (karbon), Szabadbattyán-9 (karbon), Cák-3 (mészfillit és konglomerátum), Alsószalmavár-1 (perm), Szalatnak-3 (szilúr), Siklósbodony-1 (karbon), Bogádmindszent-1 (kar-


SIKLÓSBODONY-1
ALSÓPERM
Tarka konglomerátum
570m
KARBON
Tarka átmeneti homokkő összlet
Konglomerátum összlet
1200m
BOGÁDMINDSZENT-1
Pleisztocén lösszós agyag
60m
Felsőpannon homok
249.2m
Karbon konglomerátum aleurolit rétegekkel
SZABADBATTYÁN-10
Felsőpannon homok
55.8m
Kristályos mészkő összlet
298.4m
KARBON
Agyagpala és homokkő összlet faunás mészkő-rétegekkel és telérkőzettel
674m
SÁGVÁR-2
19m Pleisztocén
Pannóniai homok összlet
138.8m
EOCÉN
Tufás hkő
Andezitaglomerátum
214.8m
Kvarcfillit összlet telérkőzettel
ALSÓSZALMAVÁR-1 (ÖKGT fúrás)
Felsőpannon
61m
Alsópannon
117m
113m Oligomiocén
Kampili mészkő+dol. összlet
Kampili gipszes összlet
325m
Szeizi homokkő összlet
461.5m
Felsőpermi homokkő összlet
CÁK-3
MÉSZFILLIT ÖSSZLET
3.7m
Cáki kongl.
Mészpala, meszes agyagpala, mészhomokkő
300m
SZABADBATTYÁN-9
Felsőpannon homok
63.8m
KARBON
Kvarcfillit
82m
Kristályos mészkő
102m

1. ábra – Abb. 1.

bon) (1. ábra). A rakacaszend—kopaszhegyi kutatóárok és az edelényi kutatóakna szelvénye szintén vizsgálatra került. A szelvények vizsgálata szorosan kapcsolódik Szepesházy K.-nak az Alföld medencealjzatára vonatkozó rendszeres adatgyűjtéséhez és ásványkőzettani vizsgálataihoz is. A kaposvölgyi, a kisalföldi s a Mecsek—Villányi hegység közén mélyült régebbi fúrások témánkhoz tartozó anyaga is rendelkezésünkre állt. E minták a balatonfüredi, a MÉV—OKGT—MÁFI közös gondozásában működő alaphegységi dokumentációs mintaraktárban nyertek elhelyezést.

A téma megoldásában közvetlenül részt vevő munkatársak Felvári Gy., Földi M., Góczán F., Hajós M., Halász Á., HeténYi R., Kosáry Zs., Majoros Gy., Mihály S., Nagy I., Radócz Gy., Ság L., Sidó M., Szepesházy K., Varrók K., Várszegi K., Wéber B. mellett sokan mások is nyújtottak nagyértékű közvetett segítséget, melyért ezúton is köszönetet kívánunk mondani.

Az alapszelvények folyamatban levő vizsgálatának eddigi részeredményeiről a szerzők részletesebben beszámolnak, e helyen csupán helyzetképet adunk a kutatási témáról.

Már most, a témakezdés stádiumában említésre érdemes, hogy a bükki felsőkarbonból palinológiai vizsgálattal, hazánk területén első ízben, karbon sporomorpha-együttes került ki (Góczán F.). A korábban permnek vélt ún. „fülei" homokkő-összletből előkerült felsőkarbon sporomorpha-anyaggal (Barabásné Stuhl Á.) együtt, a Balaton-felvidéki ópaleozóos epimetamorf összlet metamorfizáltsági fokára vonatkozó ásványtani—módszertani eredmények (Felváry Gy.), a villányi karbon fúrásos kutatásának legújabb adatai (Földi M.—HeténYi R.—Nagy I.) és ezen összletből előkerült westfáliai típusú spórák (Góczán F.), amelyek a Földi M. által meghatározott makroflórával együttesen a felsőkarbon kort igazolják, a paleozóos karbonátos kőzetek kísérleti *Conodonta*-feltárása (Hajós M.) során a cáki konglomerátum kavicsanyagából előkerült, karbon—perm fajöltővel rendelkező *Endothyra* (Sidó M.), amely a kőszegi metamorf összletnek a penninikumba tartozása mellett felsorakozó érvek egyike lehet, úgyszintén közlésre érdemes részeredmények.

Az 1969. évi tapasztalatok alapján közvetlen tennivalónk a villányi karbon (Bogádmindszent), a Bakony É-i szárnyának (Alsószalmavár) és a balatonfői karbon (Szabadbattyán) továbbkutatása; a Kőszegi-hegység Sb ércesedésének ausztriai tapasztalatok alapján történő, a korkérdéssel együttes fúrásos kutatása; a dunántúli gránitelőfordulások egységes szempontú abszolút kor mérésekkel kiegészített vizsgálata; az upponyi és a szendrői rétegsor rétegcsoport-egymásutániságra és korkérdésre irányuló alapszelvényszerű vizsgálata, a Szendrői-hegységben az É-i előtér fúrásos kutatásával és a grafit-metaantracit indikációk felderítő kutatásával kiegészítve.

1. ábra. A paleozóos kutatási téma keretében 1969-ben mélyített, ill. feldolgozott fúrások

Abb. 1. Die im Rahmen des Forschungsthemas Paläozoikum niedergebrachten bzw. bearbeiteten Bohrungen

IRODALOM

BALÁZS E. 1969: A Kisalföld aljzatának ásványkőzettani vizsgálata. — Előadás a Magyarhoni Földt. Társulat ásványtan-geokémiai szakcsoportjában.

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei — Földt. Int. Évk. 48. 2.

BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L. 1968: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1: 1 000 000.— Acta Geol. Tom. 12. Fasc. 1—4 pp. 255—263.

BARABÁS A.—BARANYI I.—JÁMBOR Á. 1965: A Mecsek és a Villányi hegység harmadkor előtti alaphegységtérképe. — Geof. Évk. 1.

BENDEFY L. 1954: Növénymaradványok a cáki konglomerátumban. — Bány. Lapok 87, 1.

BUBICS I. 1964: Új adatok a balatonfelvidéki szilúr kőzettani kifejlődéséről. — Előadás a Földt. Társ. szakülésén.

GHANEM, M.A.E.A.—RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Petrographic Study of the Crystalline Basement Rocks Mecsek Mountains, Hungary. — Acta Geol. Tom. 13. pp. 191—219.

JÁMBOR Á. 1961: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról. pp. 103—120.

JUHÁSZ Á. 1965: Adatok a Duna—Tisza-köze metamorf és magmás medencealjzatának ismeretéhez, etc. — Földt. Közl. 95. 4. pp. 375—381.

KOVÁCH Á. 1968: Jelentés a Pannon medence, etc. — Kézirat, Földt. Int. Adattár.

MAJOROS GY. 1969: Javaslat a balatonfői karbon képződmények földtani kutatására. — Kézirat, Földt. Int. Adattár.

STUHL Á. 1969: A balatonfői karbon palynológiai vizsgálata. — Előadás a Magyarhoni Földtani Társ. Szakcsoportjában.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1969: Übersicht des geologischen Bau von Ungarn. — Előadás a KBFA. IX. Kongresszusán, Bp.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—ORAVECZ, J.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K. 1967: Metamorphose in Ungarn. — Acta Geol. Tom. 11. Fasc. 1—3.

SZEPESHÁZY K.—CSALAGOVITS I.—RADÓCZ GY. 1969: Magyarország felszínen levő és mélyfúrásokkal feltárt metamorf kőzeteinek vázlatos jellemzése. — Kézirat, Földt. Int. Adattár.

TOLLMANN, A. 1959: Der Deckenbau der Ostalpen, etc. — Mitteilungen Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10.

TOLLMANN, A. 1963: Ostalpensynthese. — Wien.

VARRÓK K. 1962: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról.

VENDEL, M. 1958: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. Bd. 51.

VENDEL M.—KISHÁZI P. 1967: A felsőcsatári talktelep genetikája. — Bányászati Kutató Intézet Közl. Bpest.

WEIN, GY. 1969: Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. — Acta Geol. Tom. 13. pp. 399—436.

UMFASSENDE GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DES PRÄ-PERMISCHEN PALÄOZOIKUMS VON UNGARN THEMENSKIZZE UND ZUSAMMENFASSUNG

von

E. Nagy

Im Rahmen der umfassenden geologischen Untersuchung des Landes wurde 1969 das Studium prä-permischer Formationen in Angriff genommen. Nebst regelmäßiger Auswertung des früheren Tatsachenmaterials wurden für die Lösung einiger, noch nicht beantworteter Fragen Basisprofile erschlossen (Abb. 1) bzw. ausgewählt und untersucht. Beim Studium der Basisprofile wurde eine enge Zusammenarbeit mit dem *Trust für Erdöl- und Erdgasindustrie,* dem *Mecseker Erzbergbauunternehmen,* dem *Zentralen Geologischen Erkundungs- und Bohrbetrieb,* dem *Eötvös Loránd Geophysikalischen Institut* sowie dem *Lehrstuhl für Mineralogie der Eötvös Loránd Universität* entwickelt. Nächstfolgend wird es über die 1969 erzielten Teilergebnisse berichtet.

A KISALFÖLD MEDENCEALJZATÁNAK ÓPALEOZÓOS KŐZETEI

Írta: BALÁZS ENDRE

A Kisalföld hazánk északnyugati részén elhelyezkedő, uralkodóan neogén üledékekkel feltöltött medence, melynek természetes határai Ny-on a Kőszeg—Soproni hegység, D-en és K-en a Dunántúli Magyar Középhegység, míg É-on Szlovákia felé nyitott.

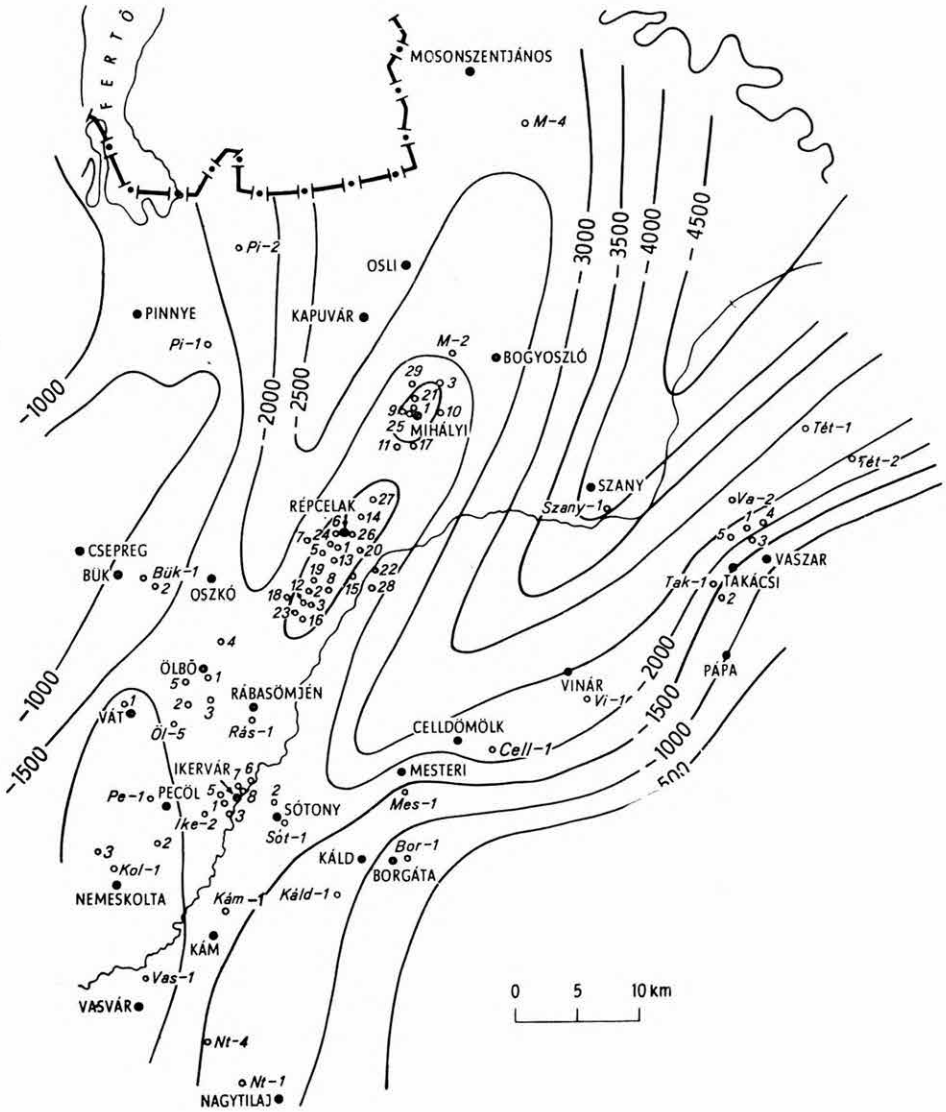
Medencealjzatának kutatása viszonylag újkeletű, hiszen az első szénhidrogénkutató mélyfúrás 1935-ben mélyült Mihályi község mellett, s ezt 1957-ig mindössze 11 fúrás követte. Az utóbbi időben indult meg rohamosabb léptekben a kutatás, a fúrások száma megsokszorozódott. Máig közel 70 fúrás érte el a medencealjzatot (1. ábra). A földtani adatokat KŐRÖSSY L. foglalta össze (1959, 1965). Földtanilag igazolta SCHEFFER V. geofizikai mérésekre alapozott elképzeléseit, szerinte a medencealjzat két nagyszerkezeti egysége az ún. Rába-vonal mentén érintkezik egymással, az ÉNy-i rész kristályos, a DK-i kisebb kiterjedésű rész pedig a közép-dunántúli mezozóikummal alkot egységet.

Vizsgálataink tárgyát jelenleg elsősorban az aljzat, mintegy 60 fúrás által feltárt, metamorfózist szenvedett kőzetei képezték. E képződmények eredeti anyagukat és átalakultsági fokukat tekintve erősen hasonlók a Kőszegi-hegységben és a Balaton-felvidéken felszínen levő metamorf kőzetekhez. Biztosnak azonban csak a Bakony hegység DK-i ellenszárnyán levő Balaton-felvidéki képződményekkel kimutatható kapcsolatot tekinthetjük, a Kőszegi-hegység felé feltételezett kapcsolat kimutatásában — a köztes területek aljzatának ismerete hiányában — egyelőre óvatosnak kell lennünk.

VENDEL M. (1967) részletesen elemezve a Kőszegi-hegység és közvetlen környezete metamorf kőzeteivel foglalkozó kutatók vonatkozó munkásságát, s ezeket saját kőzettani vizsgálataival kiegészítve arra az eredményre jut, hogy e képződmények a variszkuszi hegységképző folyamatok által metamorfizált ópaleozóos üledékek.

A Balaton-felvidéki átalakult palasorozat vizsgálata már több mint 100 éves múltra tekint vissza. A metamorf képződmények felszíni kibúvásainak főiránya megegyezik a Dunántúli-középhegység perm—mezozóos üledékeinek csapásirányával. Az első kisalföldi fúrási eredmények ismeretében a Balaton északi oldalán a perm—mezozóikum alá dőlő ópaleozóos rétegsor északdunántúli folytatásának lehetőségére először VADÁSZ E. utalt.

ORAVECZ J. és BUBICS I. megkísérelték a Balaton-felvidéki ópaleozóos összlet korbeli tagolását, részben az ORAVECZ J. által meghatározott szilúr időszaki ősmaradványok, részben pedig ausztriai kőzettani analógiák segítségével.



1. ábra. A harmadidőszaki medencealjzat felszíne és fúráspontjai

Abb. 1. Oberfläche und Bohrpunkte des prä-tertiären Beckenuntergrundes

A szomszédos osztrák területek faunával jól rögzített ópaleozóos összleteire jellemző, hogy az uralkodóan kovás ordovicium és szilúr a fiatalabb paleozóikum felé erősebben karbonátosodik, s nagy tömegű karbonátkőzet kifejlődés a devon időszakban lép fel. Igen jellemző tulajdonsága ezeknek az üledékeknek, hogy a szilúr esetleges karbonátos közbetelepülései és a törmelékes kőzetek általában csekély karbonátos kötőanyaga majdnem mindig kalcitos, míg a devon időszakra már inkább jellemző a dolomit uralkodóvá válása. Az osztrák analógiákra való hivatkozás annál is inkább indokolt, mivel e képződmények közvetlen keleti folytatása sejthető a megfelelő Nymagyarországi kifejlődésekben.

A Kisalföld fúrásai általában csak 30—40 m-nyit tártak fel a metamorf aljzatból, néhány esetben ez az érték megközelíti a 200 m-t, de csupán egyetlen fúrás volt — az Ikervár 4. sz. — amely 550 m-t haladt az idős kőzetösszletben. Célszerű tehát e fúrás rétegsorát legelsőként tárgyalni, mivel általános törvényszerűség feltárására ad alkalmat.

Mezometamorf kőzetek

A Soproni-hegység DK-i előterében a két pinnyei és a Mihályi-4. sz. mélyfúrás tárta fel az aljzat legerősebben metamorfizált kőzetét, amely kitűnően palás, gránátos, kvarcitlencsékkel tagolt *csillámpala*. A kőzet uralkodó ásványai a változó méretű, víztiszta muszkovit és az unduláló kioltású kvarc. Helyenként kisebb-nagyobb foltokban klorit, és 1 cm-nél is nagyobb átmérőjű, töredezett andradit gránátok szaporodnak fel. Járulékosan turmalin és cirkonkristályok gyakoriak. A kőzet egy-két albitkristálytól eltekintve gyakorlatilag földpátmentes.

Délebbre, a Pinnye-1 fúrásban a csillámpalára diszkordánsan kevésbé metamorf rétegek — dolomitbreccsa és kloritpala — települnek. A dolomitbreccsa anyaga szemcsés—kristályos, feltehetően alsó-középsődevon dolomittörmelék, kötőanyaga, amely eredetileg agyagos volt, szericitesedett, a szericitrétegecskéket kisebb-nagyobb mikrokristályos kvarclencsék szakítják meg.

A dolomitbreccsára települő kloritpala sötétszürke, gyüredezett, uralkodó ásványai: klorit, szericit és kvarc.

Epi—anchimetamorf kőzetek

E képződmények igen jelentős elterjedésben nyomozhatók, tárgyalásukat az *Ikervár-4. sz. fúrás* rétegsorával kezdjük. E fúrás 1747—2296 m közötti szakaszán alul kovás, középen átmeneti vulkanitos és felül erősen karbonátos rétegsor különböztethető meg.

Az alsó szakasz mintegy 280 m vastagságban feltárt *homokkőpalából* és kevesebb közbetelepült szericites kloritpalából, szericitpalából és aleurolitpalából áll.

A homokkőpala sötét zöldesszürke, változó szemcsenagyságú, általában finomszemcséjű, kötőanyaga kovás. Az uralkodó szemcsenagyság 0,1—0,2

mm-es. Ásványos összetétele: oldott szegélyű, szögletes, unduláló kioltású kvarc, változó mennyiségű savanyú plagioklász, szericit és klorit.

A közbetelepült kloritpala fekete, finoman palás, kovás, szericites. 0,5—1,5 cm-es, szeszélyesen hajlított, világosabb szürke, sötétebb szürke és fekete, lencsésen kivékonyodó-kivastagodó rétegek váltakozásából áll. 0,01 mm szemcsenagyságú, egyenletesen elosztott kvarctörmeléket tartalmazó kloritréteg váltakozik nagyobb, 0,05 mm-es szemcsenagyságot is elérő kvarcban dúsabb, földpátokat is tartalmazó szericites kloritrétegekkel. Harmadikként megkülönböztethető egy ugyancsak átlag 5 mm vastag, feltehetően szerves anyagtól átlátszatlan, fekete, szericitpikkelyekből álló rétegecske is. A rétegzéssel 60°-ot bezáró 0,1 mm vastag repedések kitöltő anyaga kvarc. A repedésrendszer kialakulása után bekövetkezett újabb nyomás hatására — amely a kőzet enyhe metamorfózisához vezetett — a repedések megszakadnak, elhajolnak, és a szericitpikkelyek a repedésrendszerrel kis szöget bezáró enyhe haránt-palásság síkja szerint rendeződnek.

Az átmeneti — k ö z é p s ő — tagozat közel 190 m vastagságú, *diabázból, kloritpalából* és ez utóbbi anyagából képződött dörzsbreccsából áll.

A diabáz zöldesszürke, palás, kalcittal kitöltött hasadékok járják át. Az erős bontottság ellenére még jól felismerhetők a kőzet nagy részét alkotó bázisos-intermedier plagioklászok mind az alapanyagban, mind pedig fenokristályok formájában. A földpátokon kívül a kőzet nagy mennyiségű kloritot, kalcitot és opak elegyrészt tartalmaz.

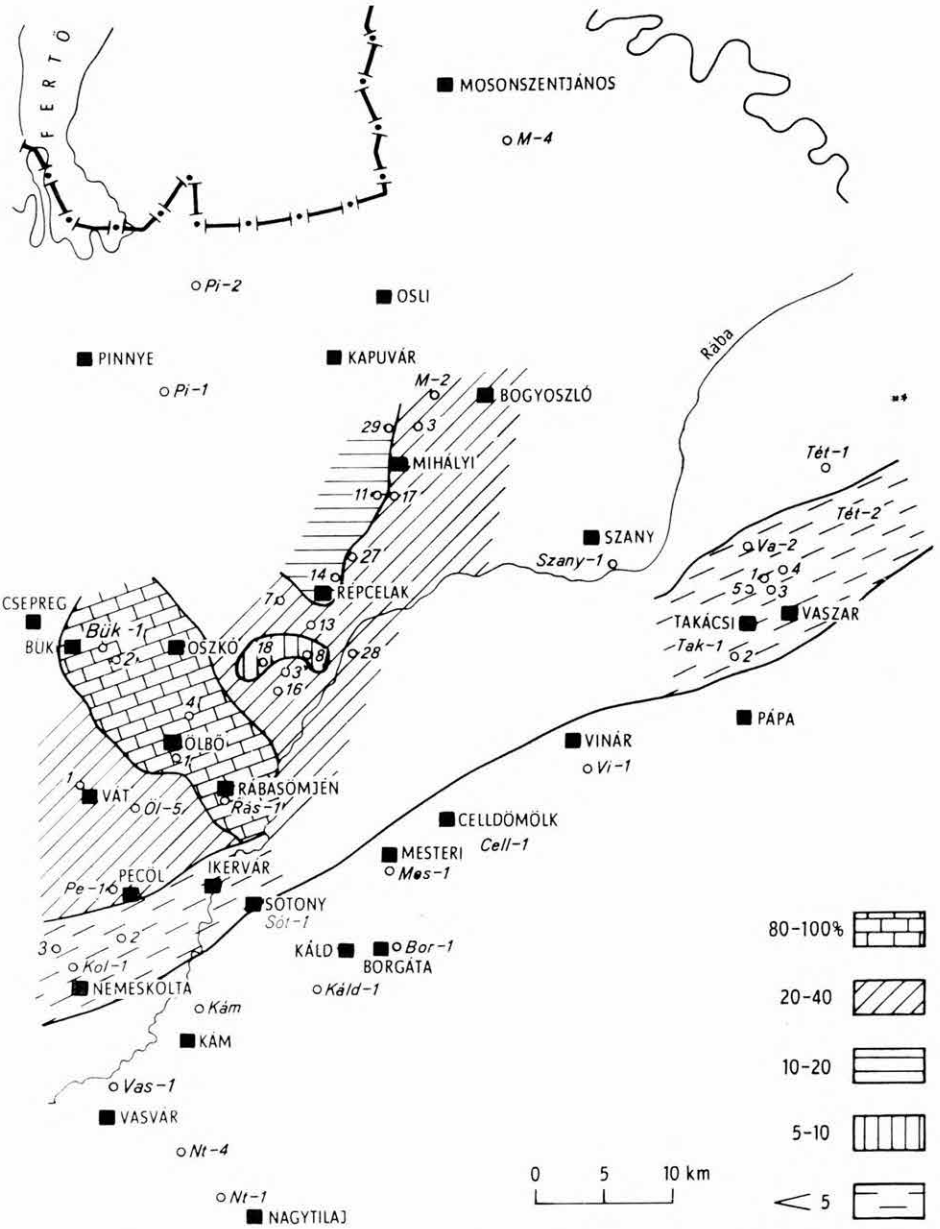
A kloritpala zöldesszürke, selymes fényű, összetételében uralkodik a klorit, ezenkívül szericit, plagioklász és kvarckristályokat tartalmaz. A klorit elsősorban pennin és klinoklor. A felette található dörzsbreccsa a kloritpala anyagából képződött, összetétele a röntgendiffraktométeres elemzés szerint csupán a breccsa jelentékeny sziderittartalmával különbözik.

A f e l s ő szakaszon sötétszürke, igen kemény, gyengén palás elválású, grafitos *márgapala,* majd *mészmárgapala* helyezkedik el. A kőzet 5—12 mm vastag eltérő színű és szövetű rétegecskék váltakozásából épül fel. A rétegek színe feketétől középszürkéig változik. A sötétebb rétegek szericitesek, míg a világosabbak inkább homokosak. A kőzet uralkodóan 0,01 mm-nél kisebb kalcitkristályokból áll, egyenletes eloszlásban tartalmaz a karbonátanyagnál lényegesen kisebb mennyiségben 0,03 mm-es, szögletes kvarctörmeléket, szericitet és kloritot. Gyengén metamorf jellege a kalcitkristályok irányítottságában és a finomszemű kvarctörmelék összefogazottságában nyilvánul meg.

Rétegtani viszonyok

A fúrás alaphegységi rétegsorának alsó, kovás-kvarcos kifejlődésű anchimetamorf szakasza a Balaton-felvidéken és a Velencei-hegységben felszínről ismert *szilúr* sorozattal azonosítható, míg a középső és felső szakasz diabázos; meszes sorozata már inkább a K-ausztriai felszíni *devon* kifejlődésekkel hozható kapcsolatba.

Ha megvizsgáljuk a környező terület kőzeteit karbonáttartalmuk függvényében (2. ábra), akkor megállapíthatjuk, hogy a kisalföldi metamorf aljzat

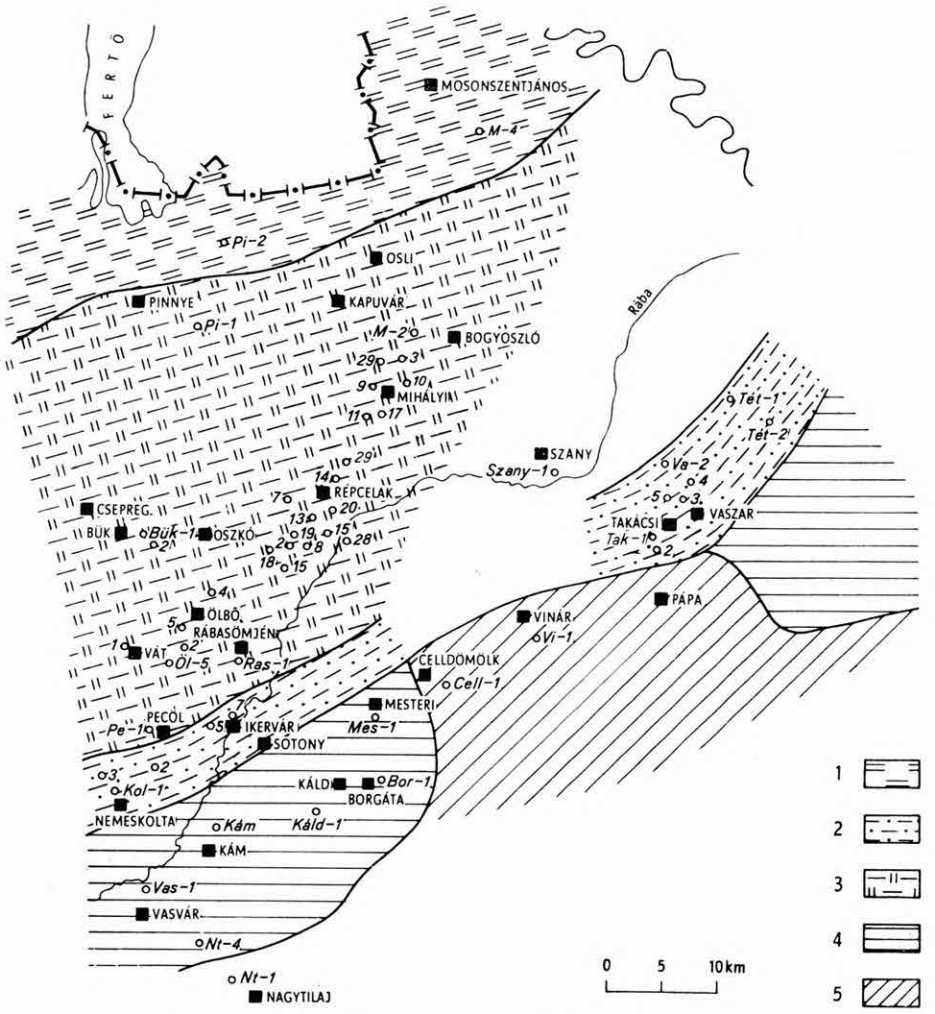


2. ábra. Az ópaleozóos képződmények átlagos karbonáttartalma

Abb. 2. Durchschnittlicher Karbonatgehalt der altpaläozoischen Ablagerungen

D-i részén, Nemeskolta—Ikervár—Tét—Takácsi—Vaszar környékén az előző rétegsor alján levő igen csekély karbonáttartalmú, kovás homokkövek fordulnak elő, míg északabbra az átlagos karbonáttartalom ugrásszerűen megnövekszik.

A már említett kőzettani analógiák alapján a kisalföldi metamorf aljzat déli részét szilúr, míg É-i részét inkább devon kőzetek építik fel (3. ábra).



3. ábra. A Kisalföld medencealjzatának földtani térképe
1. Mezo-metamorf, *2.* szilúr, *3.* devon, *4.* triász, *5.* felsőkréta

Abb. 3. Geologische Karte des Beckenuntergrundes der Kleinen Ungarischen Tiefebene
1. Mesometamorphite, *2.* Silur, *3.* Devon, *4.* Trias, *5.* Oberkreide

1. Szilúr időszaki kőzetek

A medencealjzat szilúr kőzeteit az eddigi fúrások két nagyobb összefüggő tömegben tárták fel: Nemeskolta—Ikervár környékén, illetve K-en Takácsi, Vaszar és Tét községek közelében.

A *nemeskoltai* terület kőzetei: nagyvastagságú, finomszemcséjű homokkőpala, kloritfillit és kloritpala. A *homokkőpala* (Kol-2, Kol-3) szericites, kloritos. Általában a szemcsenagyság alulról felfelé csökken. A törmelék-, elsősorban a kvarcszemcsék gyengén oldott felülete, a szericitesedett, eredetileg agyagos kötőanyag rétegszerű elkülönítése, az ezekhez járuló harántpalásság kialakulása jelzi a kőzetsorozat anchimetamorf jellegét. Az átlagos karbonáttartalom 0,5%. A *kloritpala* (Kol-3) és a *kloritfillit* (Kol-1) a homokkőpalába települ vékonyabb-vastagabb rétegben, mennyiségük a bezáró homokkőpalához képest elenyésző. Az átfúrt összletekben helyenként nagy földpáttartalmú rétegeket lehet elkülöníteni. A földpáttörmelék nagysága, megjelenési formája és összetétele az üledékképződéssel egyidejű savanyú vulkáni törmelékszórást jelez. A mintákban grafitos, szenesedett, szerves eredetre utaló anyagon kívül ősmaradványt nem találtunk.

ÉK felé közvetlenül kapcsolódik az *ikervári* terület, ahol a nemeskoltaihoz rendkívül hasonló *homokkőpalát* és *kloritpalát* tártak fel a fúrások. A területen az Ike-4. sz. fúrás mintegy 550 m vastagságban haránt olt metamorf összlete a szilúr homokkőpala felett kb. 270 m vastag devon rétegsort is tartalmaz.

Legkeletebbre helyezkedik el a *téti, vaszari* és *takácsi* fúrások által feltárt, nagyjából egységes kifejlődésű metamorf tömb. Itt a fúrások *szericitpalát, szericitfillitet, kloritpalát, homokkőpalát* és *aleurolitpalát* tártak fel. A *szericitpala* (Tét-2, Vasz-4, Tak-1) gyakran harántpalás, a palássággal párhuzamos repedéseit kvarc, míg az erre merőleges repedéseket kalcit tölti ki. A kőzet uralkodóan szericitből áll, míg a szericitfillitben (Vasz-3) már igen gyakoriak a finomszemű összefogazott kvarcszemcsék. Itt három határozott harántpalássági irányt figyelhetünk meg, amelyek a kőzetből paránvi megnyúlt romboédereket metszenek ki. A területen az erősen szericites kloritpala és a tiszta szericitpala között minden átmenet megtalálható.

A *homokkőpalák* sötét színűek, szericites kötőanyagúak, néhol erősen földpátosak. Az *aleuritpalák* szintén sötét színűek, kloritosak, szericitesek. A kvarckristályokon néhol sugaras továbbnövekedés figyelhető meg. Az egymás mellé szorult kvarcok összefogazódtak.

A hajszálrepedések kitöltésének három típusa figyelhető meg, amelyek egyben három generációt is jelentenek. A legkorábban kialakult generáció klorittal (pennin) van kitöltve, és a palássági irányhoz képest kis szögeltéréssel jelentkezik. Ennek folytonosságát megszakítják a rá közel merőleges kvarckitöltésű repedések, amelyek mentén kisebb eltolódások észlelhetők. A kvarcos ereket viszont a harmadik generáció kalcitos kitöltésű mikrorepedései harántolják és mozdítják el. Egyidejűleg a kovás törések megújulását jelenti a kvarc és kalcit együttes megjelenése a kvarccal kitöltött idősebb repedésekben. A Vasz-5. fúrásból előkerült szénült ősmaradványokat Oravecz J. a *Micrhystridium* alakkörbe tartozó *Hystrichosphaeridáknak* határozta meg.

A vaszari tömb ópaleozóos kőzetei eredetileg törmelékes üledékek: változó

agyagtartalmú homokkövek, aleurolitok, finomhomokos agyagok és tiszta agyagok lehettek. A dinamometamorfózis során a törmelékanyag gyenge epimetamorf jellegeket vett fel: összefogazódott, oldódott, illetve továbbnövekedett. A kötőanyag nagy része szericitesedett, kisebb része kloritosodott. A kőzetek csekély karbonáttartalma „rétegekként" elkülönült, illetve csomókban újra kivált.

A terület legtöbb fúrásában találtunk kisebb-nagyobb mennyiségben savanyú, uralkodóan albit-oligoklász, ritkábban andezin összetételű plagioklászt. Tekintettel arra, hogy ezek a szállításnak jobban ellenálló kvarcszemcséknél általában nagyobbak, kevésbé koptatottak, valószínű, hogy savanyú, feltehetően riodácitos összetételű tufaszórás termékei.

2. Devon időszaki kőzetek

A szilúr kőzetektől északra — Bük község környékén, Ölbő—Vát—Rábasömjén—Pecöl közelében és a Mihályi—Répcelak környéki DDNy—ÉÉK-i irányú hátságon — erősebben karbonátos, feltehetően fiatalabb, devon időszaki képződményeket tártak fel a mélyfúrások.

A *b ü k i* terület kőzetei: különböző árnyalatú szürke, kristályos-szemcsés *dolomit*, sötétszürke, meszes-dolomitos *szericitpala* és homokos *dolomitpala*. A dolomit néhol breccsás szövetű, a dolomitkristályok mellett sok metamorf kvarc-, és kevés turmalin- és cirkonkristályt is tartalmaz. Fedőjében sötétszürke, selymes fényű szericitpala helyezkedik el, amelyben gyakoriak a palásság irányában elhelyezkedő kristályos dolomitlencsék. A szericitpala karbonáttartalma 30% körül ingadozik, míg a homokos dolomitpala — amely az összlet legfelső tagja — már uralkodóan a palásság irányába rendeződött dolomitkristályokból és alárendelten összefogazott kvarccsomókból áll. Ez a kőzet is tartalmaz nehézásványokat, ezek közül magnetit, pirit, cirkon és turmalin gyakori.

DNy felé hasonló kifejlődéssel kapcsolódnak az *ö l b ő i*, *v á t i*, *r á b a s ö m j é n i* és *p e c ö l i* fúrások. A terület aljzatát a következő kőzetek építik fel: dolomitos *kloritpala*, durvaszemcséjű homokkőpala-lencsékkel, *szericitpala*, *mészpala* és *dolomit*.

A *kloritpala* (Vát-1, Öl-5) sötét zöldesszürke, selymes fényű, finoman palás, gyüredezett, erősen dolomitos, amelybe a Vát-1 fúrásban osztályozatlan, durvaszemcséjű homokkőpala-lencse települ. A homokkőpalában változó mennyiségű, nagyméretű poliszintetikusan ikresedett kalcitkristály is megfigyelhető.

A *szericitpala* (Öl-2, 3, 4; Pe-1) helyenként nagyobb kvarctartalmú, itt szericitfillit jellegű. Általában harántpalás. Néhol jelentős a kőzet klorit és karbonáttartalma, ez utóbbi egyrésze szorosan kötődik a kőzetanyaghoz, más része repedéskitöltés. A repedéskitöltődés utáni, palásság szerinti mozgás jól megfigyelhető a lépcsősen elnyíródott kalcitereken.

A *mészpala* (Öl-2) fekete színű, grafitos-szericites és sötétszürke karbonátrétegecskék váltakozásából áll. A rétegecskék vastagsága 0,1—2,8 mm között váltakozik. A kőzet uralkodóan kalcitból áll, a karbonátos rétegecskék kevés kvarctörmeléket tartalmaznak. A grafitos rétegecskék anyaga kvarc nélküli szericit, ezeken jól megfigyelhető a harántpalásság. A Dennstedt-elemzés

szerint a minta karbonium tartalma 0,88%. E kőzetben az Ölbő-3 fúrás anyagából Oravecz J. *Angochitina* ősmaradványt talált. Az aljzat felszínének közeléből származó minták erősen zúzottak. A mélyebbről származó minták épek, utólagos összetöredezést nem mutatnak, viszont szinte kivétel nélkül haránt-palásak, némelyik erősen gyüredezett, a palásság mentén pikkelyes egymásra-csúszásokkal.

A területen több fúrás talált a bükihez hasonló dolomitot (Öl-4, Öl-6, Pe-1, Rás-1), melyet az Ölbő-6. sz. fúrás mintegy 180 m vastagságban tárt fel. A kőzet világostól sötétszürkéig változó színű, néhol erősen repedezett, breccsás szövetű, egymásra merőleges, kristályos dolomittal kitöltött kőzet-résekkel átjárt. A dolomitkristályok mellett mindig tartalmaz kevés kvarc-, kalcit- és plagioklászkristályt, illetve kiékelődő lencsékben szericitet. A mélység felé a kőzet mész- és törmelékanyag tartalma fokozatosan növekszik. A dolomitösszletet ért metamorf hatásra utal a néhol jelentkező ooidok elnyúlt volta, irányított elhelyezkedése, a dolomitkristályok gyenge orientáltsága, valamint a törmelékes kvarcanyag szigetszerű foltokba történt elkülönülése, illetve ezen belül mozaikos, ujjas összefogazódása. Ettől a korábbi metamorf hatástól valószínűleg független az összlet utólagos, erős összetöredezettsége, zúzottsága.

A geofizikai mérések szerint *Mihályi* és Répcelak községek között összefüggő, északi részén É—D-i, majd Mihályi községtől délebbre DNy-ira forduló csapású *hátság* rajzolódik ki. A terület aljzatát felépítő ópaleozóos képződmények változatos kifejlődésűek, az egykori üledékes kőzetjellegnek megfelelően. A legfontosabb kőzettípusok a következők: *homokkőpala, aleurolitpala, szericites kvarcit, kvarcitpala, szericitpala, szericitfillit, kloritpala, mészpala, dolomitpala, dolomitfillit, dolomit* és *karbo-diabáz.*

A *homokkőpala* (M-12, 27) vagy meszes, mintegy 11—15% $CaCO_3$-tartalommal, vagy dolomitos, 25% körüli $CaMg(CO_3)_2$-, illetve 10% körüli szabad $CaCO_3$-tartalommal. A meszes változat sötétszürke, míg a dolomitos fehéres-szürke színű. Törmelékanyagukban — mely uralkodóan kvarcból áll — viszont semmi lényeges különbséget nem mutatnak, mindkét típus meglehetősen földpátgazdag. A meszes kőzet 4% Fe_2O_3-t tartalmaz, szemben a dolomitos változat 0,51%-nyi mennyiségével.

Az *aleurolitpala* (M-27) jól osztályozott, törmelékanyaga a homokkőpaláéval rokon. Kötőanyaga dolomitos (10,5%), kisebb részben meszes (4,5%).

A *szericites kvarcit* (M-6, 19, 21) világos zöldesszürke, finoman palás. A kőzet szilikopelit eredetét igazolják az igen kisméretű kvarckristályok és a szericitpikkelyek. Helyenként nagyméretű, 20 mm széles laterálszekréciós kvarclencséket és a palásság irányában kissé elnyúlt földpátos csomókat lehet megfigyelni. A földpátok viszonylag épek, csak kissé szericitesedtek. A kvarc-törmeléktől eltérő szemcsenagyságúak és a hosszabb szállítást kizáró méreteik vulkáni szórt eredetre utalnak. Ezt támasztja alá az opak vasásványok viszonylag nagy mennyisége, amelyek részben a színes szilikátok elbomlásából származhatnak.

A *kvarcitpala* (M-8) kissé dolomitos, kloritos, illetve szericites. A palásságra közel merőlegesen 3—4 mm széles kvarcos—dolomitos kitöltésű repedések harántolják. A palásság síkjában fekete átlátszatlan foltok találhatók, amelyeknek legnagyobb része szerves anyagból alakult át. Ezek között Oravecz J. az *Angochitina* formakörbe tartozó *Chitinozoa*-roncsokat határozott meg. A

röntgendiffraktométeres elemzések jelentősebb mennyiségű dolomitot, kevesebb szideritet és a b-tengely szerint teljesen rendezett kaolinitet is jeleznek.

A finomhomokos, dolomitos *szericitpala* (M-10, 11, 13, 14, 16, 18, 20, 25) — melyben sötét színű, grafitos—szericites és világos színű kvarcos—dolomitos rétegek váltakoznak — igen nagy területen előforduló kőzettípus. A kőzet gyakran harántpalás. A vékony repedések első generációjú kitöltése pirites, a hajszálrepedéseket teljesen kitöltik, a tágabb, helyenként kiüregesedő repedésekben azonban már a dolomit—szideritkitöltés uralkodik. Az egymással váltakozó kvarcos és szericites rétegekben gyakoriak az átlátszatlan fekete foltok, amelyeknek egy része pirit, többsége azonban megnyúlt, széthúzott—foszlányos alakja szerint szerves maradványokból alakult át. A kőzet dolomittartalma 8—15%, szideritttartalma 5—10% között váltakozik.

A területen gyakoriak a kloritos *szericitfillit* (M-9, 25) és a szericites *kloritfillit* (M-9) átmeneti kőzettípusok. Ezek meszesek, dolomitosak, általában erősen gyüredezettek. Kb. 2—3 mm vastag kvarc-, sárgászöld szericites és sötétebb szürkészöld kloritos, meredeken palás rétegekből állnak. Az egész kőzetet egyenletesen átszövi, néhol önálló rétegekké dúsul a karbonátanyag, amelyek a mikroszkópi és röntgendiffraktométeres vizsgálatok szerint, egymást helyettesítő módon kalcitból, dolomitból, illetve szideritből állnak.

A *kloritpala* (M-7, 15, 20, 22, 24, 28) szürkészöld színű, finoman palás, finomhomokos, pirites, a palásság mentén vékony kalcitlencséket tartalmaz. A kőzet bizonyos mennyiségű törmelékes kvarcot tartalmazó tufából keletkezett. A klorit a tufa földpátjaiból és részben az eredeti színes szilikátjaiból származik. A röntgendiffraktométeres elemzés szerinti ásványos összetétele mennyiségi sorrendben: klorit, plagioklász, kalcit, kvarc, szericit.

A *mészpala* (M-9, 17, 22) homokos, szericites, kissé kloritos, általában harántpalás. A szericites—kloritos, finompalás rétegek közé néhol sötétszürke, tömött, gyorsan kiékelődő, durvakristályos, márványszerű mészkőlencsék iktatódnak. Ezek vastagsága általában 30—40 mm. A kőzet szabad $CaCO_3$-tartalma 40—45%, míg $CaMg(CO_3)_2$-tartalma 5—10% között változik. Helyenként teljesen szénült, vagy piritesedett, roncsolt ősmaradvány-nyomok is jelentkeznek. Az egymással váltakozó rétegecskék közül a szericitesebb részek szervesanyag-, illetve pirittartalma nagyobb, mint a meszes részeké. A kőzet FeS_2-tartalma 8,23%.

A *dolomitpala* (M-14) fekete színű, grafitos, szericites, kvarcos, többszörösen harántpalás. Szeszélyesen váltakozik erősebben szericites részekkel. A fő palássági síknak megfelelően vékony (max. 1 mm vastag), helyenként lencsésen kivastagodó, hófehér kalcitereket tartalmaz. A szericites rétegeket a szervesanyag sötétre színezi, ezek gyakran néhány tized mm hosszú, megnyúlt, léc alakú, fekete, ősmaradványokra utaló roncsokat tartalmaznak. A kőzet ásványos összetétele mennyiségi sorrendben: dolomit, szericit, kvarc, kalcit, sziderit, kaolinit és nyomokban plagioklász.

A dolomitpalától csupán az elegyrészek mennyiségi eloszlásában különbözik a gyüredezett, préselt, kitűnően palás dolomitfillit (M-26). A kőzet törmelékes elegyrészei között a kvarc mellett elszórtan változó mennyiségű savanyú plagioklász, mikroklin, valamint egy-két cirkonszemcse is előfordul. A kőzet karbonátanyag-tartalma csomókba rendezett, illetve egyenletesen elosztott finomszemcséjű dolomit- és kevés szideritkristályból áll. Kalcit csak

nyomokban mutatható ki. Az elszórtan található opak foltok szénanyagúak, szerves eredetük kétségtelen. A kőzet ásványos összetétele mennyiségi sorrendben: dolomit, kvarc, szericit, kaolinit, sziderit, plagioklász, mikroklin, kalcit.

A *dolomit* (M-28) szürke, tömött, jól rétegezett; egyenletesen kristályos dolomitszemcsék építik fel. Helyenként pár mm-es összefogazott kvarcit és szericites lencsék szakítják meg, amelyek orientáltsága és a nagyobb dolomitkristályok elhelyezkedése jelzi a kőzet palásságát.

Több fúrás tárt fel tömött, préselt, palás, sötét zöldesszürke *karbo-diabázt*. A kőzet másodlagosan erősen karbonátosodott, sűrű, szabálytalan, kalcitkitöltésű mikrorepedés-hálózattal átjárt, illetve egykori földpát- és színes szilikátásványainak egy része kalcitkitöltésű pszeudomorfóza. Ásványos elegyrészei mennyiségi sorrendben: bázisos plagioklász, klorit, szericit, dolomit, kalcit, sziderit, kaolinit, pirit. Ezt a kőzetet eddig az M-22, 23, 29. sz. fúrások tárták fel.

Igen érdekes a terület D-i részén a Sótony-2. sz. fúrás alaphegységi kőzete. A fúrás 1976 m alatt kb. 80 m vastagságban kalciteres, epidotos *kloritpalát* harántolt. A kőzet sötétzöld—zöldesszürke színű, kb. 30° dőlésben gyengén palás. A vékonycsiszolati vizsgálat szerint kloritból, bázisos plagioklászokból és változó mennyiségű kvarcból áll. Szintenként különböző mennyiségű bontott, uralitosodott augitot, szerpentinesedett, kloritosodott pigeonitot, néhol viszonylag sok epidotot és antofillitet tartalmaz.

A kőzet eredeti anyaga rétegezett, üledékes anyaggal keveredett, tenger alatti bázisos vulkáni tufa volt. A tenger alatti képződést bizonyítja az 1985 m mélységből származó mintában talált *Hystrichosphaeridea*-töredék. A röntgen elemzés a következő mennyiségi sorrendet mutatta ki: klorit, plagioklász, kvarc, dolomit, piroxén (pigeonit), amfibol.

A diabáz és a kloritpala teljes kémiai elemzését az 1. sz. táblázat tartalmazza. Elemzők: Tolnay V., Guzy K.-né.

1. táblázat

	M-23	M-29	Sót-2	
	1506,0—1517,0 m	1661—1676 m	1985—1987 m	2004—2006 m
	diabáz	diabáz	kloritpala	
SiO_2	45,96%	41,89%	50,54%	40,81%
TiO_2	2,50	2,47	1,25	1,56
Al_2O_3	17,70	14,70	14,75	15,25
Fe_2O_3	1,68	1,37	1,39	1,65
FeO	7,31	7,69	9,17	12,58
MnO	0,12	0,12	0,23	0,37
CaO	5,44	8,31	4,35	5,03
MgO	3,28	3,57	6,39	8,51
K_2O	2,46	0,17	0,28	0,28
Na_2O	5,35	4,37	2,69	3,03
$-H_2O$	0,05	0,29	0,10	0,18
$+H_2O$	3,25	1,49	1,81	5,18
CO_2	5,65	13,45	6,47	5,79
P_2O_5	0,67	0,36	0,10	0,16
	100,47%	100,25%	100,00%	100,34%

A metamorfózis jellemzői, a kőzetek genetikája

A Kisalföld É-i részén a pinnyei és a Mihályi-4. sz. fúrások által feltárt kőzet típusos, mezoövbeli csillámpala. Eredetileg kvarcban gazdag üledékes kőzet lehetett. Hasonló átalakultsági fokú kőzetek a Soproni-hegységben találhatók. Mivel az ópaleozóos, kevésbé metamorf kőzetek diszkordanciával települnek rá, így ha jelenlegi helyzete autochton, akkor kambriumi vagy prekambriumi lehet.

A délebbre levő területek — eredetileg üledékes, alárendelten vulkáni — kőzeteit lényeges metamorf hatás érte. Ez a metamorfózis az epi-övnek megfelelő kis hőmérséklettel és erős, irányított nyomás-hatással jellemezhető.

E kőzetek az Eskola-féle fáciesek közül a zöldpala fáciesbe, ezen belül a klorit-szericitpala alfáciesbe tartoznak.

Az előforduló ásványok száma viszonylag nem nagy, jelentős mennyiségben csak a kvarc, szericit, klorit, kalcit, dolomit, sziderit és plagioklász fordul elő, a pirit, magnetit, epidot, illit, kaolinit, augit és antofillit alárendelt jelentőségű. Az egyes elegyrészek mennyiségi megoszlása viszont eléggé változatos, ami a kiindulási kőzetek változatosságára vall. Az eredeti üledékek három fő típust képviseltek: agyagos, aleuritos-homokos és meszes kifejlődést, amelyek azután még különböző arányban keveredhettek is egymással. Ehhez járult még a vulkáni eredetű — szinte valamennyi üledéktípushoz kapcsolódó — földpátdúsulás, amely a gyakori kloritpalák kiindulási anyagát képezhette.

A metamorfózis leghatározottabban az agyagos elegyrészek szericitesedésében nyilvánul meg. Alaki változások a harántpalásság kialakulásával kapcsolatosak. E folyamatok során a szericit és karbonátanyag bizonyos fokú elkülönülése következett be azokban a kőzetfajtákban, ahol az agyag- és karbonáttartalom egyensúlyban volt.

Ép agyagásványt igen kevés helyen sikerült kimutatni. A röntgenelemzések VICZIÁN I. szerint kevés illitet és kaolinitet jeleznek. A kaolinitek általában a b-tengely szerint rendezettek. A rendeződés foka általában növekszik a nyomás és hőmérséklet növekedésével. Így egyes helyeken az agyagásványok fokozatos átkristályosodásának egyes fázisait figyelhetjük meg.

A szericites kőzetek gyakori sötétszürke-fekete színét részben a nagy Fe-tartalmú klorit, a géles vasszulfid és a palásság irányában rétegekbe rendezett, illetve egyenletesen elosztott grafit adja. Az igen gyakori klorittartalom egyaránt származhat földpátokból, vagy színes szilikátokból magnéziumhidrokarbonátos oldat hatására. A kisalföldi kőzetekben előforduló kloritok általában vasban dúsak, túlnyomó részt pozitív jellegű pennin- és klinoklor-változatok.

A jelentősebb kvarctörmelék tartalmú kőzeteken megfigyelhető a kvarc elkülönülése, a palásság szerint orientált, orsószerű elrendeződése, összefogazódása. Az eredeti homokkövek és aleurolitok agyagos kötőanyaga szericitesedett és a kőzet karbonáttartalmához hasonlóan önálló rétegekbe különült.

Helyenként jelentős szerephez jutnak a mész- és dolomitpalák. Legfontosabb elegyrészük a színtelen, xenoblasztos, pátos kalcit. A kristályok többsége jól fejlett, ikerlemezes, de akadnak valamivel apróbb szemcséjű részletek is. Érintkezésük általában mozaikszerű. A szemcsék néhol kissé megnyúltak és a palásság irányába rendeződtek. A tiszta karbonátkőzetek közül kisebb közbe-

települések formájában kristályos mészkő, és nagy tömegű kifejlődésben dolomit fordul elő. A dolomitszemcsék ikresedése jóval ritkább, a gyenge metamorf hatásra kevéssé változtak el, jellegzetes palásság nem is igen alakult ki bennük. A nyomás hatását az orientáltan elhelyezkedő, az alapanyagnál nagyobb szemcséjű dolomitromboéderek, illetve a kőzetek zúzott zónái jelzik.

A rideg kőzetanyag összetöredezésével kialakult repedéshálózatokat részben kovás, részben karbonátos anyag tölti ki. Ez utóbbi néhol erősen összeforr az eredeti kőzetanyaggal. Ebből arra következtethetünk, hogy a repedések első generációja vagy a metamorf folyamatokkal kapcsolatos, vagy röviddel utána keletkezett.

A kísérő ásványok közül általánosan elterjedt, de igen ingadozó mennyiségű a sziderit. Mennyisége néhol — pl. az M-23. sz. fúrásban a diabáz fölött levő sziderites—dolomitos kovapalában — a 10—15%-ot is eléri. Érdekes és jellemző a sziderit rendszeres jelentkezése az ópaleozóos üledékekben. A középcsehországi Barrandium ordoviciumi vasérctelepeinek jó részét az eredetileg sideritként felhalmozódott vas mobilizációjából keletkezett hematit-tömegek alkotják. Az érctelepek között sziderites agyagpala helyezkedik el. A sziderit a parttól távolabbi, mélyebbvízi övezet vegyi kiválásaként értelmezhető. A hazai kifejlődések közül a Balaton-felvidékről és a Velencei-hegységből Oravecz J., a Vashegyről Vendel M. jelez sziderittartalmat, ami kiválóan jelzi ezen képződmények fáciesazonosságát.

Vulkanizmus

A terület szilúr homokkőpaláiban helyenként jelentős mennyiségű savanyú plagioklászt figyelhettünk meg, összetételük albit-oligoklász közötti. Csaknem mindig kitűnően ikerlemezesek. Ép voltuk és a törmelékanyagnál gyakran nagyobb termetük savanyú tufaszórásra utal.

A másik jellegzetes vulkáni képződmény már a devon üledékek között figyelhető meg, kitörésének kora feltehetően alsó-középsődevon. Ez a kőzet mind szöveti jellegeit, mind kémiai és ásványos összetételét tekintve a környező üledékekkel azonos fokú metamorfózist szenvedett diabáz (M-22, M-23, M-29), illetve diabáztufa (Sót-2). A színes elegyrészek az első esetben teljesen elbomlottak, az uralkodó mennyiségű plagioklász bázisos. A kőzetek erősen karbonátosak.

Oxidációsfok vizsgálatok

A metamorf folyamatoknak az ionizációs fokot csökkentő hatására először Szádeczky-Kardoss E. hívta fel a figyelmet. Ezt a változást legjobban az Fe-oxidációs fokkal lehet követni. Az agyagok átlagos értéke 14, a dinamometamorf palás agyagoké 5, a filliteké 2,6, a csillámpaláé és a gneiszé 2. A kémiai elemzésekből kiszámítottuk a kisalföldi aljzat kőzeteinek oxidációs fokát. Ez az érték rendkívül alacsony, átlagosan 0,5. Ez magyarázható az eredeti üledékek erősen reduktív közegben való leülepedésével, de magyarázható a nagy sziderittartalommal is. A sziderit kétértékű vasát az elemzéseink ún. ferrioxidos alakban adják meg, így az oxidációs fok képletében a nevező aránytalanul megnövekszik.

IRODALOM

BALÁZS E. 1967: A Kisalföld medencealjzatának vizsgálata a szénhidrogénkutató fúrásokban feltárt ópaleozóos kőzetek alapján. — OKGT Adattár. Kézirat.

BUBICS I. 1967: A balatonfelvidéki átalakult palavonulat földtani—kőzettani felépítése. — Kézirat.

KŐRÖSSY L. 1959: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. — Földt. Közl. 89., 2., pp. 115—124.

KŐRÖSSY L. 1965: Nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezeti felépítése. — Földt. Közl. 95., 1., pp. 22—36.

ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. 94., 1., pp. 3—9.

ORAVECZ J.—VÉGH S.-NÉ 1966: Jelentések az 1966-évi szerződéses munkákról. — OKGT. Adattár. Kézirat.

SCHEFFER V. 1958: Adatok a Kárpát medencék regionális geofizikájához. — Geof. Közlemények 9., pp. 1—2.

VENDEL M.—KISHÁZI P. 1967: A felsőcsatári talktelep genetikája. — Bány. Kut. Int. Közl. Bp.

VICZIÁN I. 1968: Jelentések az 1968. évi szerződéses röntgendiffraktométeres vizsgálatokról. — OKGT Adattár. Kézirat.

ALTPALÄOZOISCHE GESTEINE DES BECKENUNTERGRUNDES DER KLEINEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

von

E. BALÁZS

Der größere, nordwestliche Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene ist von Metamorphiten aufgebaut, während der kleinere südöstliche Teil die Fortsetzung des Mesozoikums des Bakonyer Waldes darstellt. Das am stärksten metamorphisierte Gestein des Untergrundes haben die im Südostvorlande des Sopron-Gebirges niedergebrachten Tiefbohrungen erschlossen. Dieses Gestein ist an Quarz reicher, sedimentogener Glimmerschiefer. Weiter nach SO wird es diskordant durch epi- bis anchimetamorphen Formationen überlagert. Die Kontaktzone der beiden Gesteinskomplexe von verschiedenem Metamorphisationsgrad stellt die Nordseite jener SW-NO streichenden altpaläozoischen Geosynklinale dar, die sich im Süden an die Nordwestseite des in der Linie SW-Transdanubien—Mecsek—Große Tiefebene gelaufenen alten Gesteinzuges (Gebirgszuges) anlehnte. Das Territorium der Kleinen Tiefebene war ein Teil der Geosynklinale. Hier vom Ordovizium bis zum Ende Devon lagerten sich sandige, tonige, mergelige und kalkige Meeresablagerungen in großer Mächtigkeit ab. Die Gesteine des Sedimentationsbeckens wurden in der sudetischen und asturischen Phase regional metamorphisiert, gefaltet und dann in Schollen zerstückelt. In diesem Zusammenhang erhoben sich die einzelnen Schollen und dann wurden sie erheblich abgetragen. Zur Zeit lassen sie sich vor allem lithologisch horizontieren. Den Südteil des Untergrundes bilden in der Zone von Ikervár—Tét—Takácsi—Vaszar silurische

kieselige Sandsteinschiefer, Aleurolithschiefer und Serizitschiefer auf, während die weiter nach Norden in der Bük—Öblő—Vát—Rábasömjén—Pecöl—Mihályi-Zone vorkommenden Dolomite, Dolomit- und Kalkschiefer bzw. andere, aus stark karbonatisierten, klastischen Gesteinen entstandenen Epi- und Anchimetamorphite schon dem Devon angehören. Charakteristisch für die frühpaläozoische Sedimentation der Kleinen Tiefebene und der umgrenzenden Gebiete ist die Tatsache, daß die Gesteine des Ordovizium und Silur vorwiegend verkieselt sind und daß dieser Verkieselung im Devon eine starke Karbonatisierung folgte. Die karbonatischen Zwischenlagerungen des silurischen Systems bzw. das geringe karbonatische Bindemittel seiner Trümmergesteine sind in der Regel von Kalkspat vertreten, während das Karbonatgehalt der Silurgesteine schon eher von Dolomit vertreten ist. In der Silur-Periode fand nachweislich ein sauer Vulkanismus, im Devon ein basischer Diabasvulkanismus statt. Es lassen sich frühalpine, WSW-ONO streichende und spätalpine, SSW-NNO streichende Strukturlinien unterscheiden.

A BALATONFŐI ÚJPALEOZÓIKUM KUTATÁSA

Írta: MAJOROS GYÖRGY

A balatonfői újpaleozóikum kutatására 1969-ben Kőszárhegy mellett mélyült a Szabadbattyán 10. sz. fúrás. Vázlatos rétegsora a következő:

0,00— 64,00 m	pannon homok, kavics
64,00—388,00 m	kristályos mészkőösszlet: fehér, világosszürke, kékesszürke, féligkristályos mészkő és dolomit; barna ankeritesedett, néhol limonitosodott, üreges, sejtes mészkő és dolomit
388,00—675,30 m	szürke, gyüredezett agyagpala összlet, 391—423 m között zöldesszürke, helyenként porfiros szövetű, néhol gránátos, kvarcporfir jellegű telérrel, finomszemű homokkő-betelepülésekkel

A fúrás tehát a tervezettnek megfelelően harántolta a kristályos mészkövet és alatta az ún. vizéi produktuszos palába (FÖLDVÁRI A. 1952) jutott és abban is állt le.

A rétegsor — úgy véljük — további bizonyítékot szolgáltat arra vonatkozóan, hogy a polgárdi kristályos mészkő az ún. produktuszos palánál fiatalabb képződmény, tehát arra rátelepült, nem pedig rátolódott. Ezen túlmenően a feltárt rétegösszlet felépítése: alul agyagpala, felfelé gyakori mészkőbetelepülések (közöttük fehér kristályos mészkő is!), majd kristályos mészkő. Mindez összhangban van a fúrási javaslatban leírt várható rétegsorral (MAJOROS GY. 1969).

Ha fentiekhez hozzátesszük azt a feltevésünket, amely szerint a fülei homokkő—konglomerátum összlet az ún. produktuszos palaösszlet bazális rétegeit képviselheti: kirajzolódik egy durvatörmelékes szárazulati üledékkel kezdődő, tengeri palákkal folytatódó, majd mészköves (zátonymészköves!) kifejlődésbe átmenő, újpaleozóos rétegösszlet, amely kifejlődésében, geotektonikai helyzetében nagyfokú hasonlóságot mutat a dél-alpi típusú újpaleozóikum felsőkarbont s alsópermet magábafoglaló üledékösszletéhez.

Ezt az elképzelést támasztják alá a fülei konglomerátumból előkerült felsőkarbon—alsópermi *Calamiteszek* (ANDREÁNSZKY G. 1962), a STUHL Á. (1969) által ugyanebből az összletből kimutatott felsőkarbon pollenegyüttes, valamint a SIDÓ M. által a Sz-10. sz. fúrásból, bitumenes mészkőből itt közölt *Foraminifera*-társaság.

Ellentétben áll elgondolásunkkal az agyagpala (ún. produktuszos pala) felső részében levő bitumenes mészkőbetelepülésekből előkerült fauna alsókarbon, vizéi emeletre utaló minősítése (FÖLDVÁRI A. 1952., KOLOSVÁRY G. 1951).

A Szabatbattyán-10. sz. fúrásban feltárt, a szabadbattyáni galenitkutatás során megismert, faunás képződményhez hasonló sorozat alkalmat adott új faunavizsgálatokra.

Az utóbbi időben sikerült néhány korall- és algaszerű maradványt találnunk az eddig teljesen ősmaradványmentesnek ismert polgárdi kristályos mészkőben is. Ezek meghatározására azonban még nem került sor, így rétegtani értékük sem tisztázódott.

A Szabadbattyán-10. sz. fúrás anyagának folyamatban levő anyagvizsgálati munkái, a faunavizsgálatok, s az ez évben megkezdett, de nagyrészt 1970-re áthúzódó Szabadbattyán-9. sz. fúrás vizsgálata minden bizonnyal újabb fontos adatokkal segítik a Dunántúli-középhegység újpaleozóikumának megismerését.

IRODALOM

ANDREÁNSZKY, G. 1962: Calamites-Rest vom Bányahegy bei Füle (West Ungarn). — Acta Univ. Szeged., Acta Biol. n. ser. 6. pp. 1—4.

FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbonelőfordulás. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3. pp. 25—53.

KOLOSVÁRY G. 1951: Magyarország permo-karbon koralljai. — Földt. Közl. 81. pp. 4—56 és 171—181.

MAJOROS GY. 1969: Javaslat a balatonfői karbon képződmények földtani kutatására. — Kézirat, MÁFI Adattár.

STUHL Á. 1969: A balatonfői karbon palynológiai vizsgálata. — Előadás a Magyarhoni Földt. Társulat Szakcsoportjában.

FORSCHUNGEN IM BEREICH DES JUNGPALÄOZOIKUMS NO VOM BALATON

von

GY. MAJOROS

Die Schichtensäule und die bisherigen Untersuchungsergebnisse der 1969 niedergebrachten Bohrung Szabadbattyán-10 bestätigen mit wesentlichen Daten die Auflage, daß die jungpaläozoische Sedimentation in diesem Raum durch eine kontinentale Konglomerat—Sandstein-Fazies, eine darüber lagernde, marine Tonschiefer-Fazies mit Kalkstein-Zwischenlagerungen und durch eine darauf folgende Riffkalk-Fazies gekennzeichnet wird.

TÁJÉKOZÓDÓ JELLEGŰ RÉTEGTANI PALINOLÓGIAI VIZSGÁLATOK HAZAI KARBON IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEKEN

Írta: GÓCZÁN FERENC

A permnél idősebb paleozóos képződményeknek Intézetünkben 1969-ben megindult átfogó földtani újravizsgálatával kapcsolatban sor került e képződmények tájékozódó jellegű palinológiai vizsgálatára.

Első lépésként a karbon agyagpala összlet agyagos, márgás, agyagos mészkőrétegeiből vett mintákat tártuk fel. Ezek vizsgálata annak eldöntését célozta, hogy a kőzet növényi törmelékanyagának mennyiségétől és szénültségi, ill. metamorfizációs állapotától függően mely rétegcsoportokat érdemes további, részletes vizsgálatokra begyűjteni.

Így Nagyvisnyó, Mályinka, Szilvásvárad és Dédes környékéről felszíni feltárásokból 80 db (a Recsk-VI. és XII. sz. fúrásokból 12 db), a Szabadbattyán-9. sz. fúrásból 30 db, a cáki konglomerátumból 3 db, a Siklósbodony-1. sz. fúrásból 108 db és a Bogádmindszent-1. sz. fúrásból 64 db mintát tártunk fel és vizsgáltunk meg.*

Ezek alapján megállapíthattuk, hogy a szabadbattyáni fúrásokkal harántolt pelites karbon üledékek, valamint a cáki konglomerátum kötőanyagának növényi eredetű alkotórészei oly mértékben szénültek, ill. metamorfizáltak, hogy sejtes szerkezetük már nem ismerhető fel: metagrafit-grafit állapotban vannak. Ezek a szericitesedett aleuritok tehát már nem alkalmasak palinológiai vizsgálatokra.

Bár a Nagyvisnyó környéki növénylenyomatos agyagpala-rétegekből, ill. a palás sorozatból származó minták nagy része csakúgy, mint a siklósbodonyi és bogádmindszenti fúrásokból vizsgáltaké palinológiailag szintén meddőknek bizonyult, növényi törmelékanyaguk sejtes szerkezete a legtöbb esetben még vizsgálható volt. Ezek a képződmények a további részletes palinológiai vizsgálatokra reményteljeseknek mutatkoznak, annál is inkább, mivel mindkét fúrásból és a Nagyvisnyó környéki felszíni feltárásokból származó minták között akadt olyan is, amely sporomorpha-, ill. szerves vázú mikroplankton anyagot is tartalmazott. Igaz, hogy a két fúrásból eddig feltárt (összesen 172 db) mintából mindössze hatban találtunk egy-egy sporomorpha szemcsét és a Nagyvisnyó környéki feltárásokból gyűjtött, túlnyomóan múzeumi mintákként szereplő anyagból 80 közül csak egyetlen volt sporomorpha tar-

* Az É-magyarországi mintákat BADINSZKY P., BALOGH K., LEGÁNYI F., SCHRÉTER Z., TASNÁDI KUBACSKA A., a cáki konglomerátumból NAGY E., a szabadbattyáni fúrásból FELVÁRY GY. és GÓCZÁN F., a siklósbodonyi fúrásból HETÉNYI R. és a bogádmindszenti fúrásból származó mintákat GÓCZÁN F. gyűjtötte.

talmú, ez az egy azonban már rendkívül gazdag volt mind szövettörmelékben, mind spóra—pollen szemcsékben. Sőt ezeken kívül szervesvázú mikroforaminifera vázat és egy-két tengeri mikroplankton-maradványt is találtunk ebben a mintában.

Ezekből az adatokból nyilvánvaló, hogy e két terület redukciós közegben képződött pelites üledékei a további részletes vizsgálatok során mind genetikai, mind biosztratigráfiai és paleo-botanikai szempontból értékes adatokat szolgáltathatnak. Természetesen a felszíni feltárásokból új mintagyűjtés szükséges, mert az évtizedek óta nyitott feltárásokban a kőzet növényi mikromaradványainak nagy része már utólagosan eloxidálódott.

Az alábbiakban azokat a spóra—pollen- és plankton-maradványokat ismertetjük, amelyeket eddig meghatároztunk, ill. rétegtanilag értékeltünk. Hangsúlyozni kívánjuk, hogy rendszertani besorolásukat és taxonómiai értékelésüket még nem tartjuk lezártnak, mert erre az aprólékos és időigényes munkára jelenleg nem nyílt mód.

A Siklósbodony-1. sz. fúrás 798,6 méteréből vett minta gazdag növényi szövettörmelék mellett néhány spóraszemcsét is tartalmazott. Ezek közül jó megtartási állapota miatt említésre méltó egy, a *Cristatisporites* nemzetségbe sorolható alak, amely a *Cr. indignabundus* (Loose 1932) R. Pot. et Kr. 1954 ill. a *Cr. megaspinosus* (Ibrahim 1933) R. Pot. et Kr. 1954 között állónak tűnik és valószínűleg új fajt képvisel. A *Cr. indignabundus*-tól ui. a jól fejlett kyrtome-mal kísért világosan kivehető Y vonala és a cristák kifejlődése révén a *Cr. megaspinosus*-tól pedig jóval kisebb méretével és ovális belső kontúrjával különbözik. Ezt, az I. tábla 8—9. ábráin bemutatott példányunkat újabbak előkerüléséig *Cristatisporites* nov. sp. ind. megjelöléssel említjük.

Ugyanebből a mintából került elő egy példánya az *Anapiculatisporites spinosus* (Kosanke 1950) R. Pot. et Kr. 1954 fajnak is, amely ugyan szövettörmelékkel meglehetősen takart a preparátumban, de bélyegei alapján felismerhető. Ez a faj a Ruhr vidék felsőkarbonjából, a westfáliai emelet C zónájának alsó szintjéből és az É-amerikai felsőkarbonból (mely a westfáliai B zóna középső szintjétől a D zóna alsó szintjéig terjedő időegységnek felel meg) került elő. Találtunk még ezek mellett egy-egy exine-töredéket, amelyeket a *Conbaculatisporites*, ill. *Converrucosisporites* nemzetségbe lehet sorolni, közelebbi meghatározás nélkül.

A 779,6 m-ből vett mintából a nagy areájú, és az alsókarbontól a felsőkarbonig előforduló *Calamospora pallida* (Loose 1932) S. W. et B. 1944 fajt tudtuk meghatározni, egyetlen példányban.

A Bogádminszent-1. sz. fúrásból az 509,6—512,0 m és az 512,0—514,0 m mélységközökből gyűjtött minták tartalmaztak egy-egy roncsolt spóra-exinét. Az előzőből előkerültet a siklósbodonyi *Cristatisporistesszel*, az utóbbiban találtat az É-Szilézia karbonjából, a namuri emelet A zónájától a westfáliai emelet C zónájáig ismert *Canaliculatisporites spongiatus* Dybová et Jachowicz 1957 fajjal lehet egybevetni. Ezek biztos meghatározásától azonban a rossz megtartás miatt el kell tekinteni.

E két fúrásból említett spóramaradványok gyér száma a bezáró kőzet biztos rétegtani besorolásához ugyan kevésnek tűnik, de a viszonylag rövid fajöltőjű karbon sporomorpha-fajok összehasonlító irodalmi adatai alapján

valószínű, hogy a szóban forgó rétegek is a westfáliai emeletbe tartoznak. A biztos rétegtani besorolás miatt kívánatos az említett mélységközök sűrűbb mintavétel alapján történő további vizsgálata.

A nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágásból származó sötétszürke növénylenyomatos agyagpala-mintát az Intézet múzeumi gyűjteményéből bocsátották rendelkezésünkre. Ez a minta a siklósbodonyi páfránymaradványokkal azonosnak látszó levéllenyomatokat tartalmaz. E mintából, a levéllenyomatok megőrzése mellett tártunk fel egy részletet, amely rendkívül gazdag sporomorpha-anyagot tartalmazott.

A spóra-pollen együttesből eddig az alábbiakat határoztam meg:

Granulatisporites microgranifer Ibrahim 1933
Granulatisporites sp.
Verrucosisporites sp.
Crassispora (Planisporites) kosankei (R. Pot. et Kr. 1955) Bhardvaj 1957
Crassispora (Planisporites) ovalis Bhardvaj 1957
Raistrickia aculeata Kosanke 1950
Raistrickia superba (Ibrahim 1933) S. W. et B. 1944
Raistrickia sp.
Reticulatisporites sp.
Triquitrites tribullatus (Ibrahim 1932) R. Pot. et. Kr. 1956
Triquitrites trigallerus (Neves 1961) nov. comb.
Tripartites cf. *confragosus* Jach. 1962. var. *cumareus* Jach. 1966
cf. *Neoraistrickia drybrookensis* Sullivan 1964
Savitrisporites asperatus Sullivan 1964
Savitrisporites concavus Marshall et Smith 1965
Savitrisporites nux (Butterworth et Williams 1958) Sullivan 1964
Lycospora pellucida (Wicher 1934) S. W. et B. 1944
Lycospora pusilla (Ibrahim 1932) S. W. et B. 1944
Lycospora torquifer (Loose 1932) R. Pot. et Kr. 1956
Lycospora triangulata Bhardvaj 1957
Densosporites granulosus Kosanke 1950
Densosporites loricatus (Loose 1932) S. W. et. B. 1944
Densosporites parvus Hoffm., Stapl. et Mall. 1955
Densosporites ruhus Kosanke 1950
Densosporites sinuosus Kosanke 1950
Densosporites sp.
Cirratriradites arcuatus Guennel 1958
Florinites sp. 1
Florinites sp. 2
Potonieisporites sp.

A felsorolt fajokon kívül még számos apiculat, anapiculat, reticulat, foveolat, spinat stb. skulptúrájú mikrospóra van anyagunkban. Ezek meghatározása folyamatban van.

A sporomorpha együttesben a *Lycospora* nemzetség fajai dominálnak. Ezek együttes példányszáma a teljes sporomorpha tartalom mintegy 45—50%-át alkotják. Szubdominánsnak mondhatók a *Densosporites* nemzetség tagjai és a foveolat skulptúrájú trilét mikrospórák. A *Savitrisporites* és a *Raistrickia* fajok szintén gyakori előfordulásúak. Együttes értékük azonban nem haladja meg a 10%-ot. Változatos faj-, de kevés példányszámmal képviselt a *Reticulatisporites* nemzetség. A *Triquitrites* genus tagjai még ritkábbak. A *Tripartites*-hez sorolható maradványok közül pedig mindössze három példánnyal találkoztunk.

Ha a meghatározott fajok rétegtani értékeléséhez áttekintjük az area, fajöltő és dominancia viszonyukat, megállapíthatjuk, hogy az együttesben egyetlen olyan faj sem szerepel, amely eddig csak az alsókarbonból ismert és olyan fajunk sincs, amelynek fellépése csak a stefániai emeletre szorítkozna. A leghosszabb fajöltőjűek a namuri emelettől a stefániai emelet alsó szakaszáig találhatók. A domináns elemek *(Lycospora* fajok) akmae-ja viszont a westfáliai emeletre esik. Ezen belül a legnagyobb gyakoriság a westfáliai B és C zónákra jut. Ezek alapján *sporomorphaegyüttesünk kora a felsőkarbon westfáliai emeletének B—C zónájában jelölhető meg.* Nem mond ellent ennek az a néhány faj sem, amely eddig csak a namuri emeletből ismert [*Savitrisporites asperatus* SULLIVAN 1964, *Triquitrites trigalerus* (NEVES 1961)], mivel ezeket csak az utolsó 10 évben írták le.

Ami e vegetáció-maradvány rokonságát illeti, a közös fajok alapján a Ruhr vidéki, a Saar-medence, és a pennsylvániai felsőkarbon flórákat kell megemlíteni, de számos kapcsolat mutatkozik a yorkshirei és a donyeci kőszénmedencék westfáliai maradványegyütteseivel is.

Ezek a kapcsolatok, amelyek nyilvánvalóan a paleobotanikai és ősnövényföldrajzi kapcsolatokon túl paleogeográfiai relációkat is tükröznek, pontosabban csak a teljes sporomorpha anyag feldolgozása után lesznek megrajzolhatók.

A 10 fényképtáblán bemutatott felvételek Opton fotomikroszkóppal készültek és 1000×-es nagyításúak.

IRODALOM

ALPERN, B. 1960: Répartition stratigraphique de quelques Microspores du Carbonifère supérieur français. — Proc. of the International Committee for coal petrology. 3. pp. 173—176.

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Föld. Int. Évk. 48. 2. pp. 1—719.

BUTTERWORTH, A.—SPINNER, E. 1967: Lower Carboniferous spores from North-West England. — Palaeontology. 10. 1. pp. 1—24.

Catalog of Fossil Spores and Pollen: Vol. 5, 6, 7, 13, 17, 18, 20, 22, 27.

DYBOVÁ, S. J.—JACHOWICZ, A. 1966: Sporomorfy Tetraporinazdolnego namuru Zagłębia Górnośląskiego. — Mikroflóra Karbonu Polski. 1. pp. 197—208.

FELIX, J. CH.—BURBRIDGE, P. P. 1967: Palynology of the Springer Formation of Southern Oklahoma, U.S.A. — Palaeontology. 10. 3. pp. 349—425.

GUPTA, S. 1969: Palynology of the Upper Strawn series (Upper pennsylvanian) of Texas above the Fusulina zone. — Palaeontographica Abt. B. Bd. 125., Liefg. 4—6., pp. 150—196.

HABIB, D. 1966: Distribution of Sporae and Pollen assemblages in the Lower Kittaning Coal of Western Pennsylvania. — Palaeontology. 9. 4. pp. 629—666.

HOFFMEISTER, S. W.—STAPLIN, F. L.—MALLOY, R. E. 1955: Mississipian plant Spores from the Hardinsburg Formation of Illinois and Kentucky. — Journal of Paleontology. 29., 3. pp. 372—399.

JACHOWICZ, A. 1966: Mikrospory Tripartites z osadów namuru górnośląskiego. — Mikroflora Karbonu Polski. 1. pp. 105—173.

JACHOWICZ, A. 1967: Mikroflora Warstw Zarebiańskich z Gór Świetokrzyskich. — XLIX. pp. 7—108.

LIABEUF, J. J.—DOUBINGER, J. et ALPERN, B. 1957: Caractères palynologiques des

Charbons du stéphanien de quelques gisements français. — Revue de Micropaléontologie. 10. 1. pp. 3—14.

LJUBER, A. A. 1955: Atlasz szpora i pülcü paleozojszkih otlozsenij Kazahsztana. pp. 5—125.

MARSHALL, A. E.—SMITH, A. H. V. 1965: Assemblages of Miospores from some Upper Carboniferous coals and their Associated Sediments in the Yorkshire coalfield. — Palaeontology. 7. 4. pp. 656—673.

NEVES, R. 1961: Namurian Plant Spores from the Southern Pannines, England. — Palaeontology. 4. 2. pp. 247—279.

PLAYFORD, G. 1963: Lower Carboniferous Microfloras of Spitsbergen. I. Teil. — Palaeontology, 5. 3. pp. 550—617; — II. Teil. — Palaeontology. 5. 4. pp. 619—678.

POTONIÉ, R. 1932: Sporenformen aus den Flözen Ägir und Bismarck des Ruhrgebietes. — Neues Jahrbuch für Miner. Geol. und Paläontologie 67. Beil. Bd. Abt. B. pp. 438—454.

RICHARDSON, J. B. 1960: Spores from the Middle Old Red Sandstone of Cromarty, Scotland. — Palaeontology. 3. 1. pp. 45—63.

ROTAY, A. 1938: Stratigraphy of the Lower Carboniferous of the Kuznetsk basin. — Trans. of the Centr. Geol. Prosp. Inst. Fasc. 102—105. pp. 3—80.

STAPLIN, F. L—JANSONIUS, J. 1964: Elucidation of some paleozoic Densospores. — Palaeontographica Abt. B. 114. Liefg. 4—6. pp. 95—117.

SCHEMEL, M. P. 1950: Carboniferous plant spores from Daggett County, Utah. — Journal of Paleontology, 24. 2. pp. 232—244.

SULLIVAN, H. J. 1964: Miospores from the Drybrook Sandstone and Associated measures in the forest of Dean basin, Gloucestershire. — Palaeontology. 7. 3. pp. 351—392.

SULLIVAN, H. J. 1968: A Tournaisian spore flora from the Cementstone Group of Ayreshire, Scotland. — Palaeontology. 11. 1. pp. 116—131.

VENKATACHALA, B. S.—BHARDWAJ, D. C. 1962: Sporological study of the coals from Falkenberg (Falquemont) Colliery, Lothringen (Lorrain). — The Palaeobotanist. 11. pp. 159—207.

INFORMATIVE STRATIGRAPHISCH-PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN KARBONISCHEN ABLAGERUNGEN IN UNGARN

von

F. GÓCZÁN

Im Zusammenhang mit der durch die Ungarische Geologische Anstalt 1969 begonnenen umfassenden geologischen Neuuntersuchung prä-permischer paläozoischer Formationen wurde ein vorläufiges, informatives, stratigraphisch-palynologisches Studium karbonischer Formationen vorgenommen. Die vom dabei vorgefundenen Sporomorphen-Material bisher bestimmten Arten werden auf 10 Tafeln vorgelegt und die sporenführenden Ablagerungen stratigraphisch erfaßt. Aufgrund der Areal- und stratigraphischen Reichweite-Verhältnisse der dominanten Elemente wird der dunkelgraue Tonschiefer mit Pflanzenabdrücken von Nagyvisnyó zu Zonen B—C der Westfal-Stufe gerechnet. Das gleiche Alter wird auch für die durch die Bohrung Siklósbodony-1 in 798,6 m durchteufte, dunkelgraue Schluffsteinschicht bestimmt. Es wird betont, daß die endgültige systematische Einordnung und taxonomische Auswertung der Sporomorphen erst beim Abschluß des Themas gegeben wird.

I. Tábla — Tafel I.

1— 3. *Granulatisporites microgranifer* IBRAHIM 1933

4— 5. *Granulatisporites microgranifer* IBRAHIM 1933

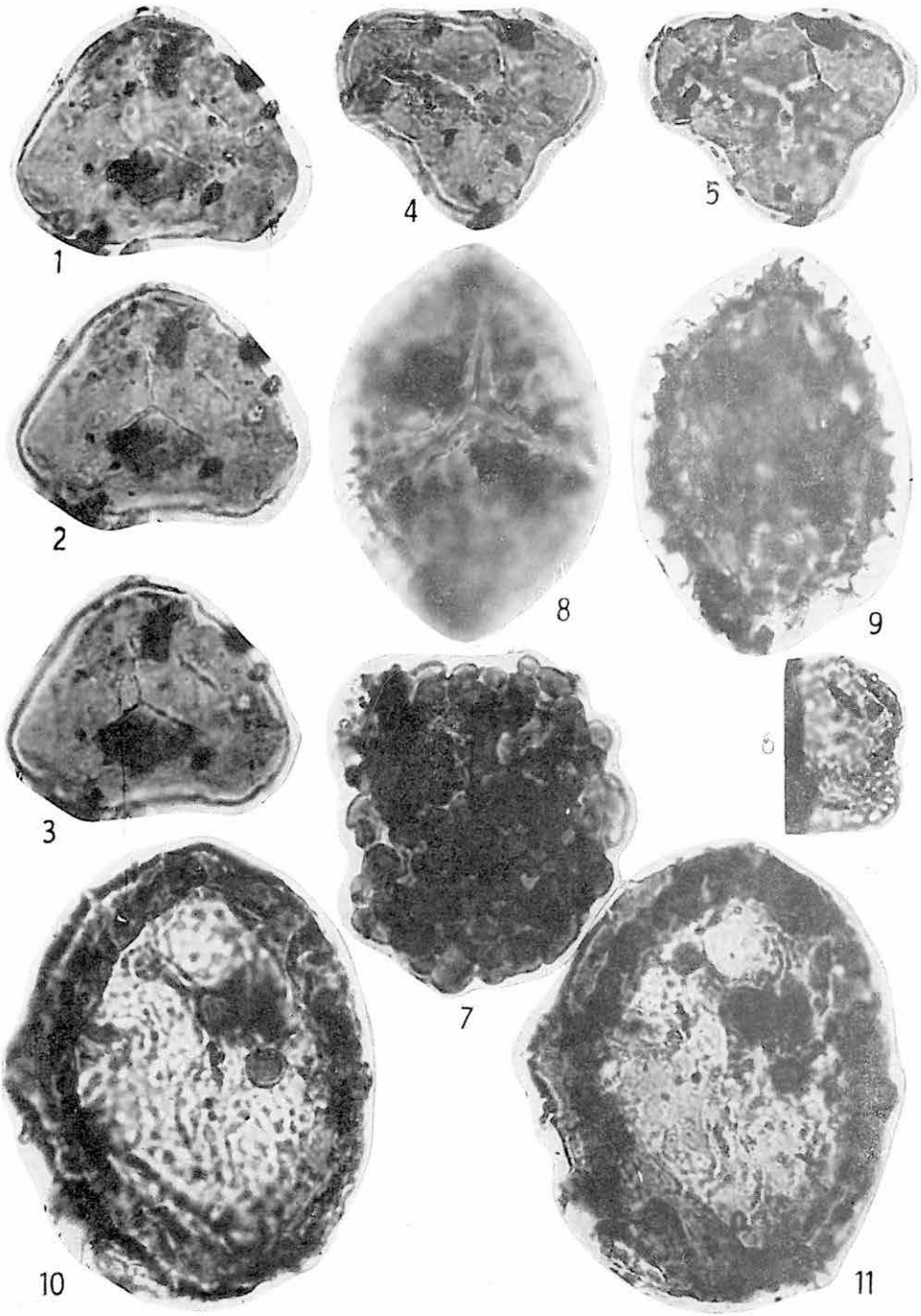
6. *Granulatisporites* sp.

7. *Verrucosisporites* sp.

8— 9. *Cristatisporites* nov. sp. ind.

10—11. *Crassispora (Planisporites) ovalis* BHARDWAJ 1957

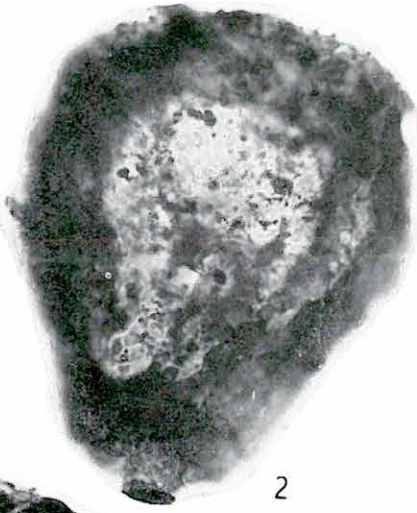
Az I. tábla 8., 9. ábrái a Siklósbodonyi-1. sz. fúrás 798,6 m-éből vett mintából származó spóráról, az összes többi a nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás sötétszürke agyagpalából kinyert sporomorpharól készült, 1000×-es nagyítású képek.


1
4
5
2
8
9
3
7
6
10
11

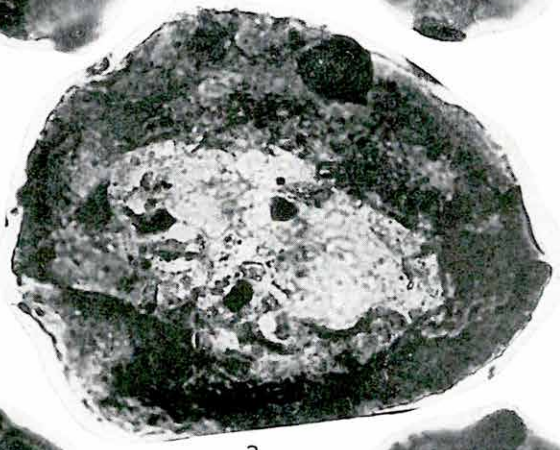
II. Tábla — Tafel II.

1—5. *Crassispora (Planisporites) kosankei* (R. POT. et KR. 1955) BHARDWAJ 1957

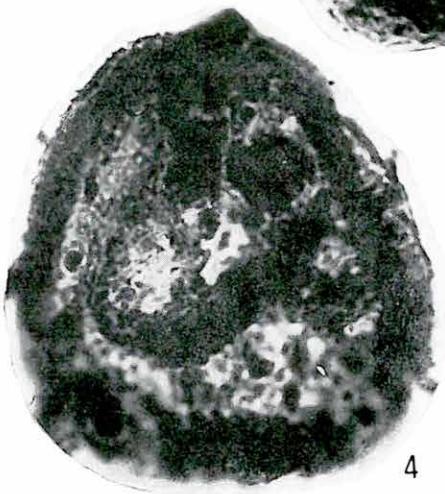
1



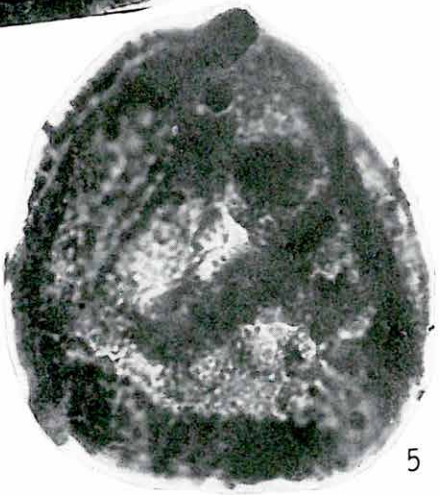
2



3



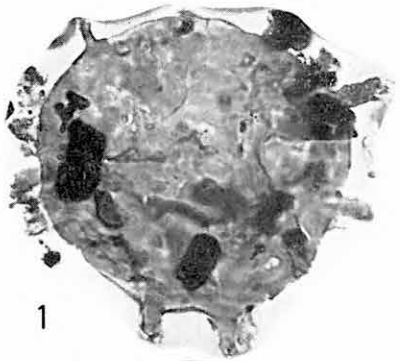
4

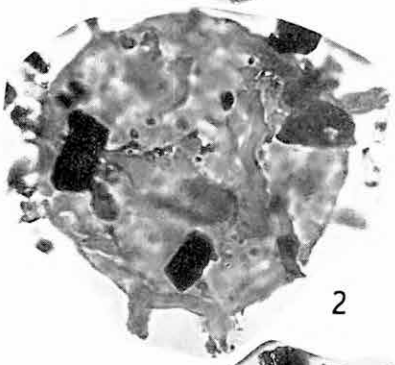


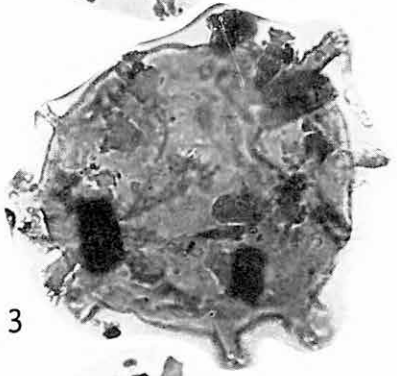
5

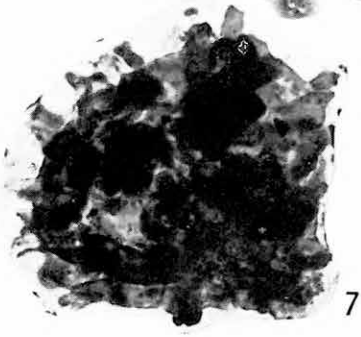
III. Tábla — Tafel III.

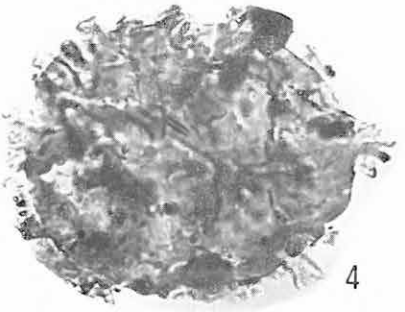
1—8. *Raistrickia superba* (IBRAHIM 1933) S. W. et. B. 1944

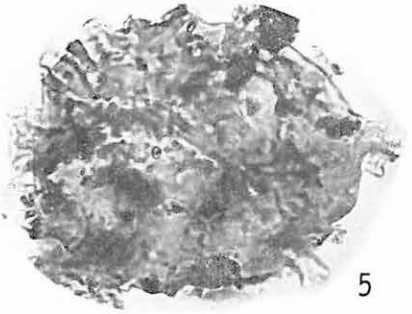

1

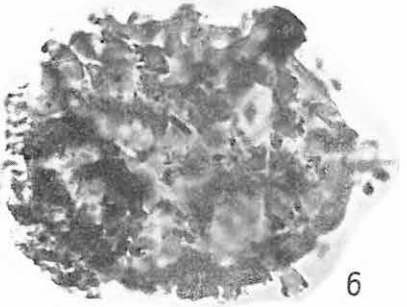

2

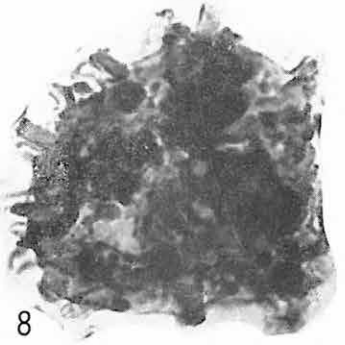

3


7


4


5


6


8

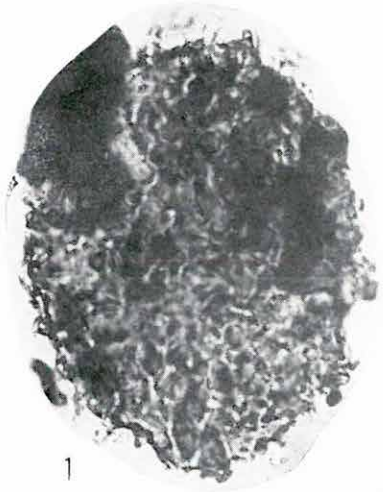
IV. Tábla — Tafel IV.

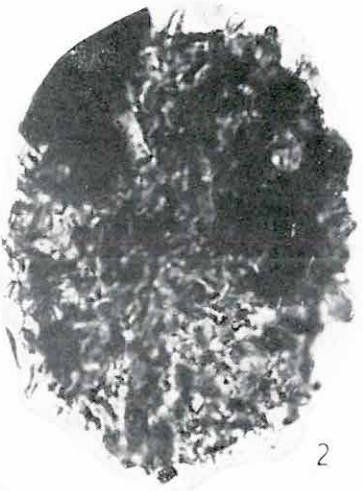
1—2. *Raistrickia aculeata* KOSANKE 1950

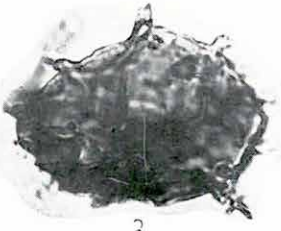
3. *Raistrickia* sp.

4—6. *Reticulatisporites* sp.

7—8. *Triquitrites tribullatus* (IBRAHIM 1932) R. POT. et KR. 1956


1


2


3

4

5

6

7

8

V. Tábla — Tafel V.

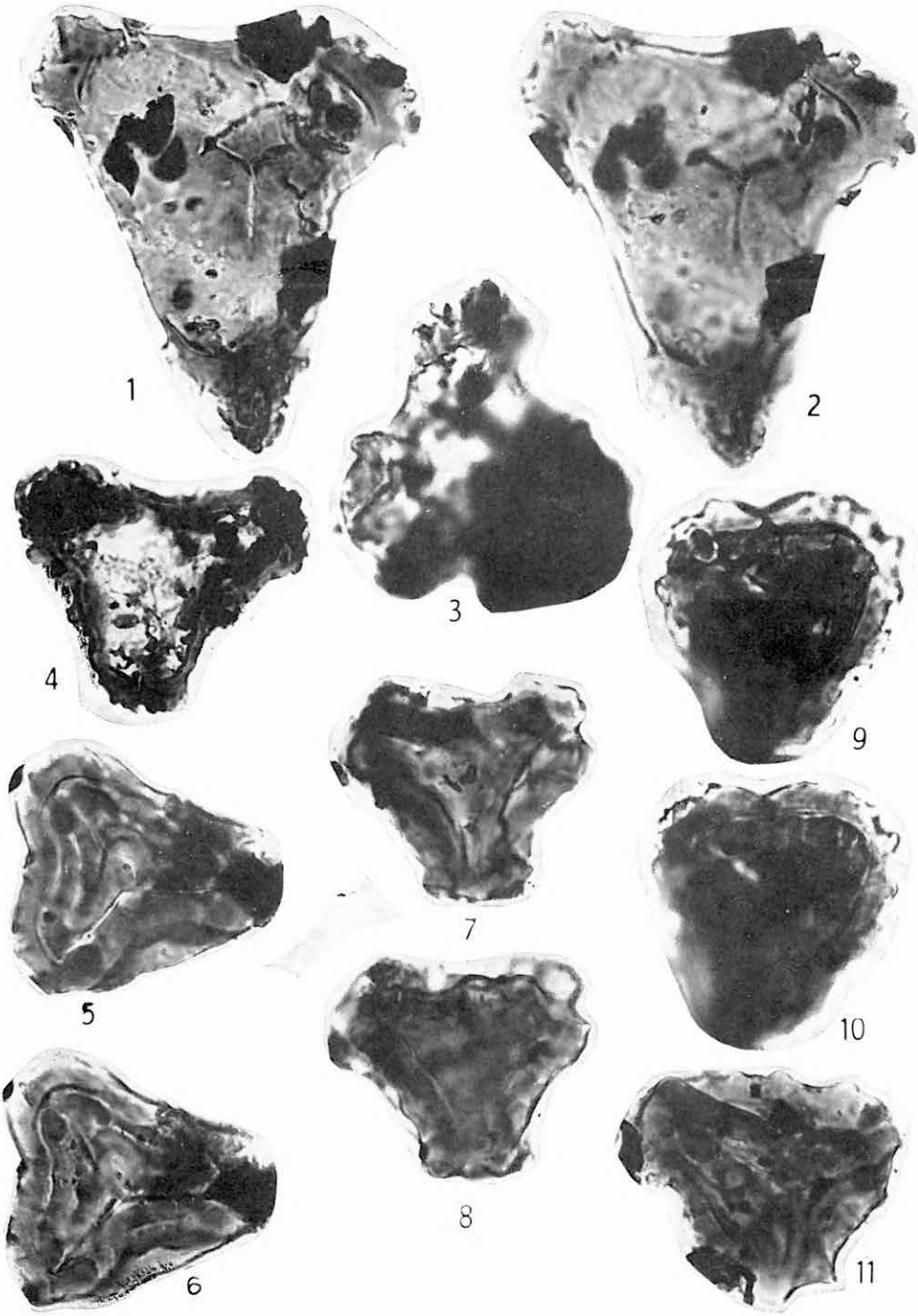
1— 2. *Triquitrites trigallerus* (NEVES 1961) nov. comb.

3. *Tripartites* cf. *confragosus* JACH. 1962 var. *cumareus* JACH. 1966

4. cf. *Neoraistrickia drybrookensis* SULLIVAN 1964

5— 8. *Savitrisporites asperatus* SULLIVAN 1964

9—11. *Savitrisporites concavus* MARSHALL et SMITH 1965


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

VI. Tábla — Tafel VI.

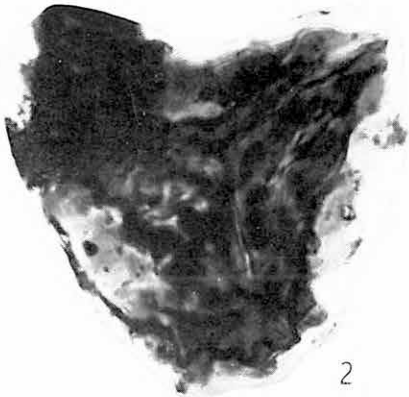
1— 4. *Savitrisporites nux* (BUTTERWORTH et WILLIAMS 1958) SULLIVAN 1964

5— 6. *Lycospora pellucida* (WICHER 1934) S. W. et B. 1944

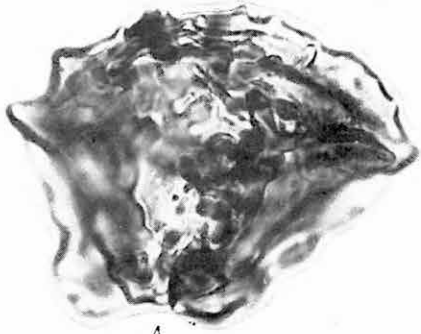
7— 8. *Lycospora pusilla* (IBRAHIM 1932) S. W. et. B. 1944

9—11. *Lycospora torquifer* (LOOSE 1932) R. POT. et KR. 1956

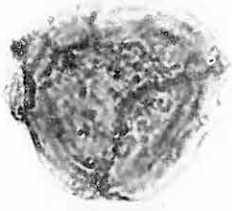
1


2

3

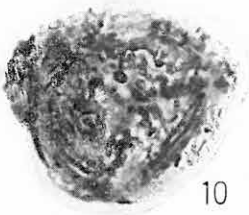

4

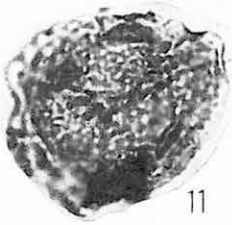
5

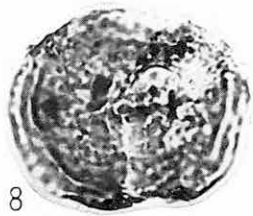

9

6

7


10


11


8

VII. Tábla — Tafel VII.

1— 2. *Lycospora triangulata* BHARDWAJ 1957

3. *Densosporites granulosus* KOSANKE 1950

4— 5. *Densosporites loricatus* (LOOSE 1932) S. W. et B. 1944

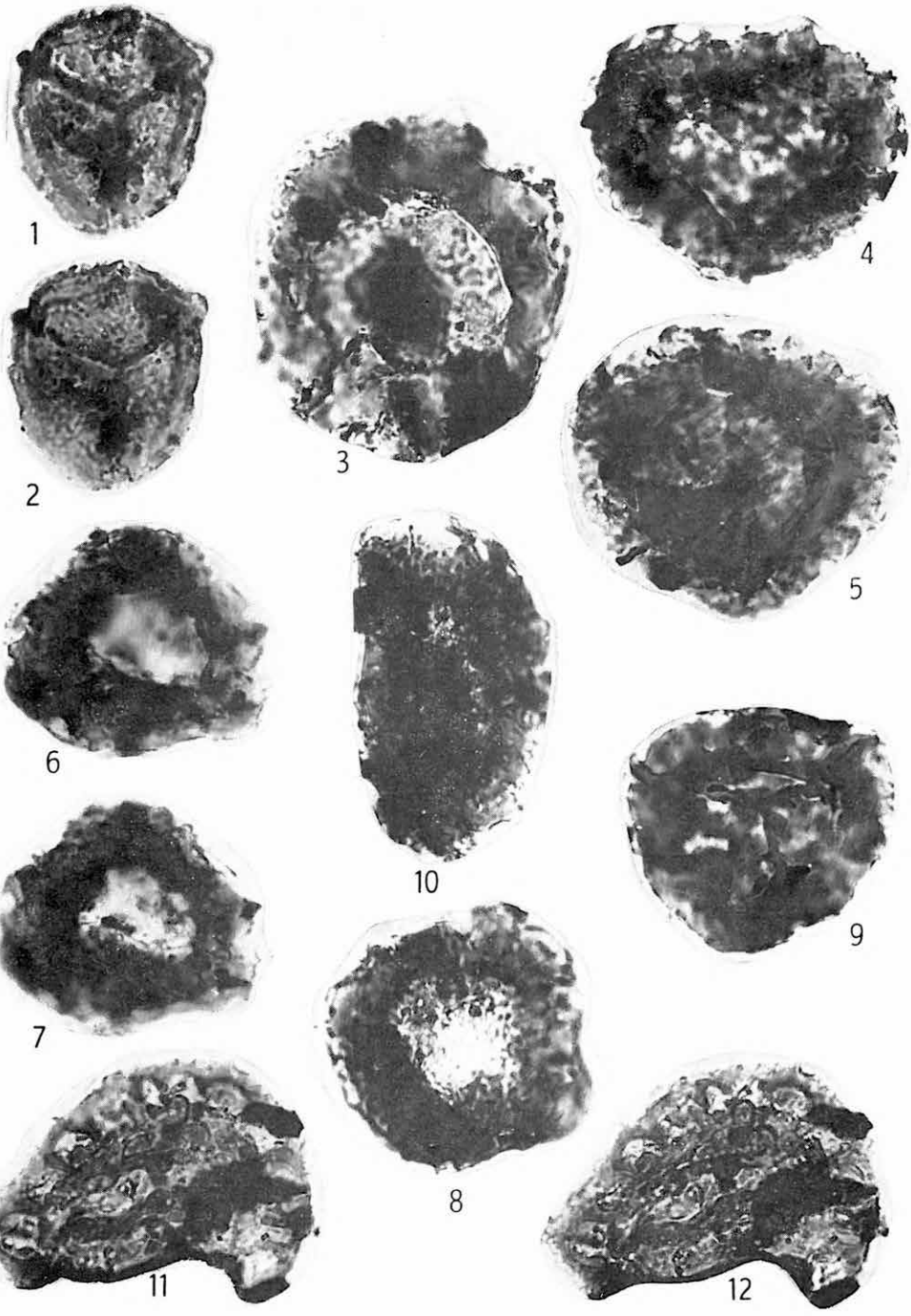
6— 7. *Densosporites parvus* HOFFMEISTER, STAPLIN et MALLOY 1955

8. *Densosporites ruhus* KOSANKE 1950

9. *Densosporites sinuosus* KOSANKE 1950

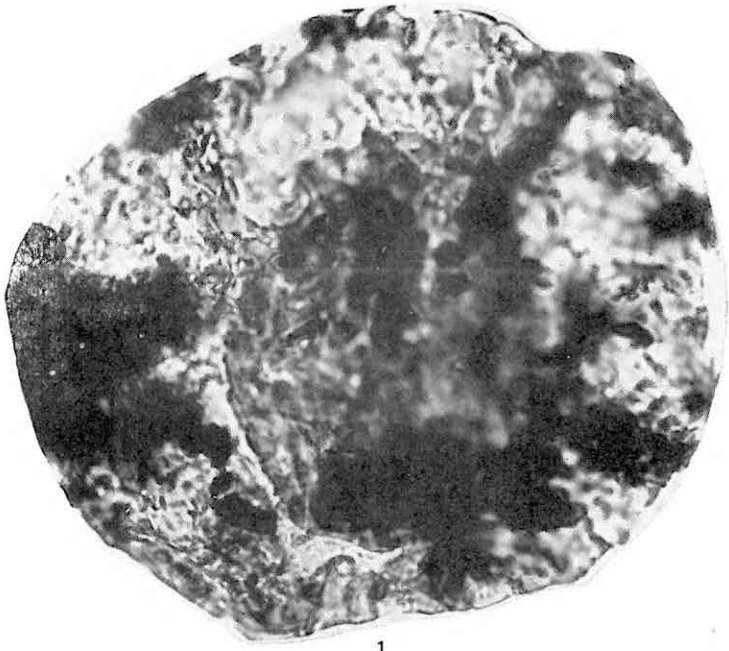
10. *Densosporites* sp.

11—12. *Cirratriradites arcuatus* GUENNEL 1958

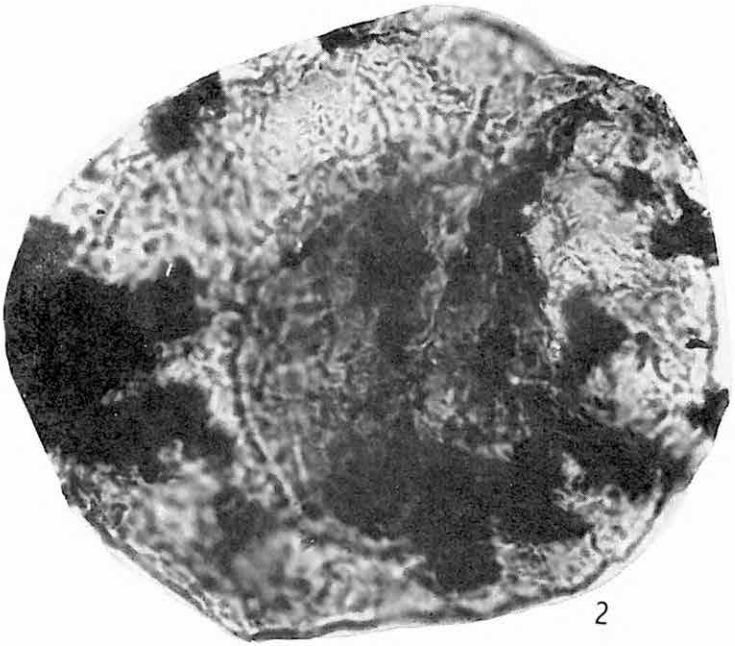

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

VIII. Tábla – Tafel VIII.

1—2. *Florinites* sp.



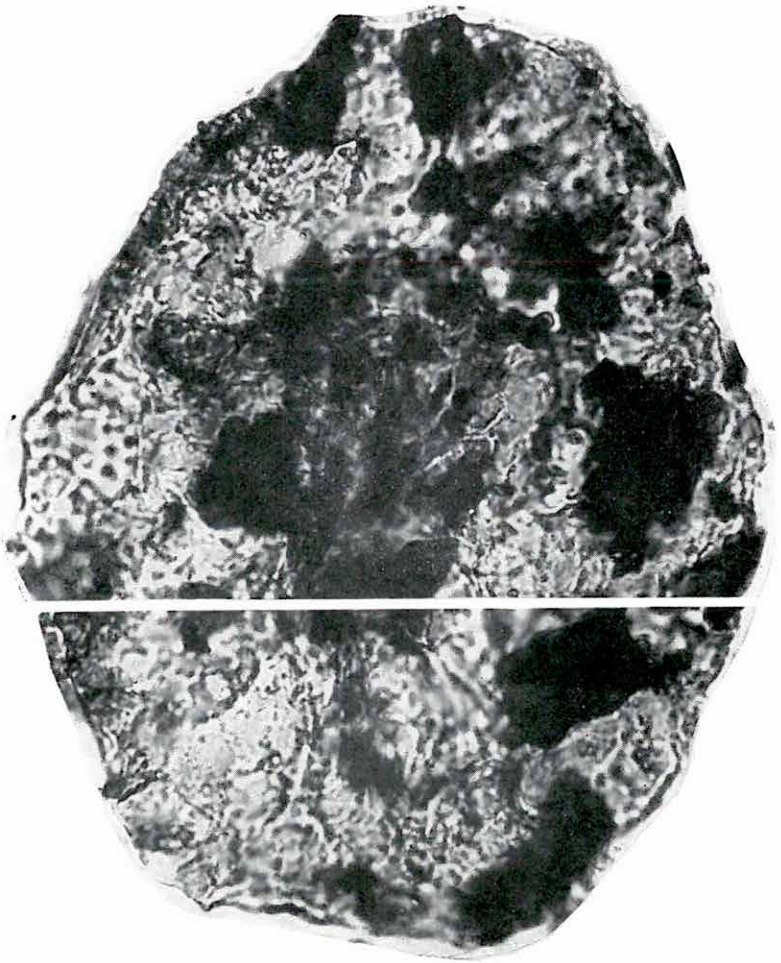
1



2

IX. Tábla — Tafel IX.

1. *Florinites* sp.

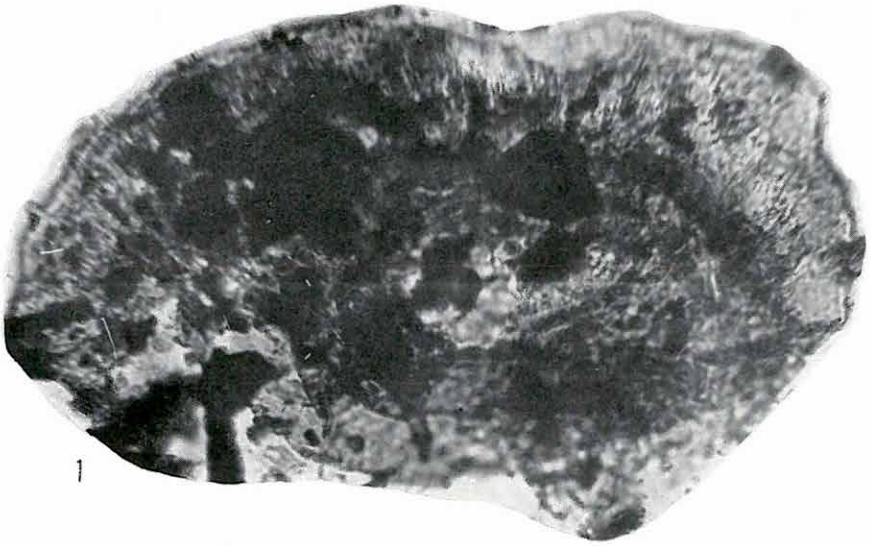


1

X. Tábla — Tafel X.

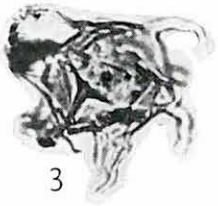
1—2. *Potonieisporites* sp.

3—4. *Micrhystridium stellatum* DEFLANDRE

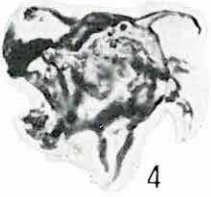


1

2



3



4

ADATOK A HAZAI PALEOZÓIKUM MIKROPALEONTOLÓGIÁJÁHOZ

Írta: SIDÓ MÁRIA

A hazai paleozóos képződmények átfogó vizsgálata keretében megkezdtük a mikropaleontológiai anyag áttekintését, revízióját s kiegészítő vizsgálatát. A rendelkezésemre bocsátott anyag 1969. évi vizsgálatának néhány eredményéről röviden az alábbiakban számolok be.

A minták különböző kutatási területekről (Dél-Dunántúl, Balaton-felvidék, Szabadbattyán környéke, Szendrői-hegység, Bükk hegység), részben a felszínről, részben mélyfúrásokból és kutatóaknákból származtak. (A Dél-Dunántúl és a Szendrői-hegység területének ópaleozóos anyagából a VI. táblán mutatunk be szemelvényeket.) A még publikálásra nem került, ill. újabban meghatározott Bükk hegységi Foraminiferák közül a IV—V. táblán néhány jellegzetes alakot közlünk. A témakidolgozás jelen stádiumában főleg a szabadbattyáni karbon mikrofauna és a cáki konglomerátum kavicsanyagából (HAJÓS M. kísérleti feltárásai során) előkerült Foraminiferák ismertetését tartjuk fontosnak.

Szabadbattyán környékéről a Sz. 6. sz. fúrás 92,80 méteréből származó mintát (I., II., III. tábla), a Sz. 10. sz. fúrás 298,5—670,0 m közti szakaszából vett kőzetmintákat, valamint az érckutató táró bitumenes mészkőösszletéből készült régebbi vékonycsiszolatokat (I—III. tábla) és iszapolási anyagot vizsgáltam. Egyes vékonycsiszolatokban elég gazdag ősmaradványtársulást: *Radiolaria, Foraminifera, Ostracoda, Mollusca* és *Echinodermata* maradványokat, valamint mészalgák különböző irányú metszeteit figyeltem meg.

A Szabadbattyán 10. sz. fúrás rétegsorában az iszapolható, lazább kőzetanyag nagyon kevés (csak 1—2 példány), erősen átkristályosodott, még nemzetségre sem meghatározható *Foraminiferát,* igen kevés *Radiolariát* és *Mollusca* héjtöredéket tartalmazott.

A Sz. 10. sz. fúrásból származó szürke, helyenként erősen bitumenes m é s z k ő vékonycsiszolatában ellenben a kis egyed- és fajszámú nagy-Foraminiferák, a Fusulinidae-félék: 1—2 *Plectofusulina* sp., *Fusulinella* sp., *Codonofusinella* sp. mellett a kis-Foraminiferák elég gyakoriak. Nagyobb faj- és egyedszámmal főleg az *Endothyra*-félék, majd az *Endothyranopsis* sp., *Endothyranella* div. sp., *Quasiendothyra* sp. különböző irányú metszeteit figyeltem meg. Elég gyakoriak az *Archaeodiscus* és *Climacammina* metszetek is. Néhány *Glomospira, Glomospirella,* valamint *Globivalvulina bulloides* BRADY és *Glyphostomella* sp. is előfordul. A Bükk hegységből megismert *Tetrataxis conina* EHRENB. és a *Climacammina major* MOROZOVA faj is megvan.

A bitumenes, foraminiferás mészkőminták összfaunaképét, az egyes egyedek megjelenését, eloszlási arányát a rendelkezésünkre álló, régebben megismert és részletesen feldolgozott (SIDÓ M. 1969) Bükk hegységi felsőkarbon rétegek *Foraminifera* társulásával vetettük össze. A szabadbattyáni szürke, sötétszürke bitumenes mészkő *Foraminifera*-faunaképe hasonló a Bükk hegységi képződményekéhez, melyek kora felsőkarbon.

A *c á k i* konglomerátum kavicsanyagának oldási maradékából néhány koptatott, de fajra meghatározható *Endothyra* került elő, melyek az *Endothyra radiata* var. *tateana* HOWCHIN fajjal voltak azonosíthatók. A konglomerátum rétegtani helyzete mind ez ideig bizonytalan, a meghatározott faj felsőkarbont jelez.

A vizsgált minták BALOGH K. (BK), KUBACSKA A. (K) és NAGY E. gyűjtéséből származnak.

IRODALOM

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. 2.

HERAK, M.—KOCHANSKY, V. 1963: Bükkhegységi újpaleozóos mészalgák. — Geol. Hung. ser. Pal. fasc. 28.

KISS J. 1957: Érces földtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. — Földt. Közl. 88. p. 27—41.

KOCHANSKY-DEVIDE, V. 1955: Karbonske i Permske Fusulinidne Foraminifere Velebite i Like. — Rad. Jugoslav. Akad. Znanosti i Umgetnosti. Knyige 305.

MAJZON L. 1955: A Bükkhegység paleozóos Foraminiferái. — Földt. Közl. 85. pp. 461—465.

ORAVECZ J. 1964: Szilúr képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. 94. 1.

ORAVECZ J. 1965: Szilúr kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — Föld. Közl. 95. 4.

ROZOVSZKAJA, SZ. E. 1963: Bükkhegységi Fusulinidák. — Geol. Hung. ser. Pal. fasc. 28.

SIDÓ M. 1969: A Bükkhegységi újpaleozóos kis Foraminiferák őslénytani és rétegtani tanulmányozása. — Akad. Kiadó. (Kézirat leadva 1969).

BEITRAG ZUR MIKROPALÄONTOLOGIE DES PALÄOZOIKUMS IN UNGARN (SILUR—DEVON—KARBON)

von

M. SIDÓ

Im Berichtsjahr wurden eine Übersichtsstudium, eine Revision und eine ergänzende Untersuchung von prä-permischen Mikrofossilien vorgenommen. Das untersuchte Material stammte aus silurischen Gesteinen — vor allem Kieselschiefern — von der Umgebung von Alsóörs im Balatonhochland, sowie vom Raume der Ortschaft Szalatnak im N-Vorland des Mecsek-Gebirges. Vermutlich devonische Fossilien wurden im Jákfalva — eine Ortschaft, die zum Faziesgebiet des Szendrő-Gebirges gehört — gefunden. Vom Bükk-

Gebirge werden nur jene karbonischen Mikrofossilien erwähnt, die in der früheren Arbeit der Autorin (M. Sidó 1969) nicht publiziert wurden. Die oberkarbonischen Foraminiferen des bituminösen Kalksteinkomplexes von Szabadbattyán, sowie die im Konglomerat von Cák gefundene liegendkarbonische Foraminiferen-Art setzen die stratigraphische Stellung der Formationen in neues Licht.

I. Tábla — Tafel I.

Szabadbattyáni bitumenes mészkő

1. *Tolypammina* sp. 83×
2. *Glomospirella* sp. 39×
3. *Glomospirella* sp. 27,5×
4. *Glomospira* sp. 39×
5. *?Ammodiscus* sp. 68×

6— 7. *Archaeodiscus* sp. 83×

8— 9. *Archaeodiscus* sp. 39×

10. *Endothyranopsis* sp. 27,5×

11—12. *Climacammina* sp. 31×

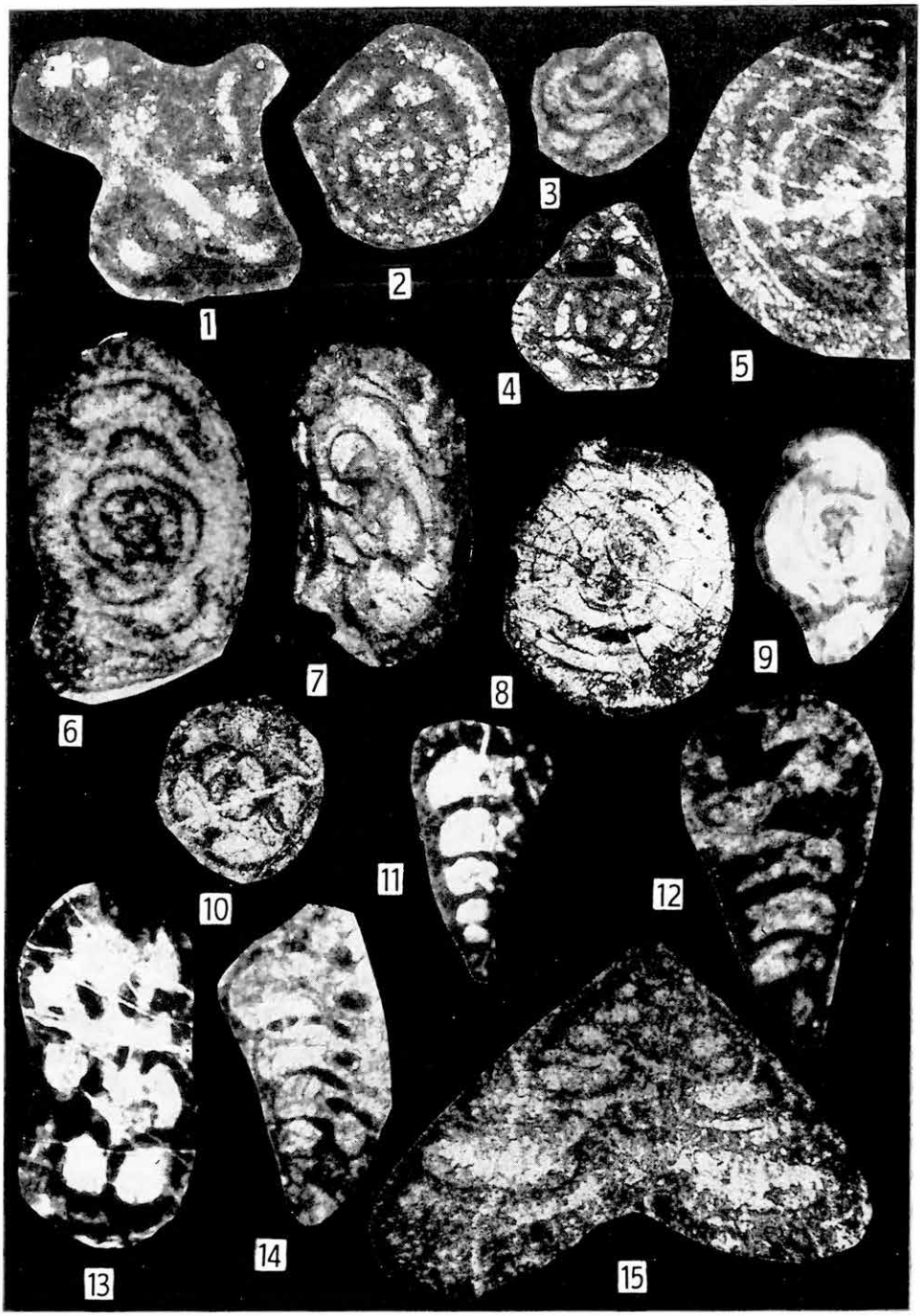
13. *Climacammina major* MOROZOVA 31×

14. *Climacammina* sp. 31×

15. *Tetrataxis conica* EHRENBERG 82×

Lelőhelyek:

1., 2., 4., 6., 7., 14.: Szabadbattyán 6. sz. fúrás 92,80 m
3., 5., 8—13., 15.: Szabadbattyán, érckutató tároló


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

II. Tábla — Tafel II.

Szabadbattyáni bitumenes mészkő

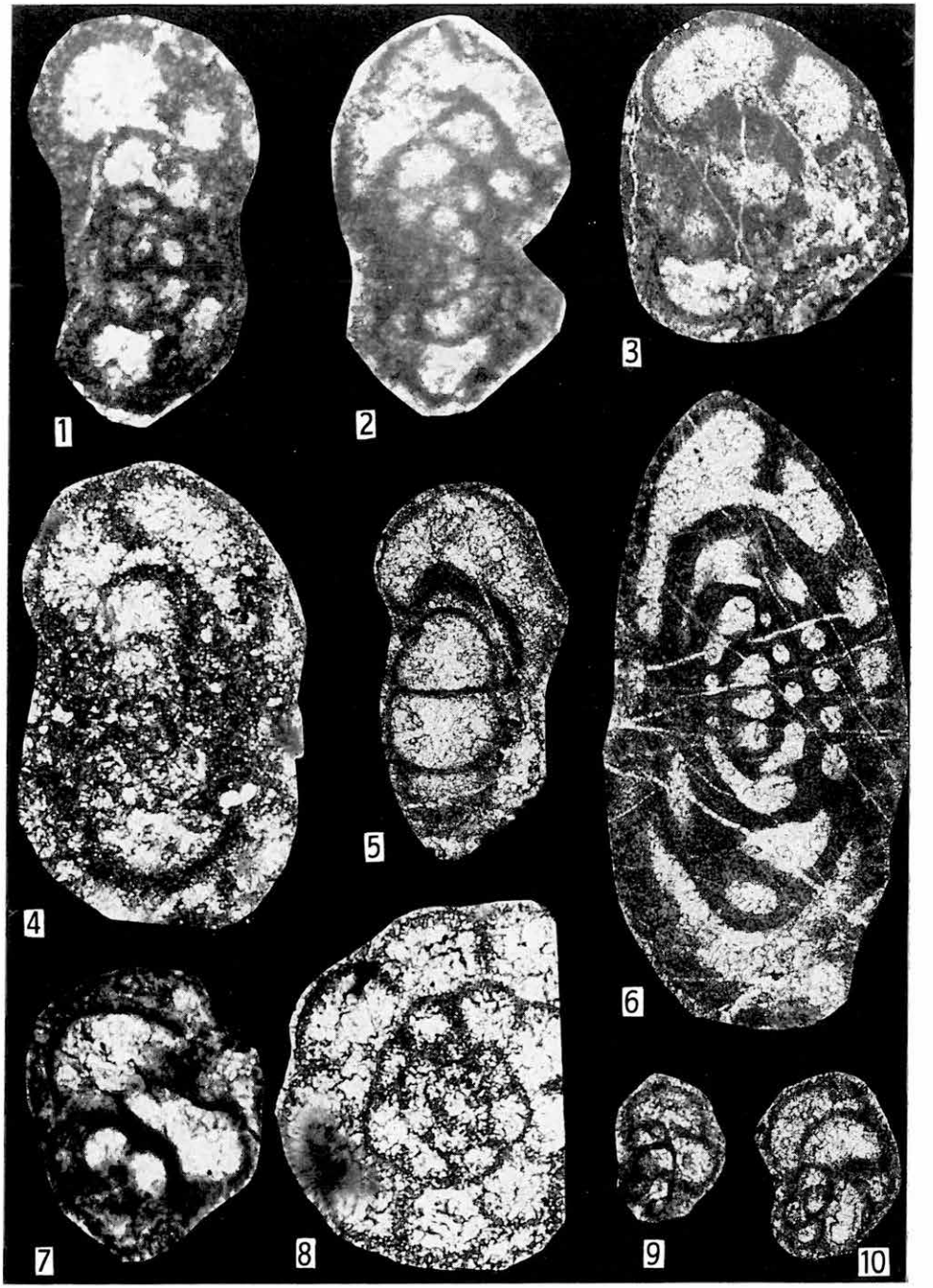
1. *Endothyra* sp. 1 39×
2. *Endothyra* sp. 2 39×
3. *Endothyra* sp. 3 39×
4. *Endothyra* cf. *pauciloculata* CUSHMAN et WATERS 39×

5, 8. *Endothyra* cf. *conspicua* HOWCHIN 39×

6. *Endothyra* sp. 4 68×
7. *Glyphostomella* sp. 39×
9. *Globivalvulina* sp. 31×
10. *Endothyranella mineralis* (LIPINA) 31×

Lelőhelyek:

1—10.: Szabadbattyán 6. sz. fúrás 92,80 m


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

III. Tábla — Tafel III.

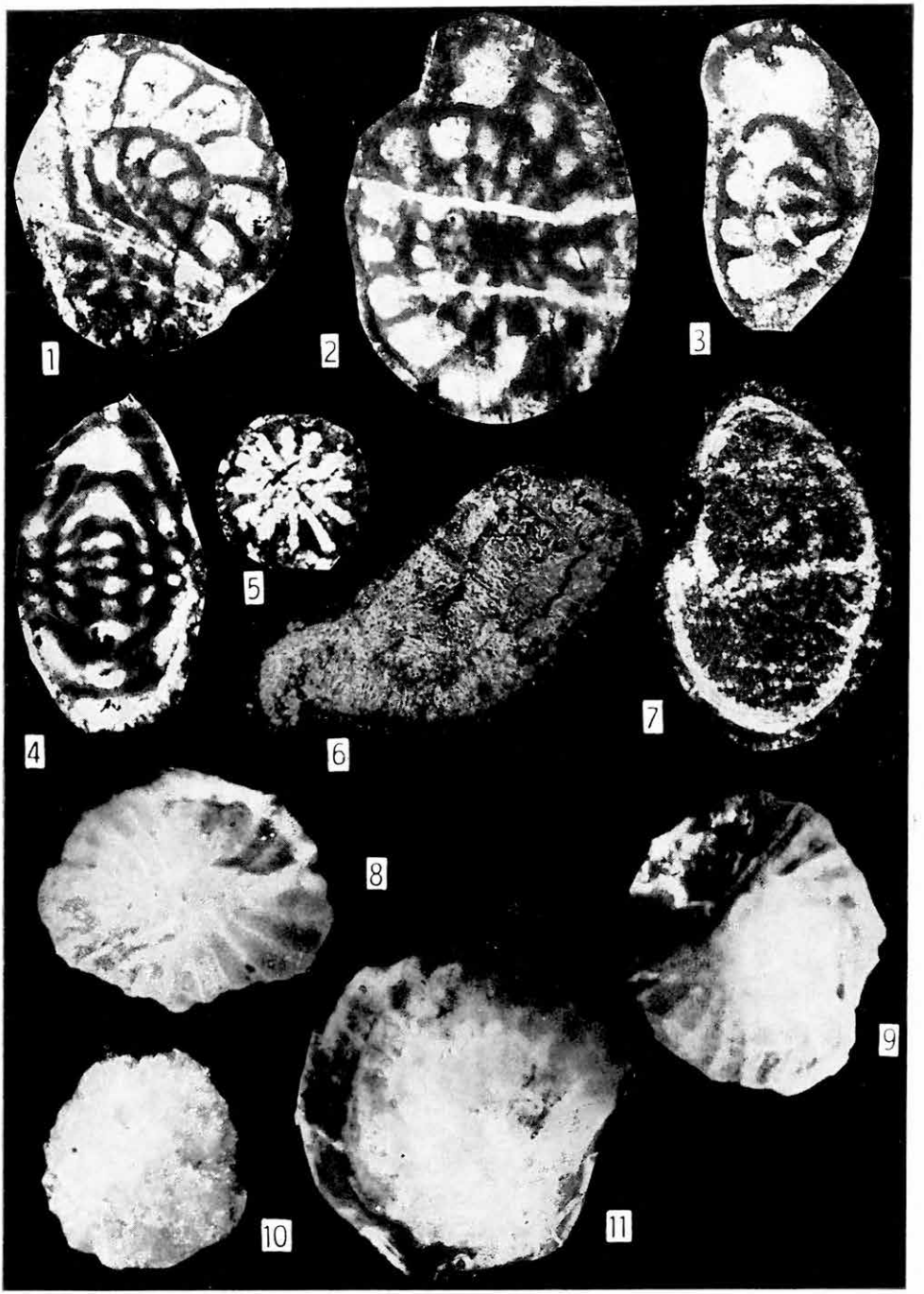
Szabadbattyáni bitumenes mészkő és cáki konglomerátum

1. *Quasiendothyra* sp. 39×
2. *Plectofusulina* sp. 39×
3. *Codonofusiella* sp. 31×
4. *Ozawainella* cf. *angulata* COLANI 39×
5. *Echinoidea* tüske 39×
6. *Echinodermata* vázelem 68×
7. *Ostracoda*-teknő (sérült) 68×

8—11. *Endothyra radiata* BRADY var. *tateana* HOWCHIN 50×

Lelőhelyek:

1, 2, 4—7.: érckutató táró
3.: Szabadbattyán 6. sz. fúrás 92,80 m
8—11.: cáki konglomerátum kavicsából


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

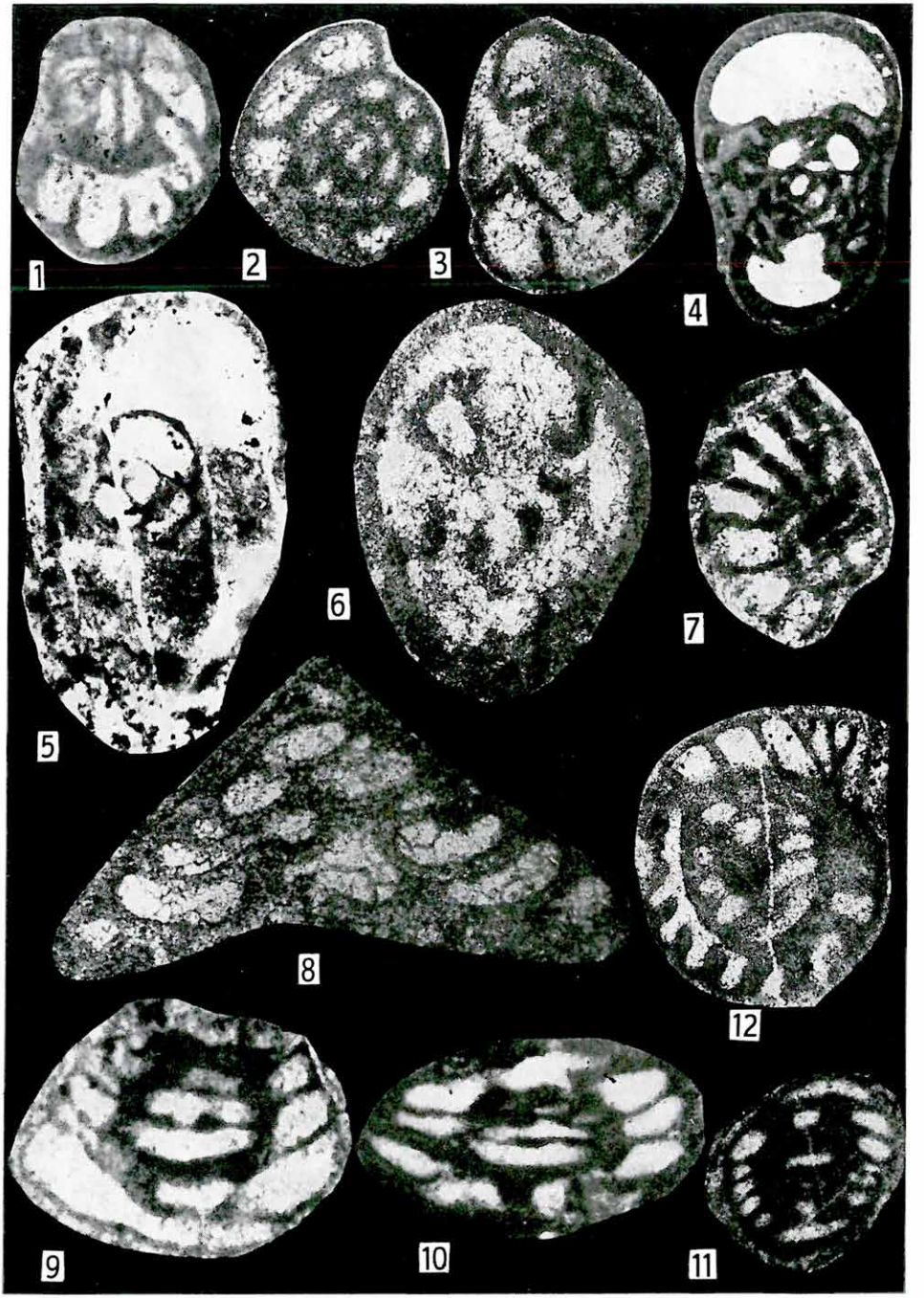
IV. Tábla — Tafel IV.

Bükk hegységi felsőkarbon mészkő

1. *Endothyra* sp. 289/959 BK 39×
2. *Endothyra* sp. (1/27) (NAGY E.) 68×
3. *Endothyra* sp. (NAGY E.) 68×
4. *Bradyina magna* ROTH et SKINNER K/65×
5. *Bradyina* sp. 18/1957 BK 83×
6. *Glyphostomella* sp. 18/957 BK 83×
7. *Fusulinida* sp. K/65 31×
8. *Tetrataxis maxima* SCHELLWIEN (NAGY E.) 68×
9. ?*Fusiella* sp. 18/957 BK 83×
10. *Schubertella* sp. 18/957 BK 39×
11. *Schubertella* sp. 60/954 BK 31×
12. *Schubertella* sp. (1/33) (NAGY E.) 27,5×

Lelőhelyek:

1—11.: Nagyvisnyó
12.: Tótfaluvölgy


1
2
3
4
5
6
7
8
12
9
10
11

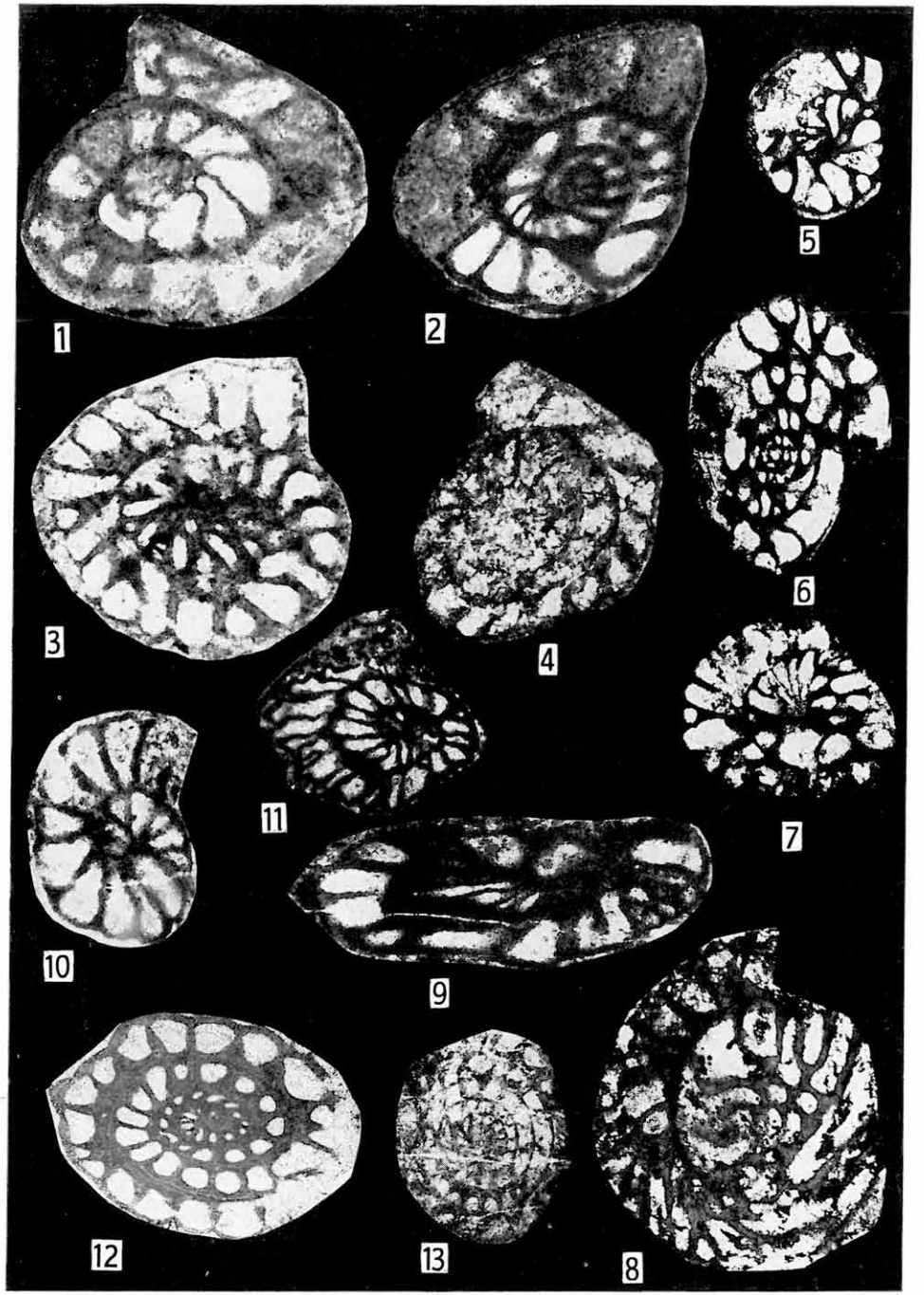
V. Tábla — Tafel V.

Bükk hegységi felsőkarbon mészkő

1. *Plectofusulina* sp. 4/957 BK 31×
2. *Plectofusulina* sp. K/65 39×
3. *Plectofusulina* sp. K/65 24×
4. *Plectofusulina* sp. 18/95 BK 24×
5. *Fusulinida* sp. ind. (NAGY E.) 39×
6. *Fusulinida* sp. ind. (NAGY E.) 39×
7. *Fusulinida* sp. ind. (NAGY E.) 39×
8. *Fusulinida* sp. ind. (NAGY E.) 39×
9. *Fusulinida* sp. ind. 18/957 BK 31×
10. *Fusulinida* sp. ind. 2/957 BK 83×
11. *Fusulinida* sp. ind. 24×
12. ?*Brevaxina* sp. (NAGY E.) 24×
13. *Nankinella* sp. 18/957 BK 39×

Lelőhelyek:

1—7, 9, 10, 12, 13.: Nagyvisnyó
8.: Nagyvisnyó, Dédesi szőlők
11.: Nagyvisnyó, Dezsőkő


1
2
5
3
4
6
11
7
10
9
12
13
8

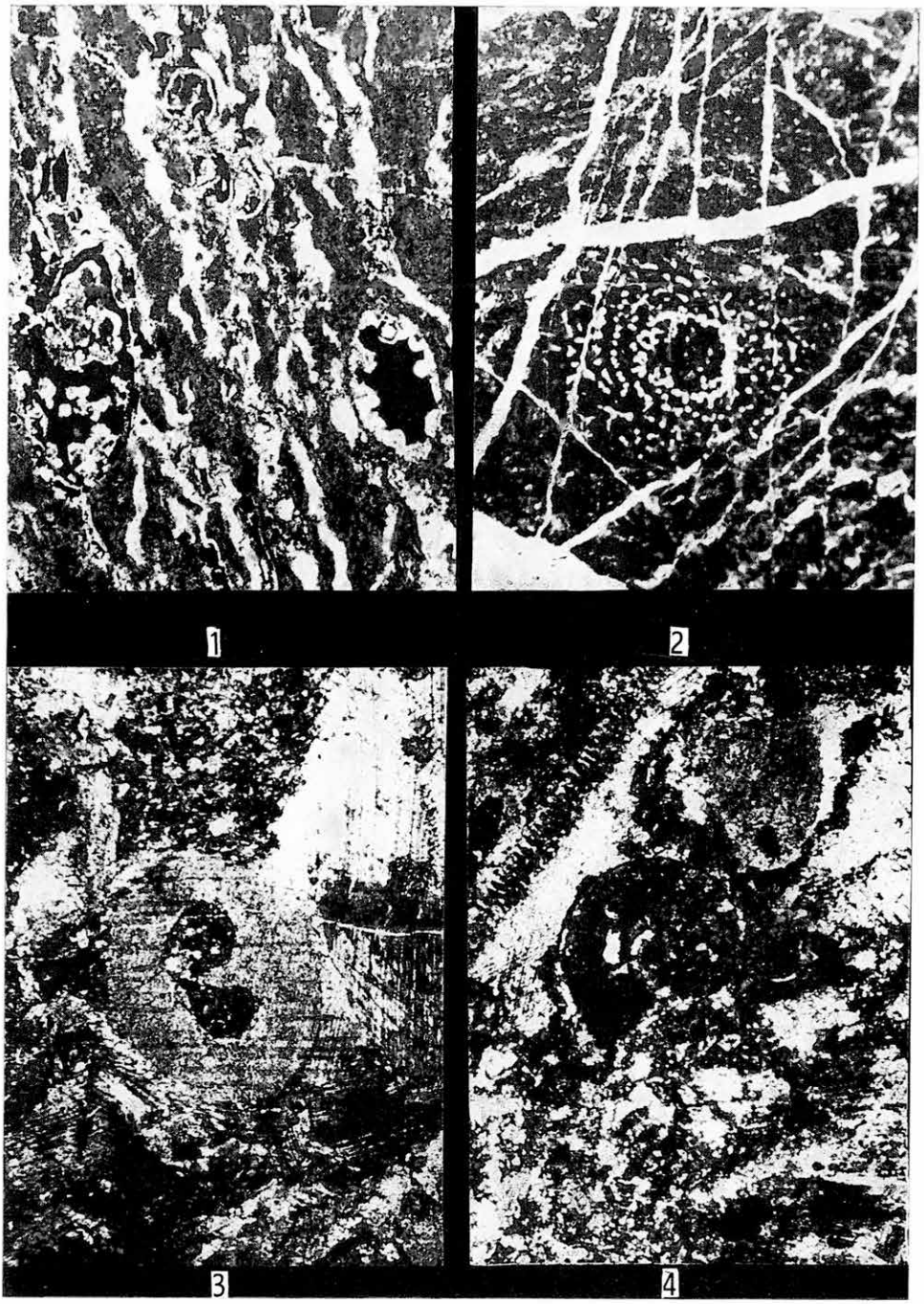
VI. Tábla — Tafel VI.

1. Graptoliteszes kovapala 68×
2. Mészalgás kovapala (szilúr) 68×

3—4. Echinodermatás mészkő (a 4. képen Cephalopoda embrionális metszetével) devon? 47×

Lelőhelyek:

1.: Alsóörs kutatóárok
2.: Szalatnak 3. sz. f. 485 m
3—4.: Jákfalva 25. sz. f. 147—170 m


1
2
3
4

PALEOZÓOS KŐZETMINTÁK KÍSÉRLETI CONODONTA FELTÁRÁSA

Írta: HAJÓS MÁRTA

A paleozóos kőzetminták komplex földtani—őslénytani vizsgálatai a *Conodonta*-vizsgálatokra is kiterjedtek. E maradványcsoport világszerte, így a környező államokban is jelentős helyet foglal el az őslénytani vizsgálatok sorában. Még jelentősebb szerepe van a paleozóos üledékek rétegtani taglalásában.

A feltárásokat az Őslénytani Osztály laboratóriumában, a *Conodonta*-vizsgálatoknál bevezetett eljárással végeztük. A kőzetmintákat dió nagyságú darabokra törtük. A mechanikai felaprózás után a karbonátos kőzeteket 10—15%-os hangyasavval oldottuk, az agyagos kőzeteket H_2O_2-vel kezeltük. Mind az oldódó, mind a kovás kötőanyagú, savban oldhatatlan kőzetekből egyidejűleg kőzettani vékonycsiszolatot készítettünk.

Az oldási maradékot 0,1, 0,3 és 1,0 mm ∅ lyukbőségű szitasorozaton átmostuk. A 0,1—0,3 mm közötti szemcseátmérőjű oldási maradékot bromoformmal könnyű és nehéz fajsúlyú ásványi összetevőkre bontottuk. Az így fajsúly szerint szétválasztott oldási maradékot és ugyanazon kőzet vékonycsiszolatát mikroszkóposan vizsgálva az alábbi eredményeket közölhetjük.

Szendrői-hegység

A rakacai kőfejtő (Márványbánya) szürke, fehérfoltos, kristályos, szemcsés mészkövének kőzettani vékonycsiszolatában szerves maradványt nem találtunk. Nagyobb mennyiségű kőzet oldási maradékából egy ovaloid alakú *Echinoidea* (I. tábla 1—2), több haluszony-tüske és indet. kitines maradvány került elő (I. tábla 9—14).

Rakacaszenden a Nagykosárhegy ÉNy-i részén az átkristályosodott gumós, bitumenes, kalciteres mészkő kvarcitjában a kőzettani vékonycsiszolatban fonalalga maradványokat találtunk (I. tábla 17).

Szendrőtől a Szendrőlád felé vezető műút jobb oldalán, az Abodi-völgy elágazásánál gyűjtött meszes homokkő vékonyhéjú *Ostracoda* és egy többkamrás, mikrogyűrődéses, vékonyhéjú *Bryozoa*, valamint haluszony-tüske maradványát tartalmazta (I. tábla 7—8, 15—16).

Szendrőládon a remetedombi feltárás (a műúttól 100 m-re) szürke kristályos mészkövéből több kamrából álló, rossz megtartású, barna színű, feltehetőleg *Foraminifera*? (I. tábla 3—4) töredéke és egy *Echinoidea* (vékony bekérgezett, belül üreges) tüske került elő (I. tábla 5—6).

Upponyi-hegység

A Láz-hídtól 500 m-re, a Dédestapolcsány felé vezető új műút bevágásának jobb oldalán gyűjtött sötétszürke bitumenes mészkő oldási maradékából 1 db, erősen piritesedett, kalcitszemcsés—átkristályosodott *Echinoidea*? tüske (III. tábla 1—2), halúszó-tüske (III. tábla 3—4) kort és fáciest nem jelző maradványa került elő.

A dédesi szőlőknél — Dédestapolcsány felé a műút bal oldalán — aprókristályos alga? maradványos mészkő került vizsgálatra. A dédestapolcsányi katolikus templomnál SCHRÉTER Z. gyűjtéséből származó szürkésbarna mészkő kőzettani vékonycsiszolatában mészalga maradványokat találtunk.

Szabadbattyán

A Szb. 10. sz. fúrás 338,5—340,1 m-éből fekete bitumenes, korallos, brachiopodás, kalciterekkel átjárt mészkő vékonycsiszolati képe egy *Brachiopoda* réteges, lemezes héjának és egy *Tetracorallia* metszetét mutatja (II. tábla 1). A Szb. 10. sz. fúrás 343,4 m-éből a brachiopodás bitumenes mészkő oldási maradékából származó sok henger alakú, vékonyabb-vastagabb csövecske, koralloknak, mészalgáknak és *Bryozoáknak* maradványa (II. tábla 2—3) került elő. Az oldási maradékból néhány teljesen koptatott és ezért fajra meg nem határozható *Foraminifera* is előkerült (II. tábla 4—5).

Polgárdi kőfejtő

Világosszürke és sárga, finomszemcsés, kristályos mészkő oldási maradékából *Crinoidea* kehely-íz rövid nyéllel (II. tábla 6—7), *Foraminifera* töredéke (II. tábla 8—9) és *Bryozoa* töredék (II. tábla 10—12) került elő.

Cák

A kőfejtő konglomerátum-lencséinek sötétszürke, éles-szögletes, alig koptatott finomkristályos mészkőkavicsait világos, szürkésfehér finomkristályos, szericites mészkő cementálja. NAGY E. gyűjtéséből több mint 50 kg kőzet oldási maradékát vizsgáltuk. A nagy mennyiségű oldási maradék uralkodóan kvarcszemcse. A szerves maradvány igen kevés: *Foraminifera*, mészalga, barna piritesedett *Hydrozoa*? töredékek, *Molluscum* héjtöredéke, *Crinoidea* nyéltag (III. tábla 16) és *Bryozoa* (III. tábla 5—10).

A *Foraminifera* — SIDÓ MÁRIA meghatározása — *Endothyra radiata* BRADY var. *tateana* HOWCHIN felsőkarbon üledékekből ismert. A mészalga, *Dasycladaceae*? (III. tábla 11—15) meghatározása még további vizsgálatokat igényel.

Az oldási maradékból előkerült *Bryozoa* maradványok a *Fenestella* LONSDALE 1839 genushoz sorolhatók, lemezes vagy csöves apró töredékek (III. tábla 5—10). A *Fenestella* nemzetség a karbon időszakban a legelterjedtebb.

A cáki konglomerátum kavicsanyaga az oldási ősmaradványok alapján karbon időszaki, vagy ennél fiatalabb, *Bryozoa*-telepes, korallos, crinoideás sekélytengeri, esetleg brackvízi képződmény.

A csekély számú maradvány alapján megállapíthattuk, hogy paleozóos kőzeteink vizsgált mintái olyan sekélyvízi—korallos és koralltelepes üledékek, melyek biofáciese a *Conodonta* maradványok jelenlétét kizárja.

IRODALOM

Balogh K. 1964: A Bükk-hegység földtani képződményei. — Földt. Közl. 48. 2. p. 327.

Conil, R.—Lys, M. 1964: Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). Première partie: Algues et Foraminifères. — Mém. de l'Inst. Géol. de l'Univ. de Louvain. Tom. 23.

Cooper, P. 1967: Spinatrypa and Spinatrypina. (Devonian Brachiopoda.) — Paleontology 10. 3. pp. 489—523. London.

Fritsch, F. E. 1956: The structure and reproduction of the Algae. — 1. Cambridge.

Herak, M.—Kochansky, V. 1963: Bükk-hegységi újpaleozóos mészalgák. — Geol. Hung. ser. Pal. fasc. 28, pp. 45—77.

Knapp, W. D. 1969: Declinida, a new order of Late Paleozoic inadunate Crinoids. — Journ. of Paleont. 43. 2. pp. 340—391. Menasha, Wisconsin.

Miller, F. C. 1961: Type specimens of the genus Fenestella from the Lower Carboniferous of Great Britain. — Palaeont. 4. 2. pp. 221—242. London.

Orlov, A. J. 1963: Vodoroszli, mohoobraznyie, pszilofitovie, plaunovugynyie, cslenyisztosztebelnyie, paporotnyiki. — Osznovü Paleont. Izd. Akad. Nauk. SzSzSzR. Moszkva.

Zimmermann, W. 1959: Die Philogenie der Pflanzen. — pp. 66—71. Stuttgart.

VERSUCHE ZUM AUFSCHLIEßEN VON CONODONTEN AUS PALÄOZOISCHEN GESTEINSPROBEN

von

M. Hajós

Mehrere Doppelzentner von paläozoischem Material aus ca. 200 Fundorten wurden mit allgemein bekannten Methoden auf Conodonten untersucht. Die Aufschluß-Methode wurde anhand eines bekanntlich conodontenführenden ausländischen paläozoischen Materials und ungarischer Trias-Proben kontrolliert. Die Versuche der Autorin haben bisher keine paläozoischen Conodonten geliefert, doch wurden während der Aufschlußarbeiten mehrere, zu anderen Organismengruppen gehörenden Fossilien gefunden (Tafeln I—III).

I. Tábla — Tafel I.

1— 2. *Echinoidea* sp. 50×
Rakaca, kőfejtő

3— 4. *Foraminifera* sp.? 50×
Szendrőlád, Remetedomb, a műúttól 100 m-re

5— 6. *Echinoidea* sp. tüske 20×
Szendrőtől Szendrőlád felé, az út jobb oldalán

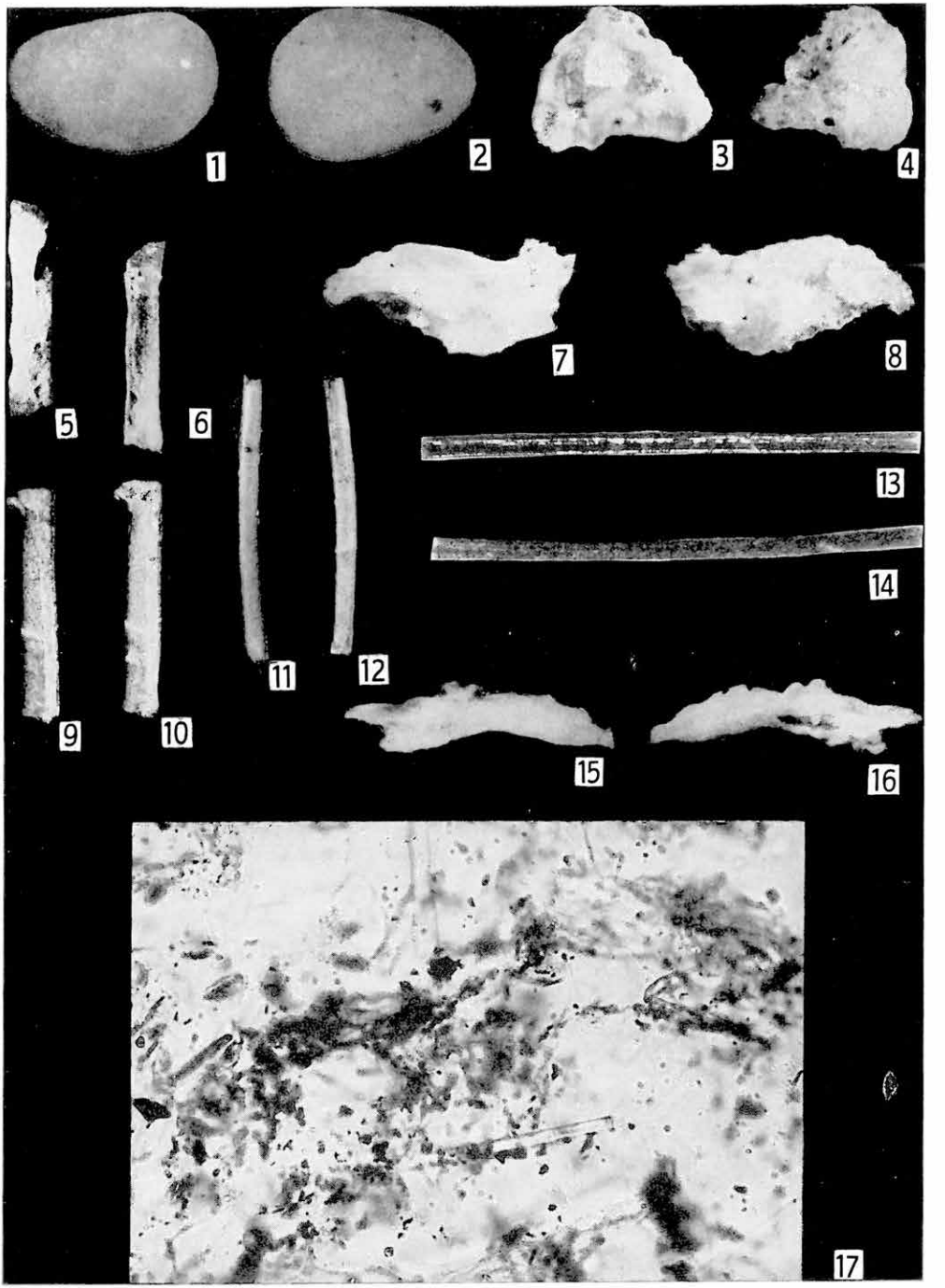
7— 8. *Bryozoa* sp. 50×
Szendrőtől Szendrőlád felé, az abodi völgyelágazásnál

9—12. Haluszony-tüske 20×
Rakaca, kőfejtő

13—14. Haluszony-tüske 75×
Rakaca, kőfejtő

15—16. *Bryoza* sp. 20×
Szendrőtől Szendrőlád felé, a műút jobb oldalán, az abodi völgyelágazásnál

17. Fonalalga (csiszolati kép)
Rakacaszend, Kopaszhegy


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

II. Tábla — Tafel II.

1. *Brachiopoda*, *Tetracorallia* 27,5×
Szabadbattyán, 10. sz. fúrás 338,5—340,1 m

2. *Bryozoa* sp. 20×
Szabadbattyán, 10. sz. fúrás 343,4 m

3. Mészalga vagy korall? 20×
Szabadbattyán, 10. sz. fúrás 343,3 m

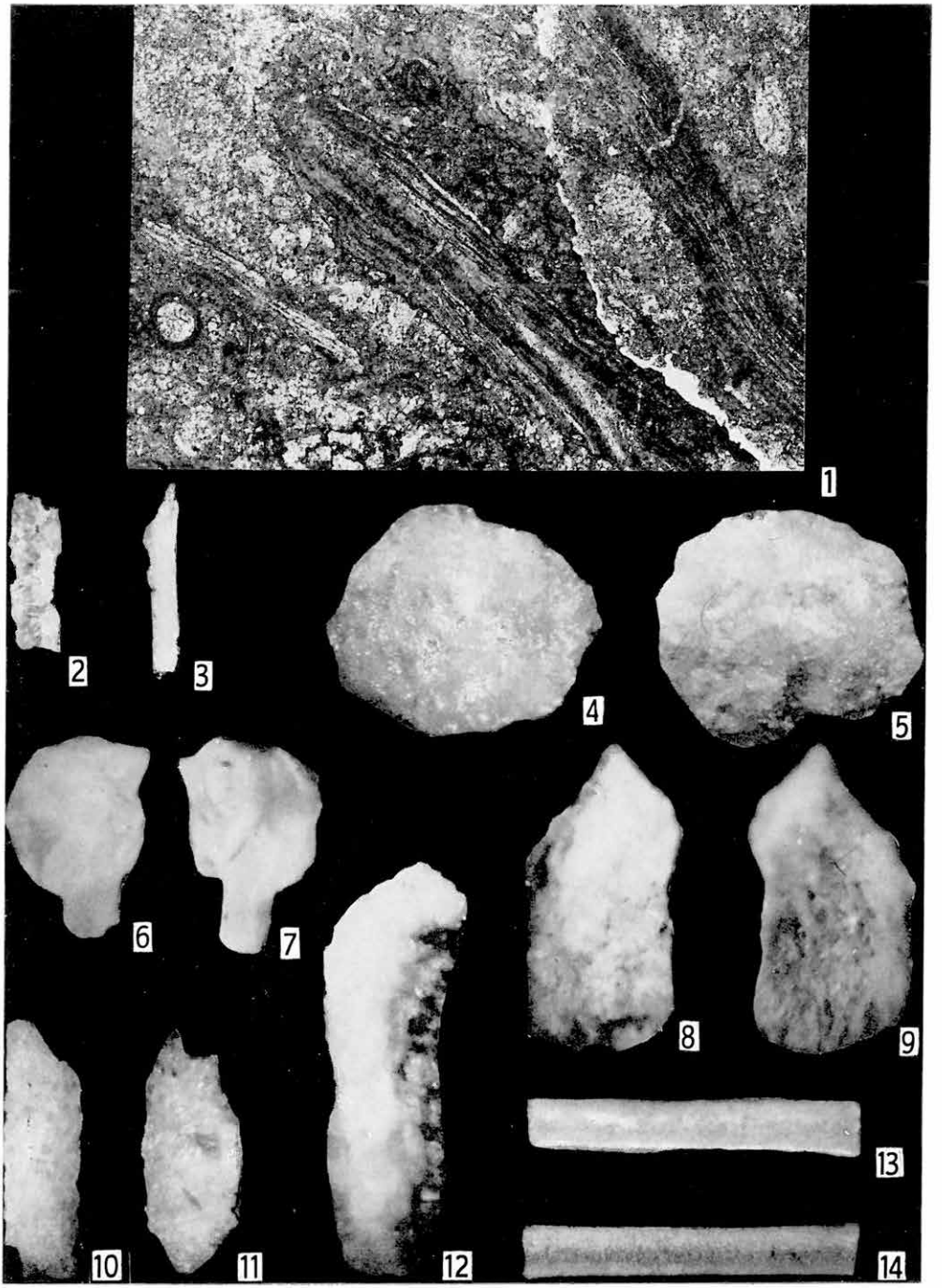
4— 5. *Foraminifera*? 50×
Szabadbattyán, 10. sz. fúrás 343,4 m

6— 7. *Crinoidea* sp. 1. tip. 75×
Polgárdi, kőfejtő

8— 9. *Foraminifera* töredék 1. tip. 50×
Polgárdi, kőfejtő

10—12. *Bryozoa* sp. 2. tip. 75×
Polgárdi, kőfejtő

13—14. Haluszony-tüske 6. tip. 50×
Polgárdi, kőfejtő


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

III. Tábla — Tafel III.

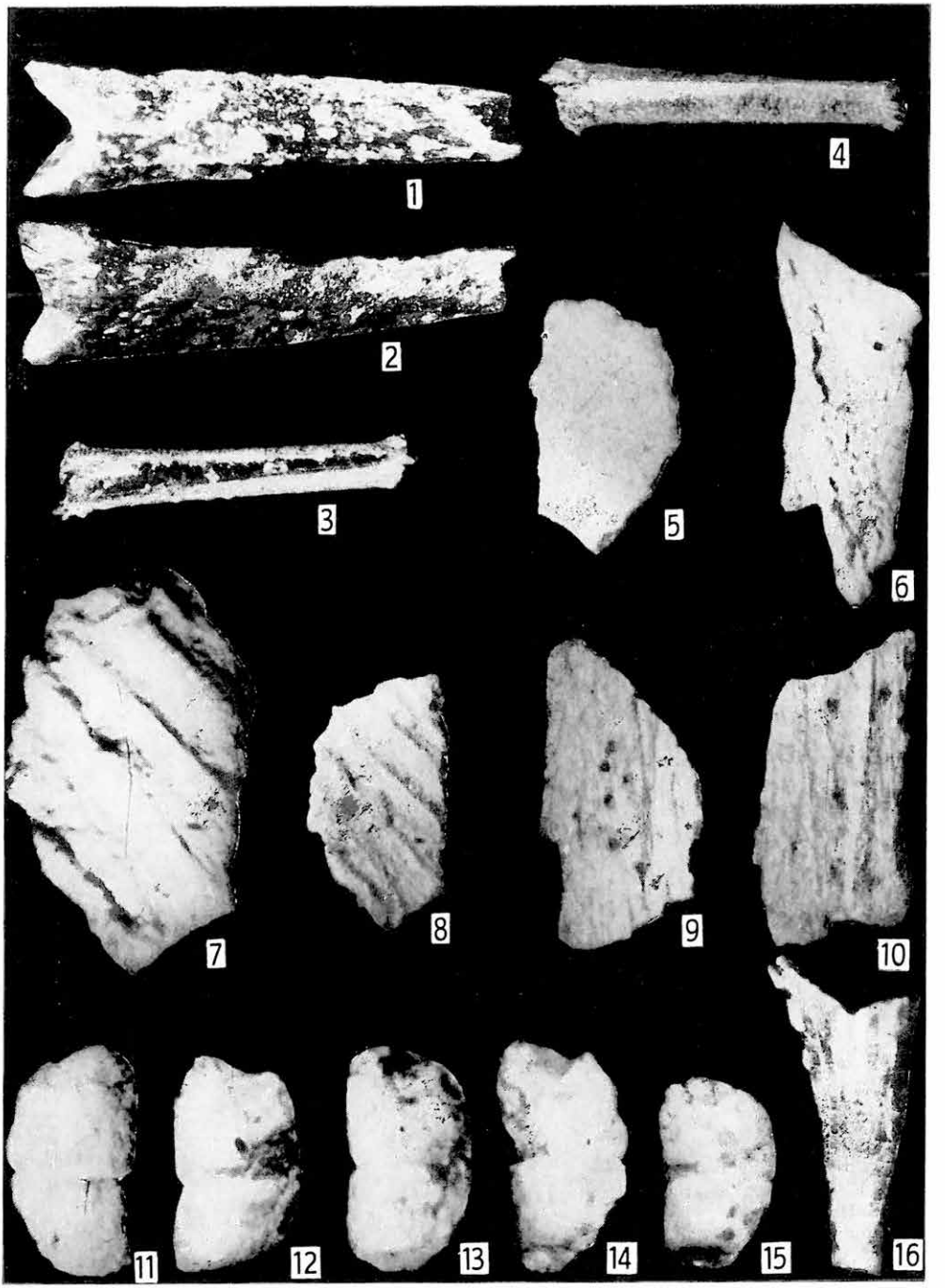
1— 2. *Echinoidea* sp. 50×
Láz-hídtól Dédestapolcsány felé vezető műút

3— 4. Haluszony-tüske 50×
(előző lelőhely)

5—10. *Bryozoa* sp. 50×
Cáki kőfejtő

11—15. *Dasycladaceae* sp.? 50×
Cák, kőfejtő

16. *Crinoidea* sp. nyéltag 25×
Cák, kőfejtő


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

KRISTÁLYOSSÁGI FOK VIZSGÁLATA HAZAI PALEOZÓOS KÉPZŐDMÉNYEKEN

Írta: FELVÁRI GYÖNGYI

Az Észak-Dunántúl alapszelvényei és a lemélyített szerkezetkutató fúrások vizsgálata során fő célunk olyan ásványos összetevő vizsgálata volt, amely a különböző típusú és korú képződményekben egyaránt megtalálható s bizonyos tulajdonsága jellemző a képződményt ért metamorf hatások mértékére. Az erre vonatkozó előzetes vizsgálatok eredményét az alábbiakban foglaljuk össze.

Az illit—muszkovit minden kőzettípusban jelentősebb mennyiségben fordul elő. WEAVER, C. E. (1960) utalt először az illit kristályossági foka és a metamorfózis mértéke közti összefüggésre. Módszerét KUBLER, B. (1966) fejlesztette tovább s a röntgendiffraktométeres felvételen a 10 Å-nél jelentkező illitcsúcs félmagasságában mért csúcsszélesség értékét (C) veszi vizsgálatának alapjául, és ezt „kristályossági fok"-nak nevezi. DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. és KUBLER, B. (1968) ilyen jellegű számításokkal igyekezett a diagenetikus, anchimetamorf és epimetamorf zónákat elkülöníteni.

A metamorf—anchimetamorf zóna határát 5, az anchimetamorf nem metamorf határt 8 illitkristályossági fokban adják meg. Módszerüket a következőkben alkalmaztuk.

Hogy a különböző sorozatokba elkülönített képződményeket számszerűleg is jellemezhessük, illetőleg a különböző sorozatokba tartozó azonos kifejlődéseket elkülöníthessük egymástól, méréseket végeztünk az illit kristályossági fokára vonatkozólag. Ábrázoltuk a KUBLER-féle kristályossági fok (C) és a $c \cdot \sin \beta$ (Å) érték (rétegtávolság) függvényében az egyes kőzettípusokat. A $c \cdot \sin \beta$ érték a 002, 004, 008, 0010 illitreflexiók súlyozott átlagából adódott.

Bár a $c \cdot \sin \beta$ érték összefüggése a kationhelyettesítésekkel és egyéb hatásokkal még nem teljesen tisztázott (MÜLLER, G. 1966), mégis alkalmasnak bizonyult az azonos típusok feltüntetésére (lásd 1. sz. táblázatot).

4-es és 5-ös C érték a Soproni- és Kőszegi-hegység, a Ságvár-2. sz. fúrás és a balatonfőkajári Somlyóhegy kőzeteinél adódott. Ezek tehát a legjobban kristályosodottak. További vizsgálatokkal kell felderíteni az okát, hogy a Balaton-felvidéki paleozóos sorozat és a szabadbattyáni karbon sorozat közös csoportot alkot (6, 7, 8-as C érték). A gyenge kristályosságú (9—10-es érték) Fűzfő-7. sz. fúrás 656 m-éből, az Alsóörs-11. sz. fúrás 11 m-éből és a Szabadbattyán-10. sz. fúrás 297 m-éből származó minták felhívják a figyelmet arra, hogy egy sorozaton belül is különböző mértékben átalakult részek váltakoznak. A kristályossági fok természetesen nem lehet egyedüli tényező a sorozatok beosztásánál. A kőzetek textúráját (kvarc- és csillámszemcsék egymáshoz való

1. táblázat

10,0 c·sin β (Å)							
9,99			Szb-10 451 m Szb-10 545 m		Almádi, Remetevölgy-2 Szb-10 664 m	(Bfűzfő-7 656 m)	Alsóőrs-11 11 m
9,98	Bfőkajár Somlyóhegy	Nádormagaslat (Sopron) Bkenese-2 58 m	Szb-10 368,80 m Szb-10 423,40 m Szb-10 672 m Révfülöp szőlők Zánka-1 280 m	Almádi, Remetevölgy-1 (Ságvár-2 288,80 m)			
9,97	Ságvár-2 227 m	Ságvár-2 222 m Ságvár-2 367 m Cák-3 300 m	Velence-2 208 m Lovasi útbevágás	Révfülöp-2 105 m			(Szb-10 297 m)
9,96	Felsőcsatár-8	Ságvár-2 217 m, 418 m, 334 m, Velem, Szabóhegy Bfk-4 331 m	Velem, Kurtavölgy Cák-3 22 m				
9,95	(Felsőcsatár-3) Cák-3 227,40 m	Felsőcsatár-13/b Cáki kongl. kötőanyaga		Szb-5 314 m			
	4	5	6	7	8	9	10 C (mm)

1. táblázat folytatása

9,94	(Felső-csatár-13/a)		(Szb-5 321 m)				
9,93							
	4	5	6	7	8	9	10 C (mm)

A zárójelbe tett értékek pontatlanok.

A minta lelőhelye és leírása:

Felsőcsatár, Talkbánya 3. sz. minta: sötétszürke csillogó mészfillit
Felsőcsatár, Talkbánya 8. sz. minta: sötétszürke csillogó mészfillit
Felsőcsatár, Talkbánya 13/a sz. minta: halványzöld csillogó kloritpala
Felsőcsatár, Talkbánya 13/b sz. minta: sötétszürke csillogó kloritpala
Cák-3. sz. f. 227,40 m: fekete csillogó fillit
Cák-3. sz. f. 300 m: fekete csillogó fillit
Cák-3. sz. f. 22 m: fekete csillogó fillit
Velem, KISZ-tábor, 1. sz. minta: fekete csillogó fillit
Velem, Kurtavölgy: fekete csillogó fillit
Cáki konglomerátum kötőanyaga: halványzöld muszkovit
Sopron, Nándormagaslat: gneisz
Kőszeg, Szabóhegy: sötétszürke fillit
Balatonfőkajár-4 (Bfk.-4) 331 m: sötétszürke „kvarcfillit"
Balatonfőkajár-4, Somlyóhegy: sötétszürke „kvarcfillit"
Bkenese-2 sz. f. 58 m: sötétszürke fillit
Almádi Remetevölgy 1. sz. minta: sárgásszürke fillit
Almádi Remetevölgy 2. sz. minta: sárgásszürke fillit
Lovasi útbevágás: sárgásszürke fillit
Velence-2. sz. f. 208 m: sárgásszürke fillit
Alsóörs-11. sz. f. 11 m: sötétszürke agyagpala
Balatonfűzfő-7. sz. f. 656 m: sötétszürke agyagpala
Zánka-1. sz. f. 280 m: sötétszürke fillit
Révfülöp szőlők: sárgásszürke fillit
Révfülöp-2. sz. f. 105 m: sárgásszürke fillit
Szabadbattyán-5. sz. f. 314 m: zöldesszürke fillit
Szabadbattyán-5. sz. f. 321 m: zöldesszürke fillit
Szabadbattyán-10. sz. f. 297 m: sárga-vörösszürke tarka aleurolit
Szabadbattyán-10. sz. f. 368,80 m: sötétszürke kőszenes agyagpala
Szabadbattyán-10. sz. f. 423,40 m: sötétszürke aleurolit
Szabadbattyán-10. sz. f. 451 m: sötétszürke aleurolit
Szabadbattyán-10. sz. f. 545 m: sötétszürke agyagpala
Szabadbattyán-10. sz. f. 664 m: sötétszürke kőszenes agyagpala
Szabadbattyán-10. sz. f. 672 m: sötétszürke aleurolit
Ságvár-2. sz. f. 217 m: szürke kvarcesillámpala
Ságvár-2. sz. f. 222 m: vörös, mállott csillámpala
Ságvár-2. sz. f. 227 m: szürke csillámpala
Ságvár-2. sz. f. 288,80 m: grafitos agyagpala
Ságvár-2. sz. f. 334 m: grafitos agyagpala
Ságvár-2. sz. f. 367 m: szürke kvarcesillámpala
Ságvár-2. sz. f. 418,80 m: szürke kvarcesillámpala

viszonyát, a csillámszemcsék nagyságát), illetve ezeknek a kőzet szabad szemmel látható sajátságaiban való kifejeződését is tekintetbe kell venni.

Bár eddig végzett vizsgálataink nem elegendők az egyes epimetamorf sorozatok pontos jellemzésére, illetőleg a sorozatokon belüli finomabb beosztás megtételére, a további hasonló ásványszerkezeti és kőzettani vizsgálatok bizonyára segítséget fognak nyújtani a metamorf fázisok és azok egymásutánja megrajzolásában.

IRODALOM

DUNOYER DE SEGONZAC, G.—FERRERO, J.—KUBLER, B. 1968: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. — Sedimentology 10. 2. pp. 137—143.

KUBLER, B. 1966: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. — Colloque sur les Étages Tectoniques, Univ. Neuchâtel Baconnière. pp. 105—122. Neuchâtel.

MÜLLER, G. 1966: Der Einfluss verschiedener Substitutionen auf die Gitterkonstanten von koexistierenden Biotiten und Muskowiten. — Beitr. zur Min. und Petr. 13. 1. pp. 59—74.

WEAVER, C. E. 1960: Possible uses of clay minerals in search for oil. — Bull. Am. Assoc. Petral. Geologists 44. pp. 1505—1518.

UNTERSUCHUNG DES KRISTALLISATIONSGRADES AN PALÄOZOISCHEN GESTEINEN VON UNGARN

von

GY. FELVÁRI

Im Rahmen der umfassenden petrographischen Untersuchung paläozoischer Gesteine war das Hauptziel der Autorin solche mineralischen Komponente zu prüfen, die in Gesteinen verschiedenen Typs und Alters gleichermaßen vorkommen und deren gewiße Eigenschaften charakteristisch für die Intensität des Effektes der Metamorphose sind. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von B. KUBLER et *al.* (1966) scheint der Kristallisationsgrad des Illits ein guter Indikator des Metamorphosegrades des Gesteins zu sein. Dadurch können einige Serien von anderen unterschieden werden (siehe Tabelle 1).