

## A kabai meteorit újrvizsgálatának fontosabb eredményei I. Pt-Ir-tartalmú fehérzárványhalmazok, -kondrumok és kondrumszerű képződmények a kabai meteoritban

KUBOVICS Imre<sup>1</sup>, BENDŐ Zsolt<sup>1</sup>, GÁL-SÓLYMOS Kamilla<sup>1</sup>, DITRÓI-PUSKÁS Zuárd<sup>1</sup>,  
MIKLÓS Dóra Georgina<sup>1</sup>, IVANICS Balázs<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>2</sup>BPM Ingenieurgesellschaft mbH, Freiberg 09599, Waisenhausstr. 10

<sup>1</sup>drkubovics@t-online.hu, miklosdoragina94@gmail.com, <sup>2</sup>bal.ivanics@gmail.com

---

### *The most relevant results found in the re-analysis of the Kaba meteorite I. Platinum-iridium containing white inclusions, chondrules and chondrule-like formations in the Kaba meteorite*

#### Abstract

In the Kaba meteorite there are various types of refractory minerals and mineral associations. Most of them can be found in white inclusions in the rounded-oval, chondrule-like formations, and in "chondrules" with a diameter of 100–200 µm. The yellowish-white "xenolithes" of 10–18 mm length are also visible on the surface of the meteorite, and are composed of irregularly-shaped grainy aggregates. Locally, clusters of CAI-aggregates of various sizes can be observed and these are probably fragments of an originally bigger piece. Their mosaic structure could also be the result of this fragmentation. The aggregates are mostly in the 100–400 µm size range, and their respective compositions are different. They have complex zoning and sometimes they also contain matrix material. Their most frequent phase is Al-spinel, which is predominant in the core but generally can be also found in the outer zones, albeit in a smaller amounts. The main constituents in the outer zones are clinopyroxenes–Al-diopside, fassaite–Ti-fassaite, and gehlenite (albeit in a smaller amounts to the former). The outermost zone of some aggregates consists mainly of forsterite.

The mineral composition of the rounded-oval, chondrule-like formations, as well as of the small chondrules, is almost identical to the aggregates. However, there are significant differences in the respective formation sequences and proportions of the mineral constituents.

The predominant core-forming phases generally contain inclusions in various proportions: e.g. there are some perovskite and/or spinel in the gehlenite, while spinel contains plenty of perovskite inclusions. In the core of the rounded, cloudy-like aggregate, the mineral is Mg-containing gehlenite. The latter contains a platinum-rich (72%) inclusion with some iridium and hafnium, among others. On these bases, the respective form, structure and mineral composition of the gehlenite, spinel-, normative hercynite-containing, and corundum-containing varieties can be distinguished in the rounded-oval, chondrule-like formations. The characteristic phases of a given variety are generally predominant in the core and have affluent inclusions: e.g. gehlenite contains rounded perovskite, while in the outer zones the inclusion is usually spinel. Perovskite is a characteristic inclusion in the core of the other varieties as well. The zone surrounding the core is mainly composed of spinel and clinopyroxene. In some varieties, however, there is a significant amount of amorphous material (mesostasis) with 5–7% Na<sub>2</sub>O; the latter occasionally forms a well-defined zone. This zone probably contains (normative) sheet silicates, similar to those found in the Mokoia meteorite by MACPHERSON et al. (1983).

*Keywords: white inclusions, mesostasis, phenocrysts, mineral associations, zoned crystals, chondrules, CAI inclusions*

---

#### Összefoglalás

A kabai meteoritban többféle eredetű és összetételű hóálló (refraktorikus) ásvány, hóállóásvány-társulás mutatható ki. Legtöbbet és legjellegzetesebbeket a fehérzárványhalmazok, továbbá a kerekded–ovális kondrumszerű képződmények, valamint a 100–200 µm átmérőjű „kondrumok” tartalmaznak. A meteorit felszínén is látható – általában 10–18 mm hosszú – sárgásfehér „zárványokat” a mikroszkópi vizsgálatok szerint többnyire teljesen szabálytalan alakú, „szaggatott” szerkezetű, szemcsés halmazok alkotják. Helyenként egymás közvetlen közelében több különböző méretű halmazból álló csoport alakult ki, valószínűleg egy nagyobb darab széttöredezése eredményeképpen. A halmazok mozaikos szerkezete is ezzel magyarázható. Az uralkodóan 100–400 µm méretű, gyakran különböző összetételű, részben alapanyagot is tartalmazó szemcsék általában bonyolult zónás szerkezetűek. Leggyakoribb, illetve legnagyobb mennyiségű összetevője a magot alkotó, de kisebb mennyiségben rendszerint a többi övben is megjelenő közönséges spinell. A következő öveket

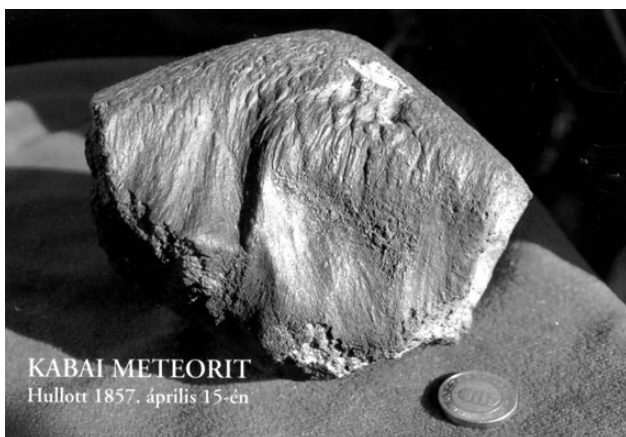
részben gehlenit, de uralkodó mennyiségben, titánban és alumíniumban gazdag monoklin piroxének alkotják. Egyes szemcsék körül záró övként a forsterit is megjelenik.

A kerekded–ovális megjelenésű, kondrumszerű képződmények, valamint a kis méretű kondrumok az előzőekkel megközelítőleg, illetve részben azonos ásványi összetételűek, az alkotók mennyiségi arányában, valamint a képződési sorrendben azonban jelentős különbségek mutatkoznak. Az uralkodó magalkotó fázisok általában változó mennyiségű zárványt tartalmaznak. Például a gehlenitben rendszerint kevés perovszkit és részben spinell, a közönséges spinellben pedig többnyire sok perovszkit mutatható ki. Külön kiemelkedő a kerek „felhőszerű” halmaz magjának túlnyomó részét alkotó magnéziumtartalmú gehlenit nagy mennyiségű, mégpedig 72% platinát, továbbá — többek között — irídiumot és kevés hafniumot is tartalmazó „zárványa”. A kerekded–ovális képződményeken belül az alakzat, a szerkezet, valamint a jellemző ásványok alapján gehlenitet, közönséges spinellt, valamint normatív hercinitet és korundot tartalmazó változatot különböztethetünk meg. A jellemző uralkodó ásványok rendszerint az adott változat magját alkotják, és általában jelentős mennyiségű „zárványt” — főleg kerekded perovszkitot tartalmaznak. A mag körüli övezetet főleg spinell és monoklin piroxének alkotják. Egyes változatokban azonban az 5–7% Na<sub>2</sub>O-t tartalmazó — esetenként önálló övet alkotó — amorf anyag („mezosztázis”) is jelentős mennyiséget képvisel. Ez az öv valószínűleg a Mokoia-meteoritban kimutatott (MACPHERSON et al. 1983) filloszilikátokhoz hasonló összetételű (normatív) rétegszilikátokat is tartalmaz.

*Kulcsszavak: fehérzárványok, mezosztázis, fenokristályok, ásványtársulások, zónás kristályok, kondrum, CAI zárvány*

## Előzmények — bevezetés

A kabai meteoritot (1. ábra) elsőként TÖRÖK (1858) ismertette. WÖHLER (1859) kimutatta, hogy a kondrit bitumenszerű szénhidrogén formájában mintegy 0,58% karbont — és H<sub>2</sub>O-t is — tartalmaz. Ennek alapján TÖRÖK (1882) a szenes kond-



1. ábra. Kabai meteorit (NAGY M. felvétele)

*Figure 1. Kaba meteorite (photo taken by M. NAGY)*

ritokkal kapcsolatosan megjegyezte: „Legfőbb nevezetességük abban áll, hogy szenet tartalmaznak, mely a növény és állatország jellemző alkotórésze, és így tanúbizonyságot tesznek arról, hogy azon világokban, melyekből hozzánk kerülnek, megvannak a szerves, a növényi és állati életnek a feltételei.” E gondolat, illetve feltételezés azért érdemel figyelmet, mert később, az 1960-as években számos kutató, elsőként a magyar származású NAGY et al. (1961), CLAUS & NAGY (1961), MEINSCHIN et al. (1963), TIMOFEJEV (1963), NAGY (1968) egykori életnyomokra utaló struktúrákat véltek felismerni a szenes kondritokban.

HOFFER (1928) a meteoritot már kondritnak minősítette. Felismerte a fő tömegtől eltérő jellegű és összetételű, 10–15 mm hosszú „mandulaszerű fehér foltokat”, mai ismereteink szerint a „fehérzárványokat”. Az anyagát azonban — részletesebb vizsgálatok nélkül — földpátnak vélte.

A meteorit első korszerű — műszeres — vizsgálata SZTRÓKAY (1959, 1960) és SZTRÓKAY et al. (1961) nevéhez fűződik. Kimutatták az alapanyag „túlsúlyát”, és meghatározták az ásványi összetételét. Méréseik szerint a meteorit 68,3%-a alapanyag. Ez azonban csak az általuk vizsgált metszetre vonatkoztatható. A kondrit más részeiben — a kondrumok, valamint a kristályhalmazok változatos mennyiségétől és méretétől függően — lényegesen kisebb részarányt képvisel. A kondritokra jellemző színes szilikátok, az olivin, klintoensztatit, valamint augit mellett egyes kondrumok peremén bázisos plagioklásztt is észleltek. Jelentős mennyiségű oxidásványt, — ezeken belül a meteoritokban mindaddig nem észlelt spinellt — továbbá szulfidokat (troilit, pentlandit), valamint kevés fémfázist (1,22%-ot) is kimutattak. A kabai meteorit különleges történetét a korabeli adatok felhasználásával minden részlegre kiterjedően NAGY (2008) foglalta össze.

Hullási sorrendben a kabai meteorit világviszonylatban a 4. nyilvántartott szenes kondrit. Besorolása többször módosult. WOOD (1967) a C2-be, VAN SCHMUS & WOOD (1967), MCSWEEN (1977) és PECK (1983) a legkevesebb karbóniumot tartalmazó C3-ba, majd ezen belül GUIMON et al. (1995) a magnetit és a fémfázis aránya, valamint a nikkelt megjelenési formája alapján az oxidáltabb vígaranoi (CV), KROT et al. (2004) pedig az oxidált Bali-típusú (CV<sub>3<sub>OXB</sub></sub>) csoportba sorolták. RUBIN (2012) további finomítással, tagolással a fémfázis/magnetit értéke, a fémnikkel, a nikkelszulfid, a primer (?) magnetit mennyisége, továbbá az olivin vas(II)-oxid-tartalma, valamint a hedenbergit és a filloszilikátok hiánya vagy jelenléte alapján a CV-csoporton belül három alcsoportot — 1. redukált (CV<sub>3<sub>R</sub></sub>); 2. Allende-szerű oxidált (CV<sub>3<sub>OXa</sub></sub>) és 3. Bali-szerű oxidált (CV<sub>3<sub>OXB</sub></sub>) — különített el. Ezen belül a kabai szenes kondritot szintén a CV<sub>3<sub>OXB</sub></sub> alcsoportba sorolta.

KELLER & BUSECK (1989, 1990) a kabai meteoritban a korábbi vizsgálatokkal (FEGLEY & POST 1985, LIU & SCHMITT 1988, LIU et al. 1988) kimutatott Na<sub>2</sub>O, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> összetételű, de ásványtanilag nem azonosított fázisok, valamint a Mokoia-meteorit változatos összetételű rétegszilikátjai („szaponit, szerpentin, nátriumflogopit” — TOMEOKA &

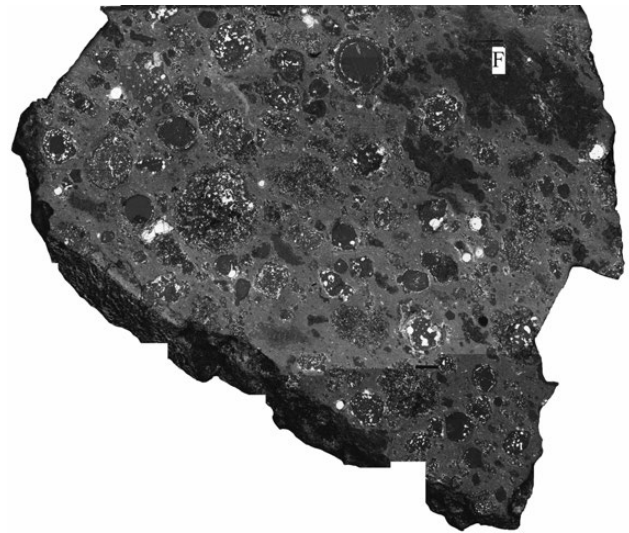
BUSECK 1990) hatására a tevékenységük fő célkitűzése a felsorolt, de nem azonosított kabai ásványok kutatására, feltárására irányult. Pászttázó, valamint transzmissziós elektronmikroszkóppal a kondrumokban — ensztatiton belül, az olivin körül — továbbá az alapanyagban (a mátrixban) egyaránt vas(II)-oxidban gazdag, valamint közepes (átl. 5,04%) és nagy (14,3%) átlagos alumínium(III)-oxid-tartalmú szaponitot mutattak ki. Az utóbbi a Mokoia- és az Allende-meteorit filloszilikátaival megközelítőleg azonos összetételű. A LIU et al. (1988) által közölt — ásványtanilag nem azonosított — mintegy 44%  $Al_2O_3$ -tartalmúhoz hasonló fázist azonban nem észleltek. KELLER & BUSECK (1990) a szaponit mellett egy finomszemcsés spinellből, perovszkitből és kalcium-alumínium-szilikátokból álló refraktorikus zárványt (pontosabban CAI<sup>1</sup>-t), továbbá — PECKhez (1984) hasonlóan — ásványtöredékeket, ezeken belül 85–10 százalék fayalitot, az alapanyagban pedig 80–60 százalék forsteritet tartalmazó olivint mutattak ki. HUA & BUSECK (1995) elsőként állapította meg, hogy a kabai szenes kondrit a forsterit mellett tiszta (99,9%) fayalitot is tartalmaz.

FEGLEY & POST (1985) tájékoztatása szerint PECK a WOOD-féle gyűjteményből származó kabai polírozott metszetben nagy méretű, kalciumban és alumíniumban gazdag, finomszemcsés „zárvány”-t (CAI-t) észlelt. Ezt követően FEGLEY & POST a megközelítőleg 3,6×4,7 mm méretű, szabálytalan alakú polírozott mintán az Al-szilikátokat vizsgálták. Ezzel tovább folytatták a PECK által megkezdett, de lényegében befejezetlen kutatásokat. Nevezettek a mintegy 100 µm átmérőjű, gömbszerű, koncentrikus képződményekben a lényeges refraktorikus ásványok jelentős részét — perovszkitot, melilitet (?), spinellt, diopszidot, Ti-Al-piroxént, hedenbergitet, anortitot — kimutatták. A felsorolt ásványok mellett olivint, valamint andraditot, továbbá 1–3%  $Na_2O$ -t és 0,2–0,7%  $K_2O$ -t tartalmazó, Mg-ban, Al-ban és Si-ban gazdag — ásványtanilag nem azonosított — fázisokat is észleltek. A kémiai elemzési átlagok összehasonlítása alapján lehetségesnek tartják, hogy a jelzett Na–K-tartalmú szilikátok a COHEN et al. (1983) által a Mokoia-meteoritban kimutatott nagy és kis Al-tartalmú (HAP és LAP<sup>2</sup>) filloszilikátokkal azonosak.

HOLMEN & WOOD (1987) rövid közleményben számos refraktorikus ásványt, többek között szabálytalan alakú forsteritből, „fassaitból és Fe-olivinből (Fa<sub>47</sub>) álló, szerkezet nélküli” aggregátumokat, továbbá diopszidot, anortitot (stb.) ismertettek — pontosabb kémiai összetétel és képi megjelenítés nélkül.

Az előzmények alapján az erősen heterogén kémiai-ásványi összetételű kabai szenes kondritban (2. ábra) — a rendelkezésünkre álló mintákban — szemcsés hóálló fehérzárvány-halmazokat (white, refractory inclusions), típusos refraktorikus összetevőket (korundot, perovszkitot, gehlenitet, spinellt, kerekded-ovális alakú egységeket, szilikát-fenokristály-társulásokat, uralkodóan sziget- és láncszilikátokból álló kondrumokat, továbbá oxidokból-szulfidokból, oxidokból-fémfázisokból álló kerekded képződményeket, változatos összetételű alapanyagot, ezen belül szerves vegyületeket különböztethetünk meg.

A kabai meteorit fehérzárványaival elsőként SZTRÓKAY



2. ábra. Több tagból álló, összetöredezett, mozaikszerkezetű fehérzárványhalmazokat tartalmazó meteoritrészlet. F = Fehérzárványok

Figure 2. Part of the meteorite containing aggregates of composed, cracked white inclusions with mosaic structure. F = white inclusions

(1959, 1960) és SZTRÓKAY et al. (1961) foglalkoztak. SZTRÓKAY megfigyelése szerint „a meteorit hátsó felületén 2–3 mm széles és 12–18 mm hosszú elnyúlt részek, üvegszerű foltok vannak, amelyeket szürkésfehér, nagyrészt finomszemcsés, részben szálas-rostos kristályos anyag tölt ki. A röntgenelemzés és a mikroszkópos vizsgálat egyező eredménye szerint az együttes legnagyobb része Mg-Al-spinellnek, a meteoritokból eddig ismeretlen kristályos fázisnak bizonyult. A szálas-rostos kisebb résztag pedig ensztatit-kliinoensztatit kíséret.” SZTRÓKAY az általa üregkitöltőnek minősített ásványegyüttest a röntgenemézéseket tartalmazó táblázatban „white inclusion”-ként (1959), valamint „Weisses Mineralaggregat”-ként (1960) szerepeltette.

Az akkori vizsgálati módszerek a refraktorikus, ill. a fehérzárványok pontosabb meghatározását nem tették lehetővé. A különböző szenes kondritokban, főleg az 1969-ben hullott Allende- és a Murchison-, továbbá a Mokoia-, a Vigarano-, valamint az Acker-meteoritban kimutatott változatos összetételű fehérzárványok (hóálló, refraktorikus ásványok) (BLANDER & FUCHS 1975, GROSSMAN & GANAPATHY 1976, COHEN et al. 1983, KORNACKI & WOOD 1984, FEGLEY & POST 1985 stb.) tanulmányozásával csaknem párhuzamosan a vizsgálatokat egyes kutatók (GROSSMAN & GANAPATHY 1976, McSWEEN 1977, FEGLEY & POST 1985, HOLMEN & WOOD 1987 stb.) a kabai szenes kondritra is kiterjesztették. A fehérzárványok legteljesebb, legrészletesebb leírását, értékelését FEGLEY & POST (1985) tanulmánya tartalmazza. Nevezettek megemlítik, hogy a meteoritokban spinellt legelőször SZTRÓKAY et al. (1961, pontosabban: SZTRÓKAY 1959) mutattak ki.

## Vizsgálati módszerek

A külföldi kutatók a kabai meteoritot a fődarabtól független kisebb törmelékeken (polírozott metszeteken vagy

vékonycsiszolatokon) tanulmányozták. Mivel a kabai szenes kondrit erősen heterogén szerkezetű és összetételű, a vizsgálati eredmények az egész meteoritra, a főtömegre vonatkozólag nem adhattak teljes információt. Ezzel szemben, vizsgálatainkat a fődarabból származó mintákon, mégpedig a SZTRÓKAY által annak idején rendelkezésünkre bocsátott 20×25 mm méretű polírozott metszeten, valamint kérésünkre 1996 decemberében levágott — mintegy 50 g tömegű — anyagon végeztük. Mindez — meggyőződésünk szerint — újabb értékes adatokkal gazdagította a kabai meteoritra vonatkozó ismereteinket.

Az előzetes, részben tájékoztató jellegű vizsgálatainkat sztereomikroszkóppal kezdtük, majd áteső fényben az 50 g anyagból készült vékonycsiszolaton polarizációs mikroszkóppal folytattuk. Az áteső fényben végzett kiértékelést azonban a meteorit szerves anyaga nagyon megnehezítette, helyenként teljesen lehetetlenné tette. Részben ebből is adódóan egyes alapfeladatokat, szerkezet- és szövetszervezeteket, továbbá a kémiai elemzések túlnyomó részét EDAX PV-9800-as energiadiszperzív, valamint MICROSPEC WDX 400-as hullámhosszdiszperzív röntgenspektrométerrel felszerelt AMRAY 1830-as típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük. Vizsgálataink során kétféle (20 és 15 keV-os) gyorsítófeszültséget, valamint — a spektrométer típusától függően — 1,0, 1,5, ill. 2,5 nA-es áramerősséget alkalmaztunk. A tájékoztató, a vizsgálatok elősegítése céljából, a tanulmányozott mintákról 40-szeres és 20-szoros nagyítású visszaszórt-elektron-képekből mozaikterképeket szerkesztettünk, amelyek — a polarizációs és sztereomikroszkópi felvételek mellett — nagy (2,77–4,5 cm<sup>2</sup>) területeken tették lehetővé a jobb tájékozódást, ezáltal a vizsgálati-mérési helyek pontosabb (célirányos) kiválasztását. A térképeken jól látható a meteorit szerkezete, „szöve”, a halmazok (aggregátumok), ill. a

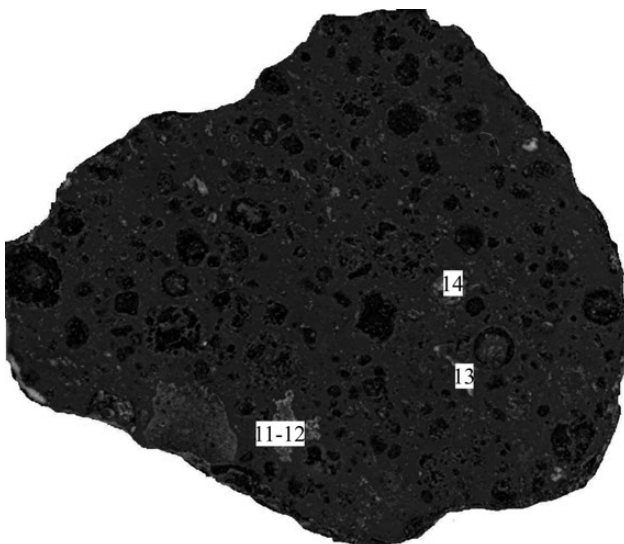
fehérrázványok (a hőálló, refraktorikus ásványok) megjelenési formája, a kondrumok gyakorisága, sokfélesége, jellege, továbbá a változatos összetételű alapanyag-eloszlása és részaránya (1. a 2. és a 3. ábrát). Mindez jelentősen elősegítette a vizsgálatok céltudatos kivitelezését és eredményességét.

Az MTA Műszaki, Fizikai Anyagtudományi Kutatóintézetében Noran Voyager típusú, HPGe-detektoros, EDS-analizátorral felszerelt Philips CM 20-as transzmissziós elektronmikroszkóppal kiegészítő kémiai elemzéseket végeztek. A kvantitatív összetételt kb. 25–50 nm-re vékonyított lemezen 25–100 nm-re fókuszált elektronsugarakkal a Voyager-analizátor vékonyrétegekre kidolgozott (etalon nélküli) programjával, „korrekciós eljárással” határozták meg. A minden spektrumban megjelenő rez- és szénvonalak — a minták előkészítési eljárásából adódóan — a mintatartóból származnak, ezért e két elemet a kiértékeléskor nem vették figyelembe.

### Vizsgálati eredmények és értelmezésük

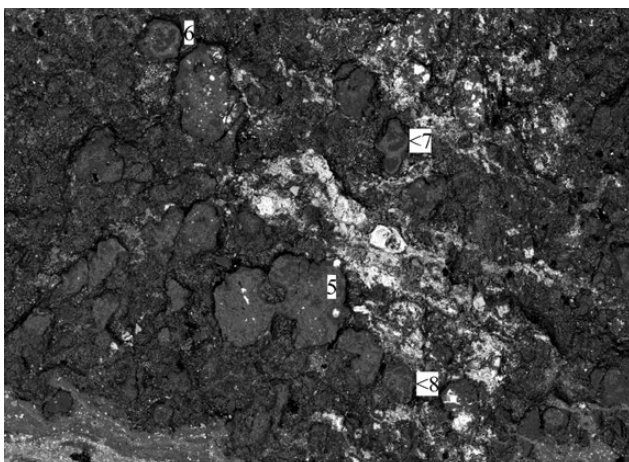
A fehérrázványhalmazok eloszlása, mérete, alakja, szerkezete és szövete rendkívül változatos. Legértékesebb információkat valószínűleg a fődarab részletesen nem vizsgálható, szabálytalan alakú, többnyire nyúlt, a meteorit felületén, mintegy 10–18 mm hosszú, kissé sárgás színű „zárványai” tartalmaznak (1. ábra). Hasonló, de lényegesen kisebb méretű, feltehetően részben azonos ásványi összetételű fehérrázványhalmazok a rendelkezésünkre álló mintákban is kimutathatók, egyes metszetekben jelentős mennyiségben. Az uralkodóan típusos refraktorikus (hőálló) ásványokból álló képződményeken belül az ásványtársulások összetétele, szerkezete (szöve) és megjelenési formája alapján uralkodóan közönséges spinellből álló, erősen összetöredezett, mozaikszerkezetű, szemcsés (1. típus, 2. ábra), valamint lényeges összetevőként spinellt-gehlenitet (vagy spinellt-perovszkitot) tartalmazó, rendszerint szabálytalan alakú, többnyire nyúlt, valamint részben kerekded, továbbá kondrumszerű és ovális alakzatú típusokat különböztethetünk meg (2. típus, 3. ábra).

1. típus. A rendszerint több tagból álló, erősen összetöredezett szemcsés halmazok a felsorolt refraktorikus ásványok közül lényeges összetevőként többnyire csak spinellt tartalmaznak. Egyes különböző alakú, különálló, összetett szemcsékben (ásványegyüttesekben, egységekben), a közönséges spinell (MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) mellett az alumíniumban és titánban gazdag monoklin piroxének, valamint a forsterit is meghatározó mennyiségben szerepelnek. Az ásványegyütteseket többnyire alapanyag jellegű, erősen vegyes összetételű részleg köti össze (4. ábra). Az alapanyag-elegyrészek a különböző alakú, részben a kondrumokra emlékeztető kerekded, vagy kissé nyúlt összetett szemcsékben, valamint a harántoló repedésekben egyaránt megjelennek (5. ábra). A halmazok egyes összetevőiben sajátos felemészési és kiszorítási jelenségek is megfigyelhetők (5. ábra, a, b). Mindez azt valószínűsíti, hogy a meteorit legkorábbi képződésű összetevői, a fehérrázvá-



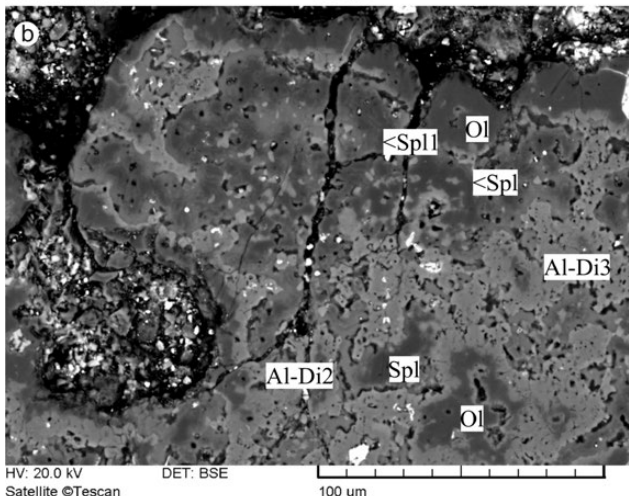
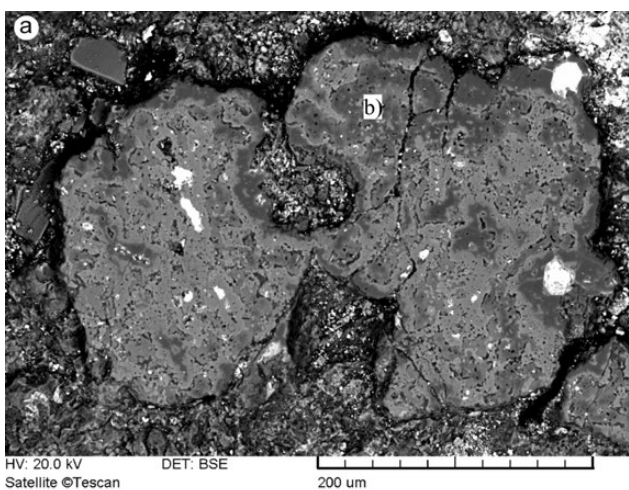
3. ábra. Uralkodóan szabálytalan alakú, többnyire nyúlt, részben kerekded „félhőszerű” fehérrázvány-együtteseket tartalmazó meteoritrészlet. 11–12, 13, 14. ábrák

Figure 3. Part of the meteorite containing predominantly irregular, mostly elongated, partly rounded “cloudy-like” white inclusion assemblages. Figure 11–12, 13, 14



4. ábra. Fehérvány-ásványokból álló – alapanyaggal összekötött – szemcsék. Az 5–8. a soron következő ábrákat jelzi

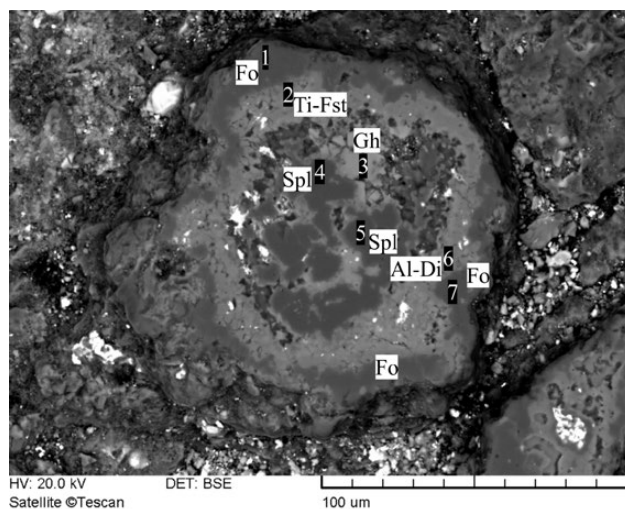
Figure 4. White inclusion minerals connected by groundmass. 5–8 refers to the following figures



5. ábra. a) Fehérványokból álló – részlegesen felemészített – összetett szemcsé. A felemészített részeket (és részben a repedéseket is) alapanyag tölti ki. b) Az a) egy részének nagyított képe. Spl = spinell, Ol = olivin (forsterit), Al-Di2, Al-Di3 = klinopiroxén (Al-diopszid)

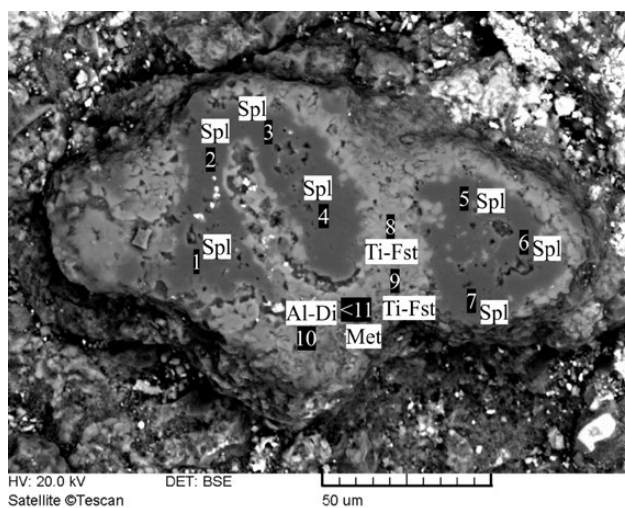
Figure 5. a) Composite grain composed of partly resorbed white inclusions. The resorbed part (and partly the cracks) is filled by groundmass. b) Enlarged part of Figure a. Spl = spinell, Ol = olivine (forsterite), Al-Di2, Al-Di3 = clinopyroxene (Al-diopside)

nyok később összetöredeztek, felmorzsolódtak, s ezzel jelentősen megnőtt a fajlagos felületük, ami elősegítette a különböző kölcsönhatásokat, ill. egyes töredékek, ásvány-együttesek részleges felemészését. Az összetett szemcsék jellegzetesen zónásak, de az övek kémiai és ásványi összetétele heterogén, ill. vegyes (6–9. ábra). A legbelső részt főleg alárendelt mennyiségű titán(III)-, króm(III)- és vas(II)-, részben vas(III)-oxidot tartalmazó közönséges Mg-Al-spinell (1. táblázat), valamint — esetenként, közties fázisként — kevés klinopiroxén alkotja. Egyes szemcsékben



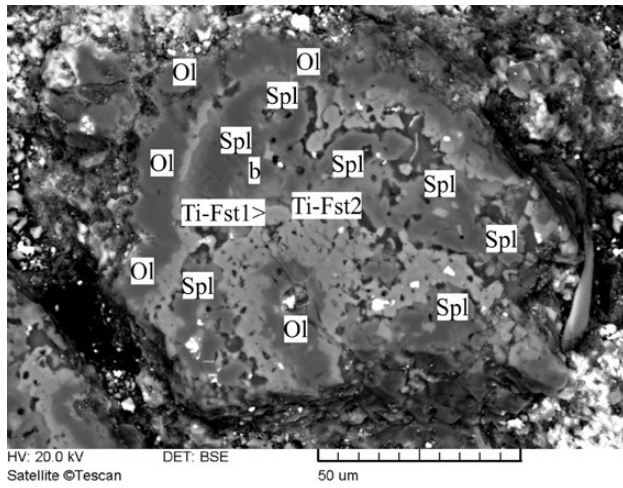
6. ábra. Fehérványásványokból álló zónás kondrumszerű képződmény, összetett szemcsé (egység) 4. és 5. Spl – közönséges spinell ( $MgAl_2O_4$ ), 3. Gh = gehlenit, 2. Ti-Fst = titánfassait, 6. Al-Di = alumíniumdiopszid, 1. és 7. Fo = forsterit

Figure 6. Zoned chondrule-like formation consisting of white inclusion minerals, composite grain (unit). 4 and 5 Spl = spinell ( $MgAl_2O_4$ ), 3 Gh = gehlenite, 2. Ti-Fst = Ti-fassaite, Al-Di = Al-diopside, 1 and 7 Fo = forsterite.



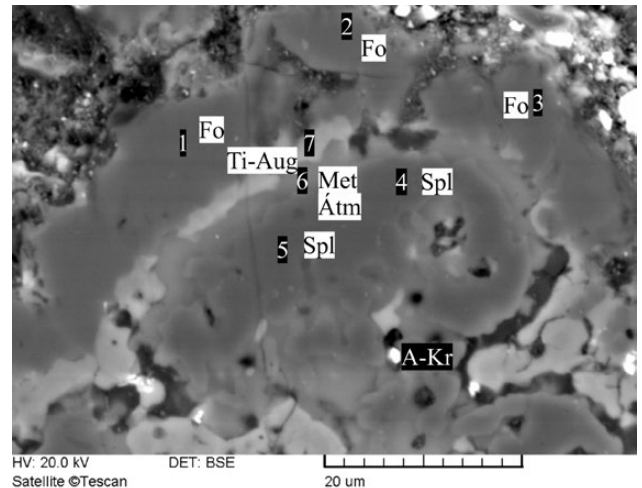
7. ábra. Többszörösen összetett zónás részekből álló, megközelítőleg ovális átmetszetű képződmény – refraktórikus ásványegyüttes. A részegységek magját közönséges spinell alkotja. 1–7. Spl = spinell, 8–9. Ti-Fst = titánfassait, 10. Al-Di = alumíniumdiopszid, 11. Met = valószínűleg kriptokristályos vagy amorf anyag, mezosztázis

Figure 7. Multiply composite oval-like formation composed of zoned parts – refractory assemblage. Core of the parts is spinell. 1–7 Spl = spinell, 8–9 Ti-Fst = Ti-fassaite, Al-Di = Al-diopside, 11. Met = presumably cryptocrystalline or amorphous material, mesostasis



**8. ábra.** Több zónás részegységből álló kerekded – kondrumszerű – képződmény, ásványegyüttes. A zónás egységek belső részét közönséges spinell (Spl), a köztes részt titánfessait (Ti-Fst), a legkülső övet pedig olivin (Ol) pontosabban forsterit alkotja. b = 9. ábra

**Figure 8.** Rounded – chondrule-like – formation, assemblage, containing numerous zoned parts. The inner parts of the zones are spinel (Spl), the intermediated parts are Ti-fassaite (Ti-Fst), while the outer zone is olivine (Ol) more precisely forsterite. b = Figure 9



**9. ábra.** A 8. ábra b-vel jelölt részének nagyított képe. 4-5. Spl = közönséges spinell, 6. Met, Átm = vegyes, ill. átmeneti összetételű rész, 7. Ti-Aug = titán-augit, 1-3. Fo = forsterit, A-Kr = sok FeO-t tartalmazó amorf-kriktokrystallos (?) anyag (FeO = 51,13, SiO<sub>2</sub> = 7,00, TiO<sub>2</sub> = 0,34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 27,79, MgO = 10,68, CaO = 3,06%)

**Figure 9.** Enlarged part of Fig. 8 which is marked b. 4-5 Spl = spinel, 6 Met, Átm – composite or rather transitional compositional part, 7 Ti-Aug = Ti-augite, 1-3 Fo = forsterite, A-Kr = FeO-rich amorphous cryptocrystalline (?) material (FeO: 51.13, SiO<sub>2</sub>: 7.00, TiO<sub>2</sub>: 0.34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 27.79, MgO: 10.68, CaO: 3.06%)

**I. táblázat.** A spinellszerkezetű oxidok tömegszázalékos kémiai összetétele.

**Table I.** Chemical composition in wt% of spinel group minerals

Ábra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Összesen
5b	-	0,35	68,36	0,43	-	0,71	29,28	0,45	99,58
6/4	-	0,27	64,89	0,48	-	0,42	33,83	-	99,89
6/5	-	0,15	65,15	-	-	0,32	39,53	0,32	105,47
7/1	-	-	69,00	-	-	0,66	30,09	-	99,75
7/2	-	0,26	69,04	0,28	-	0,91	29,25	-	99,74
7/3	-	0,20	65,15	0,45	-	0,52	30,24	-	96,56
7/4	-	0,21	68,10	0,32	-	0,66	29,84	-	99,13
7/5	-	0,15	68,77	0,38	-	0,70	29,90	-	99,90
7/6	-	0,14	68,30	0,38	-	0,54	29,74	-	99,10
7/7	-	0,20	68,47	0,51	-	0,65	30,04	-	99,87
9/4	-	0,65	68,07	1,10	-	0,40	29,82	-	100,04
9/5	-	0,67	67,49	0,73	-	0,39	29,98	0,22	99,48
11/1	-	0,48	69,12	0,13	-	0,21	29,85	0,22	100,01
12/2	0,73	0,29	67,90	0,33	0,29	0,33	29,85	0,57	100,29
13/1	1,32	0,32	67,60	0,26	-	1,39	28,53	0,58	100,00
15/103	0,39	0,31	68,93	0,07	-	0,17	29,98	0,15	100,00
17a/102	1,27	0,03	67,63	0,30	-	0,54	29,10	0,87	99,74
19b/7	0,50	0,41	70,13	0,19	-	0,23	28,28	0,26	100,00
21a/2	-	0,38	67,01	-	-	0,96	31,02	0,40	99,77
21a/3	-	0,37	67,35	-	-	0,67	30,70	0,22	99,31
21a/4	-	0,47	67,99	-	-	0,23	31,32	0,20	100,21
21a/5	-	0,25	67,57	-	-	0,80	31,08	0,06	99,76
21a/6	-	0,31	66,83	-	-	0,94	30,66	0,15	98,89
21c/5	0,45	0,37	66,78	-	-	1,31	30,86	0,29	100,06
23/1	1,06	0,31	69,04	0,34	-	0,96	28,28	0,00	99,99
23/2	0,80	0,28	69,00	0,33	-	1,16	28,25	0,21	100,03
24a/1	-	-	70,41	-	-	2,01	27,58	-	100,00
24a,b/3	-	-	70,62	0,25	-	0,98	28,15	-	100,00

— közvetlenül a spinell mellett —  $\text{Ca}_{2,06}(\text{Mg}_{0,32}\text{Fe}_{0,02}\text{Al}_{0,6})$  ( $\text{Al}_{0,75}\text{Si}_{1,25}\text{O}_7$  összetételű, mintegy 30 százalékos akermanitot tartalmazó gehlenit is kimutatható (6. ábra, II. táblázat). A gehlenit a kondrumszerű képződményekben lényegesen nagyobb mennyiségben szerepel.

sajátos elrendeződése (megjelenési formája) erőteljes és szakaszos utólagos hatást valószínűsít. A közösleges spinell messzemenően a leggyakoribb fehérszárny-alkotó refraktorikus ásvány. A peremektől a mag felé az alumínium(III)-oxid koncentrációja növekszik.

**II. táblázat.** A gehlenit (melilit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele. Az anortit tömegszázalékos kémiai összetétele

**Table II.** Chemical composition in wt% and phase composition of gehlenite (melilite). Chemical composition in wt% of anortite

Ábra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Összesen	Gh	Ak	Összesen
6/3	26,84	0,05	25,38	0,53	4,48	41,48	98,76	68,17	30,46	98,63
11/1	22,91	0,34	32,71	0,37	4,17	39,49	99,99	87,85	13,88	101,73
12/2	23,38	-	32,89	0,40	3,35	39,98	100,00	88,34	12,85	101,19
15/102	23,09	-	33,86	0,43	2,51	40,11	100,00	90,94	9,75	100,69
16/3	24,08	-	31,50	-	3,25	41,17	100,00	84,61	17,61	102,22
17a/101	25,63	-	32,32	0,86	4,47	36,72	100,00	86,82	15,57	102,39
19b/2	24,50	-	30,46	0,32	2,98	41,73	99,99	81,82	20,16	101,98
21a/7	23,96	-	30,30	-	3,05	41,79	99,10	81,38	20,72	102,10
21a/8	26,68	-	27,12	-	4,10	41,80	99,70	72,84	28,87	101,71
21a/9	26,83	-	26,34	-	4,28	42,12	99,57	70,75	31,28	102,03
22/1	22,61	-	33,28	0,60	2,94	40,57	100,00	89,39	12,74	102,13
Az anortit tömegszázalékos kémiai összetétele										
Ábra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Összesen		
16/2	42,46	-	36,40	-	-	21,14		100,00		

Geh = gehlenit/ghelinite, Ak = akermanit/akermanite.

A következő övet általában fassait–titánfassait és alumíniumdiopszid (III. táblázat), a legkülsőt pedig többnyire forsterit (IV. táblázat) alkotja. A klinopiroxén összetétele gyakran egy adott övön belül is eltérő. A kétféle összetételű piroxén (diopszid és fassait), egymáshoz közeli megjelenését a Murchison-meteoritban MACPHERSON et al. (1983) is kimutatták. Mindez a fehérszárnyhalmazok nem egyensúlyi kialakulási folyamatára vagy átkristályosodására utal. A legkülső övet alkotó forsterit 0,22–0,58% vas(II)-oxidot — egy-egy példány CaO-t is — tartalmaz.

A fehérszárnyhalmazokat alkotó összetett szemcsékben az övek alakja változatos. Az egymással fogazatszerűen összekapcsolódó részegységek is viszonylag gyakoriak (7–8. ábra). A spinellhalmazok körül különböző ásványokból, főleg Ti-piroxénekből — Ti-augitból, Ti-fassaitból — és Al-diopszidból álló — a WARK & LOVERING által 1977-ben kimutatott, „polisade”-nak elnevezett (in 1982) formával, szerkezettel azonos, vagy ahhoz nagyon hasonló — övek alakultak ki.

A különböző fázisok közötti határ részben elmosódott, az átmenet helyenként folyamatos. Ezt az állapotot az ásványtanilag pontosan nem azonosítható kémiai összetételű amorf–kriptokristályos fázisok (mezosztázisok) is jelzik (7–9. ábra). Az eltérő, változatos összetételű alapanyag-elegyrészek — főleg a szufidok — a szemcséken belül szórta (hintett formában) és részleges repedéskitöltőként is megjelennek.

A fehérszárnyhalmazokat alkotó szemcsék üde refraktorikus ásványai valószínűleg a korai kondenzáció termékei. A későbbi átalakulások–elváltozások, továbbá a kiszorítások–beöblösödések, valamint az alapanyag-elegyrészek

2. típus. Az uralkodóan típusos refraktorikus ásványokból, változó részarányú spinellből, gehlenitből, perovszkitből álló, több metszetben kimutatott fehérszárny-társulásokon belül szabálytalan alakú, nyúlt, hosszúka, „tömör” halmazokat (a), összetett kerekded, felhőszerű aggregátumokat (b), továbbá többnyire alakatlan, részben „szív” alakú (c), valamint kondrumszerű és ovális képződményeket (d) különböztethetünk meg (1. később a 10. és 14. ábrát).

a) A szabálytalan alakú, nyúlt, hosszúka „tömör” ásványhalmazokat mintegy 40×100 µm-es méretű, túlnyomó részben típusos refraktorikus (hőálló) ásványokból álló (esetenként zónás szerkezetű) összetett egységek, és 1–35 µm-es méretű, főleg különböző piroxénekből, valamint olivinből — egyes halmazok körül részben spinellből (gehlenitből) — álló köztes anyag alkotja (11–13. ábra). A nagyobb zónás egységek belső része, a magja, a közösleges spinell mellett változó mennyiségű kerekded perovszkitot (IV. táblázat), valamint a következő övben gyakori gehlenitet is tartalmaz. A legkülső övet titántartalmú augit (fassait Fst1), a közvetlen környezetet pedig alumíniumdiopszid–augit, valamint forsterit (Ol) és kevés fayalit (Fa101) alkotja (11–12. ábra). A nagyobb zónás egységek közötti átmenet helyenként folyamatosnak látszik. A köztes anyag a különböző fehérszárny-társulásokban — de esetenként a halmazon belül is — eltérő szerkezetű és összetételű. Például a 10. ábrán jelzett nyúlt halmazban a túlnyomó részben 2–8 µm-es átmérőjű szemcsékből álló részleget zónás spinell–piroxén együttes alkotja. A spinell látványosan megy át piroxénbe (13. ábra), ami lényegében sajátos biner rendszerű olvadék kristályosodására utalhat. A kivált két szilárd fázis kémiai összetételéből

III. táblázat. A piroxének tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele  
Table III. Chemical composition in wt% and phase composition of pyroxenes

Ábra	Ásványjelek	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	Tsch	TiPx	TiAlPx	CrPx	Összesen
5b	Al-Di 2	51,30	-	5,53	-	0,45	-	16,66	25,31	99,25	41,50	46,14	0,83	-	11,82	-	-	-	100,29
6	Ti-Fst 2	39,21	6,42	16,11	-	0,80	-	12,91	23,89	99,34	32,15	31,10	1,47	-	16,95	-	19,12	-	100,79
	Al-Di 6	50,61	-	6,70	-	0,33	-	16,91	25,22	99,76	42,12	44,62	0,61	-	14,32	-	-	-	101,67
	Ti-Fst 8	40,96	4,45	16,68	0,19	0,66	-	12,13	24,80	99,87	30,21	32,24	1,21	-	23,26	-	13,25	0,61	100,78
7	Ti-Fst 9	44,57	3,43	13,39	0,18	0,38	-	13,82	24,33	100,10	34,42	35,01	0,70	-	19,02	-	10,22	0,57	99,94
	Ti-Fst 1	44,99	3,12	11,48	-	0,48	-	14,78	24,61	99,46	36,81	37,89	0,88	-	16,05	-	9,29	-	100,92
	Ti-Fst 2	45,33	4,11	11,48	-	1,03	-	14,15	24,44	100,74	35,24	37,56	1,89	-	13,35	-	12,18	-	100,22
9	Ti-Aug 7	44,10	3,28	15,75	-	0,48	-	13,58	12,04	99,23	33,82	25,34	0,88	-	29,22	9,81	-	-	99,07
	Fst 1	48,61	2,53	8,00	-	0,28	-	16,77	23,82	100,01	41,77	38,39	0,51	-	13,65	6,31	-	-	100,63
	Ti-Aug 101	33,67	9,98	21,49	0,26	0,52	-	12,04	22,04	100,00	29,99	21,21	0,95	-	17,93	-	29,72	0,62	100,42
11	Aug 103	52,89	-	3,79	-	2,04	-	21,53	19,75	100,00	53,62	36,61	3,75	-	8,10	-	-	-	102,08
	Al-Di 106	49,81	0,12	7,71	0,11	2,59	-	16,25	23,39	100,00	40,47	39,48	4,76	-	16,17	0,37	-	0,35	101,60
	En 101	59,35	-	-	0,51	0,78	0,22	38,87	0,26	100,00	96,81	-	-	1,21	0,41	-	-	1,66	100,09
12	Ti-Aug 102	38,39	7,00	16,99	0,13	1,07	-	14,21	22,21	100,00	35,39	26,53	1,96	-	17,05	-	20,84	0,42	102,19
	Ti-Aug 103	26,32	16,18	25,60	0,17	0,19	-	8,88	22,66	100,00	22,12	17,63	0,35	-	10,35	-	48,19	0,54	99,18
	Fst 115	49,54	1,54	7,18	0,11	0,38	-	15,49	25,76	100,00	38,58	45,07	0,70	-	11,00	-	4,60	0,35	100,30
15	Al-t-Di 116	52,90	0,32	3,07	-	0,98	-	18,11	24,63	100,00	45,11	47,23	1,80	-	6,12	1,68	-	-	101,94
	Fst 112	47,79	1,76	10,29	-	0,22	-	14,28	25,66	100,00	35,57	40,21	0,40	-	19,75	4,98	-	-	100,91
	Ti-Aug 113	33,26	8,22	23,68	0,29	1,24	-	12,47	20,83	100,00	31,06	15,95	2,28	-	27,81	-	24,48	0,92	102,50
17a	Ti-Aug 114	41,15	3,48	17,15	0,14	3,01	-	13,83	21,24	100,00	34,45	24,36	2,53	-	27,00	-	10,36	0,44	102,14
	Fst (?) 111	49,77	1,25	8,63	-	0,82	-	15,51	24,02	100,00	38,63	39,00	1,51	-	16,75	3,75	-	-	99,64
	Al-Di	51,11	0,50	6,26	-	1,52	-	18,28	22,33	100,00	45,53	38,76	2,79	-	12,71	1,50	-	-	101,29
21b	Al-Di 1	52,16	1,17	4,00	-	0,46	-	16,61	24,89	99,29	41,37	46,15	0,84	-	6,97	3,49	-	-	98,82
	Al-Di (Fst?) 2	51,27	1,74	5,24	-	0,38	-	15,65	25,47	99,76	38,98	45,54	0,70	-	8,88	5,12	-	-	99,22
	Fst 3 (Ti-Fst)	46,87	3,28	10,67	-	0,87	-	14,25	23,93	99,87	35,49	35,03	1,60	-	18,36	9,81	-	-	100,29
21c	Al-t-Di	54,95	-	2,07	-	1,27	-	17,63	24,82	100,74	43,91	48,89	2,33	-	4,43	-	-	-	99,56
	Al-Di 3	52,11	0,20	2,75	-	9,60	0,24	14,56	20,54	100,00	36,26	39,27	17,63	0,44	5,60	0,60	-	-	99,80
	Al-Di 5	52,16	0,53	5,17	-	1,97	-	17,43	22,73	99,99	43,41	40,81	3,62	-	10,34	1,59	-	-	99,77
22	Al-Di 2a	52,21	0,20	3,17	-	5,55	-	16,71	22,15	99,99	41,62	43,35	10,19	-	4,91	0,60	-	-	100,67
	Al-t.Hd 2b	49,82	-	2,60	0,27	16,87	0,25	11,45	18,74	100,00	28,52	35,67	30,98	0,46	5,13	-	-	0,86	101,62
	Al-Di 2c	51,25	0,66	5,19	0,14	1,92	-	18,48	22,35	99,99	46,30	39,81	3,53	-	10,01	1,96	-	0,44	102,05
23	Fst 3	48,34	1,84	7,88	0,15	0,97	-	16,15	24,66	99,99	40,22	42,01	1,78	-	11,59	-	5,58	0,49	101,67
	Aug 4	49,90	1,05	7,00	-	2,59	-	17,22	22,22	99,99	42,89	37,31	1,76	-	13,54	3,15	-	-	101,65
	Aug 5	49,37	1,39	8,13	0,11	1,31	-	16,64	23,05	100,00	41,65	37,41	2,41	-	15,34	4,14	-	0,35	101,30
24a	Al-Di 4	52,73	0,32	4,60	-	8,50	-	17,31	16,55	100,01	43,11	28,81	15,61	-	9,39	0,97	-	-	97,89
	Al-Hd 1	48,13	-	5,50	-	19,04	-	7,12	20,20	99,99	17,73	35,59	34,96	-	11,77	-	-	-	100,05
	Aug	49,46	-	2,83	-	14,85	0,60	11,28	21,08	100,00	28,10	40,46	27,27	-	6,04	-	-	-	101,87

FeO = óxidos-oxid FeO-ban. En = enstatit, Wo = wollastonit, Fs = ferroszilít, Jh = johannsenit, Tsch = tschermakmolekula, TiPx = CaTi(AlSi)O<sub>6</sub>, CrPx = CaCr(AlSi)O<sub>6</sub>, Aug = augit, Ti-Aug = titánaugit, Di = diopszid, Al-Di = alumíniumdiopszid, Al-t-Di = alumíniumtartalmú diopszid, Fst = fassait, Ti-Fst = titánfassait. A titán (V)iont tartalmazó piroxént (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) elsőként Fe/Di (1982) mutatta ki. Főleg sok alumíniumot és titánt, de kevés szilíciumot tartalmazó piroxénekben jelenik meg.

FeO = all iron oxides. En = enstatite, Wo = wollastonite, Fs = ferrosilite, Jh = johannsenite, Tsch = tschermakmolekule, TiPx = CaTi(AlSi)O<sub>6</sub>, CrPx = CaCr(AlSi)O<sub>6</sub>, Aug = augite, Ti-Aug = Ti-augite, Di = Al-diopszid, Al-t-Di = Al-containing diopszid, Fst = fassaitte, Ti-Fst = Ti-fassaitte. The pyroxene which contains titanium (Ti) ions (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) was traced by Fe/Di (1982) at first. Mainly it can be found in pyroxene containing mostly Al and Ti and a small amount of Si.

## IV. táblázat. Az olivin tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Table IV. Chemical composition in wt% and phase composition of olivine

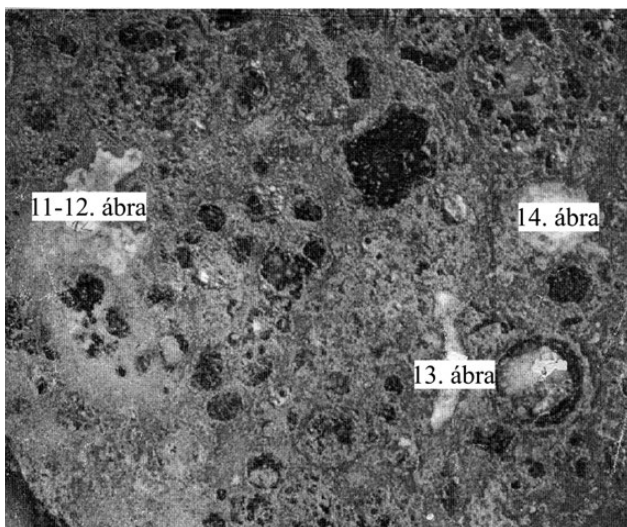
Ábra	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	OI
6/1 (Fo)	41,95	-	0,58	-	57,73	-	100,26	100,75	0,82	-	101,57
6/7 (Fo)	42,12	-	0,22	-	57,58	0,21	100,13	100,49	0,31	-	100,80
9/1 (Fo)	42,11	-	0,48	-	57,09	0,75	100,43	99,63	0,68	-	100,31
9/2 (Fo)	41,43	-	0,46	-	57,72	-	99,61	100,73	0,65	-	101,38
9/3 (Fo)	42,46	-	0,66	-	57,45	-	100,57	100,26	0,93	-	101,19
11/201 (OI)	41,94	0,14	3,84	0,66	53,07	0,35	100,00	92,62	5,45	0,94	99,01
11/202 (OI)	41,55	0,14	3,97	0,67	53,43	0,24	100,00	93,75	5,63	0,95	99,83
11/203 (OI)	42,27	0,24	1,66	0,68	55,03	0,13	100,01	96,04	2,35	0,97	99,36
11/101 (Fa)	29,98	-	67,06	1,33	1,27	0,35	99,99	2,22	95,10	1,89	99,21
12/204 (OI)	42,26	0,11	2,04	0,80	54,80	-	100,01	95,64	2,89	1,14	99,67
12/205 (OI)	41,30	0,20	6,73	0,64	50,89	0,24	100,00	88,81	9,54	0,91	99,26
12/206 (OI)	41,94	-	3,49	0,72	53,55	0,31	100,00	93,46	4,95	1,02	99,43
12/207(OI)	42,18	-	2,54	0,75	54,37	0,16	100,01	94,89	3,60	1,07	99,56
15/208 (OI)	42,63	0,28	0,59	-	56,00	0,22	99,99	98,20	0,84	-	99,04
23/3 (OI)	34,41	0,27	43,51	0,51	21,08	0,23	100,01	36,79	61,71	0,73	99,23
23/1 (Fa/1)	29,95	-	68,05	0,43	1,57	-	100,00	2,74	96,51	0,61	99,86

Fo – forsterit/forsterite, Fa – fayalit/fayalite, Tep – tefroit/tephroite, OI – olivin/olivine.

is erre következtethetünk. (A spinellszemcsék mérete, eloszlása–elrendeződése a WARK & LOVERING (1982) által az Allende-meteoritban kimutatott, „framboid”-nak minősített, ill. elnevezett „csoportos” spinellre emlékeztet.)

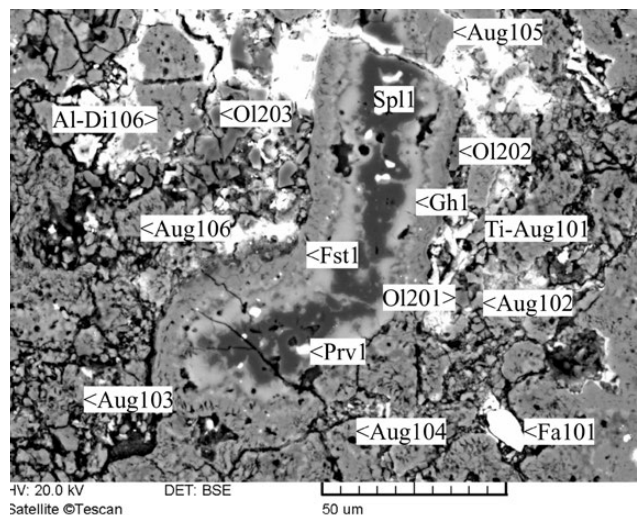
b) Az összetett, kerekded, „felhőszerű” aggregátumokat (14. ábra) kiemelkedően sok gehlenitet vagy spinellt tartalmazó, „részlegesen” kerekded, valamint teljesen szabály-

talán alakú („xenomorf”) részalmazok alkotják. Az uralkodó összetevők aránya a különböző társulásokban (az aggregátumokon belül) erősen eltérő (15–17. ábra). Például



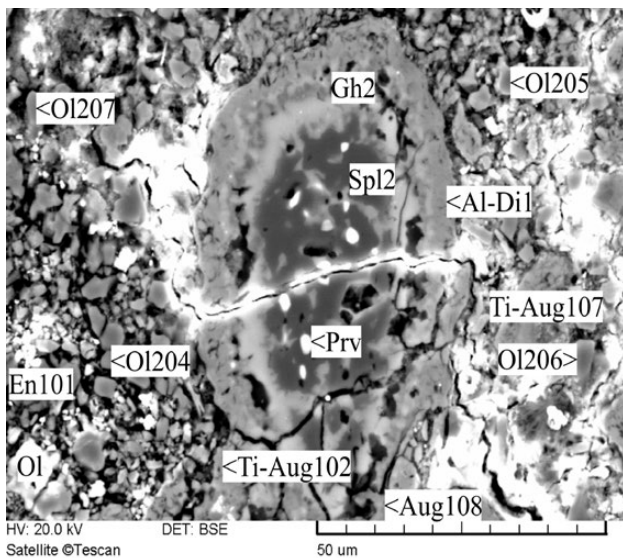
10. ábra. Uralkodóan perovskitból gehlenitből és spinellből álló, különböző alakú fehérzárványhalmazok. (Fehérzárványhalmazokban gazdag meteorit-rész.) 11–12. szabálytalan alakú, 13. nyúlt, 14. kerekded fehérzárványhalmaz (DITRÓI-PUSKÁS Z. felvétele)

Figure 10. White inclusion aggregates with different forms consisting predominantly of perovskite, gehlenite and spinel. Part of the meteorite enriched in white inclusion aggregates. 11–12 irregular, 13 elongated, 14 rounded white inclusion aggregate (photo taken by Z. DITRÓI-PUSKÁS)



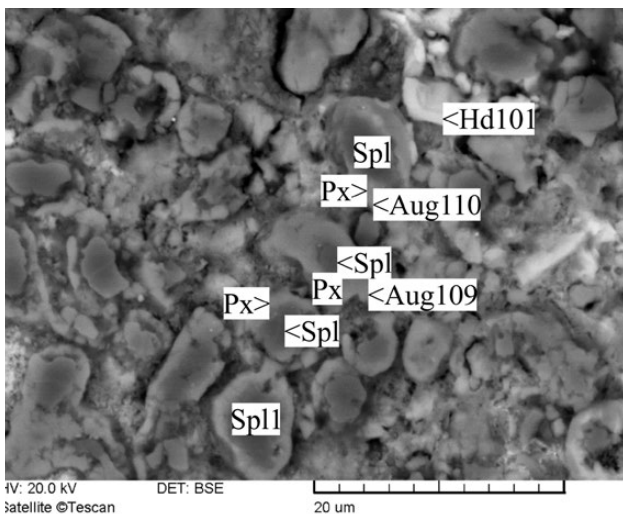
11. ábra. A szabálytalan alakú fehérzárványhalmaz nagyított része. Mintegy 40×150 µm átmérőjű összetett szemcse és környezete. A nyúlt zónás szerkezetű összetett ásványgyűttes spinellből (Spl) és perovskitból (Prv) álló belső részét gehlenit (Gh) övezi, a külső övet főleg fassait (Fst) a környezetét pedig – lényeges összetevőként – túlnyomó részben különböző monoklin piroxének (Ti-Aug = titánaugit, Aug = augit, Al-Di = alumíniumdiopszid), valamint olivin (OI), ill. forsterit (Fo) és kevés fayalit (Fa) alkotják

Figure 11. Enlarged part of irregular white inclusion aggregate. Larger composite grain with roughly 40×150 µm size, assemblage and its surroundings. The core of the elongated zoned assemblage is composed of spinel (Spl) and perovskite (Prv) encircled by gehlenite (Gh), while the outer belt is mainly composed of fassaite (Fst) and the surroundings is mainly composed of various clinopyroxenes (Ti-Aug = Ti-augite, Aug = augite, Al-Di = Al-diopside) as well as olivine (OI), or rather forsterite (Fo) and some fayalite (Fa)



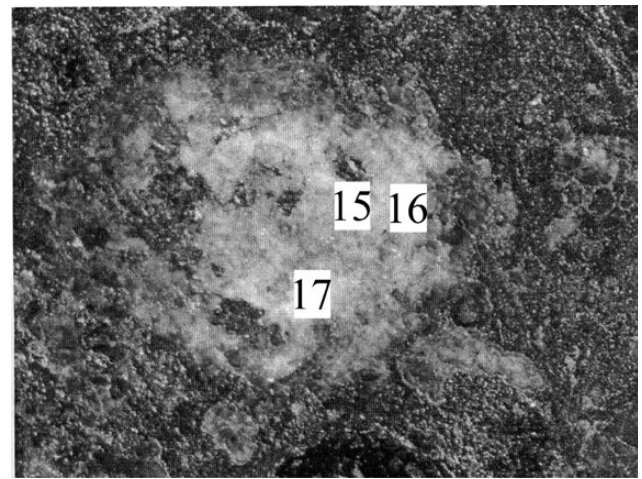
**12. ábra.** A szabálytalan alakú fehérzárványhalmaz egy részének (10. ábra, 12) erősen nagyított képe. Az előzőtől (11. ábra) eltérő alakú, de lényegében azonos szerkezetű (zónásságú) és összetételű „szemcse” (ásványegyüttes) és törmelékes környezete. Spl = közönséges spinell, Prv = perovszkit, Gh = gehlenit, Al-Di = alumíniumdiopszid, Ti-Aug = titánaugit, Aug = augit, En = enstatit, Ol = olivin, illetve forsterit

**Figure 12.** Strongly enlarged part of the irregular white inclusion aggregate (Figure 10: 12). Different in form from that featured in Figure 11, but with equal structure (zoning) and composition of the “grain” (mineral assemblage) and its clastic surrounding. Spl = spinel, Prv = perovskite, Gh = gehlenite, Al-Di = Al-diopside, Ti-Aug = Ti-augite, Aug = augite, En = enstatite, Ol = olivine, or rather forsterite



**13. ábra.** Nyúlt alakú fehérzárványhalmaz (10. ábra: 13.) erősen nagyított aprószemcsés részlege. A szemcsék magját közönséges spinell (Spl), a külső övet pedig monoklin piroxén (Px), főleg augit (?) (Aug) alkotja. Az átmenet helyenként folyamatosnak látszik. A peremek felé a piroxén FeO-tartalma kissé növekszik. Az intenzívebben megváltozott (vagy átalakult) részben a hedenbergit (Hd) is megjelenik

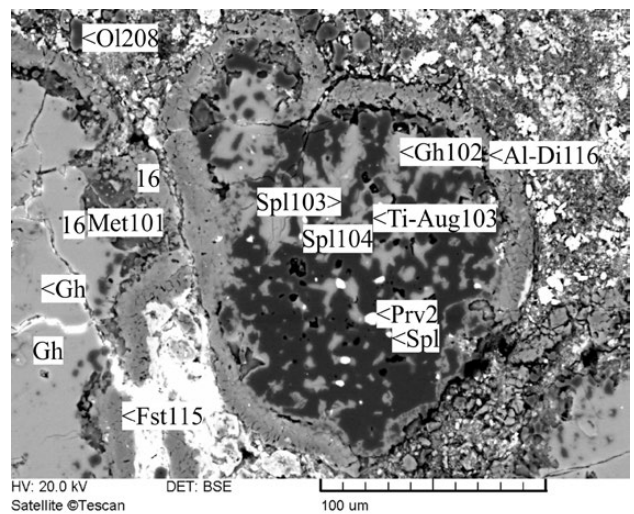
**Figure 13.** Strongly enlarged part of the elongated white inclusion aggregate (Figure 10: 13). The core of the grains is spinel (Spl), while the outer zone is composed of clinopyroxene (Px), mainly augite (?) (Aug). The transition seems to be continuous in places. The FeO-content of pyroxenes presumably increases towards the rims. In more intensely changed (or altered) part hedenbergite also appears



**14. ábra.** Kerekded felhőszerű fehérzárványhalmaz. Egyes részeit a 15., 16. és 17. ábra tartalmazza (DITRÓI-PUSKÁS Z. felvétele).

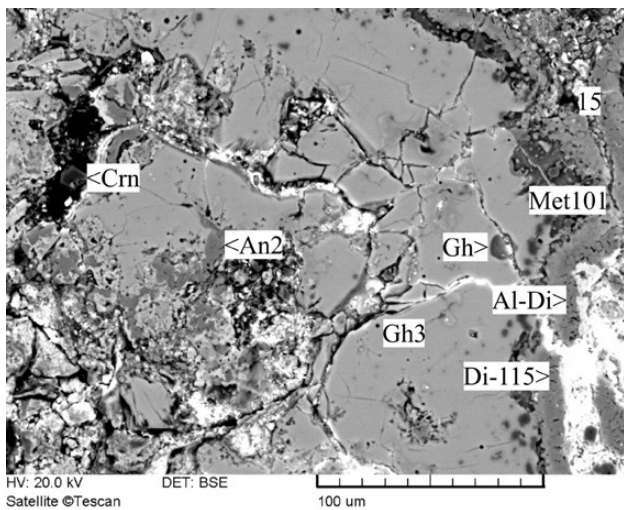
**Figure 14.** Roundish cloudy-like white inclusion aggregate. Some parts of it are displayed on Fig. 15., 16. and 17. (photo taken by Z. DITRÓI-PUSKÁS)

a 14. ábrán jelzett halmazok kétféle morfológiájú (alakzatú) szomszédos társulása közül egyiket főleg spinell (15. ábra) — és kevesebb gehlenit — a közvetlenül mellette levőt (16. ábra) pedig csaknem kizárólag gehlenit alkotja. Az utóbbiban — a repedésekkel erősen tagolt gehlenitben — az anortit is kimutatható. Az uralkodóan gehlenitből álló részhalmozok (változatok) sajátos, a környezettől eltérő elemekből álló, a kabai meteoritban mind ez ideig ismeretlen összetételű zárványok is megfigyelhetők (17. ábra, a). A mintegy 5×6 μm-es kerekded zárvány (17. ábra, b) magját főleg



**15. ábra.** A felhőszerű fehérzárványhalmaz uralkodóan spinellből (Spl), továbbá gehlenitből (Gh102) perovszkitből (Prv), valamint klinopiroxénből álló egysége. A piroxént a belső részekben sok, mégpedig 16,18% TiO<sub>2</sub>-t, valamint 25,6% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-at tartalmazó titánaugit (Ti-Aug), a külső övet pedig alumíniumdiopszid (Al-Di) alkotja. Fst – fassait, Ol – olivin (forsterit), Met – mesosztázis. 16 = 16. ábra iránya

**Figure 15.** Unit of the cloudy-like white inclusion aggregate composed mainly of spinel (Spl) as well as gehlenite (Gh), perovskite (Prv), and clinopyroxene. Pyroxene in the centre is Ti-augite (Ti-Aug) with 16.18% TiO<sub>2</sub> and 25.6% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content, while in the outer zone Al-diopside (Al-Di) alkotja. Fst = fassaite, Ol = olivine (forsterite), Met = mesostasis, 16 = direction of Figure 16



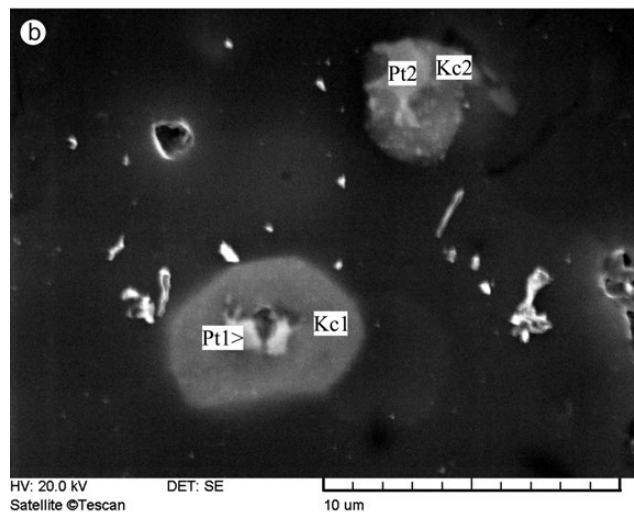
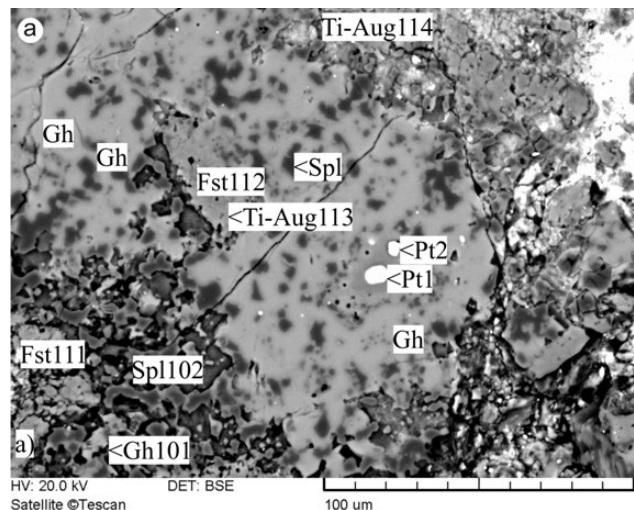
**16. ábra.** A felhőszerű fehérzárványhalmaz gehlenitből (Gh) álló része. A gehlenitet részlegesen mezosztázis övezi, a legkülső részt pedig a 15. ábrát határoló piroxénnal közvetlenül érintkező – azonos szerkezetű, és összetételű – alumíniumdiopszid alkotja. Kevés anortitot is tartalmaz. Met = mezosztázis, Al-Di = alumíniumdiopszid, Di = diopszid, An = anortit, Crn = korund (?). 15 = 15. ábra iránya

**Figure 16.** The cloudy-like white inclusion aggregate composed of gehlenite. Gehlenite is partly encircled by mesostasis, while the outermost part is composed of Al-diopside (partly fassaite) with equal structure and composition with the pyroxene found in the outer zone in Figure 15. It contains also some anorthite. Met = mesostasis, Al-Di = Al-diopside, Di = diopside, An = anorthite, Crn = corundum (?), 15 = direction of Figure 15

platina (72,18%), továbbá vas, nikkelt, irídium és kevés (0,71%) hafnium, a külső (Kc1) övet pedig sok vas (65,22%), valamint molibdén, platina, valamint kevés nikkelt alkotja. Ezek szerint a zárvány magjában lévő elemek — főleg a nagy koncentrációjú platina, valamint az irídium — tekinthetők (az adott rendszerben) az első kondenzációs termékeknek. Ezt az is igazolja, hogy a külső (Kc1) övben a platina lényegesen kisebb koncentrációban (mindössze 3,76%) szerepel, az irídium pedig már hiányzik, ill. az alkalmazott módszerrel nem mutatható ki. WARK & LOVERING (1978, 1982) az Allende-meteorit egy Ca-Al ásványában „CaAlI”-ben Pt-, Os-, Ir-, Ru-, valamint Mo-, Re-, és W-tartalmú zárványt mutattak ki. A Murchison-beli ozmiumot és irídiumot némileg más társulásban, azon belül troilitban határozták meg (MACPHERSON et al. 1983). A kőzetes anyagot főleg közönséges spinell, gehlenit, piroxének és olivin alkotják, de helyileg erősen eltérő részarányban. A spinellt — több helyen — gehlenit övezi.

c) A többnyire szabálytalan alakú, kisebb részben „szív alakú” részalmazok-ásványtársulások (l. a 18. ábrát) általában jellegzetes csoportokat alkotnak (19. ábra, a). A belső részek lényeges, meghatározó ásványa a mintegy 20% akermanitot tartalmazó „spinellzárványos” gehlenit (19. ábra, a, b). A közönséges spinell mennyisége a peremek felé növekszik, helyenként uralkodóvá válik. A legkülső övben — egyes szakaszokon — az alumíniumdiopszid és a fayalit is kimutatható (19. ábra, b).

d) A többé-kevésbé kondrumszerű, részben kerekded-ovális alakzatok (20. ábra) mellett, kevés nagyon kis méretű — mindössze 100–200 μm átmérőjű — gömb alakú,

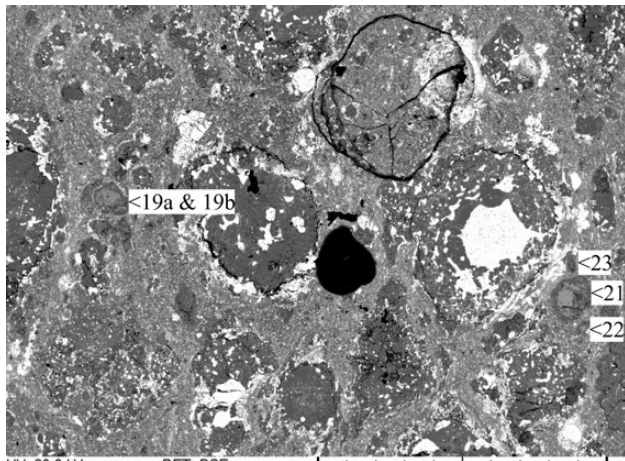


**17. ábra.** a) A felhőszerű fehérzárványhalmaz uralkodóan gehlenitből (Gh), továbbá spinellből (Spl), valamint monoklin piroxénekből – fassaitból (Fst) és titánaugitból (Ti-Aug) – álló, erősen törmelékeny részlege. Pt1, Pt2 – platina-tartalmú zárvány. b) A gehlenit zárványként a – kamaciton (Kc) belüli két kis gumóban (Pt1, Pt2) – többek között – jelentős mennyiségű (22,9–72,2 m%) platint, továbbá osmiumot, irídiumot, hafniumot (stb.) is tartalmaz. A zárványok tömegszázalékos összetétele: Kc1 = Fe: 65,22; Ni: 1,58; Pt: 3,76; Mo: 27,82; Ca: 1,61. (Fe:Ni = 97,46:2,54). Pt1 = Pt: 72,18; Ir: 3,79; Hf: 0,71; Fe: 18,08; Ni: 4,60; Pt2 = Pt: 22,94; Os: 5,07; Ru: 5,94; Fe: 35,8; Ni: 25,03; Mo: 5,22

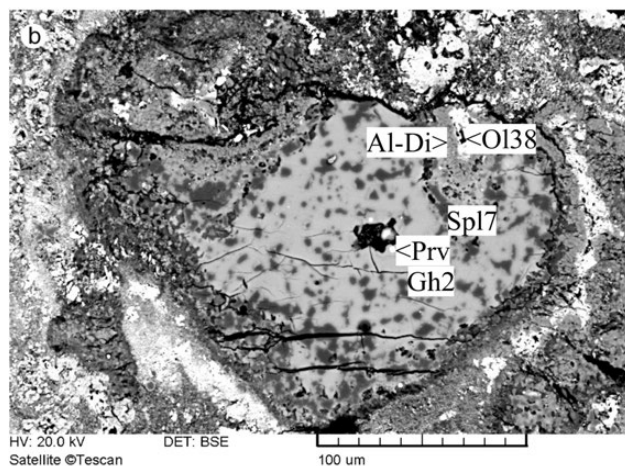
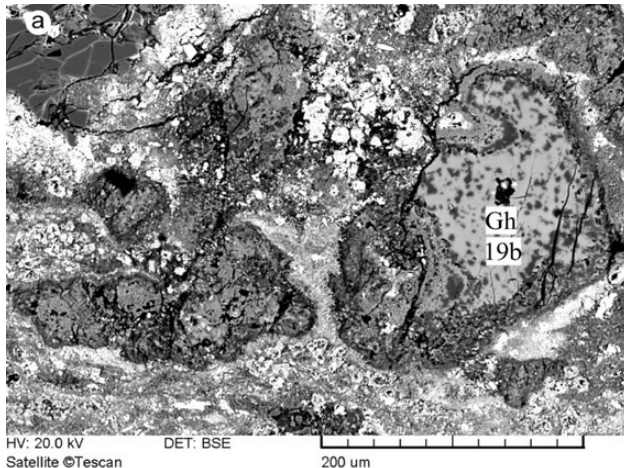
**Figure 17.** a) Highly clastic part of the cloudy-like white inclusion aggregate composed mainly of gehlenite (Gh) as well as spinel (Spl), clinopyroxenes – fassaite (Fst) and Ti-augite (Ti-Aug). Pt1, Pt2 – Pt-containing inclusion. b) Gehlenite contains kamacite (Kc) inclusion which in turn contains two small nodules (Pt 1, Pt 2) with significant Pt-content (22,9–72,2 wt%), and some Os, Ir, Hf (etc), too. The wt% composition of the inclusions: Kc1 = Fe: 65.22, Ni: 1.58, Pt: 3.76, Mo: 27.82, Ca: 1.61. (Fe:Ni = 97.46:2.54). Pt1 = Pt: 72.18, Ir: 3.9, Hf: 0.71, Fe: 18.08, Ni: 4.60; Pt2 = Pt: 22.94, Os: 5.07, Ru: 5.94, Fe: 35.8, Ni: 25.03, Mo: 5.22

uralkodóan refraktorikus ásványokból álló képződmények is megfigyelhetők.

A kondrumszerű alakzatok (21–22. ábra) jellegzetesen zónás szerkezetűek, a belső részt kevés perovszkitot, valamint helyenként (főleg a peremek közelében) közönséges spinellt is tartalmazó gehlenit alkotja. A szemcsés perovszkit (V. táblázat) és a spinell együtt nagyobb mennyiségben esetenként közvetlenül a gehlenitet borító övben jelenik meg (21. ábra, a, b, c). A szabálytalan alakú, gyakran nyúlt sávokat alkotó spinellkristályok körül, többnyire változó

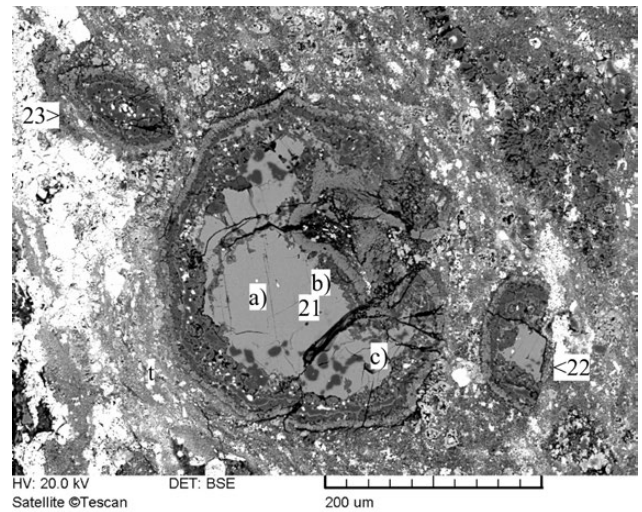


**18. ábra.** A 19–23. ábrákat tartalmazó meteoritrész (Mgh = maghemit)  
**Figure 18.** Part of the meteorite displayed on Figure 19–23 (Mgh = maghemite)



**19. ábra.** a) Szabálytalan alakú, de azonos szerkezetű és összetételű – szív alakú – összetett szemcsékből, ásványgyűtesekből álló csoport. Gh = gehlenit, 19b = 19. ábra. b) A csoport (19. ábra) legnagyobb összetett szemcséje. Főleg gehlenit (Gh) és közönséges spinell (Spl) alkotja, de kevés perovszkitot, a peremi részeken pedig alumíniumdiopszidot-augitot (?) (Al-Di), valamint fayalitot (Ol38 = Fa) is tartalmaz

**Figure 19.** a) Irregular shape – heart forming – group composed of composite grains, assemblages, but with equal structure and composition. Gh - gehlenite. b) The largest composite member of the group. Composed mainly of gehlenite (Gh) and splinel (Spl), with some perovskite (Prv) and – on the rims – Al-diopside (Al-Di), and fayalite (Ol38 = Fa)



**20. ábra.** Jellemzőes zónás szerkezetű, kerekded kondrumszerű (21), részben (22) vagy teljesen (23) ovális ásványgyűteseket tartalmazó meteoritrész. 21., 22., 23. = az ábrák száma; a, b, c = nagyított részletek; t = torlódásos öv.

**Figure 20.** Part of the meteorite containing characteristic zoned rounded chondrule-like (21), partly (22) or perfectly (23) oval mineral assemblages. 21, 22, 23 = Figure number a), b), c) = enlarged parts, t = congestion belt

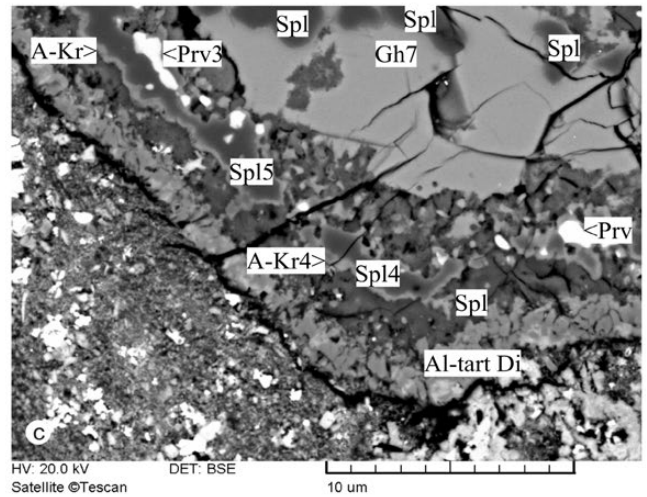
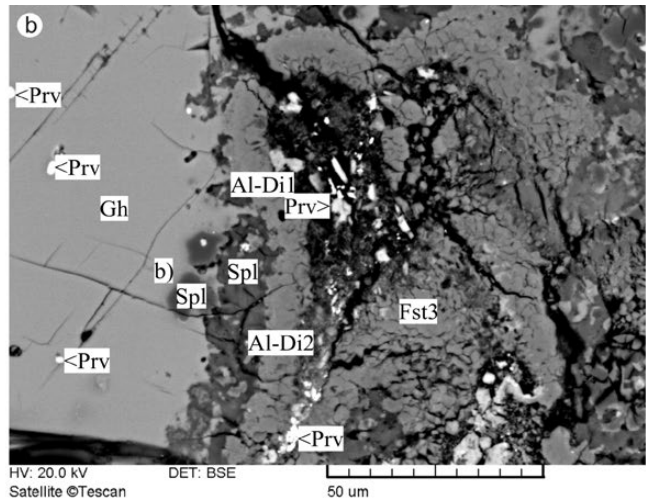
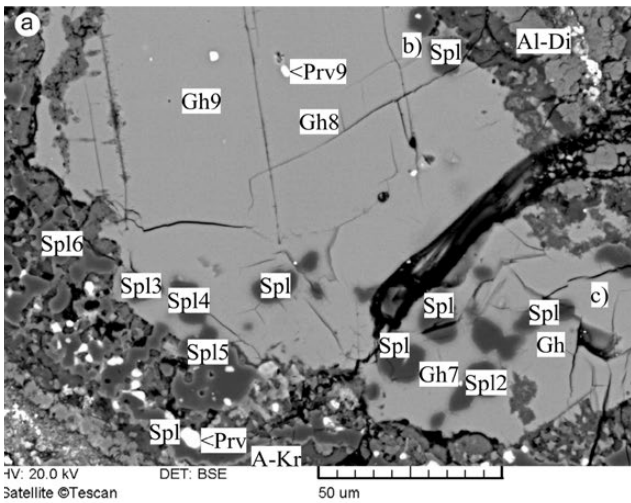
amorf–kriptokristályos fázis alakult ki. Az A-Kr 4 mérés-pont anyaga — 21. ábra, c —  $\text{TiO}_2$  4,4%-ot, továbbá 32,2% alumínium(III)-, valamint 26,4% kalcium(II)-oxidot tartalmaz. A helyenként meg–megszakadó — részben a gehlenit-hez és a spinellhez közvetlenül kapcsolódó — külső (kissé zavart) övet túlnyomó részben Al- és Al-tartalmú diopszid, az alapanyag felé eső részt pedig jelentős mennyiségű titánban gazdag augit (fassait) alkotja.

Az előzővel (21. ábra) lényegében azonos szerkezetű és összetételű, kerekded vagy ovális megjelenésű fehérzárvány-képződményben (22. ábra) a középső részt, a magot alkotó gehlenit, valamint a közönséges spinell megközelítőleg azonos mennyiségben szerepel. A spinell körüli övben, a mezosztázis (az amorf–kriptokristályos anyag) is jelentős részarányt képvisel. A legkülső övet — az előző mintában (21. ábra) észleltékhez hasonlóan — Al-tartalmú és Al-diopszid alkotja. Közvetlen környezetében — főleg a kondrumszerű („ovális”) alakzatból hiányzó rész helyén és mellett — viszonylag sok oxidásvány (maghemit?) és pentlandit (Mgh + Pn) mutatható ki. Az ugyancsak jellegzetesen zónás szerkezetű ovális képződmények (23. ábra) belső részét spinell, és — az előzőekkel ellentétben — viszonylag

**V. táblázat.** A perovszkit (Prv) tömegszázalékos kémiai összetétele

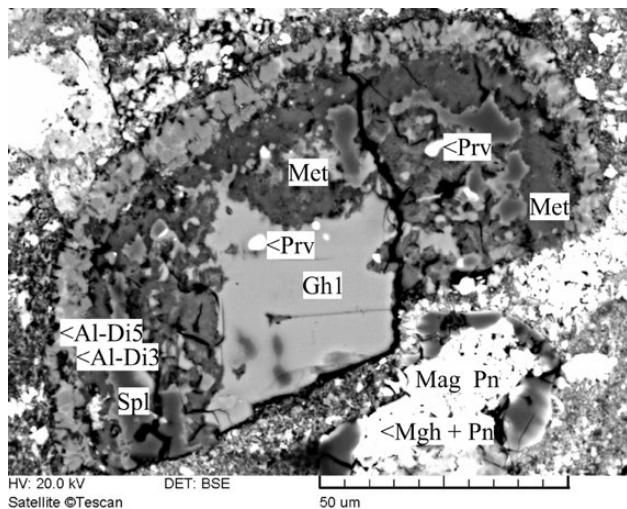
**Table V.** Chemical composition in wt% of perovskite (Prv)

Ábra	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	CaO	Összesen
11/1	58,43	–	0,41	41,16	100,00
15/2	58,79	–	–	41,21	100,00
21c/3	58,18	–	–	41,82	100,00
24a/3	57,49	0,78	0,81	40,91	99,99
24a, b/4	58,33	–	1,24	40,43	100,00



**21. ábra.** A 20. ábra középső, kondrumszerű képződményének nagyított részlegei (a, b, c). a) Gh = gehlenit, Prv = perovszkit, Spl = spinell, Al-Di = alumíniumdiopszid (b) + Al-Di = alumíniumdiopszid, Fst 3 (Ti-Fst) = titán-fassait (c) + Al-tart Di = alumíniumtartalmú diopszid, A Kr = amorf kriptokristályos fázisok, mezosztázis

**Figure 21.** Enlarged parts of chondrule-like formation in centre of Figure 20 (a, b, c). a) Gh = gehlenite, Prv = perovskite, Spl = spinel, Al-Di = Al-diopside. b) + Al-Di = Al-diopside, Fst 3 (Ti-Fst) = Ti-fassaite. c) + Al-tart Di = Al-containing diopside, A Kr = amorphous cryptocrystalline phases, mesostasis

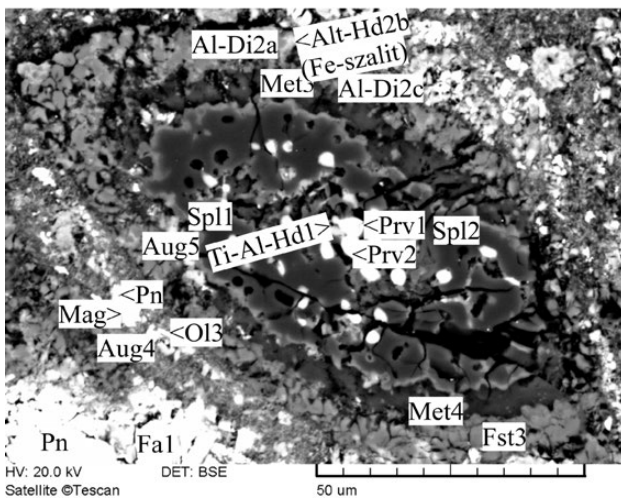


**22. ábra.** A 20. ábra középső részén látható kerekded alakzattal lényegileg azonos összetételű (részben ovális jellegű), a becsapódáskor, esetleg előtte valószínűleg kettétört (vagy metszetben csak az egyik fele látható) fehérzárvány képződmény. Gh = gehlenit, Prv = perovszkit, Spl = spinell, Al-Di = alumíniumdiopszid, Met = mezosztázis, Mgh + Pn = maghemit + pentlandit

**Figure 22.** Partly oval-like white inclusion formation probably broken in two (or only one half of it can be seen in the section) during impact or before. It has essentially the same composition within the centre of Figure 20. Gh = gehlenite, Prv = perovskite, Spl = spinel, Al-Di = Al-diopside, Met = mesostasis, Mgh + Pn = maghemite + pentlandite

jelentős mennyiségű perovszkit alkotja. A spinellkristályokat rendszerint vékony amorf–kriptokristályos sáv (mezosztázis) övezi (l. a 21. ábrát is). A változó szélességű — a spinellt övezőtől erősen eltérő összetételű — köztes öv viszonylag sok alkáliát ( $\text{Na}_2\text{O} = 6,5$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,5\%$ ), valamint 32–35% alumínium(III)-oxidot tartalmazó mezosztázis (VI. táblázat), a vegyes összetételű külső övet pedig főleg monoklin piroxének (Ti-Al-tartalmú hedenbergit, Al-tartalmú hedenbergit, Ti-tartalmú augit, — fassait, — Al-diopszid) alkotják (III. táblázat). A peremi területeken, valamint a környező alapanyagban vasban gazdag olivin ( $\text{Fa}_{54-96}$ ), továbbá pentlandit és magnetit (?) is megjelenik. Ezek szerint az ovális képződmények az előzőeknél alkáliákban és — részben — vasban gazdagabbak. Az amorf–kriptokristályos fázis jelentősebb mennyiségét a kristályosodási képességet erősen csökkentő  $\text{Na}_2\text{O}$ -nak és az  $\text{FeO}$ -nak tulajdoníthatjuk. Az ovális alakzatok és a környező alapanyag közötti átmenet helyenként folyamatosnak látszik, ami azt jelezheti, hogy helyben keletkeztek, vagy az esetleges becsapódáskor az új környezetben tovább növekedtek.

Az előzőektől jelentősen eltérő felépítésű, mindössze 100–200  $\mu\text{m}$  méretű, három részre (mag, belső és külső öv) tagolható kondrumok (24. ábra) lényeges elegrészként spinellt és perovszkitot, valamint jelentős mennyiségű



**23. ábra.** Ovális átmetszetű, zónás fehérzárvány-képződmény. Prv = perovszkit, Spl = spinell, Ti-Al-Hd = titán alumíniumhedenbergit (ferroszalit), Alt-Hd = alumíniumtartalmú hedenbergit (ferroszalit), Al-Di = alumíniumdiopszid, Fst = fassait, Aug = augit, Met = mezosztázis, Ol = olivin, ill. fayalit (Fa = 61,7, hortonolit), Fa1 = fayalit (Fa = 96,5), Pn = pentlandit, Mag = magnetit (?)

**Figure 23.** Zoned white inclusion formation with oval cross section. Prv = perovskite, Spl = spinel, Ti-Al-Hd = Ti-Al-hedenbergite (ferrosalite), Alt-Hd = Al containing hedenbergite (ferrosalite), Al-Di = Al-diopside, Fst = fassait, Aug = augite, Met = mesostasis, Ol = olivine, ill. fayalite (Fa: 61.7, hortonolite), Fa1 = fayalite (Fa: 96.5), Pn = pentlandite, Mag = magnetite (?)

amorf–kriptonkristályos anyagot tartalmaznak. Az előzőekben ismertetett kondrumszerű, és ovális képződményektől és általában a kondrumoktól teljesen eltérően, a magot perovszkit, valamint amorf–kriptonkristályos anyag alkotja. Ezek szerint a perovszkit az eredetileg sok vasat tartalmazó olvadákból vált ki. Az amorfnak látszó anyag sok, mégpedig 69,9–73,4% alumínium(III)- és 21,2–22,5% vas(II)-, továbbá ~1,2% cink(II)-oxidot, ennek megfelelően 38–40% normatív korundot és 54–57% hercinitet tartalmaz. E sajátos összetételt feltehetően a kiválási hőmérsékletet csökkentő vas jelentős mennyisége eredményezte. Az FeO ugyanis a különböző komponensekkel — főleg az alumínium(III)- és a szilícium(IV)-oxidokkal — az MgO-nál lényegesen kisebb hőmérsékleten alkot kristályfázist. Ebből adódóan a vasban gazdagabb olvadék az adott körülmények között kriptokris-

tályos és/vagy amorf fázisokként merevedik meg. Ennek következtében a kondrum belső részeiben az adott összetételű, de viszonylag kevés CaO-t és TiO<sub>2</sub>-t is tartalmazó rendszerben, először a magasabb hőmérsékleten képződő perovszkit vált ki. A szabálytalan alakú mag körüli övet — az MgO és az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> koncentrációjának megfelelően — túlnyomó részben a mindössze 2% vas(II)-oxidot tartalmazó közönséges spinell, továbbá kevés, a peremek felé csökkenő mennyiségű perovszkit, valamint Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ban (5,5–5,7%) viszonylag gazdag diopszid (szalit, ferroszalit) alkotja. MCGUIRE & HASHIMOTO (1989) is hasonló összetételű, de mindössze csak 0,6% alumínium(III)-oxidot tartalmazó klinopiroxént, „hedenbergit”-et mutatott ki a kabai meteoritban. A kondrumot borító, főleg amorf fázisokból (kriptonkristályokból) álló, az alumínium(III)-, a magnézium(II)-valamint a nátrium(I)-oxid mellett jelentős mennyiségű (8,5%) FeO-t is tartalmazó vékony, fekete kéreg kémiai összetétele megközelítőleg a KELLER & BUSECK (1990) által a kabai meteoritban kimutatott nagy Al- és Na-tartalmú filloszilikátokéval azonos. A fekete kéregt főleg ~1–5 μm átmérőjű piroxénszemcsék, mégpedig max. 6,0–9,4% Tschermak-molekulát tartalmazó Al-diopszid és augit övezik. A vas- és alumíniumtartalmú szilikátok (klinopiroxének) a kondrum körüli és közeli alapanyagban is jelentős mennyiségben szerepelnek. Az alapanyag szulfidásványként főleg troilitet és (viszonylag kevés) magnetit is tartalmaz (24. ábra). Ezek szerint az uralkodóan perovszkitből és spinellből álló ovális képződmények–kondrumok (és környezetük is) FeO-ban gazdagabbak, mint az előzőekben ismertetett fehérzárványhalmazok. Mindezek azt jelzik, hogy a kis méretű, kondrumszerű alakzatok alumíniumban, valamint vasban gazdag rendszerben, és viszonylag redukciós környezetben keletkeztek.

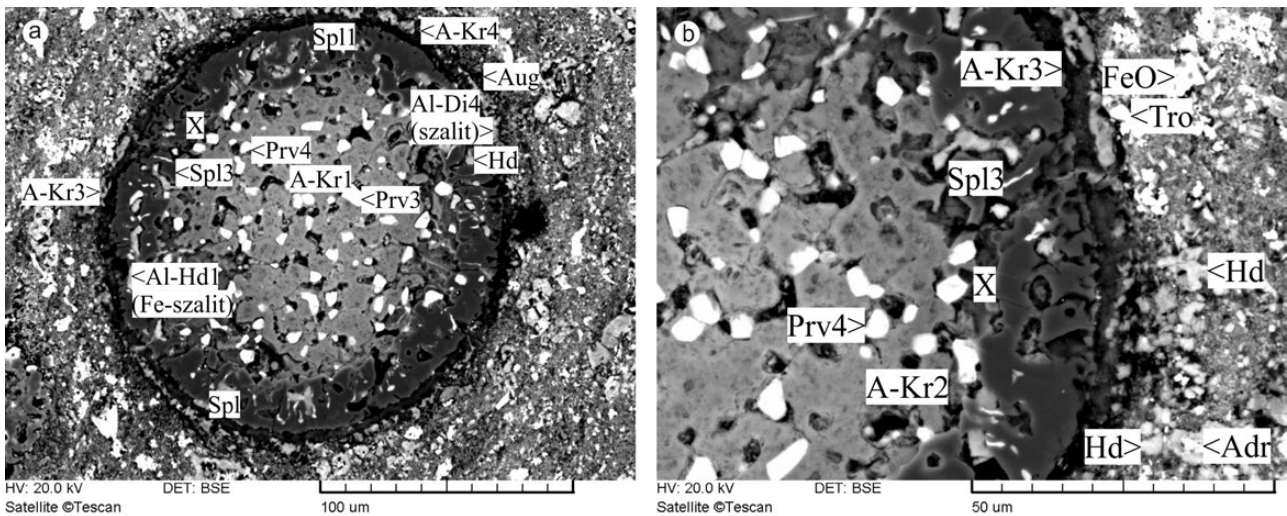
Az MTA Műszaki, Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézetében Philips gyártmányú CM 20 típusú transzmissziós analitikai elektronmikroszkóppal — pontelemzéssel — több méréshelyen, korundot is kimutattak (25. ábra). A mintegy 10–20 nm-es szemcsékből álló, 120–800 nm átmérőjű halmazok, és a ~100–200 nm-es „lapos” korundkristályok (26. ábra) helye a mozaiktérképeken, valamint a

**VI. táblázat.** A mezosztázis (Met) – amorf kriptokristályos anyag (A-Kr) tömegszázalékos kémiai összetétele

**Table VI.** Chemical composition in wt% of mesostasis (Met) amorphous cryptocrystalline phases (A-Kr)

Ábra	Ásvány jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Összesen
9	Met 6	40,78	-	33,11	-	0,40	6,15	19,09	-	-	-	99,53
15	Met 101	24,85	0,44	27,75	0,10	2,23	19,48	6,35	4,70	0,26	-	86,56*
22	Met	26,82	0,21	42,71	-	7,49	14,57	1,81	5,60	0,40	0,37	99,98*
23	Met 3	29,33	0,15	32,21	-	6,16	21,10	2,77	6,44	0,46	1,37	99,99*
	Met 4	29,39	-	34,55	-	5,95	19,28	2,74	6,53	0,49	1,07	100,00*
24a	A-Kr 1	-	0,57	73,74	1,2*	22,50	-	2,29	-	-	-	100,01
24b	A-Kr 2	5,88	0,56	68,41	-	17,80	5,22	2,13	-	-	-	100,00*
24a,b	A-Kr 3	38,56	-	24,04	-	7,94	19,42	3,19	2,18	0,54	0,8	96,63

A csillaggal (\*) jelölt minták kén-tiroxidot is tartalmaznak. \*\* = ZnO. 24a, b (A-Kr): NiO 0,94, SO<sub>3</sub> 2,14, ClO<sub>2</sub> 0,29 = 3,37% + 96,63 = 100,00%. The sample signed by star (\*) contain sulphur-trioxide too. \*\* = ZnO. 24a, b (A-Kr): NiO 0.94, SO<sub>3</sub> 2.14, Cl 0.29 = 3.37% + 96.63 = 100,00%.

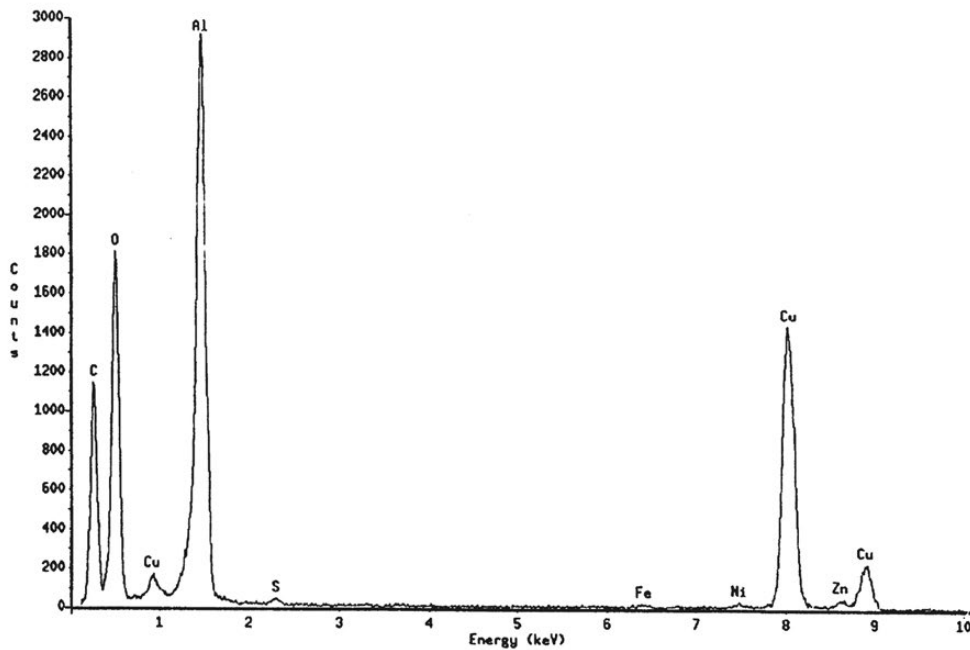


**24. ábra.** a) Három részre (mag, belső és külső öv) tagolható, FeO-ban gazdag 0,1–0,2 mm átmérőjű fehérzárványkondrum  
 A Kr = amorf kriptokristályos anyag, mesosztázis, Prv = perovszkit, Spl = spinell, Hd = hedenbergit (ferroszalit), Al-Di = alumíniumdiopszid (szalit), Al-Hd = alumíniumhedenbergit (ferroszalit), Aug = augit. b) Nagyított kondrumrész (az x a két ábra azonos pontja). Spl = spinell, Prv = perovszkit, A-Kr = amorf kriptokristályos anyag, mesosztázis. Hd = hedenbergit (ferroszalit), Adr = andradit, Tro = troilit, FeO = magnetit(?)

**Figure 24.** a) FeO-rich white inclusion chondrule with 0,1–0,2 mm diameter and three-fold zoning (core, inner and outer zone)  
 A-Kr = amorphous cryptocrystalline material, mesostasis, Prv = perovskite, Spl = spinell, Hd = hedenbergite (ferrosalite), Al-Di = Al-diopside (salite), Al-Hd = Al-hedenbergite (ferrosalite), Aug = augite. b) Enlarged part of the chondrule (x marks the same point on both Fig.). Spl = spinell, Prv = perovskite, A-Kr = amorphous cryptocrystalline phases, mesostasis, Hd - hedenbergite (ferrosalite), Adr = andradite, Tro = troilite, FeO = magnetite(?)

különböző alakzatokat szemléltető ábrákon nem rögzíthető. Ezt az alkalmazott vizsgálati módszerek nem teszik lehetővé. A különböző mérőpontokban kimutatott

korundkristályok egyes mellék- és nyomelemei (például a nikkellel, a cinkkel, a kén, továbbá a kálium) az alapanyagból származtathatók.

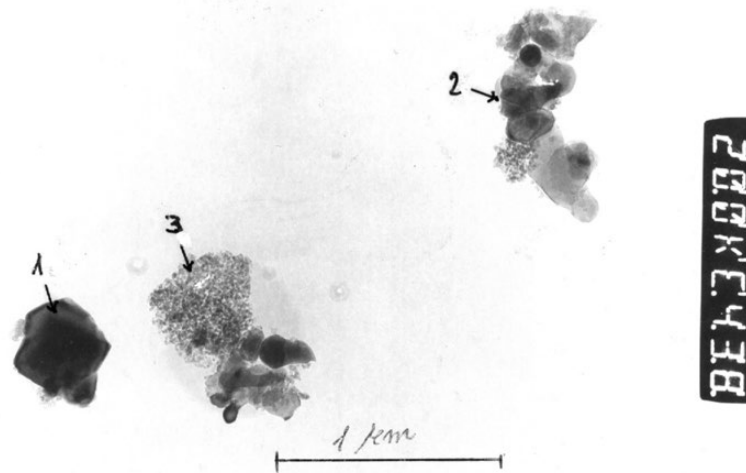


**25. ábra.** Az MTA Műszaki, Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézetében Philips gyártmányú CM 20 típusú transzmissziós analitikai elektronmikroszkóppal készült pontelemzési diagram

A vizsgált minta a mérőpontban 95,3% korundot, továbbá mellék-, ill. nyomelemként vasat (0,42%), cinket (1,57%), szilíciumot (0,56%), valamint nikkelt (0,61%) és ként (0,97%) is tartalmaz. (A réz- és szénvonalak, ill. ennek megfelelő Cu- valamint a C-koncentráció a mintatartóból származnak.)

**Figure 25.** Point analytical diagram analysed by a Philips CM 20 transmission analytical electron microscope in the Institute of Technical Physics and Materials Science of HAS

The sample in the analysed point contains 95.3% corundum, furthermore 0.42% Fe; 1.57% Zn; 0.56% Si; 0.61% Ni and 0.97% S, as minor or trace elements (The Cu- and C-lines, i.e. the corresponding Cu- and C-concentrations stem from the sample holder.)



**26. ábra.** Philips gyártmányú CM 20 típusú transzmissziós elektronmikroszkóppal készült felvétel. 1. olivin (hortonolit = fayalit), kb. 300-400 nm átmérőjű „kompakt” egykristály. 2. 83,3% korundot tartalmazó, kb. 100-200 nm-es lapos szemcsékből álló halmaz. 3. kb. 10-20 nm-es méretű szemcsékből álló – 95,3% korundot tartalmazó – halmaz

**Figure 26.** Photo taken by a Philips CM 20 transmission electron microscope. 1. olivine (hortonolit = fayalite), roughly 300-400 nm diameter “compact” single crystal. 2. Aggregate consisting of 83.3% corundum with flatty 100-200 nm grains. 3. Aggregate consisting of 95.3% corundum with 10-20 nm grains

### Következtetések

A változatos megjelenésű, szerkezetű és összetételű fehérvásvány-társulások eltérő forrásanyagból származnak és valószínűleg különböző időpontokban kapcsolódtak a formálódó kozmikus testhez.

A refraktórikus ásványként főleg spinellt tartalmazó, több egységből (összetett szemcséből) álló halmazok (4–9. ábra) feltehetően egy a zárvánnyal azonos összetételű kozmikus test becsapódásakor történt felaprózódásával–összetöredésével keletkeztek. Részen ez eredményezhette a jellegzetes szemcsés szerkezetet. Ugyancsak ezzel magyarázható több halmaz egymáshoz közeli (csoportos) megjelenése, valamint a meteorit meghatározott részeiben történt jelentős koncentrációja. A halmazokon belüli bonyolult öves szerkezetű, esetenként több zónás részt is tartalmazó egységek (összetett, több részből álló, zónás szemcsék) meghatározó, uralkodó alkotója a közönséges spinell. A spinell mellett a kisebb mennyiségű monoklin piroxén, valamint többnyire a külső övet alkotó forsterit is lényeges elegrésznek tekinthető. A gehlenit nyomásványként is csak nagyon kevés halmazon belüli egységben (szemcsében) jelenik meg. Az eltérő összetételű és származású fehérvásvány-együttesekben perovszkit még nyomként sem mutatható ki, a titán a monoklin piroxénokba, túlnyomó részben a Ti-augitba, titántartalmú augitba (Ti-fassaitba, fassaitba) épült be. Mindezek szerint valószínű, hogy az egységek (összetett szemcsék) a becsapódáskor erősen átalakultak, jelentős részben (vagy teljesen) megolvadtak, és a csökkenő hőmérsékletnek megfelelően átkristályosodtak. Ez eredményezte a sajátos zónás szerkezetet, a különböző átmeneti fázisok, ill. a mezosztázis kialakulását.

Az előzőektől eltérő felépítésű és összetételű, többnyire

egyedülálló kompakt fehérvásvány-együtteseket (10., 11–13. ábra) különböző alakú (kerekded, nyúlt) zónás szemcsék és azonos, de eltérő részarányú ásványokból álló köztes anyag alkotja. A túlnyomó részben spinellből álló mag „zárvánnyként” változó mennyiségű perovszkitot is tartalmaz. A gehlenit a mag körül összefüggő övként jelenik meg. Az egységek (szemcsék) forsteritet nem tartalmaznak, a köztes anyagban is csak nagyon ritka nyomásványként mutatható ki.

A kerekded „felhőszerű” aggregátumok (10., 14–17. ábra) uralkodó, messzemenően a legnagyobb részarányú összetevője — a vizsgált minták túlnyomó részében felváltva — a gehlenit és a spinell. Ezekben az alakzatokban a perovszkit csak nagyon ritkán jelenik meg.

A kondrumszerű alakzatok (21–22. ábra) külső övei, de különösen az ovális képződmények (22–23. ábra), valamint a tizedmilliméteres átmérőjű mikrokondrumok (24. ábra) és környezetük — az előzőekben ismertetett fehérvásványhalmazokhoz viszonyítva kiemelkedően sok összvasat, ill. FeO-t tartalmaznak, és jellegzetesen zónásak. A két lényeges elegrész, a spinell és a perovszkit övekbeli összetétele — a monoklin piroxénkével ellentétben — azonos, változatlan. A különböző ásványok, ill. -változatok arányában azonban már jelentős eltérések észlelhetők. Egyes kondrumszerű, és ovális képződményekben az övszerűen megjelenő amorf-kriptokristályos anyag fázisai („mezosztázis”) viszonylag sok, mégpedig 6–7% alkáliát (Na<sub>2</sub>O-t + K<sub>2</sub>O-t) is tartalmaznak. Ez, valamint a vas eredményezte a viszonylag alacsony hőmérsékleten történt megszilárdulást, és a szoros környezeti kapcsolatot, a helyenkénti folyamatos átmenetet. Mindez arra utal, hogy az adott képződmények jelenlegi végső formája „lokális” felmelegedés okozta környezeti hatás eredményeképpen alakult ki.

A feltételrendszerrel, főleg a hőmérséklettel, valamint ezzel összefüggésben a felsorolt képződményeket alkotó elemek (oxidok) koncentrációviszonyaitól függően különböző ásványképződési sorrendek alakultak ki.

A felsorolt ásványok eredeti együttes megjelenése főleg a megközelítőleg azonos kondenzációs hőmérsékleti intervallummal, ill. a jelentős átfedésekkel magyarázható. (Kelvin fokban: LATTIMER & GROSSMAN 1978: Prv<sup>3</sup> = 1680–1405, Mel<sup>3</sup> = 1625–1435, Spl<sup>3</sup> = 1635–1385, YONEDA & GROSSMAN 1995: Prv = 1688–1448, Mel = 1628–1444, Spl = 1501–1409). Ezek szerint a kondenzációs viszonyokat, a képződési sorrendet, az adott hőmérsékleti intervallumokon (az átfedéseken) belüli ásványok alkotóinak mennyiségi aránya, ill. a képződési küszöbértékek határozzák meg. Például, amennyiben a szoláris ködben a kondenzáció — a komponensek koncentrációarányának megfelelően — a mintegy 40% CaO-t tartalmazó gehlenit képződésével kezdődik–folytatódik, az adott rendszerben a Ca mennyisége folyamatosan csökken, ami erősen korlátozza a CaTiO<sub>3</sub> összetételű perovszkit kialakulását. Ebben az esetben a Ti a később képződő monoklin piroxénbe, főleg a fassaitba vagy az augitba épül be. A kabai gehlenit 3–4% MgO-t is tartalmaz. Amennyiben az adott rendszerben a Mg (az MgO) koncentrációja ennél nagyobb volt, mennyisége a kondenzáció folyamán növekedhetett meg. Ez tette lehetővé — Al-, ill. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-felesleg esetén — a „melilitképződés” (?) befejező szakaszában a kevés MgO-t is tartalmazó gehlenit és a közönséges spinell együttes megjelenését. A Ti (a TiO<sub>2</sub>) ebben az esetben is túlnyomó részben a később képződő monoklin piroxénbe részben az alumíniumdiopszidba, de főleg a titánaugitba–augitba épült be. Ezzel ellentétben, a Mg-ban és Al-ban gazdag, de Si-ban szegény rendszerben a kondenzáció közönséges spinell képződésével kezdődik–kezdődött, ill. folytatódott. Ezáltal a Ca és a Ti koncentrációja folyamatosan növekedett, ami egy adott állapotban a perovszkit, ill. a két fázis egyidejű képződését eredményezte. A kondenzáció későbbi szakaszában, a halmazokat alkotó ásványok között, továbbá a kerekded kondrumszerű

képződményekben — különösen a külső zónákban — a spinellszerkezetű oxidok körül rendszerint főleg normatív spinellből (~25%), gehlenitből (~67,5%) és perovszkitből (~7,5%) álló amorf (–kriptokristályos) fázisok alakultak ki. Az átmenet folyamatosnak látszik (21. ábra, a, c, A–Kr).

A vázolt folyamat főleg a szilárdfázisú kondenzációkra vonatkozik. A kabai meteorit felsorolt refraktorikus ásványai azonban jelentős részben a becsapódáskor keletkezett olvadékból váltak ki. A képződési sorrendet lényegében ebben az esetben is a koncentrációviszonyok, valamint a nyomás és a hőmérséklet határozták meg.

A fehérzárványok általában sok alumínium(III)-oxidot tartalmaznak. Koncentrációja — a perovszkit és a forsterit, ill. olivin kivételével — az összes ásványban jelentős, de a közönséges spinellben (50–71%), valamint a gehlenitben (25,4–32,9%) kiemelkedő. Az utóbbiban az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-tartalom a két szélső tag — a Ca<sub>2</sub>AlAlSiO<sub>7</sub> és a Ca<sub>2</sub>MgSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub> — arányától függően változik. Az akermanit aránya 9,75–31,28, átlagban 18,2 százalék (lásd a II. táblázatot). [Ca<sub>2,05</sub>Mg<sub>0,20</sub>Fe<sub>0,01</sub>Al<sub>0,78</sub>(Al<sub>0,87</sub>Si<sub>1,10</sub>)O<sub>7</sub>–Ca<sub>1,96</sub>Mg<sub>0,25</sub>Al<sub>0,78</sub>(Al<sub>0,73</sub>Si<sub>1,27</sub>)O<sub>7</sub>]

A különböző alakú, zónás szerkezetű képződmények külső öveiben gyakori monoklin piroxének többnyire ugyancsak sok alumíniumot, valamint részben titánt is tartalmaznak (l. III. táblázat). Ennek megfelelően az adott szilikátokban a Tschermak-molekula — a titán koncentrációjától is függően — változó, de általában jelentős részarányt képvisel.

A gyakori összeszövődések miatt a különböző összetételű monoklin piroxének közötti sorrend esetenként nehezen határozható meg, azonban valószínűnek látszik, hogy a fehérzárvány-társulásokban először a Ti-augit (–fassait) alakult ki. Ezt követte a többnyire egyre kevesebb alumínium(III)-oxidot tartalmazó Al-Di (–Di) kiválása.

#### Végjegyzet:

<sup>1</sup>CAI: Ca-Al-rich inclusion

<sup>2</sup>HAP: High Al-Phyllosilicate; LAP: Low Al-Phyllosilicate

## Irodalom — References

- BLANDER, M. & FUCHS, L. H. 1975: Calcium-aluminium-rich inclusion in the Allende meteorite: evidence for a liquid origin. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **39**, 1605–1619. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90083-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90083-6)
- CLAUS, G. & NAGY, B. 1961: A microbiological examination of some carbonaceous chondrites. — *Nature* **192**, 594–596. <https://doi.org/10.1038/192594a0>
- COHEN, R. E., KORNACKI, A. S. & WOOD, J. A. 1983: Mineralogy and petrology of chondrules and inclusions in the Mokoia CV3 chondrite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 1739–1757. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90023-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90023-6)
- FEGLEY, B. & POST, J. E. 1985: A refractory inclusion in the Kaba CV3 chondrite: Some implications for the origin of spinel-rich objects in chondrites. — *Earth and Planetary Science Letters* **75**, 297–310. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(85\)90174-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(85)90174-8)
- FEJDI, P. 1982: The role of Ti<sup>4+</sup> in the crystal structure of pyroxene isomorphous series: diopside (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) – CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. — *Silikaty* **26/1**, 7–13.
- GROSSMAN, L. & GANAPATHY, R. 1976: Trace elements in the Allende meteorite — II. Fine-grained, Ca-rich inclusion. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 976–977. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90145-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90145-9)
- GUIMON, R. K., SYMES, S., SEARS, D. W. G. & BENOIT, P. H. 1995: Chemical and physical studies of type 3 meteorites XII: Metamorphic history of CV chondrites and their components. — *Meteoritics* **30**, 704–714. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1995.tb01168.x>

- HOFFER, A. 1928: A kabai meteorit története (The history of Kaba meteorite). — *Debreczeni Szemle kiadv.*, 1–15.
- HOLMEN, B. A. & WOOD, J. A. 1987: Refractory inclusions in the Kaba CV3 chondrite. — *Meteoritics* **22**, p. 413.
- HUA, X. & BUSECK, P. R. 1995: Fayalite in the Kaba and Mokoia carbonaceous chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 563–578. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)00383-w](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)00383-w)
- KELLER, L. P. & BUSECK, P. R. 1989: Aqueous alteration of the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. — *Meteoritics* **24**, 284–285.
- KELLER, L. P. & BUSECK, P. R. 1990: Aqueous alteration of the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2113–2120. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90274-o](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90274-o)
- KORNACKI, A. S. & WOOD, J. A. 1984: The mineral chemistry and origin of inclusion matrix and meteorite matrix in the Allende CV3 chondrite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1663–1676. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90335-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90335-1)
- KROT, A. N., PETAEV, M. I., RUSSELL, S. S., ITOHC, S., FAGAND, T. J., YURIMOTO, H., CHIZMADIA, L., WEISBERG, M. K., KOMATSU, M., ULYANOV, A. A. & KEILA, K. 2004: Amoeboid olivine aggregates and related objects in carbonaceous chondrites: records of nebular and asteroid processes. — *Chemie der Erde* **64**, 185–239.
- LATTIMER, J. M. & GROSSMAN, L. 1978: Chemical condensation sequences in supernova ejecta. — *Moon and Planets* **19**, 169–184. <https://doi.org/10.1007/bf00896989>
- LIU, Y. C. & SCHMITT, R. A. 1988: The relative nebular locations for the formation of parental components in the CV3 chondrites, Kaba, Mokoia and Allende. — *Lunar Planet. Sci.* **19**, 684–685.
- MACPHERSON, G. J., BAR-MATTHEUS, M., TANAKA, T., OLSEN, E. & GROSSMAN, L. 1983: Refractory inclusion in the Murchinson meteorite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 823–839. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90116-3)
- MCGUIRE, A. V. & HASHIMOTO, A. 1989: Origin of zoned fine-grained inclusions in the Allende meteorite. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1123–1133. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90218-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90218-4)
- MCSWEEN, H. Y. 1977: Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **41**, 1777–1790. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90210-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90210-1)
- MEINSCHEN, W. G., NAGY, B. & HENNESSY, D. J. 1963: Evidence in meteorites of former life. — *Ann. New York Acad. Sci.* **108**, 553–579. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1963.tb13408.x>
- NAGY, B. 1968: Indications of possible biological substances in carbonaceous meteorites. — *J. Astronautical Sci.* **15**, 161–168.
- NAGY, B., MEINSCHEN, W. G. & HENNESSY, D. J. 1961: Mass spectrometric analysis of the Orgueil meteorite: evidence for biogenic hydrocarbons. — *Ann. New York Acad. Sci.* **93**, 27–35. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1961.tb30508.x>
- NAGY, L. A., KREMP, G. O. W., & NAGY, B. 1969: Microstructures approximating hexagonal forms (and of unknown origin) in the Orgueil Carbonaceous Meteorite. — *Grana Palynologica* **9/1–3**, 110–117. <https://doi.org/10.1080/00173136909436428>
- NAGY M. 2008: *A kabai meteorit (The meteorite of Kaba)*. — Debreceni Református Kollégium, Debrecen 5–78.
- PECK, J. A. 1983: Chemistry of CV3 matrix materials and Allende chondrule olivine. — *Abstract, Meteoritics* **18**, 373–374.
- PECK, J. A. 1984: Origin of the variation on properties of CV3 meteorite matrix and matrix clasts. — *Lunar Planet. Sci.* **15**, 635–636.
- RUBIN, A. E. 2012: Impact-induced aqueous alteration of CM and CV carbonaceous chondrites. — *Lunar Planet. Sci. Conference 43<sup>rd</sup>*, p. 1058.
- SZTRÓKAY, K. I. 1959: The application of X-ray analysis to the study of meteorites. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, sectio Geologica* **2**, 117–127.
- SZTRÓKAY, K. I. 1960: Über einige Meteoritenmineralien des kohlenwasserstoffhaltigen Chondrites von Kaba, Ungarn. — *N. Jb. Miner.* **94**, 1284–1294.
- SZTRÓKAY K. I., TOLNAY V. & FÖLDVÁRI-VOGL M. 1961: A kabai meteorit (The Kaba meteorite). — *Földtani Közlöny* **91/2**, 186–213.
- TIMOFEJEV, B. W. 1963: Lebensspuren in Meteoriten. Resultate einer Microphytologischen Analyse. — *Grana Palynologica* **4/1**, 92–99. <https://doi.org/10.1080/00173136309437862>
- TOMEOKA, K. & BUSECK, P. R. 1990: Phyllosilicates in the Mokoia CV carbonaceous chondrite: Evidence for aqueous alteration in an oxidizing environment. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 1745–1754. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90405-a](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90405-a)
- TÖRÖK J. 1858: Értesítés a Kaba-debreczeni lebkőről (Announcement about the Kaba-Debrecen meteorite). — *Magyar Akadémiai Értesítő* **6**, 314–318.
- TÖRÖK J. 1882: A Magyar Birodalom Meteoritjai (Meteorites of the Hungarian Empire). — *Magyar Orvosok és Természetvizsgálók 22. vándorgyűlésének Munkálatai* 24 p.
- VAN SCHMUS, W. R. & WOOD, J. A. 1967: A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 747–765. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(67\)80030-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(67)80030-9)
- WARK, D. A. & LOVERING, J. F. 1978: Refractory platinum metals and other opaque phases in Allende Ca-Al-rich inclusion (CAI's). — *Lunar and Planetary Science* **9**, 1214–1216.
- WARK, D. A. & LOVERING, J. F. 1982: Evolution of Ca-Al-rich bodies in the earliest solar system: growth by incorporation. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46**, 2595–2607. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90380-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90380-5)
- WOOD, J. A. 1967: Olivine and pyroxene composition on Type II carbonaceous chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 2095–2108. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90144-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90144-5)
- WÖHLER, C. M. 1859: Die organische Substanz im Meteorsteine von Kaba. — *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Wien* **34**, 7–8.
- YONEDA, S. & GROSSMAN, L. 1995: Condensation of CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> liquids from cosmic gases. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/16**, 3413–3444. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00214-k](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00214-k)

## Xenokristály-társulások–xenokristályok a kabai szenes kondritban

KUBOVICS Imre<sup>1</sup>, GÁL-SÓLYMOS Kamilla<sup>1</sup>, BENDŐ Zsolt<sup>1</sup>, MIKLÓS Dóra Georgina<sup>1</sup>, IVANICS Balázs<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ELTE, Közetan-Geokémiai Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>2</sup>BPM Ingenieurgesellschaft mbH, Freiberg 09599, Waisenhausstr. 10

<sup>1</sup>drkubovics@t-online.hu, miklosdoragina94@gmail.com <sup>2</sup>bal.ivanics@gmail.com,

### *Xenocryst associations – xenocrysts in the Kaba CV3 carbonaceous chondrite*

#### Abstract

The highly heterogeneous Kaba meteorite — besides white inclusion aggregates (CAIs), chondrules and a fine-grained matrix with organic compounds — also contains xenocryst associations consisting of olivine phenocrysts, spinel group minerals, maghemite (?), and sulphides. Up to now olivine chromite, olivine chromite pyroxene and fayalite sulphide associations have been identified. Apart from these well-defined associations, there are randomly-distributed xenocrysts and chondrule fragments in the meteorite matrix. The most widely spread and characteristic representative of the xenocryst associations consists of olivine and spinel group minerals. It was detected that the chemistry of olivines varies with respect to both zoning and, inhomogeneity. Furthermore, there are indications of associations with predominantly either subhedral–anhedral, or euhedral olivines. The phenocrysts are highly cracked, but the surrounding glass or matrix is free of cracks. This may refer to the history of the formation of the cracks: namely, the collision of the parent body, or the impact into the growing parent body. It follows that the minerals of the associations are xenocrysts. The olivines are generally rich in FeO (fayalite component) with considerable zoning: chemically they are mainly hyalosiderites (Fa = 36.1–38.2), while the narrow outer zones are hortonolites–ferrohortonolites (Fa = 54.8, or 53.4–89.7). In the inhomogeneous varieties the differences are smaller: Fa = 22.7–39.4 (chrisolite hyalosiderite). The 100×200 μm dimension and hyalosiderite hortonolite composition is surrounded by fragments of impact origin.

There are aluminium iron and chromium spinels in various proportions in the xenocryst associations. In contrast to the aluminium- and magnesium-rich, generally chromium-poor aluminium spinel found in white inclusion aggregates, in the xenocryst associations the spinel group minerals are rich in Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and FeO (and, albeit rarely, in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). As a result, the proportion of chromite in the spinel group minerals is 56–75%. Besides chromite, some aluminium spinel, magnesiocromite, magnetite, and a few examples of ulvite were identified. There is an iron (magnetite) enrichment trend from the core towards the rim in the zoned minerals (with a maximum of 20 mole percent).

The xenocrysts of the fayalite sulphide associations are characterised by frequent cracks, although there is no continuation of this feature in the matrix, or in the sulphides. This may hint to a different formation history.

*Keywords: xenocrysts, phenocrysts, mineral associations, porous aggregates, pentlandite + maghemite associations, zoned crystals, andradite inclusions, mesostasis, skeletal pyroxenes*

#### Összefoglalás

Az erősen heterogén összetételű kabai meteorit a fehérzárványhalmazok és a kondrumok, továbbá a vegyes összetételű, szervesanyag-tartalmú alapanyag mellett olivin fenokristályokból, valamint különböző spinellszerkezetű oxidokból, szulfidokból álló, halmazszerű társulásokat is tartalmaz. Ez ideig olivinból–krómítból, olivinból–krómítból piroxénből, és fayalitból–szulfidokból álló társulásokat mutattunk ki. E jól körülhatárolt képződmények mellett a meteorit szórtan, szabálytalan eloszlásban „önálló xenokristályokat”, valamint kondrumtöredékeket is tartalmaz. A változatos összetételű, kissé zónás, részben inhomogén olvinekből, és bonyolult spinellszerkezetű oxidokból álló együttesek a xenokristály-társulások legjellemzőbb képviselői. E társulásokon belül többnyire hipidiomorf–xenomorf töredékeket, valamint főleg idiomorf olivinkristályokat tartalmazó változatokat különböztethetünk meg. A fenokristályok erősen repedezettek. A repedések azonban sem az egyes kristályokat övező üvegfázisban, sem az alapanyagban nem folytatódnak, ami arra utal, hogy a kozmikus forrástest térbeli ütközésekor, vagy részben a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezettek. Ezek szerint a társulásokat alkotó ásványok környezetidegenek, azaz xenokristályok. Az olivinek viszonylag sok vas(II)-oxidot tartalmaznak, de az ásványok belső részei, és a peremek között többnyire jelentős különbségek mutatkoznak. Nagy része hialosiderites (Fa = 36,1–38,2), a külső övek (keskeny sávok) pedig többnyire orto-

nolitos–ferrohortonolitos összetételűek (Fa = 54,8 vagy 53,4–89,7). Az inhomogén idiomorf olivineket tartalmazó változatokban az eltérések kisebbek, a fayalit részaránya 22,7–39,4 mólszázalék (krizolit hialosziderit).

A spinellszerkezetű oxidok a felsorolt társulásokban különböző részarányokban alumínát-, ferrit- és krómispinell egyaránt tartalmaznak. A fehérzárványokban észlelt sok alumínium(III)-, magnézium(II)-, valamint viszonylag kevés króm(III)-oxidot tartalmazó közönséges, ill. Al-spinellel ellentétben a xenokristály-társulásokban a  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  és az FeO (ritkábban az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  is) a spinellrácsú oxidok meghatározó összetevői. Ennek megfelelően — a kémiai elemzések átszámítása szerint — az adott oxidásványok 41,2, ill. 56–72 részarányát krómít alkotja. Emellett változó mennyiségű Al-spinell, magneziokrómítot, magnetit, továbbá kevés ulvitot is tartalmaznak. A zónás ásványokban a peremek felé az ósszvas-oxid koncentrációja — ennek megfelelően a magnetit részaránya is — növekszik (max. 20%).

A fayalitból és szulfidokból álló társulásban a xenofenokristályokat sűrűn harántoló repedések sem az alapanyagban, sem pedig a szulfidokban nem folytatódnak, ami eltérő képződési körülményekre utal.

A 4,9% forsteritet, valamint 0,9% tefroitot tartalmazó (eredeti) fayalit és környezete erőteljesen átalakult. Az eredetileg mintegy 200×500 µm méretű fenokristályokon belül a jellegzetes kiszorítási folyamat eredményeképpen jelentős mennyiségű magnetit keletkezett, ami erős oxidációs folyamatot valószínűsít.

A főleg piroxénekből álló összetört szétesett kondrum környezetét sajátos felépítésű „fenokristályok” — változatos összetételű olivin, andradit — és részlegesen átkristályosodott alapanyag-elegyrészek alkotják. A nagy  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalmú andradit, valamint a szomszédos ásványok (a hedenbergit, hortonolit ferrohortonolit stb.) az adott társulásegüttes vasban gazdag környezetben történt keletkezését jelzik.

*Kulcsszavak: xenokristályok, fenokristályok, ásványtársulások, porózus halmazok, pentlandit + maghemit együttesek, zónás kristályok, andraditos zárványok, mezosztázis, vázszerkezetű piroxének*

## Bevezetés — előzmények

A meteoritokbeli „idegen” kristályokra, kristálytársulásokra vonatkozólag viszonylag kevés értékelhető irodalmi adat található. OLSEN et al. (1988) a Murchison-meteoritban a környezetétől, ill. a meteoritbeli ásványoktól teljesen eltérő szerkezetű és összetételű, 13 mm átmérőjű törmeléklet, xenolitot („Murchison xenoliths”) mutattak ki. MEIBOM & KROT (1998) a Vigarano-meteoritban kőzettörmelékletet („lithic clasts”) észleltek. Neveztek a korábban meghatározott xenolitokat, xenokristályokat is ismertették. A rendelkezésükre álló adatok szerint a különböző tanulmányokban többnyire egyedi ásványok, ritkábban „homogén” társulások szerepelnek. A kabai meteoritban FEGLEY & POST (1985) „egyéb ásványok” címen különböző megjelenésű hedenbergitet, anortitot, olivint, wollastonitot, valamint andraditot ismertettek. KELLER & BUSECK (1990) az alapanyagban (a mátrixban) < 20 µm átmérőjű olivin- és piroxéntöredékeket mutattak ki. Vizsgálataik szerint az olivinkristályok változatos összetételűek, a forsterit és a fayalit arányában jelentős eltéréseket határoztak meg. A piroxéntöredékeken belül enstatitot, diopszidot és hedenbergitet észleltek. Megfigyeléseik szerint néhány átalakult kondrumból is keletkeztek ásványtöredékek. Ebből arra következtettek, hogy a „regolit”-képződés az átalakulás után is folytatódott. Neveztek szerint korábban PECK (1984) többek között a kabai meteoritban is többféle ásványtöredéket mutatott ki.

HUA & BUSECK (1995) elsőként állapították meg, hogy a kabai meteorit tiszta (99,9%) fayalitot is tartalmaz. WADHWA et al. (1998) a Mokoia-kondritban és a kabaiban hasonló összetételű, mindössze 3–10% forsteritet tartalmazó fayalitokat határoztak meg. Az uralkodóan néhány µm átmérőjű, változatos — hipidiomorf xenomorf (szabálytalan) — kifejlődésű kabai fayalitban 0,3–0,9% MnO-t is kimutattak.

Főleg alapanyag-elegyrészként, részben kisebb „fenokristályokként” a kondrumok peremén jelennek meg, de esetenként aggregátumot, ill. aggregátumszerű képződményeket is alkotnak. Vizsgálataink szerint a kondrumok körül (peremén), valamint a mátrixban (az alapanyagban) lévő fayalitok nem környezetidegenek, a kabai meteorit szerves, természetes alkotói. A többnyire nyúlt oszlopos (max. 500 µm hosszú) repedezett változatok és apró törmelékük azonban egyértelműen idegen ásványok („zárványok”), xenokristályok, xenokristály-társulások.

## Vizsgálati módszerek

A vizsgálatokat több metszeten, felületi és vékonycsiszolatokon (2+2) végeztük. Az ásványi összetételt előzetesen — a szervesanyag-tartalomból adódóan egyes mintákban (metszetekben) erősen korlátozott mértékben — sztereomikroszkóppal, továbbá ráeső (reflexiós) és áteső fényben polarizációs mikroszkóppal határoztuk meg.

Egyes szerkezeti (szöveti) és fázisvizsgálatokat, valamint kémiai elemzéseket EDAX PV-9800-as energia- és MIKROSPEC WDX-400-as hullámhosszdiszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY-1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal–mikroszondával végeztük. Vizsgálataink során kétféle, mégpedig 20 és 15 keV-os gyorsítófeszültséget, valamint — a spektrométer típusától függően — 1,0, 1,5, ill. 2,5 nA áramerősséget (sugáráramot) használtunk.

## Vizsgálati eredmények és értelmezésük

A kabai meteorit a fehérzárványok, a különböző kondrumok, továbbá a változatos megjelenésű–összetételű (szervesanyag-tartalmú) mátrix mellett olivin fenokristályok-

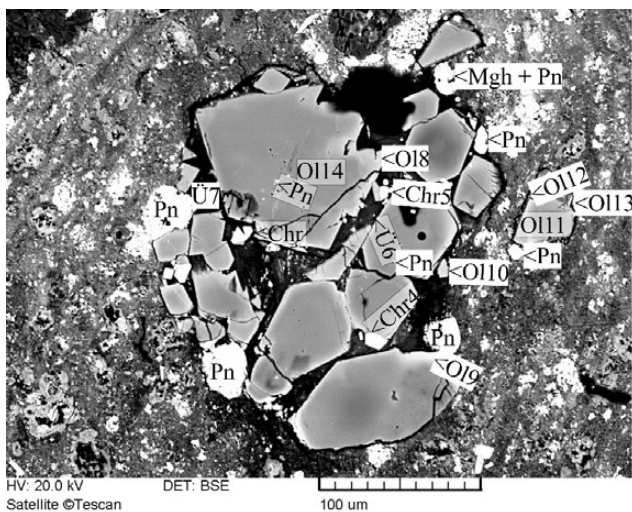
ból–krómitból és fayalitból–szulfidokból álló társulásokat, valamint eltérő eredetű, „független egykristályokat”, illetve részben kondrumok összetöredezésével–felaprózódásával keletkezett töredékeket–töredékhalmazokat is tartalmaz.

Az uralkodóan olivin fenokristályokból és krómitból álló társulásokon belül többnyire hipidiomorf, kisebb részben xenomorf töredékeket, továbbá főleg idiomorf olivinkristályokat tartalmazó változatokat különböztethetünk meg (1., 2. ábra). (Egyes formák, vagy lapathárók azonban néhány töredéken is felismerhetők.) Az olivin fenokristályok erősen repedezettek. A repedések sem az egyes fenokristályokat övező üvegfázisban, sem pedig az alapanyagban nem folytatódnak. Ezek szerint részben a kozmikus forrástest térbeli ütközésekor, de főleg a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezettek. Ez egyben azt is jelzi, hogy a felsorolt társulásokat alkotó ásványok környezetidegenek, azaz xenokristályok („xenolitik”). A két halmazváltozat kémiai összetételében, ezen belül az olivin fenokristályok inhomogenitásban, valamint a társult ásványok — krómit, szulfidok — összetételében is határozott hasonlóság mutatkozik. Az FeO-tartalom a kondrumokbeli 14 olivin 0,52–2,86% szélső, ill. 1,13% átlagértékéhez viszonyítva mindkét változatban kiemelkedő, a koncentráció-intervallumokban azonban határozott eltérések észlelhetők. A főleg töredékekből álló, de kevés idiomorf szemcsét is tartalmazó változatokban (1. ábra) — a peremi részek kivételével — a viszonylag homogén olivineket 25,45–27,00% vas(II)-oxidot, ill. 36,1–38,2% fayalitot tartalmazó hialosziderit alkotja. A külső övekben az FeO koncentrációja 37,7–63,4%, ennek megfelelően a Fa részaránya — 53,4–89,7% — kiemelkedő. Ezek szerint a

peremi részek hortonolitos–ferrohortonolitos összetételűek. Ezzel szemben az idiomorf ásványokból álló változatokban (2. ábra) a kristályok belső része inhomogén, az FeO koncentrációja — két mérés alapján — 16,03–19,67% (Fa = 22,7–27,9%, Ol 3, Ol 1). Legtöbb vas(II)-oxidot az „üvegzárvány” körüli részek, és a homogénebb peremek tartalmaznak (FeO = 27,8%, ill. Fa = 39,4%, Ol 2). Ezek szerint az idiomorf fenokristályokban a fayalitmolekula részaránya jelentős (1. táblázat, 2. ábra). A változatokbeli olivinkristályok inhomogenitását, egyes ásványok zónás szerkezetét, az adott társulásoknak a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor végbement hőmérséklet-emelkedés eredményezhette.

A spinellszerkezetű oxidok bonyolult összetételűek, alumínát-, ferrit-, és krómitspinellt tartalmaznak. Legnagyobb részarányt a krómit képvisel. A nagyobb — ~ 20 µm-es méretű — ásványok határozottan zónásak, a peremek felé a közönséges spinell ( $MgAl_2O_4$ ) részaránya egyértelműen csökken (16,00→7,95), a magneziokrómit ( $MgCr_2O_4$ ) és a krómit ( $FeCr_2O_4$ ) együttes mennyisége (76,83→84,22) pedig egyértelműen növekszik (II. táblázat, 2. ábra a/a, Chr 1b, 1k). A különböző ásványszemcsék kémiai összetételében, főleg az  $Al_2O_3$  és a  $Cr_2O_3$  arányában jelentős különbségek mutatkoznak. Egyértelműen megállapítható, hogy a kristályképződés előrehaladásával a  $Cr_2O_3$  koncentrációja — az  $Al_2O_3$  rovására — növekszik. Többnyire az MgO és FeO között is hasonló, de bonyolultabb összefüggés mutatkozik. Részben ebből, valamint az oxidáció növekedéséből adódóan a spinellszerkezetű oxidokban a magnetit és az ulvit ( $Fe_7TiO_4$ ) is jelentős részarányt — például a Chr 3-as szemcsében (2. ábra, a) 5,59–20,03, ill. az utóbbi 1,77–2,97 (max. 3,59) százalékot képvisel (II. táblázat). A magnetit részarányát — adott  $Cr_2O_3$ - és FeO-koncentráció mellett — az MgO mennyisége erősen befolyásolja. Ugyanis a  $Cr_2O_3$  először túlnyomó részben az MgO-val lép reakcióba, ezáltal magnezikrómit keletkezik ( $Cr_2O_3 + MgO = MgCr_2O_4$ ). Az FeO egy része a maradék króm(III)-oxiddal krómtá egysül ( $Cr_2O_3 + FeO = FeCr_2O_4$ ). Ezek szerint ebben az esetben kevesebb vas(II)-oxid léphet reakcióba a króm(III)-oxiddal, ami — az oxidációs foktól függően — növeli a magnetitképződés lehetőségét és mennyiségét. (A természetes magmás folyamatokban tiszta magnezikrómit —  $MgCr_2O_4$  — többnyire csak alárendelt mennyiségben és ritkán keletkezik. Egyensúlyi kristályosodásnak megfelelően főleg  $(Mg,Fe)Cr_2O_4 \rightarrow (Fe,Mg)Cr_2O_4$ , ill.  $FeCr_2O_4$  alakul ki.)

A társulások egyes ásványait mindkét halmazban változatos, de hasonló összetételű, viszonylag sok alkáliát, főleg  $Na_2O$ -t és alumíniumot tartalmazó üvegfázis köti össze ( $Na_2O = 5,8–8,5$ ,  $K_2O = 0,6–0,9$ ,  $Al_2O_3 = 13,4–20,3\%$ ). Az üveggé megmerevedett olvadék azonban mindkét változatban az olivinkristályok repedéseibe is benyomult. A két társulásváltozat — a kimutatott különbségek ellenére — lényegében azonos szerkezetű és összetételű, ami arra utal, hogy olivinból, valamint krómitból álló, a földi dunithoz\*<sup>1</sup> hasonló kémiai és ásványi összetételű kozmikus testből származnak. A társulások körüli „alapanyag” nagy mennyiségű apró, néhány µm-es–nm-es olivintörmelék a xeno-

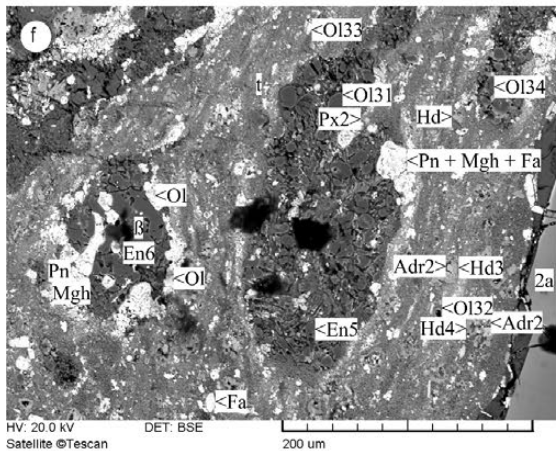
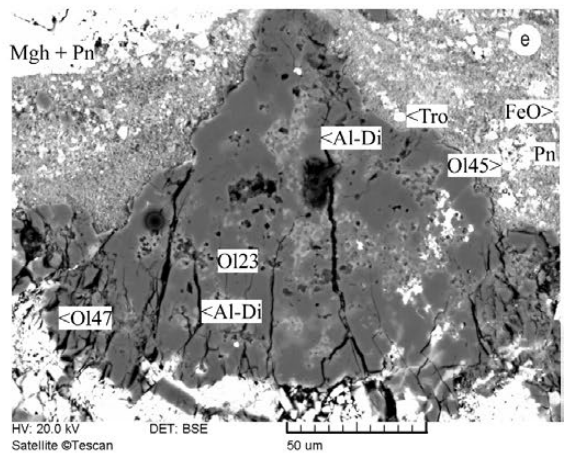
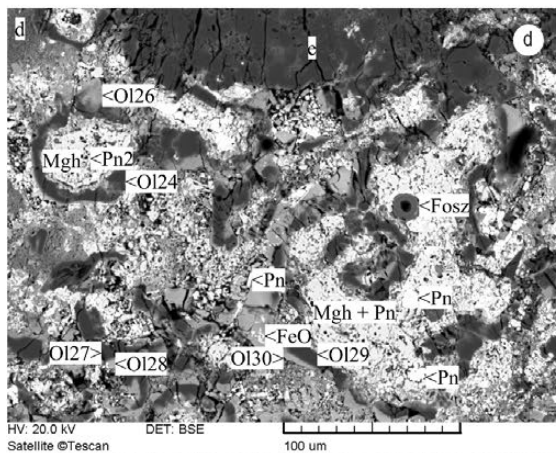
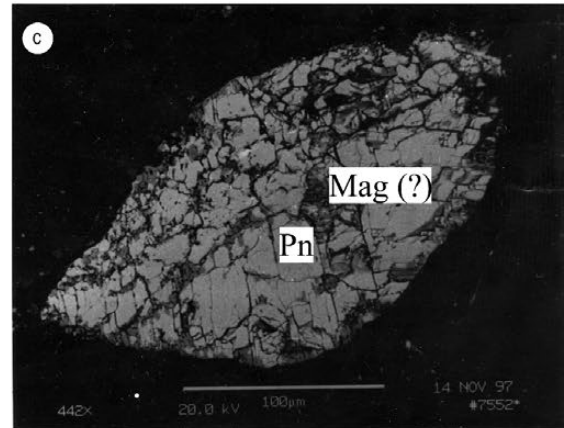
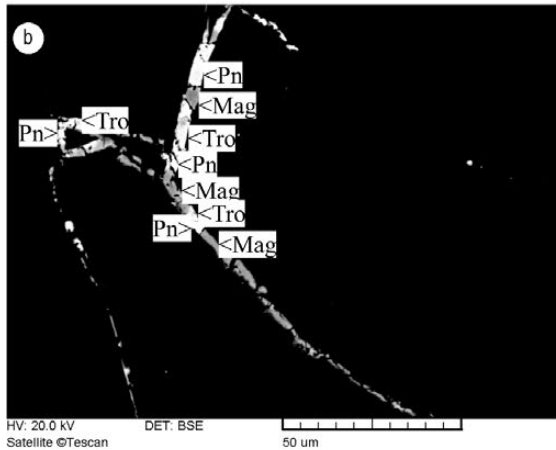
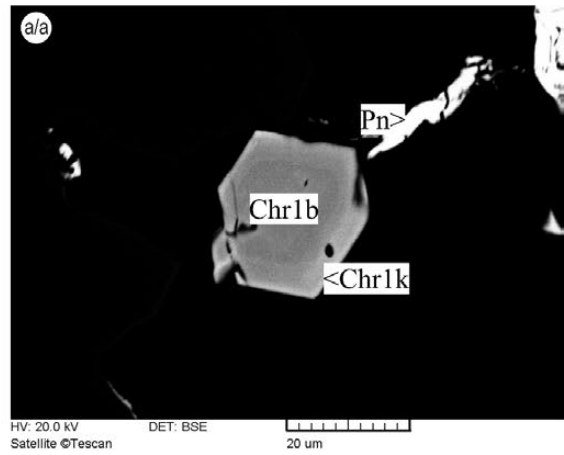
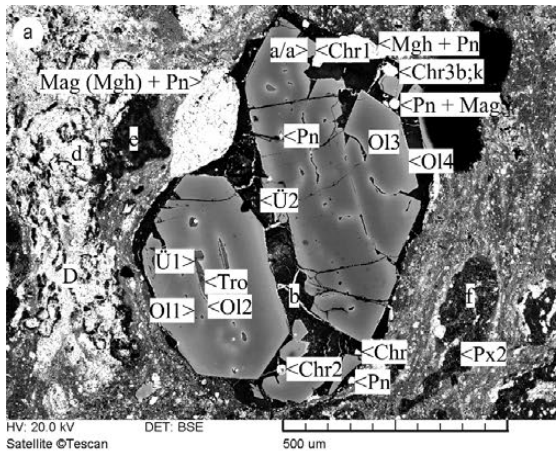


1. ábra. Hipidiomorf — kisebb részben xenomorf — olivin fenokristályokból és aprószemcsés krómitból álló társulás (KUBOVICS et al. 2000)

A két lényeges összetevő mellett a halmaz a peremi részekben pentlanditot (Pn) és oxidokat is tartalmaz. Ol = olivin, Chr = krómit, Pn + Mgh = pentlanditból és maghemitből álló finomszemcsés halmaz, Ü = meteoritüveg (közetüveg) (I–II. táblázat)

Figure 1. Paragenesis consisting of subhedral, or more rarely anhedral olivine phenocrysts and fine-grained chromite (KUBOVICS et al. 2000)

Beside these predominant phases the aggregate contains pentlandite (Pn) and oxides on the margins, too. Ol = olivine, Chr = chromite, Pn + Mgh = fine-grained aggregate consisting of pentlandite and maghemite, Ü = meteoritic glass (Table I–II)



2. ábra, a–f. a) Idiomorf olivin-fenokristályokból és apró krómitszemcsékből álló társulás. Ol = olivin, Chr = krómit, Tro = troilit, Pn + Mag = pentlanditból és magnetitből álló halmaz. Mgh = maghemit, Ü = meteoritüveg. a/a, b, c, d, e, f – A társulás egyes részeinek és környezetének nagyított felvételei: a/a) Zónás krómit és a kapcsolódó pentlanditsáv (Pn). Chr 1b = a krómit belső, Chr 1k = a külső része. b) Troilittel (Tro), pentlandittal (Pn), és magnetit (Mag?) kitöltött repedések az üvegfázisban. c) Pentlanditból (Pn) és magnetitből (? Mag) álló halmaz. d) Zavaros szerkezetű, ebből adódóan erősen vegyes ásványi és kémiai összetételű részleg. Ol = olivin, (Fo–Fa, III. tábl.), Mgh + Pn = maghemit + pentlandit, Fosz = foszfát (penhit?). e) Olivinből (forsteritből–fayalitból), valamint Al-tartalmú piroxénekből és szulfidokból, oxidokból álló, erősen repedezett „fenokristály” és környezete. Ol = olivin (Ol 23 és Ol 47 Fo; Ol 45–46 Fa; III. tábl.), Al-Di = másodlagos alumíniumtartalmú diopszid, Tro = troilit, Pn = pentlandit. f) Az előzőektől eltérő szerkezetű, változatos ásványi összetételű rész. Az alapanyag három (a, b, g) különböző összetételű, nagyobb ásványhalmazt tartalmaz. En = ensztatit, Hd = hedenbergit, Px = piroxén, Ol = olivin, Fa = fayalit, Adr = andradit, Pn + Mgh + Fa = pentlandit + maghemit + fayalit (Mgh + Pn = maghemit + pentlandit), t = torlódásos öv (IV. tábl.)

**I. táblázat.** Az olivin-fenokristályok tömegszázalékos kémiai és mólszázalékos fázisösszetétele**Table I.** Chemical composition in wt% and phase composition in mol% of olivine phenocrysts

Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Ol	
1	Ol 14	37,80	-	-	0,33	25,45	-	36,13	0,29	100,00	63,26	36,05	000	99,31	Fo (Hsz)
	Ol 8	35,29	-	-	0,18	38,70	0,31	25,08	0,45	100,01	43,90	54,82	0,44	99,16	Fa (Ho)
	Ol 11	37,58	-	-	0,28	27,00	0,24	34,57	0,33	100,00	60,15	38,24	0,34	98,73	Fo (Hsz)
	Ol 12	35,53	-	-	-	37,72	0,46	25,94	0,35	100,00	45,42	53,43	0,65	99,50	Fa (Ho)
	Ol 13	30,63	-	-	-	63,35	0,88	5,14	-	100,00	9,00	89,73	1,12	99,85	Fa
	Ol 9	34,08	-	-	-	45,50	0,34	19,54	0,55	100,01	34,21	64,45	0,48	99,14	Fa (Ho)
	Ol 10	35,31	-	-	-	38,71	0,47	25,50	-	99,99	44,65	54,83	0,67	100,15	Fa (Ho)
2a	Ol 1	39,05	-	-	0,29	19,67	0,31	40,53	0,14	99,99	70,97	27,86	0,44	99,27	Fo (Kr)
	Ol 2	37,40	-	-	0,21	27,78	0,47	33,66	0,49	100,01	58,94	39,35	0,67	98,96	Fo (Hsz)
	Ol 3	39,57	-	-	0,13	16,03	0,28	43,98	0,00	99,99	77,01	22,71	0,40	100,12	Fo (Kr)
	Ol 4	37,19	-	-	0,34	27,77	0,58	33,82	0,30	100,0	59,22	39,33	0,83	99,38	Fo (Hsz)

Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Kr = krizolit/chrisolite, Hsz = hialosziderit/hyalosiderite Ho = hortonolit/hortonolite Tep = tefroit/tephroite, Ol = olivin/olivine, (Fo)-(Fa) = ötvenszázalékos szabály/50% rule, h = halmaz/aggregate

**II. táblázat.** A spinellszerkezetű oxidok tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele**Table II.** Chemical composition in wt% and phase composition of spinel group minerals

Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	MgO	CaO	Összesen	Spl	Hc	Mgchr	Chr	Mag	Usp	Splz.ox
1	Chr 4	0,77	0,73	21,26	40,82	0,54	28,07	8,15	0,20	100,54	29,59	-	-	60,15	7,42	2,05	99,21
	Chr 5	0,79	1,23	22,45	38,14	0,71	29,31	7,92	0,16	100,71	43,90	54,82	-	56,20	7,44	3,45	99,05
2a	Chr 2	0,91	1,28	6,37	56,29	0,63	28,01	6,94	0,20	100,63	8,87	-	21,32	58,07	7,04	3,59	99,89
	Chr 3b	0,56	0,63	11,66	53,29	0,53	25,43	8,20	0,22	100,52	16,23	-	17,43	58,19	5,59	1,77	99,21
	Chr 3k	-	1,06	6,69	48,80	0,84	35,19	8,10	0,16	100,84	9,31	-	26,31	41,23	20,02	2,97	99,84
2a/fa	Chr 1b	0,70	0,72	11,49	53,54	0,65	26,13	7,89	0,33	100,65	16,00	-	12,39	64,44	4,12	2,02	98,97
	Chr 1k	0,48	0,96	5,71	58,99	0,77	28,09	5,62	0,15	100,77	7,95	-	16,23	67,99	4,51	2,69	99,37
4	Chr 1	-	1,26	10,71	51,15	-	31,95	4,73	0,21	100,01	14,91	-	2,54	72,41	6,41	3,53	99,80

hr = krómit/chromite, Spl = alumíniumspinell/Al-spinel, Hc = hercinit/hercynite, Mgchr = magneziokrómit/magnesiochromite, Mag = magnetit/magnetite, Usp = ulvöspinell (ulvit)/ulvöspinell (ulvite); b b = belső/inner; k = külső rész/outer part, Splz. ox = spinellszerkezetű oxidok/spinel group minerals

fenokristályoknak a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezhetett. Az olvadákképződést a nagy sebességű kozmikus szemcsék ütközését-becsapódását kísérő hőmérséklet-emelkedés eredményezhette. A két változat (1., 2. ábra) körül kialakult jelentős alapanyag-torlódás — a kristályok erős repedezettségével, az olvadákképződéssel, az olivinkristályokat összekötő üvegfázissal, valamint a környezet jelentős átalakulásával-átkristályosodásával együtt — a becsapódás intenzitását is jelzi (1. az 1. és 2. ábrát). Az üvegfázisban lévő, troilittel pentlandittal és magnetittel (?) kitöltött repedések (2. ábra, b) később alakultak ki. (A két repedésrendszer egymástól független.) A repedés-kitöltő szulfidok valószínűleg az olivin–krómit társulások mellett — az üvegfázisba is benyúló — 25,2% Ni-t tartalmazó pentlanditokkal egyidejűleg keletkeztek.

Az idiomorf–hipidiomorf olivinekből és krómitszemcsékből álló társulások környezete rendkívül változatos szerkezetű (szövetű) és összetételű. Az átalakulási folyamatot az ásványok mérete és kémiai összetétele is erősen

befolyásolta. Ebből adódóan egymás melletti vagy egymáshoz közeli részekben eltérő jellegű — intenzitású — folyamatok mentek végbe (2. ábra, c–f).

Közvetlenül a fenokristályok mellett sajátos, jellegzetesen nyúlt formájú, az üvegfázisban lévő erekhez hasonló összetételű oxidokból (magnetitből?) és szulfidokból (pentlanditból) álló ásványtársulás alakult ki (2. ábra c). Azonos vagy hasonló fázisokból álló részlegeket a környezet, főleg a „zavaros” szerkezetű alapanyag is bőven tartalmaz. Mindez a becsapódással egyidejű oxidációs folyamatot valószínűsít.

Az olivin fenokristályok megnyúlási irányával megközelítőleg párhuzamosan „zavaros” szerkezetű, ennek megfelelően változatos ásványi összetételű részleg alakult ki (2. ábra, d). Az eredeti szövet feltehetőleg teljesen eltűnt. Az alapanyagból (a mátrixból) a különböző hatások–kölsönhatások eredményeképpen olivinből álló gyűrűs (kör, ellipszis, és szabálytalan átmetszetű) szerkezetekben főleg szulfiddal, valamint maghemittel kitöltött, többnyire zárt

← **Figure 2, a–f.** a) Paragenesis consisting of euhedral olivine phenocrysts and fine-grained chromite. Ol = olivine, Chr = chromite, Tro = troilite, Pn + Mag = aggregate consisting of pentlandite and magnetite (?) Mgh + Pn = aggregate consisting of maghemite and pentlandite, Ū = meteoritic glass. a/a, b, c, d, e, f — magnified parts of the paragenesis and its surroundings: a/a) Zoned chromite and the connected pentlandite band (Pn). Chr 1b = central part of the chromite, Chr 1k = outer part of chromite. b) Cracks in the glass phase filled with troilite (Tro), pentlandite (Pn), and magnetite (Mag). c) Aggregate consisting presumably of magnetite (Mag) and pentlandite (Pn). d) Ambiguous structured part, and consequently with highly varied mineralogical and chemical composition. Ol = olivine (Fo-Fa. Table III), Mgh + Pn = maghemite + pentlandite, Fosz = phosphate pennethite? e) Highly cracked „phenocryst” and its surrounding consisting of Al-containing pyroxenes and sulphides and its surroundings. Ol = olivine (Ol 23 and 47; Fo, Ol 45–46; Fa) (Table III), Al-Di = secondary Al-containing diopside, Tro = troilite, Pn = pentlandite, f) Part of the sample with diverse mineral composition that has significantly different structure from the previous parts. The groundmass contains three larger structural units (mineral aggregates) with different composition (a, b, g) En = enstatite, Hd = hedenbergite, Px = pyroxene, Ol = olivine, Fa = fayalite, ADr = andradite, Pn + Mgh + Fa = pentlandite + maghemite + fayalite, Mgh + Pn = maghemite + pentlandite, t = congestion belt (see Table IV)

formák alakultak ki. Az olivin változóan, aszimmetrikusan zónás. A jelzett olivininformák, -szerkezetek belső, a maghemittel vagy a szulfidokkal érintkező részét általában megközelítőleg tiszta forsterit ( $\text{Fo}_{96,8-97,6}$  – Ol 24, Ol 29) a külső övet pedig FeO-ban gazdag változatok, hortonolit–ferrohortonolit ( $\text{Fa}_{65,4-84,1}$  – Ol 26, Ol 28) alkotja. Ezek szerint a Si-ban szegény, de ósszvasban gazdag rendszerben a kristályfázisok kialakulása maghemittel–pentlandittal kezdődött, ennek következtében az FeO koncentrációja jelentősen lecsökkent, az  $\text{SiO}_2$  és az MgO részaránya pedig megnövekedett, ami a forsterit képződését eredményezte. Ezzel szemben, a jellegzetes „sávós” formákat alkotó forsterit (Ol 29) külső környezetében a vas, ill. az FeO (és az ósszvas) az olivinbe épült be, ezáltal — viszonylag éles határral — hortonolit–ferrohortonolit keletkezett (2. ábra d, Ol 30, III. táblázat). Ezt a folyamatot a forsterit képződésével párhuzamos Mg- és Si-csökkenés is elősegítette. A nagyon kevés P az eltérő geokémiai sajátosságából adódóan a felsorolt ásványokba nem épülhetett be, ennek megfelelően az átkristályosodási folyamat végén — különböző, részben már kiszorult, kimaradt elemekkel, többek között például a nátriummal együtt — ásványtanilag pontosan nem azonosítható, de a penethithez hasonló összetételű fázisban koncentráldott a forsterit körül (2. ábra d, Fosz).

A főleg forsteritből, valamint Al-tartalmú piroxénekből (Al-diopszidból) álló, kevés szulfidot (pentlanditot) is tartalmazó „fenokristály” (2. ábra, e) idegen eredetű, valószínűleg az olivin–krómit társulásnál némileg korábban csapódott a formálódó kozmikus testbe. Az Al-tartalmú piroxének és a szulfidok a becsapódással egyidejűleg keletkezettek. A főleg piroxénekből álló átalakulási termékeket harántoló repedések azonban később jöttek létre. A repedésrendszer kialakulását az olivin–krómit társulás becsapódása eredményezhette.

A 2d-hez viszonyítva a 2a, ellentétes oldalán (2f) teljesen eltérő szerkezetű szövetű és ásványi összetételű rész alakult ki. Az alapanyag három ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) különböző összetételű, alakzatú (ásványhalmaz-társulást) tartalmaz. A részlegesen átalakult legnagyobb ( $\alpha$ ) és a közepes méretű ( $\beta$ ) ásványhalmazt eredetileg főleg piroxének és olivin alkották. A piroxéneket ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) — a meteorit más részeiben észleltektől eltérően — viszonylag jelentős mennyiségű, 4,08–4,33%

Tschermak-molekulát, valamint kevés ferroszilitet ( $\text{Fs}_{1,9-2,2}$ ) wollastonitot ( $\text{Wo}_{0,54-2,55}$ ) és johannsenitet ( $\text{Jh}_{0,00-0,55}$ ) is tartalmazó ensztatit ( $\text{En}_{89,04-92,38}$ ), továbbá pigeonit ( $\text{En}_{38,85}$ ,  $\text{Wo}_{4,85}$ ,  $\text{Fs}_{39,7}$ ) (IV. táblázat), az olivinsort pedig tiszta forsterit (Ol 31,  $\text{Fo}_{97,1}$ ) képviseli. A közepes méretű ( $\beta$ ) ásványtársulást FeO-ban gazdag olivin övezi. A kisebb ( $\gamma$ ), uralkodóan olivinből álló képződményben az átalakulás eredményeképpen a forsterit (Ol 34,  $\text{Fo}_{95,5}$ ) körül FeO-ban, ill. fayalitban gazdagabb öv keletkezett. A nagyobb méretű ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) alakzatok a felsorolt szilikátok mellett jelentős mennyiségű maghemitet és pentlanditot (Mgh + Pn) is tartalmaznak (a pentlandittal együtt megjelenő oxidásványok pontosabb meghatározása még további vizsgálatot igényel). Jól látható, hogy az oxid- és szulfidásványok esetenként több szemcsét harántolnak, és a (gyenge) két repedésrendszer is független egymástól. Mindez arra utal, hogy az oxid- és szulfidásványok a szétesés, ill. a becsapódás utáni átalakulás (átkristályosodás) folyamán keletkeztek.

A két nagyobb, az  $\alpha$ - és  $\beta$ -alakulat (ásványhalmaz) körül kialakult finomszemcsés torlódásos övet ósszvasban viszonylag gazdag szilikátok, 21–92% fayalitot tartalmazó olivin (Ol 32, 33), monoklin piroxének, és andradit alkotják. A piroxénekből az Al-diopszidhoz és a fassaithoz viszonyítva az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  alárendelt mennyiségű, mindössze 1,7–1,4%. Ennek megfelelően a Tschermak-molekula részaránya 3,3–3,1% (Hd 3,4). Ezzel szemben az FeO koncentrációja (25,1%), ill. a ferroszilit 46,0% részaránya jelentősnek tekinthető (1. IV. táblázat). Mindezek, valamint a CaO- és az MgO-koncentráció alapján a monoklin piroxének hedenbergitnek minősülnek. Az alapanyag a felsorolt szilikátok mellett oxidásványokat (maghemitet) és szulfidokat (pentlanditot) is tartalmaz. Ez a sajátos összetétel FeO- és  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -ban gazdag környezetre, ill. alapanyagra, a vas(II)ion mobilizációjára (migrációjára), valamint lokális oxidációs folyamatra utal. Az ismertetett alakzatok ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) a torlódásos öv (t) elrendeződése, megjelenési formája szerint a főleg olivin fenokristályokból álló „szomszéd” társulástól függetlenül csapódtak be a formálódó kozmikus testbe.

A meteorit különböző részeiből származó metszetek az előzőektől eltérő felépítésű társulásokat is tartalmaznak. Esetenként 1,5–2,0 mm-es területen belül többféle, az előzőektől részben eltérő kémiai összetételű és (főleg)

### III. táblázat. A 2. ábra a része körüli (d, e) olivinszemcsék tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Table III. Chemical composition in wt% and phase composition of olivines in the surroundings of Figure 2, a (d, e).

Ábra	Áz ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
2d	Ol 24	42,28	0,41	1,77	0,24	55,29	–	99,99	96,81	2,51	0,34	99,66	Fo
	Ol 26	33,98	–	46,16	0,52	19,34	–	100,00	33,86	65,38	0,74	99,98	Fa (Ho)
	Ol 27	42,45	0,32	1,37	0,38	55,48	–	100,00	97,15	1,94	0,54	99,63	Fo
	Ol 28	31,48	–	59,27	0,49	8,76	–	100,00	15,29	84,06	0,70	100,6	Fa (Fho)
	Ol 29	42,30	0,27	1,39	0,29	55,75	–	100,00	97,62	2,42	0,41	100,45	Fo
	Ol 30	32,62	–	52,80	0,54	14,04	–	100,00	24,58	74,78	0,77	100,13	Fa (Fho)
2e	Ol 23	42,60	–	0,59	–	56,80	–	99,99	99,46	0,84	–	100,30	Fo
	Ol 47	41,96	0,42	3,02	0,35	54,25	–	100,00	94,99	4,28	0,50	99,77	Fo
	Ol 45	33,46	–	49,00	0,35	17,18	–	99,99	30,08	69,41	0,50	99,99	Fa (Ho)
	Ol 46	32,48	–	53,71	0,51	13,29	–	99,99	23,27	76,08	0,73	100,08	Fa (Fho)

Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Tep = tefroit/tephroite, Ho = hortonolit/hortonolite, Fho = ferrohortonolit/ferrohortonolite

**IV. táblázat.** A 2. ábra a képen látható (f) ásványtársulások (a), valamint a környező alapanyag (b) szilikátásványainak tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele  
**Table IV.** Chemical composition in wt% and phase composition of mineral assemblages (a) around Figure 2a (f), as well as of the silicate minerals in the surrounding groundmass (b)

Az ásványtársulásokban - α, β, γ és a környező alapanyagban, (b) lévő piroxének tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																	
Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	Tsch	CaCrPx	Cpx
a	En 5 α	57,10	-	2,30	0,58	1,19	-	37,09	1,74	100,00	92,38	0,54	2,19	-	4,08	1,76	100,95
	En 6 β	57,78	-	2,33	0,44	1,05	0,30	35,75	2,34	99,99	89,04	2,55	1,93	0,55	4,33	1,41	99,81
	Px 2 (Pgt)	48,33	0,18	3,65	4,55	21,63	-	15,60	6,06	100,00	38,85	4,85	39,72	-	1,05	15,05	99,52
b	Hd3	47,79	-	1,69	0,21	25,05	-	3,11	22,14	99,99	7,75	43,80	46,00	-	3,31	0,67	101,53

Az ásványtársulásokban α, γ (a) lévő olivin (forsterit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
Ol 31 α	42,40	0,53	1,19	-	55,62	0,27	100,01	97,09	1,69	-	98,78	Fo
Ol 34 γ	42,24	0,52	2,36	-	54,56	0,32	100,00	95,53	3,34	-	98,87	Fo

Az ásványtársulások körüli alapanyagban (b) lévő olivinszemcsék (forsterit-fayalit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
Ol 32	39,89	0,24	14,77	0,60	44,49	-	99,99	77,90	20,92	0,85	99,67	Fo (Kr)
Ol 33	30,26	-	65,16	0,91	3,67	-	100,00	6,43	92,30	1,29	100,02	Fa

Az ásványtársulásokban - α, β, γ - (a), valamint a környező alapanyagban (b) lévő piroxének tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele. Az ásványtársulásokban - α, γ - (a) lévő olivin (forsterit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele. Az ásványtársulások körüli alapanyagban lévő (b) olivinszemcsék (forsterit-fayalit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele.

En = enstatit, Wo = wollastonit, Fs = ferroszilit, Jh = johannsenit, Tsch = Tschermak-molekula, CaCrPx = krómpiroxén: CaCr(AlSi)O<sub>6</sub>, Px = piroxén, Cpx = klinopiroxén, Px 2 (Pgt) = pigeonit (a Pgt a CaCrPx mellett 0,49% Ca-Ti-Px-t is tartalmaz), Ol = olivin, Fo = forsterit, Fa = fayalit, Tep = tefroit, Kr = krizolit.

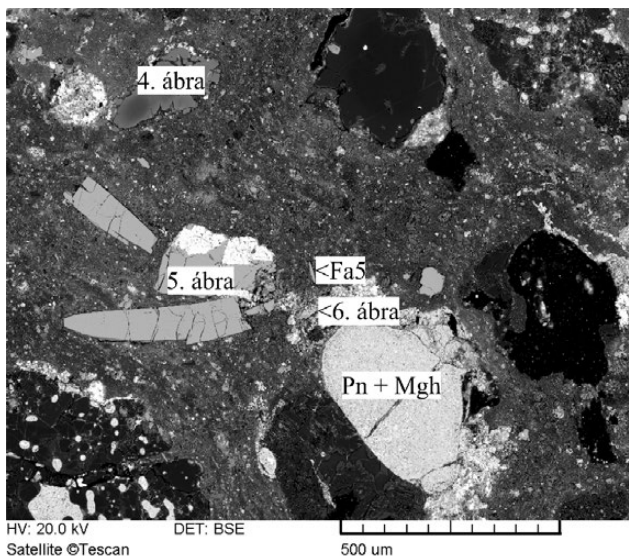
Chemical composition in wt% and phase composition of pyroxenes in the assemblages α, β, γ (a), as well as of the groundmass in the surroundings. Chemical composition in wt% and phase composition of olivine (forsterite) in the assemblages α, γ (a) Chemical composition in wt% and phase composition of olivines (forsterite - fayalite) in the surrounding groundmass.

En = enstatite, Wo = wollastonite, Fs = ferrosilite, Jh = johannsenite, Tsch = Tschermak molecule, CaCrPx = Cr-pyroxene: CaCr(AlSi)O<sub>6</sub>, Px = pyroxene, Cpx = clinopyroxene, Px 2 (Pgt) = pigeonite (Pgt contains beside CaCrPx 0.49% Ca - Ti - Px, too), Ol = olivine, Fo = forsterite, Fa = fayalite, Tep = tephroite, Kr = crysolite.

szerkezetű xenokristály-együtteseket (3. ábra), többek között olivinból, krómitból és piroxénekből (4. ábra), valamint fayalitból és szulfidokból (5. ábra) álló társulásokat különböztethetünk meg.

A főleg olivinból-krómitból (spinellszerkezetű oxidokból) álló ásványtársulás e két fő összetevő mellett viszonylag jelentős mennyiségű, részben mikrokristályos amorf mezosztázist, a környezete pedig kevés (1-1) piroxént, valamint szulfidokat (pentlanditot) is tartalmaz (4. ábra).

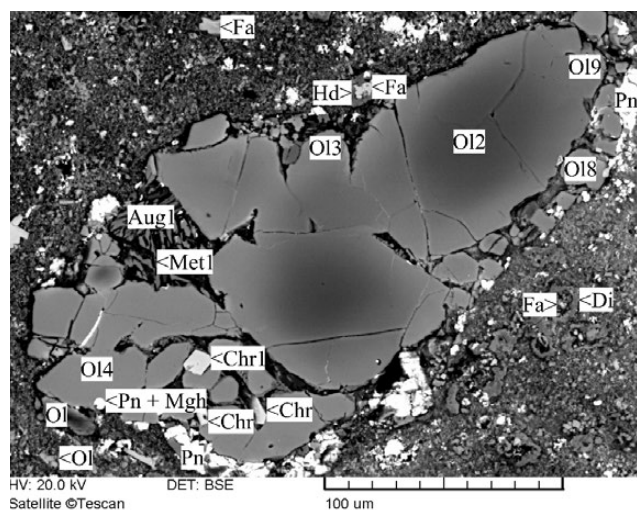
Az olivin fenokristályban a peremek felé az FeO koncentrációja, ennek megfelelően a fayalit mennyisége erősen és folyamatosan növekszik, (Fa 30,3-57,2 [Ol 2, Ol 3]). Ebből adódóan részaránya a fenokristályokról levált darabokban (a „törmelékben”) a legnagyobb (Ol 4; Ol 8 = Fa<sub>60,5-60,8</sub>; V. táblázat). A spinellszerkezetű oxidokban — a fehérvárnyokban észleltekkel ellentétben — az FeO lényeges komponensként szerepel (32%). Ennek megfelelően — mivel a Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> koncentrációja is kiemelkedő (51,2%) — a spinell-



**3. ábra.** A 4., 5. és a 6. ábra közötti kapcsolatot szemléltető meteoritreszlet Pn + Mgh = pentlandit + maghemit. A finomszemcsés alapanyag jelentős részét fayalit (Fa) alkotja. (Fa 5 = 96,46, Tep = 1,04; Fo = 2,22%, Tep – tefroit, Fo – forsterit)

**Figure 3.** Part of the meteorite displaying the connection between those parts seen in Figures 4, 5, and 6

Pn + Mgh = pentlandite + maghemite. The fine-grained groundmass is composed mainly from fayalite (Fa) (Fa 5 = 96.46, Tep = 1.04, Fo = 2.22%). Tep = tephroite, Fo = forsterite

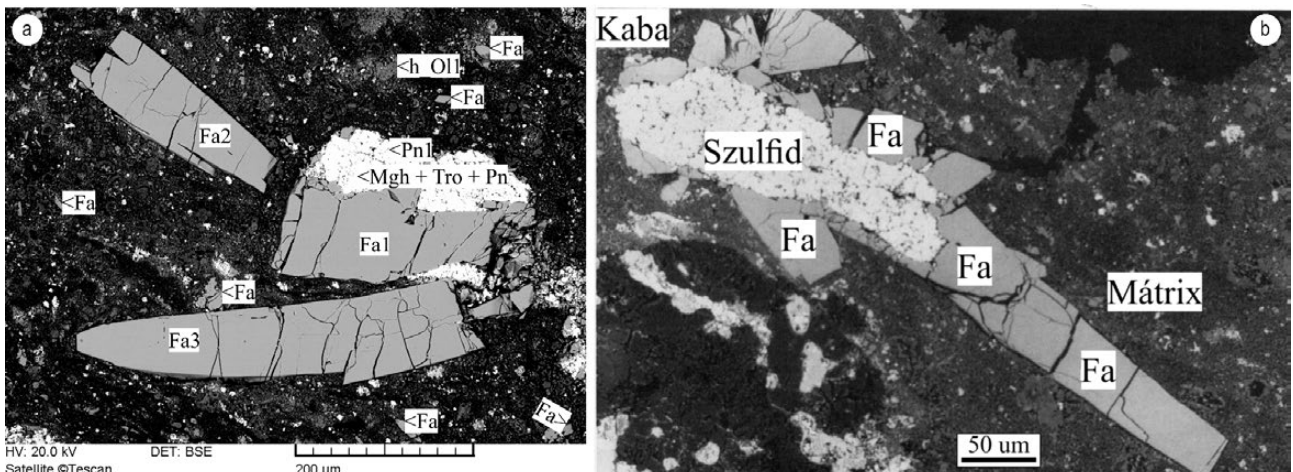


**4. ábra.** Erősen zónás, összetört-töredezett olivinból, és spinellszerkezetű oxidokból, valamint klinopiroxén-tartalmú mezosztázisból álló társulás

Ol = olivin, Chr = krómit, Pn + Mgh = pentlandit + maghemit (?), Aug = augit, Met = mezosztázis (kriptokristályos-amorf anyag). A környező alapanyag jelentős részét, olivin, illetve fayalit (Fa) továbbá diopszid (Di) és pentlandit (Pn) alkotja

**Figure 4.** Assemblage consisting of highly zoned and cracked olivine and spinel group minerals as well as mesostasis containing clinopyroxene

Ol = olivine, Chr = chromite, Pn + Mgh = pentlandite + maghemite (?), Aug = augite, Met = mesostasis. The surrounding groundmass is composed mainly of olivine (fayalite: Fa) as well as diopside (Di) and pentlandite (Pn)



5. ábra, a) Töredezett, repedezett, nyúlt, fayalitkristályokból és különböző összetételű szulfidokból álló ásványtársulás. A finomszemcsés alapanyag jelentős részét szintén fayalit (ferrohortonolit) alkotja. b) HUA & BUSCHEK (1995) által a kabai meteoritban kimutatott ásványegyüttes

Fa = fayalit, Fa = 98,84–99,80, Tro = troilit, Pn = pentlandit, Ol 1 - olivin (Fa = 73,74, Fo = 25,55, Tep = 0,73%), Mgh + Tro + Pn = maghemite + troilit + pentlandit

Figure 5. a) Assemblage consisting of cracked and elongated fayalite and sulphides with various chemical composition. The fine-grained groundmass is also mainly composed of fayalite (ferrohortonolite). b) Mineral assemblage in the Kaba meteorite demonstrated by HUA & BUSECK (1995)

Fa = fayalite, Tro = troilit, Pn = pentlandite, Ol = olivine (Fa = 73.74, Fo = 25.55, Tep = 0.73%), Mgh + Tro + Pn = maghemite + troilite + pentlandite (Table V)

szerkezetű oxidokon belül legnagyobb részarányt — 72,4 %-ot — a krómít ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) képvisel (Chr + Mgchr = 74,95). A közönséges spinell ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ) — a meteorit más részeiben észleltekkkel ellentétben — viszonylag alárendelt mennyiségű (14,9%). Az FeO túlsúlyát — az MgO-val (4,73%) szemben — a spinellszerkezetű oxidok számított ulvöspinell- ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 = 3,53$ ) és jelentős magnetittartalma (6,41%) is jelzi (I. II. táblázat). A szétesett olivin fenokristály töredékeit övező kriptokristályos amorf anyag („mezosztázis Met”) nagy FeO-tartalmú (16,7%) klinopiroxént, vázszerkezetű augitot is tartalmaz. Ezek szerint az adott ásványban a vas(II)ion a legnagyobb részarányú másodrendű kation. A bonyolult összetételű augitnak az enzstatit, wollastonit és a ferroszilit ( $\text{En}_{31,3}$ ,  $\text{Wo}_{19,4}$ ,  $\text{Fs}_{30,7}$ ,  $\text{Jh}_{0,6}$ ) mellett a Tschermakmolekula is jelentős részarányú (13,9%) alkotója. A kriptokristályos–amorf anyag a piroxénben kimutatott mennyiségeknél lényegesen több alumínium(III)-oxidot (20,25%) tartalmaz. Emellett az MgO (20,2%) és az  $\text{Na}_2\text{O}$  koncentrációja (5,8%) is jelentős. Az FeO és a CaO viszont lényegesen kisebb mennyiségben (9,5, ill. 3%) szerepel. Az ere-

deti fenokristály „holdudvarán” belüli „mezosztázis” kialakulását a becsapódás okozta hőmérséklet-emelkedés eredményezte. Az olvadék túlnyomó részben (vagy teljesen) az alapanyagból keletkezett, ennek megfelelően a felsorolt elemek, ill. oxidok koncentrációja lényegében az eredeti finomszemcsés részleg kémiai összetételét tükrözheti. A sok MgO-t, és viszonylag kevés FeO-t tartalmazó olvadékból kivált piroxén előzőekben jelzett kémiai összetétele — főleg a Mg és a Fe jelentős arányváltozása — ellentmondásosnak látszik. Értelmezése további elemzéseket, vizsgálatokat igényel. A fenokristály körüli — részben a törmeléken belüli — pentlandit szintén a becsapódáskor keletkezhetett. A környező finomszemcsés alapanyag túlnyomó részét a fenokristállal lényegében azonos összetételű „törmelékes” olivin (fayalit) alkotja. Egyes fayalitszemcsék körül hedenbergit alakult ki (Hd–Fa), ami vasban rendkívül gazdag környezetre, ill. rendszerre utal (4. ábra, V. táblázat).

A fayalitból és szulfidokból álló társulást nagyméretű (80×440; ill. 80×200 440 µm-es) nyúlt xenokristályok,

V. táblázat. A 4–5. ábrán szereplő olivinásványok tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Table V. Chemical composition in wt% and phase composition of olivines displayed on Figure 4–5

Ábra	Az ásv. jele	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Ol	
4	Ol 2	38,56	–	–	0,39	21,41	0,28	39,36	–	100,00	68,92	30,33	0,40	99,65	Fo (Hsz)
	Ol 3	34,90	–	–	0,53	40,41	0,55	23,38	0,24	100,01	40,94	57,24	0,78	98,96	Fa (Ho)
	Ol 4	34,51	–	–	0,33	42,69	0,54	21,68	0,26	100,01	37,96	60,47	0,78	99,21	Fo (Ho)
	Ol 9	35,35	–	–	0,19	38,07	0,41	25,61	0,38	100,01	44,88	53,92	0,58	99,38	Fa (Ho)
	Ol 8	34,37	–	–	0,45	42,89	0,51	21,28	0,50	100,00	37,26	60,75	0,73	98,74	Fa (Ho)
5a	Fa 1	29,41	–	–	–	70,46	0,12	–	–	99,99	0,00	99,80	0,17	99,97	Fa
	Fa 2	29,65	–	–	–	69,87	0,48	–	–	100,0	0,00	98,97	0,68	99,65	Fa
	Fa 3	29,37	–	–	–	69,78	0,85	–	–	100,000	0,00	98,84	1,21	100,05	Fa
	h Ol 1	32,83	–	–	–	52,06	0,51	14,59	–	99,99	25,55	73,74	0,73	100,02	Fa (Fho)

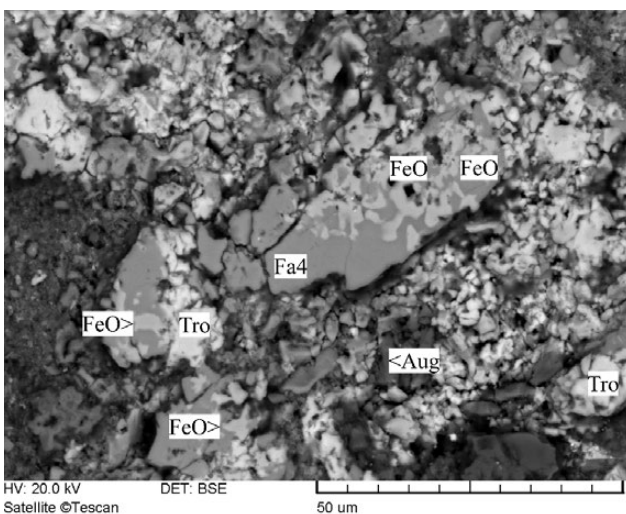
Ol = olivin/olivine, Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Tep = tefroit/tephroite, Hsz = hialosziderit/hyalosiderite, Ho = hortonolit/hortonolite, Fho = ferrohortonolit/ferrohortonolite, (Fo)-(Fa) = ötvenszázalékos szabály/50% rule, h = halmaz/aggregate.

valamint szorosan kapcsolódó szulfidok, troilitból, pentlanditból és maghemitből álló halmazok alkotják (5. ábra, a). A harántrepedésekkel erősen tagolt nagy tisztaságú fayalit 0,12–0,85% MnO-t, ennek megfelelően 0,2–1,2% tefroitot tartalmaz (V. táblázat). Kisebb törmelékes fayalitszemcsék a környezet alapanyagban is jelentős mennyiségben szerepelnek. A 10–30 µm-es törmelékek a fenokristályokkal azonos összetételűek. Az egymástól különböző távolságokban lévő fenokristályokat sok, néhány µm-s méretű fayalitot is tartalmazó, finomszemcsés alapanyag köti össze. (HUA & BUSCHEK 1995 — ezzel lényegileg teljesen azonos összetételű és szerkezetű ásványegyüttest mutatott ki a kabai meteoritban. 5. ábra, b)

Az olivinból–krómitból, valamint fayalitból–szulfidokból álló társulások (4., 5. ábra) lényegileg azonos szerkezetű és ásványi összetételű finomszemcsés környezetbe azt valószínűsíti, hogy a jelentős különbségek ellenére egyidejűleg (vagy megközelítőleg azonos időpontban) kerültek a formálódó kozmikus testbe (1. a 3. ábrát).

A felsorolt ásványtársulások mellett „független” olivin fenokristályok becsapódása is gyarapította a kabai meteoritot a kozmikus test tömegét.

Egyes fenokristályok részleges szétesésével a maradványásvány körül finomszemcsés halmaz alakult ki. Például a 0,94% tefroitot és kevés forsteritet (Fo<sub>4,85</sub>) tartalmazó fayalit fenokristály (Fa<sub>93,98</sub>, Fa 4) jelentős mértékű fölaprozódásával a maradékásvány (a mag) körül különböző, de többségében néhány µm méretű szemcsékből álló törmelék-halmaz keletkezett (6. ábra). Az erősen oxidatív jellegű átalakulás, a jellegzetes kiszorítási folyamat eredményeképpen az eredeti fenokristály és törmeléke részlegesen — a nagyobb fajlagos felületű, kisebb szemcsék teljesen — magnetitté, — részben szulfidokká, főleg troilitt —



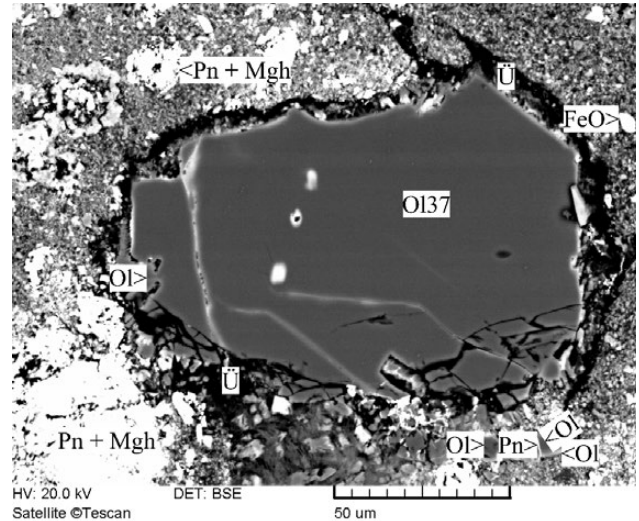
**6. ábra.** A becsapódáskor csaknem teljesen szétesett (összetöredezett) és erősen átalakult fayalit-fenokristály megmaradt magja és törmeléke  
Fa = fayalit (Fa = 93,98, Tep = 0,95, Fo = 4,85 %); FeO = valószínűleg magnetit; Aug = augit (En = 44,18, Wo = 32,36, Fs = 7,68, Jh = 4,88, Tsch = 6,30%); Tro = troilit

**Figure 6.** Almost wholly disintegrated (cracked) and highly altered core and fragments of fayalite phenocryst formed during the impact

Fa = fayalite (Fa = 93.98, Tep = 0.95, Fo = 4.85 %), FeO = presumably magnetite (Mag), Aug = augite (En = 44.18, Wo = 32.36, Fs = 7.68, Jh = 4.88, Tsch = 6.30%), Tro = troilite

alakultak át. A fayalit átalakulásával (1,5 Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> + O → FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> + 1,5 SiO<sub>2</sub>) szilícium(IV)-oxid szabadult fel, ami elősegíthette a Mg-tartalmú telítetlen ásványok piroxénné történt átalakulását. A vázolt folyamatot a jelzett fenokristály becsapódása eredményezhette.

A különböző becsapódások intenzitását és hatását a mintegy 70×120 µm méretű, mindössze 0,8% fayalitot tartalmazó forsterit (Ol 34 = Fo<sub>98,8</sub>) körül kialakult üvegfázis is jól tükrözi (7. ábra).



**7. ábra.** Viszonylag nagy méretű (~70×120 µm) forsterit, valamint a megolvadt környezetéből kialakult üvegfázis (Ü)

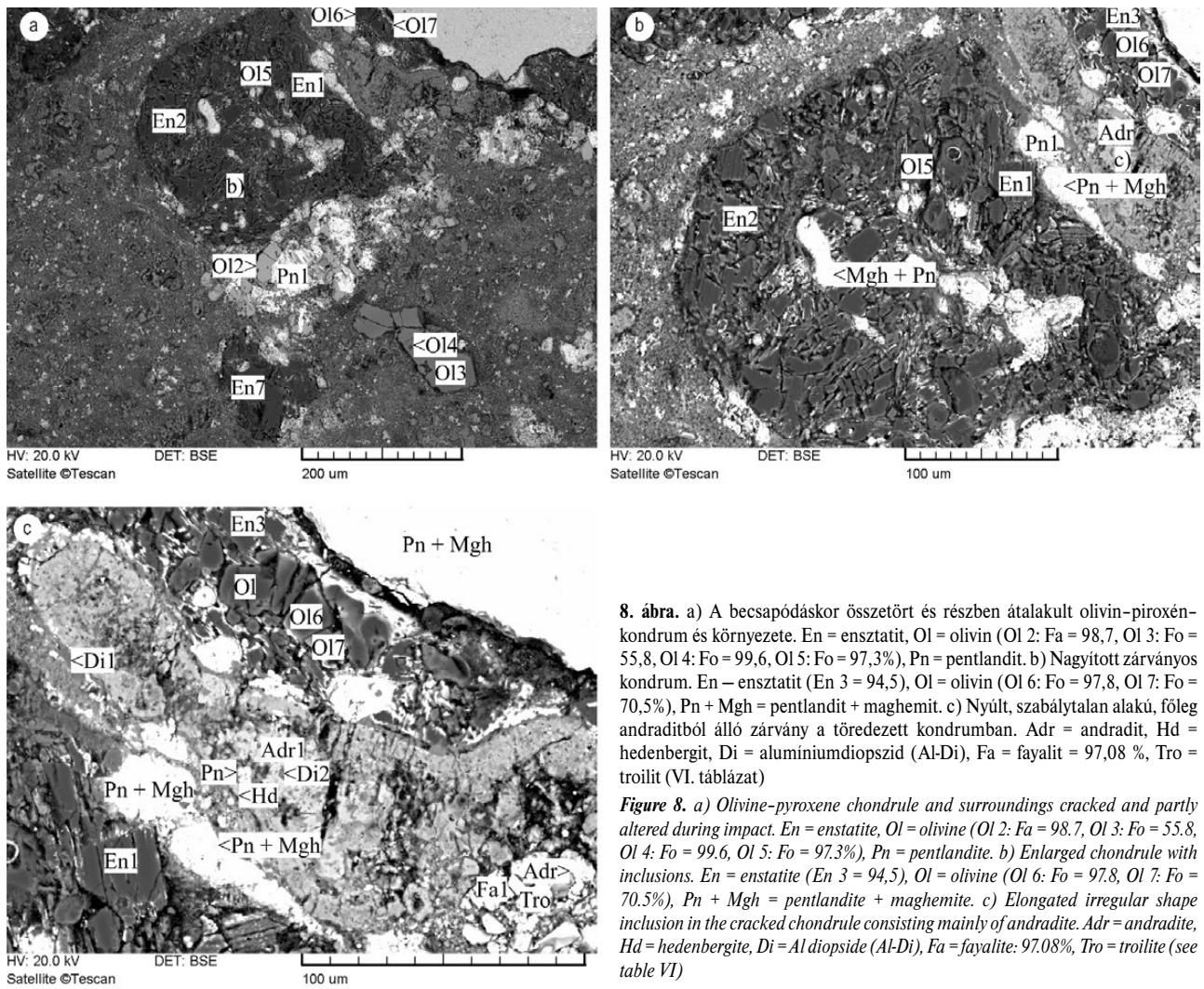
Ol = olivin, Pn = pentlandit, Pn + Mgh = pentlandit + maghemit

**Figure 7.** Relatively large (~70×120 µm) forsterite, as well as glass phase (Ü) formed in its melted surroundings

Ol = olivine (Ol 37: Fo = 98.8 %), Pn – pentlandite, Pn + Mgh = pentlandite + maghemite

Az eredetileg főleg piroxénből, valamint kevés olivinból álló, a becsapódáskor összetöredezett, részlegesen aszimmetrikusan szétesett, a peremi részekben helyenként (valószínűleg) megolvadt kondrum környezetét sajátos összetételű „fenokristályok”, és részlegesen átkristályosodott alapanyag-elegyrészek alkotják (8. ábra). A kondrumbeli piroxéneket 2,1–2,6% Tschermak- (CaAlAlSiO<sub>6</sub>) 0,8–1,8% MgTschermak-molekulát (MgAlAlSiO<sub>6</sub>), valamint 1,5–2,1% ferroszilitet tartalmazó ensztatit (En = 93,6–95,0) képviseli (8. ábra a, b). (Néhány méréspontban a részleges SiO<sub>2</sub>-hiányból adódóan az ensztatit és a forsterit egyaránt megjelenik.) A piroxének kissé zónásak, a vékony peremi sáv vasban gazdagabbnak látszik. A túlnyomó részben forsteritből (Fo<sub>97,8–70,50</sub>) álló olivinszemcsék peremét általában 29,0% fayalitot tartalmazó krizolit (hilaosziderit) alkotja (8. ábra b, c; Ol 6, Ol 7, VI. táblázat). A különböző másodásványok, az oxidok (maghemit, magnetit?), és a szulfidok (pentlandit, troilit) az összetört kondrumon belül az eredeti ásványokat többnyire harántolják, de emellett helyenként, főleg a peremi részekben, ill. közvetlenül a kapcsolódó környezetben is jelentős mennyiségben szerepelnek. Mindez egyértelműen a becsapódás utáni keletkezésükre utal.

Az alapanyagbeli (50–250 µm méretű) „fenokris-



**8. ábra.** a) A becsapódáskor összetört és részben átalakult olivin-piroxén-kondrum és környezete. En = enstatit, Ol = olivin (Ol 2: Fa = 98,7, Ol 3: Fo = 55,8, Ol 4: Fo = 99,6, Ol 5: Fo = 97,3%), Pn = pentlandit. b) Nagyított zárványos kondrum. En – enstatit (En 3 = 94,5), Ol = olivin (Ol 6: Fo = 97,8, Ol 7: Fo = 70,5%), Pn + Mgh = pentlandit + maghemit. c) Nyúlt, szabálytalan alakú, főleg andraditból álló zárvány a töredezett kondrumban. Adr = andradit, Hd = hedenbergit, Di = alumíniumdiopszid (Al-Di), Fa = fayalit = 97,08 %, Tro = troilit (VI. táblázat)

**Figure 8.** a) Olivine-pyroxene chondrule and surroundings cracked and partly altered during impact. En = enstatite, Ol = olivine (Ol 2: Fa = 98.7, Ol 3: Fo = 55.8, Ol 4: Fo = 99.6, Ol 5: Fo = 97.3%), Pn = pentlandite. b) Enlarged chondrule with inclusions. En = enstatite (En 3 = 94.5), Ol = olivine (Ol 6: Fo = 97.8, Ol 7: Fo = 70.5%), Pn + Mgh = pentlandite + maghemite. c) Elongated irregular shape inclusion in the cracked chondrule consisting mainly of andradite. Adr = andradite, Hd = hedenbergite, Di = Al diopside (Al-Di), Fa = fayalite: 97.08%, Tro = troilite (see table VI)

tályok”-at 5,7% Tshermak-molekulát, valamint 5,0% ferroszilitet tartalmazó enstatit (En 7, En<sub>86,9</sub>), továbbá olivin és pentlandit képviseli (8. ábra, a). Az olivinkristályok erősen eltérő összetételűek. Például, a legnagyobb szemcsében lévő 5 μm-es méretű, négyzetes átmetszetű „zárvány” (Ol 4) mindössze 1,5% fayalitot tartalmazó forsterit. Ezzel szemben az anyaásvány (Ol 3) 55,8 százalék Fo-ból és 44,5 Fa-ból álló hialosziderit. A szulfidokban gazdag halmazban közvetlenül a szétört kondrum mellett — tiszta fayalit is megjelenik (8. ábra a: Ol 2; VI. táblázat).

A részlegesen összetört kondrum főleg andraditból (Adr) és piroxénekből álló, nyúlt (szabálytalan) alakú zárványt is tartalmaz. Ezen belül a piroxéneket 6,7% Tshermak-molekulát, továbbá ferroszilitet (4%) tartalmazó Al-diopszid, valamint hedenbergit (Wo<sub>45,2</sub> + Fs<sub>43,2</sub>) képviseli (8. ábra c, VI. táblázat).

Az ásványtársulásokban a felsorolt szilikátok mellett a vasban gazdag szulfidok (troilit, pentlandit) és oxidok is jelentős részarányt képviselnek. A maghemit magnetit mennyisége oxidatív környezetre, viszonylag jelentős oxidációs folyamatra utal. Az andradit a kabai meteorit más részeiben, más metszetekben is kimutatható (9. ábra). Rendszerint vasban gazdag környezetben, többnyire sok

FeO-t tartalmazó ásványokkal — hedenbergittel, fayalittal (hortonolittal–ferrohortonolittal) együtt jelenik meg.

## Következtetések

A felsorolt ásványtársulások olivin-xenokristályai a meteorit más-más részeiben uralkodóan forsterites összetételű alkotóitól eltérően változó, de általában jelentős százalék fayalitot tartalmaznak. A hipidiomorf–idiomorf olivin fenokristályokból és szemcsés — részben zónás — krómitból álló társulásokban a fenokristályok részleges inhomogenitása, valamint a peremi részek helyenkénti fayalitos (hortonolitos–ferrohortonolitos) továbbnövekedése becsapódás utáni vas(II)ion-felvételre utal. Az ásványtársulások körüli, valamint a kristályok közötti üvegfázis jelentős, de változatos — 9,9 12,4, ill. 5,7 8,6% — FeO-tartalmából arra következtethetünk, hogy a vas(II)ion a becsapódáskor keletkezett olvadékból származtatható. Ezt a lényegében szintén olivinból és krómitból álló ásványtársulásban levő „mezosztázis” (4. ábra) összetétele is megerősíti.

Egyes, lényegében olivinból és krómitból álló társulásokban az olvadék részlegesen kikristályosodott. A kivált

VI. táblázat. (1., 2., 3.) A 8. ábra, a, b, c képeken szereplő piroxének, az olivin, valamint az andradit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele  
 Table VI. (1, 2, 3) Chemical composition in wt% and phase composition of pyroxenes, olivine and andradite on Figure 8. a, b, c

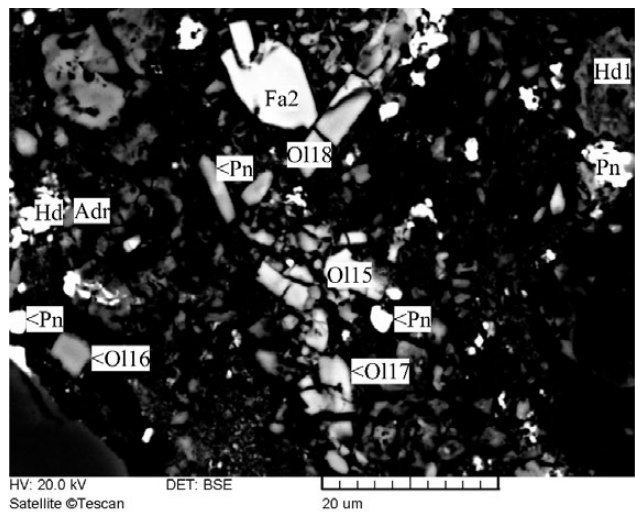
1. Az enzstatit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																		
Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	I <sub>sch</sub>	Mg <sub>1</sub> sch	TiCrPx	Összesen
8a	En 1	56,63	-	3,29	0,91	2,70	-	35,26	1,65	100,43	86,85	0,37	4,96	-	5,73	-	2,72	100,63
a, b, c	En 1	57,65	0,24	1,79	0,30	0,87	-	38,59	0,56	100,00	95,02	-	1,60	-	2,12	0,81	1,58	101,19
a, b, c	En 2	57,64	0,24	2,06	0,43	0,79	-	38,18	0,67	100,01	93,58	-	1,45	-	2,57	0,81	1,97	100,38
b, c	En 3	57,01	-	2,20	0,54	1,16	-	33,57	0,51	99,99	94,45	-	2,13	-	1,99	1,80	1,61	101,98

2. Az olivinszilikátok (forsterit-fayalit sor) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele															
Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	OI
8a	OI 2	30,23	-	-	-	69,70	-	-	-	99,93	0,00	98,73	-	98,73	Fa
	OI 3	36,88	-	-	-	31,99	-	31,88	0,20	100,33	55,82	44,46	-	100,28	Fo (Hsz)
	OI 4	42,26	-	-	-	1,05	-	56,88	-	100,19	99,60	1,49	-	101,09	Fo
	OI 5	41,33	-	1,94	0,38	1,02	-	55,54	0,15	100,36	97,25	1,44	-	98,69	Fo
b, c	OI 6	42,30	-	-	0,43	1,18	-	55,86	0,23	100,00	97,81	1,67	-	99,48	Fo
	OI 7	38,83	-	-	0,41	20,25	-	40,26	0,26	100,01	70,50	28,68	-	99,18	Fo (Kr)
c	Fa 1	29,68	-	-	-	68,47	0,40	1,19	0,27	100,01	2,08	97,08	0,57	99,73	Fa

3. Az Al-diopszid, a hedenbergit, valamint az andradit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																	
Ábra	Az ásv. jele	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	Tsch	TiCrPx	Összesen
c	Dr (Al-Di)	51,81	0,71	4,08	0,78	2,16	0,24	19,67	20,55	100,00	48,99	36,79	3,97	0,44	6,65	4,62	100,96
	Hd 1	49,32	-	1,57	-	23,55	0,83	2,47	22,26	100,00	6,15	45,19	43,24	1,53	3,35	-	99,46
	Adr 1	39,76	-	-	-	26,82	-	1,71	31,71	100,00	-	-	-	-	-	-	-



9. ábra. Sok FeO-t tartalmazó, kis méretű (1-10 µm-es) szilikátok és szulfidok finomszemcsés alanyagban. OI 15-18 = olivin (15 = Fa: 82,5, 16 = Fa: 66,0, 17 = Fa: 79,6, 18 = Fa: 73,4), Fa 2 = fayalit (Fa: 89,8), Hd 1 = hedenbergit (Wo: 46,61 + Fs: 43,22 + En: 4,64 + Jh: 0,63), Adr = andradit, Pn = pentlandit  
 Figure 9. FeO-rich, small (1-10 µm) silicates and sulphides in a fine-grained groundmass. OI 15-18 = olivine (15 = Fa: 82.5, 16 = Fa: 66.0, 17 = Fa: 79.6; 18 = Fa: 73.4), Fa 2 = fayalite (Fa: 89.8), Hd 1 = hedenbergite (Wo: 46.61 + Fs: 43.22 + En: 4.64 + Jh: 0.63), Adr = andradite, Pn = pentlandite

ásványokból és üvegből álló „mezostázis” vázszerkezetű piroxénkristályaiban lévő kiemelkedő (16,7%) mennyiségű FeO-t egyértelműen a becsapódáskor képződött olvadék szolgáltatotta.

Egy adott társuláson belüli, ill. a fenokristályok körüli üvegfázis különböző pontjain mért kémiai összetételekben — főleg az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, az FeO, és az MgO koncentrációjában — jelentős különbségek mutatkoznak. Az erős inhomogenitásból arra következtethetünk, hogy a becsapódáskor keletkezett olvadékokban — a heterogén rendszerből, és a viszonylag gyors lehűlésből adódóan — nem alakult ki egyensúlyi állapot. Emellett az inhomogenitást a különböző olivinkristályok eltérő mértékű és jellegű átalakulása, továbbnövekedése (zónássága) is elősegítette, ill. növelte.

A fehérszárny-együttesekben, valamint a környezetükben kimutatott, főleg közönséges spinellből és (kisebb mennyiségben) magneziokromitból álló oxidokkal ellentétben, a xenokristály-társulásokban a spinellrácsú ásványokat túlnyomó részben kromit képviseli. Az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, valamint az MgO:FeO értékétől függően az egyes spinellrácsú oxidok különböző, de eltérő részarányú hercinitet, magnetitet és ulvöspinellt is tartalmaznak. Csökkenő Mg:FeO érték estén azonos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-koncentráció mellett növekszik a hercinitmolekula kialakulásának a valószínűsége, ill. lehetősége. Egyes oxidásványok a kis szemcseméret ellenére gyengén zónásak. A peremi részek vas(II)- — esetenként vas(III)-oxidban is — gazdagabbak, viszont az alumínium(III)-, valamint a magnézium(II)-oxid koncentrációja lényegesen kisebb, mint a belső részekben. A Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mennyisége ingadozik. Mindennek köszönhető — a kissé bonyolultabb kémiai összefüggések ellenére — az FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> és az Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub> megjelenése a spinellrácsú oxidok összetételében.

A fenokristályokból, és a szorosan kapcsolódó (helyben keletkezett) szulfidásványokból álló társulásban a mindössze 0,2–1,2% tefroitot tartalmazó fayalitok — az előzőekben ismertetett olivin fenokristályoktól eltérően — egyöntetűen teljesen homogének és zónamentesek. Ezek szerint a környezettel nem alakult ki kölcsönhatás, ami részben olvadátkhiánynak, ill. kisebb becsapódási hőmérsékletnek tulajdonítható. A környezetükben, főleg a finomszemcsés alapanyagban, azonban különböző „migrációs” kizorításos jellegű átalakulások figyelhetők meg.

A becsapódások hatására a környező, az apró, néhány  $\mu\text{m}$  méretű olivintörmelék tartalmazó alapanyagban a különböző társulások körül eltérő, és rendkívül változatos átalakulások mentek végbe. Többek között vasban gazdagabb szilikátok — pl. hedenbergit — és oxidok, mégpedig maghemit, magnetit keletkeztek. Az apró, nagyobb fajlagos felületű olivinszemcsék helyenként teljesen átalakultak, lebontódtak, de emellett egyes társulások körül hortonolitos–ferrohortonolitos összetételű fayalitásványok (ásványhalmazok) is keletkeztek, ami a vas(II)ionok erős migrációját jelezheti. Részben az alapanyagban, és egyes kisebb, 25–50  $\mu\text{m}$  méretű „olivin fenokristály”-okban kimutatható

másodlagos oxidásványok keletkezése is ezzel magyarázható. Például, az eredetileg lényegesen nagyobb méretű, de a becsapódáskor erősen összetöredezett és szétszóródott fayalit 25–50  $\mu\text{m}$ -es maradványa, valamint a törmeléke, kizorításos folyamat eredményeképpen részlegesen (a kisebb méretűek jelentős része teljesen) átalakult maghenté. Mindez a mobilis vas(II)ionok részleges, de helyenként intenzív oxidációját jelzi.

Az olivin-xenokristályok habitusa, homogenitása (inhomogenitása), övessége, valamint az FeO koncentrációja, ill. az Fo:Fa aránya (stb.) alapján arra következtethetünk, hogy az ismertetett társulások három (1 + 2., 4. és 5. ábra) különböző — nagy, de eltérő vastartalmú — forrástestből származhatnak.

### Végjegyzet

\*1 A típusos dunit 97–99% olivint és 3–1% krómitot, esetleg nyomokban szulfidot — pirrotint — is tartalmaz. Az olivinben a fayalitmolekula részaránya többnyire 9,0–12,5%, de egyes lelőhelyeken, pl. az uralitban és a csehországi dunitban az adott határértékeket messzemenően meghaladja. A csehországi pocinovicei ultrabázitot az olivin nagy vas(II)-oxid-tartalmának, ill. a fayalitmolekula részarányának megfelelően hortonolituditnak minősítették (in HEJTMAN 1957).

## Irodalom — References

- FEGLEY, B. & POST, J. E. 1985: A refractory inclusion in the Kaba CV3 chondrite: some implications for the origin of spinel-rich objects in chondrites. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **75**, 297–320. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(85\)90174-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(85)90174-8)
- HEJTMAN, B. 1957: *Systematická petrografie vývřelích kornůn*. — Nakl. Českoslov. — Ak. Ved. Praha, 364 p.
- HUA, X. & BUSECK, P. R. 1995: Fayalite in the Kaba and Mokoia carbonaceous chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 563–578. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)00383-w](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)00383-w)
- HUA, X. & BUSECK, P. R. 1998: Fayalitic halos around inclusions in forsterites from carbonaceous chondrites. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **62**, 1443–1458. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00075-1](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00075-1)
- KELLER, L. P. & BUSECK, P. R. 1990: Aqueous alteration of the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **54**, 2113–2120. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90274-o](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90274-o)
- KUBOVICS, I., GÁL-SÓLYMOS, K., DITRÓI-PUSKÁS, Z., BÉRCZI, SZ. 2000: New results from the Kaba meteorite. Part I. Chondrites. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 477–492.
- MACPHERSON, G. J., BAR-MATTHEWS, M., TANAKA, T., OLSEN, E., GROSSMAN, L. 1983: Refractory inclusions in the Murchison meteorite. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **47**, 823–839. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90116-3)
- MEIBOM, A. & KROT, A. N. 1998: A lithic clast of oxidised CV3 material in the reduced CV3 chondrite breccia Vigarano. — *Meteoritics & Planetary Science* **33**, 103 p.
- OLSEN, E. J., DAVIS, A. M., HUTCHIN, I. D., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K. & GROSSMAN, L. 1988: Murchison xenoliths. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **52**, 1615–1626. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90230-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90230-x)
- PECK, J. A. 1984: Origin of the variation on properties of CV3 meteorite matrix and matrix clasts. — *Lunar Planetary Science* **15**, 635–636.
- WADHWA, M., WEISBERG, M. K., CROAZ, G., PRINZ, M. 1998: Did fayalites in the Kaba CV3 chondrite form in an asteroidal or a nebular environment?: Constraint from Mn-Cr systematics. — *Lunar Planetary Science Conference* **29**, 1484.

Kézirat beérkezett: 2018. 03. 13.

## A Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák paleoökológiai vizsgálata alapján

OZSVÁRT Péter<sup>1</sup>

<sup>1</sup>MTA-MTM-ELTE, Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest Pf. 137.  
e-mail: ozsvart.peter@nhmus.hu

### *Palaeoceanographic history of the Hungarian Palaeogene Basin using a palaeoecological analysis of benthic foraminifera*

#### Abstract

16 late Palaeogene (Lutetian–Rupelian) boreholes and sections from the Hungarian Palaeogene Basin were investigated for their benthic foraminiferal faunas in order to reconstruct its palaeoecological and palaeoceanographic evolution. In the mentioned ecological interpretation of the temporal distribution of foraminiferal assemblages, multivariate statistical methods were used. These methods included Q-mode principal factor analysis (PFA) and BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index) analysis. On the basis of the Q-mode principal factor analysis, the faunas are characteristic for inner neritic (0–30 m water depth) to upper bathyal environments (approximately 30–500 m water depth). The composition of the benthic foraminiferal fauna and the results of the Q-mode principal factor analysis indicate tropical–warm conditions from the beginning of the Middle Eocene. A change in the temperature of the bottom water can be detected from the late Middle Eocene time, and estimated temperatures indicate temperate–cold conditions during this period. On the basis of the BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index) analysis, the Middle and Late Eocene are characterised by two short eutrophic events (POMZ<sub>1</sub> and POMZ<sub>3</sub>) and two significant eutrophic (POMZ<sub>2</sub> and POMZ<sub>4</sub>) events. These periods are characterised by evidence of a low diversity of fauna, with a high dominance of low-oxygen tolerant (infaunal) species. The eutrophic events suggest that there was a second-order sea-level fall and restricted deep water circulation, while the oligotrophic and high oxic conditions might have been caused by colder, well-oxygenated bottom water masses from the SE Tethyan Realm. Evidence suggests that these oligo- to mesotrophic periods were characterised by a high diversity of fauna, with a significant dominance of epifaunal species. The initial stage of the significant subsidence history coincides with the POMZ<sub>2</sub> period at the end of the NP17 zone. This demonstrates clearly that the evolution of the Hungarian Palaeogene Basin was strongly influenced by significant palaeoceanographic events.

*Keywords: palaeoceanography, benthic foraminifera, Palaeogene, palaeoecology*

#### Összefoglalás

A Magyarországi paleogén medence különböző részmedencéiből 14 mélyfúrás és két felszíni szelvény felső-paleogén rétegsorának bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam. A foraminifera közösségek statisztikai elemzéséből részletes, a paleoökológiai és a paleo-oceanográfiai változásokat jól dokumentáló adatsorokat kaptam. Ezek elemzéséből rekonstruálni tudtam a legfontosabb oceanológiai paramétereket: az egykori sótartalmat, a hőmérsékletet, a vízmélységet, valamint a szervesanyag fluxust. A folyamatos és közel ekvidisztáns mintavételezés alapján a sokváltozós statisztikai módszerek segítségével az említett paraméterek időbeli változását is meghatároztam. Megállapítottam, hogy a középső- és késő-eocén folyamán képződött üledékek a bentosz foraminiferák paleoökológiai elemzése alapján a kontinentális self sekély litorális övétől (5–30 méter), a szublitorális–méllyszublitorális övön keresztül (30–200 méter), a batiális öv felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le. A foraminifera közösségek domináns fajai alapján a középső-eocén elejétől a bakonyi területen kialakult medencében fokozatos hőmérséklet-csökkenés feltételezhető. A különböző területeken az időben eltolódó lehűlés a topográfiai különbségeknek köszönhető. A középső- és késő-eocén folyamán az inbentosz és az epibentosz közösségek statisztikai elemzéséből két gyengébb (POMZ<sub>1</sub> és POMZ<sub>3</sub>) és két jelentős (POMZ<sub>2</sub> és POMZ<sub>4</sub>) eutrofizációs folyamat feltételezhető. A paleogén medence korábban feltételezett, helyenként szélsőségesen gyors ütemű süllyedésének kezdete egybeesik az NP17 zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával (POMZ<sub>2</sub>), ami így nem egy döntően tektonikai, hanem egy markáns paleo-oceanográfiai eseménynek is tekinthető.

*Tárgyszavak: paleo-oceanográfia, bentosz foraminifera, paleogén, paleoökológia*

## Bevezetés

A Tethys késő-krétától folyamatosan megszűnő kapcsolata a világóceánnal jelentős változáson ment keresztül a paleogén folyamán. Nyugati övében, az Alpok–Kárpátok–Dinaridák területén, térben könnyen elkülöníthető és képződési körülményeikben is különböző részmedencék jöttek létre. Az ezekben megőrződött bentosz foraminifera közösségek kitűnően dokumentálták az egykori paleo-oceanográfiai és klimatológiai változásokat. A ma élő bentosz foraminiferák ökológiai igénye alapján, valamint a statisztikai elemzésekből következtetni lehetett a késő-paleogén tenger fizikai paramétereire: az átvilágítottságra, a tápanyag-ellátottságra, a hőmérsékletre, a sótartalomra, az áramlási viszonyokra, a vízmélységre, a szervesanyag-fluxusra valamint az oldottóxigén-tartalomra. Dolgozatom legfőbb célja a Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiai vizsgálata és fejlődéstörténetének értelmezése volt.

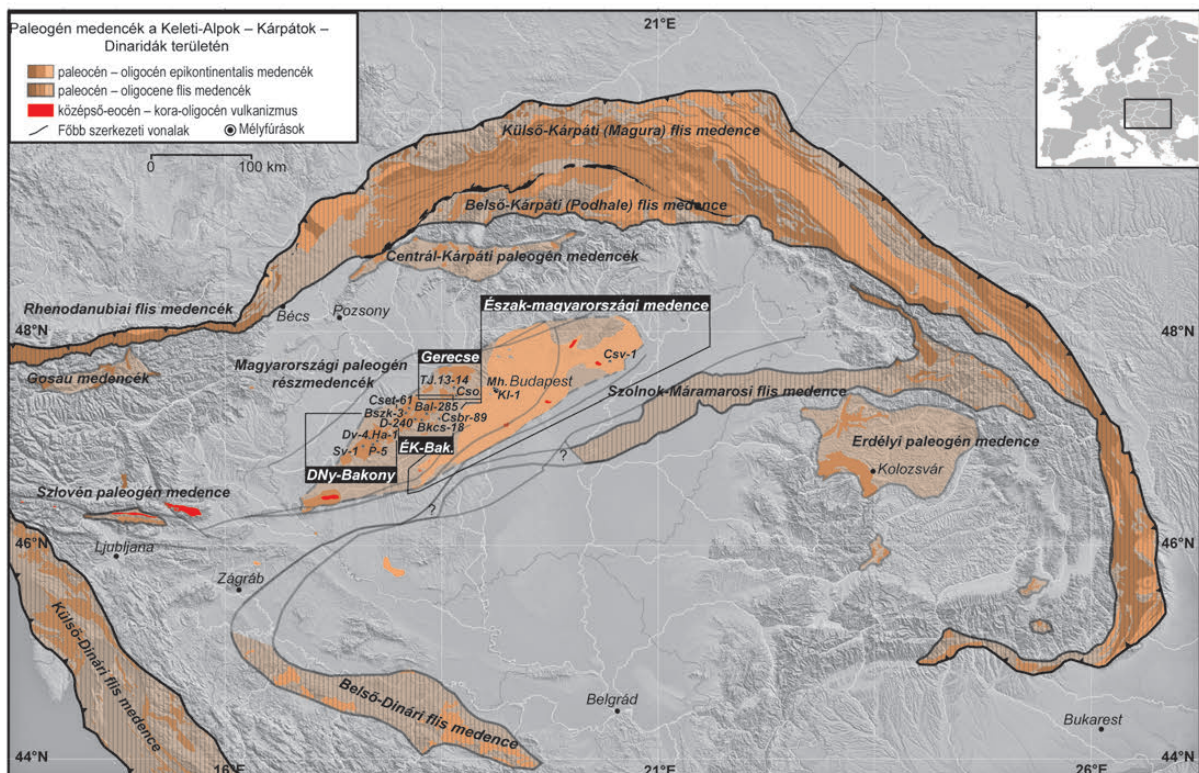
### A Tethys nyugati területének paleogén medencéi

Az Alpok–Kárpátok–Dinaridák és a Pannon-térség paleogén medencéit (1. ábra) hagyományosan két csoportba szokták sorolni. Az egyikbe a sekélytengerekben, illetve kontinentális peremek selfjein kialakult ún. „epikontinen-

tális” medencék tartoznak (NAGYMAROSY 1990a, b), míg a másikba a mélyebb tengerekben lerakódott, elsősorban sziliciklasztos, törmelékes üledékekkel kitöltött ún. „flis-” övek. A klasszikus értelmezés szerint az elsőbe a Szlovéniai, a Belső-Kárpáti-, az Erdélyi valamint a Magyarországi paleogén medencéket sorolják. Az utóbbiba az Alpok–Kárpátok–Dinaridák flis öveit: Magura flis öv, Belső-kárpáti flis (vagy Podhale flis medence), a Rhenodanubiai flis öv, a Szolnok–Máramarosi flis medencék (NAGYMAROSY 1990a) valamint a Külső- és Belső-Dinári flis övek tartoznak (1. ábra). Jelenlegi térbeli elhelyezkedésük elsősorban a neogén tektonikai folyamatok hatását tükrözi, így a különböző képződmények mai elterjedésének kevés köze van az eocén ösföldrajzi viszonyokhoz. A Magyarországi paleogén medence kialakulásának nagyszerkezeti okairól jóval kevesebbet tudunk, mint a neogén Pannon-medence geodinamikájáról, amelynek szerkezetfejlődése ma már jól ismert (lásd ROYDEN & HORVÁTH 1988, TARI 1994 stb.).

### A vizsgált terület földtani felépítése és sztratigráfiája

A Magyarországi paleogén medencében az eocén képződmények jelenlegi elterjedése a középhegység csapásirá-



1. ábra. Paleogén epikontinentális és flis medencék az Alpok–Kárpátok–Dinaridák területén, Ozsvárt et al. 2016 alapján. 1 = Somlóvásárhely-1, 2 = Padrag-5, 3 = Devecser-4, 4 = Halimba-1, ÉK-Bak. = ÉK-bakonyi-vertesi terület, 5 = Dudar-240, 6 = Bakonyszentkirály-3, 7 = Csetény-61, 8 = Balinka-285, 9 = Csákberény-89, 10 = Bakonycsernye-18, 11 = Tarján-12, 12 = Tarján-14, 13 = Csordakúti külfejtés, 14 = Mátyás-hegy keleti kőfejtő, 15 = Kiscell-1, 16 = Cserépváralfa-1

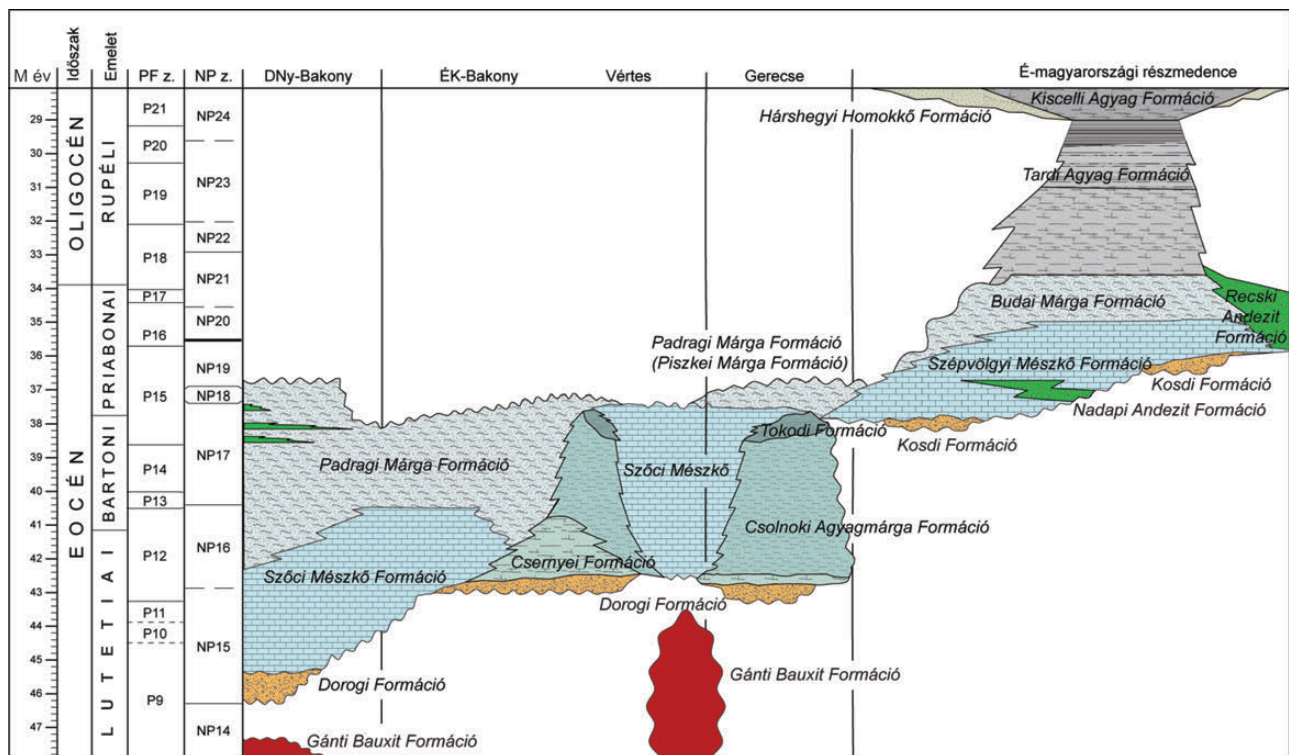
Figure 1. Palaeogene epicontinental and flysch basins in the Eastern Alpine-Carpathian-Northern Dinarides junction, after Ozsvárt et al. 2016. 1 = Somlóvásárhely-1, 2 = Padrag-5, 3 = Devecser-4, 4 = Halimba-1, ÉK-Bak. = NE part of Bakony-Vértes, 5 = Dudar-240, 6 = Bakonyszentkirály-3, 7 = Csetény-61, 8 = Balinka-285, 9 = Csákberény-89, 10 = Bakonycsernye-18, 11 = Tarján-13, 12 = Tarján-14, 13 = Csordakúti quarry, 14 = Mátyás-hegy Quarry, 15 = Kiscell-1, 16 = Cserépváralfa-1

nyával közel párhuzamos, DNy–ÉK-i elrendeződést mutat (1. ábra). A képződmények az idősebb mezozoos aljzatra térben változó nagyságú üledékhézaggal valamint eróziós és szögdiszkordanciával települnek. Ezek alapján két kifejlődési övbe sorolhatók: *Bakonyi és Észak-magyarországi kifejlődés*. Ezen belül a krono- és litosztratigráfiai, valamint szerkezeti különbségek további osztályozást tesznek lehetővé (lásd lejjebb). A paleogén medence sztratigráfiáját HORVÁTH-KOLLÁNYI (1983), BÁLDI-BEKE (1984), NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE (1988) munkái alapján foglaltam össze a 2. ábrán. A litosztratigráfiai egységeket bio- és magnetostratigráfiai eredmények segítségével korolták (HORVÁTH-KOLLÁNYI 1983; BERNHARDT et al. 1988). A biozonáció nannoplankton (BÁLDI-BEKE 1984) és plankton foraminifera (HORVÁTH-KOLLÁNYI 1983, KOLLÁNYI et al. 2003) vizsgálatok alapján készült (2. ábra).

markáns szerkezetbeli és aljzat különbségek indokolják a további felosztást.

### DNy-bakonyi terület

A DNy-bakonyi terület térbeli elhelyezkedése a Sümeg–Halimba–Devecser–Bakonybél által határolt térségre esik (1. ábra). A transzgressziós bázisképződmény 0–30 méter vastag durvatörmelék, konglomerátum, helyenként szenes-huminites agyagot, szénzsinórokat tartalmaz (*Dorogi Formáció*). Az egyenletes süllyedés következtében (VÖRÖS 1989) sekélytengeri mészkőplatform (*Szőci Mészkő Formáció*) alakult ki a medenceperemen. A platform épülése a lutetiai végéig (NP16) mutatható ki, ezt követően szerkezeti (gyors süllyedés), illetve oceanológiai (megváltozott szervesanyag-fluxus) hatások következtében hirtelen abbamaradt. Fölfelé folyamatos átmenetként először mészmárgák majd márgák



2. ábra. A Magyarországi paleogén medence litosztratigráfiája (KERCSMÁR et al. 2015 alapján)

Figure 2. Lithostratigraphy of the Hungarian Palaeogene Basin (after KERCSMÁR et al. 2015)

### Bakonyi részmedence

A Bakonyi részmedencében az üledékképződés a lutetiai elején (NP14) kezdődött (BÁLDI-BEKE 1984). Ez a Bakony délnyugati részére, ill. a felszín alatt a Zala-medencére korlátozódott, ami indokolhatja a *Délnyugat-bakonyi kifejlődés* elkülönítését. Ezt tovább erősíti az a tény, hogy az ÉK-i Bakonyban, a Vértesben, valamint a gerecsei területen az üledékképződés csak a lutetiai végén (NP16) kezdődik (BÁLDI-BEKE 1984), ami jelentős, minimum 5 millió éves időkülönbséget jelent. A fentiek alapján elkülöníthető a bakonyi fáciesövön belül az *ÉK-bakonyi–vértesi terület* valamint a *Gerecsei terület* is. Ez utóbbiak közötti kifejlődés- valamint

(*Padragi Márga Formáció*) váltották a karbonátokat. BÁLDI-BEKE 1984, HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI 1989, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991 batiális (800–1200 méteres) mélységet becsültek a márga képződési környezetére. Biosztratigráfiai adatokkal az NP19 nannoplankton zóna mutatható ki, ennél fiatalabb nem, ami feltételezhetően a korai oligocén erózió (TELEGDI-ROTH 1927) következménye. A területről a Halimba–1, Devecser–4, Padrag–5 és a Somlólvasárhely–1 fúrások bentosz foraminifera anyagát vizsgáltam.

### ÉK-bakonyi–vértesi terület

Az ÉK-bakonyi–vértesi terület a Zirc–Bakonyszentkirály–Gánt–Balinka–Eplény által határolt térségre esik (1.

ábra). A bázisképződmény ezen a területen is alluviális-lakusztris kifejlődésű széntelepes képződmény (*Dorogi Formáció*). A *DNY-bakonyi* kifejlődéssel szemben ezen a területen nem épült egységes karbonátplatform, helyette molluscás-korallos-nagy-foraminiferás képződmények (*Csernyei Formáció*) jelzik a végleges tengerelőntést. További süllyedéssel folytatódott az agyagos, agyagmárgás, márgás képződmények lerakódása (*Csolnoki Agyagmárga Formáció*). Kisebb, elszigetelt hátakon vékony karbonátos képződmények (karbonátpadok) (*Szőci Mészke Formáció*) heteropikus fáciesként megjelennek, azonban egységes nagy kiterjedésű karbonátplatform nem épült ki a területen. A *Csolnoki Agyagmárga Formáció* helyenként összefogazódik a planktondús *Padragi Márgával*, majd ez utóbbi képződmény a Vértes DK-i előterétől eltekintve uralkodóvá válik. Ez nem zárja ki azt a lehetőséget, hogy ezen a területen is kifejlődött, azonban az utólagos erózió lepusztította. Az *ÉK-bakonyi-vértesi* területről a Bakonycsernye–18, a Bakonyszentkirály–3, a Balinka–285, a Csetény–61, a Dudar–240 és a Csákrberény–89 számú fúrások anyagát vizsgáltam.

### Gerecsei kifejlődés

A Tatabányától Esztergomig, illetve Solymárig terjedő terület esik a *Gerecsei kifejlődésbe* (1. ábra). Az *ÉK-bakonyi-vértesi területtel* szemben itt nem tudott kialakulni egységes medence. Kiemelt hátak által elválasztott, kis-méretű medencék füzérszerű sorozatát találjuk a területen (BERNHARDT 1984, KERCSMÁR et al. 2006). Ilyen genetikailag is elkülönülő medencék: a Tatabányai-, a Nagyegyházai-, a Csordakúti-, a Tarjáni-, a Dorogi-, a Pilisvörösvári-, a Soly-mári- stb.

A medencerendszer csapása Ny–K-i irányú. A bázisképződmény (*Dorogi Formáció*) szenes kifejlődése nagyon változatos vastagságú, jelezve, hogy a süllyedés üteme eltérő volt. Ezen a területen sem tudott kiépülni egységes karbonátplatform, helyette izolált karbonátpadok fejlődtek ki a kiemeltebb hátakon. A köztes medencékben meszes, márgás, néhol homokos képződmények rakódtak le (*Csernyei Formáció*) majd itt is az agyagos, márgás képződmények lerakódása következett (*Csolnoki Formáció*). A márgás kifejlődésbe időnként 10–50 m vastagságú folyóvízi eredetű homok, meszes homokkő padjai (*Tokodi Formáció*) települnek (BERNHARDT 1984).

A terület északi peremén a késő-eocéntől (NP18–NP19) kezdődően batiális márgák (*Padragi Márga* — korábban *Piszkei Márga*) képződtek (BÁLDI-BEKE 1984). HANTKEN (1871) a Kiscelli Agyag foraminiferáival azonosította a területen kibukkanó márgás összlet bentosz foraminiferáit, míg VOGL (1910) a Budai Márga bryozoás tagozatához hasonlította. A rétegsor felső részén, tektonikai aktivitás által kiváltott, tömegmozgásos üledékképződés folyt (SZTANÓ & FODOR 1997) valószínűleg a self előtti mélyebb lejtőn létrejött olisztolitikokkal (LESS 1987). A gerecsei területről a Tarján–13 és Tarján–14 fúrásokat valamint a felhagyott csordakúti bauxit külfejtés fedőrétegsorának bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam részletesen.

### Észak-magyarországi részmedence

Az Észak-magyarországi részmedence (1. ábra) térbeli elhelyezkedése a Balatonbozsok – Úrhida – Budai-hegység – Duna-balparti rögök – Cserhát – Mátra – Bükk déli pereme területére esik. ÉNy-i határa a Csillaghegy–Óbuda–Budaörs vonal (Budai-vonal), ami viszonylag könnyen ki-rajzolható. DK-i elterjedési határát a Közép-magyarországi-vetőzóna elmettszi, ezért folytatása a Szlovéniai paleogén medencében feltételezhető (NAGYMAROSY 1990). Az üledékképződés megindulása a legnyugatibb területektől eltekintve (Balatonbozsok, Úrhida), ahol már az NP17 nannoplankton zóna legvégére tehető, egységesen a késő-eocén eleje (NP18). A bázisrétegek általában alapkonglomerátummal kezdődnek, amely fölfelé sekélytengeri nummuliteses–discocyclinás–lithothamniumos mészkőbe megy át (*Szép-völgyi Mészke Formáció*). Néhány területen (Balatonfő, Kosd) szenes-huminites rétegeket is tartalmazó, agyagos, felső részén helyenként molluscás, márgás (*Kosdi Formáció*) képződmény alkotja a bázisagot. A süllyedés folytatásával kialakult egy mészkőplatform, azonban viszonylag rövid idő alatt megfulladva a biogén mészkőösszlet üledékfolytonossággal a kimélyülést jelző *Budai Márgába* megy át. Feltételezhető, hogy az üledékképződést a késő-eocén végére a *Gerecsei területhez* hasonlóan, erősen befolyásolta a tektonikai aktivitás (FODOR et al. 1994), ugyanis a márgában 0,5–1 m vastag mészturbidites padok jelentek meg a Budai-hegység területén (BODA & MONOSTORI, 1972, 1973; VARGA 1985). A kora-oligocéntől a *Budai Márga* folyamatos átmenettel, a makroszkóposan gyakorlatilag elkülöníthetetlen *Tardi Agyagba* megy át (kivételesen ez alól a fiatalabb, lemezes, sötét színű felső része), azt pedig szintén folyamatosan a *Kiscelli Agyag Formáció* követi (BÁLDI 1983). Az Észak-magyarországi területről a Mátyás-hegyi klasszikus felső-eocén rétegsort valamint a Kiscell–1 és a Cserépváralja–1 fúrások bentosz foraminifera faunáját vizsgáltam.

### Vizsgálati módszerek

A fúrási anyag mintái a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat gyűjteményéből származnak. A szolgálat a mélyfúrások bentosz foraminifera anyagát vizsgálatra előkészítve, az üledékszemcséktől szeparálva bocsátotta rendelkezésemre, kivéve a Csetény–61, Cserépváralja–1 és Kiscell–1 fúrásokat, valamint a felszíni szelvényeket. Ezeket saját magam mintáztam és néhány napos hidrogén-peroxidos áztatás után a hagyományos iszapolási eljárással nyertem ki mintánként a hozzávetőleg 200 egyed. Első lépésként meghatároztam az egyes mintákban megtalálható összes fajt, majd ezt követően a statisztikai vizsgálatokhoz az egyes fajok egyedszámát számoltam meg. A Somlővásárhely–1 számú fúrás esetében a fajok határozásánál figyelembe vettem KOLLÁNYI Katalin eddig nem publikált és a rendelkezésemre bocsátott eredményeit, ami nagyban megkönnyítette a munkámat.

### Statistikai módszerek

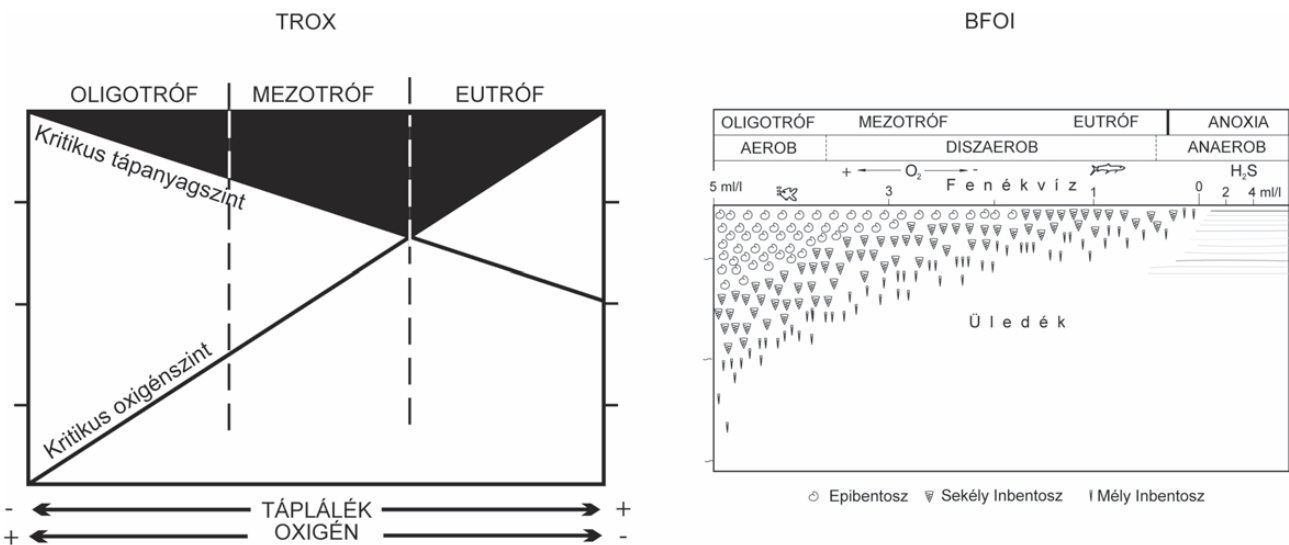
A bentosz foraminifera faunák ökológiai értékelését egyváltozós és sokváltozós adatelemző módszerrel végeztem. A sokváltozós adatelemző módszerek esetében a hagyományos ökológiai vizsgálatokkal szemben, itt egy-egy mintavételi egységet a bennük található különböző fajokkal, mint változókkal jellemeztünk. Mivel nekünk egy fauna időbeli változását kell nyomon követnünk, ezért a változók (fajok) kapcsolatrendszerét kell feltárni olyan matematikai eljárás segítségével, amelynek elsődleges feladata ennek a sok dimenzióval rendelkező hatékony redukciója, vagyis a sok dimenzió behelyettesítése kevés számú, de az eredeti adatstruktúrát jól reprezentáló dimenzióval.

A matematikai eljárással történő hatékony dimenziócsökkentés egyik legfontosabb módszere a főfaktor-analízis, amely valójában a főkomponens-analízis iteratív alkalmazása a kommunalitások becslésére (PODANI 1997). A

A hatékony dimenziócsökkentést, vagyis a főkomponens-analízis iteratív alkalmazását a SYSTAT 13.1 statisztikai programcsomaggal végeztem.

### Szervesanyag fluxus: TROX és BFOI modell

Az aljzatra áramló szerves anyag mennyisége, illetve a medence aljzatának oxigén-ellátottsága jól közelíthető az epibentosz és az inbentosz közösségek arányának változásával (CORLISS & EMERSON 1990, JORISSEN et al. 1995). Az üledék felszínén (epibentosz) és a felszíntől számított 10–15 cm mélységben (inbentosz) élő foraminifera közösség taxonómiai arányán alapján nem csak a környezet eutrofizációs viszonyaira következtethetünk, megbecsülhető az aljzaton áramló tengervíz oldottoxigén-tartalma is. Erre KAIHO (1994, 1999) dolgozta ki az ún. BFOI (Bentosz Foraminifera Oxigén Index) modellt (3. ábra). Az általa javasolt egyenlet:



3. ábra. TROX (TRófikus viszonyok és OXigén mennyiség) (JORISSEN et al. 1995) és BFOI (Bentosz Foraminifera Oxigén Index) modellek (KAIHO 1991)

Figure 3. TROX (TRophic condition and OXygen content) (after JORISSEN et al. 1995) and BFOI (Benthic Foraminifera Oxygen Index) models (after KAIHO 1991)

főfaktor analízis legfontosabb előnye, hogy numerikusan lehet értelmezni a kapott eredményeket. Ehhez két adatmátrix szükséges:

Az első az ún. *faktorsúly* (*varimax factor loading matrix*), ami a meghatározott faktorok és a változók közötti korrelációt fejezi ki a teljes rétegsor összes mintájára nézve. Az értéke  $-1$  és  $0$  valamint  $0$  és  $1$  között változhat. Ha az érték nagyobb, mint  $0,4$  vagy kisebb, mint  $-0,4$  a meghatározott faktor és az adott minta között statisztikusan szignifikáns kapcsolatot áll fenn (MALMGREN & HAQ 1982).

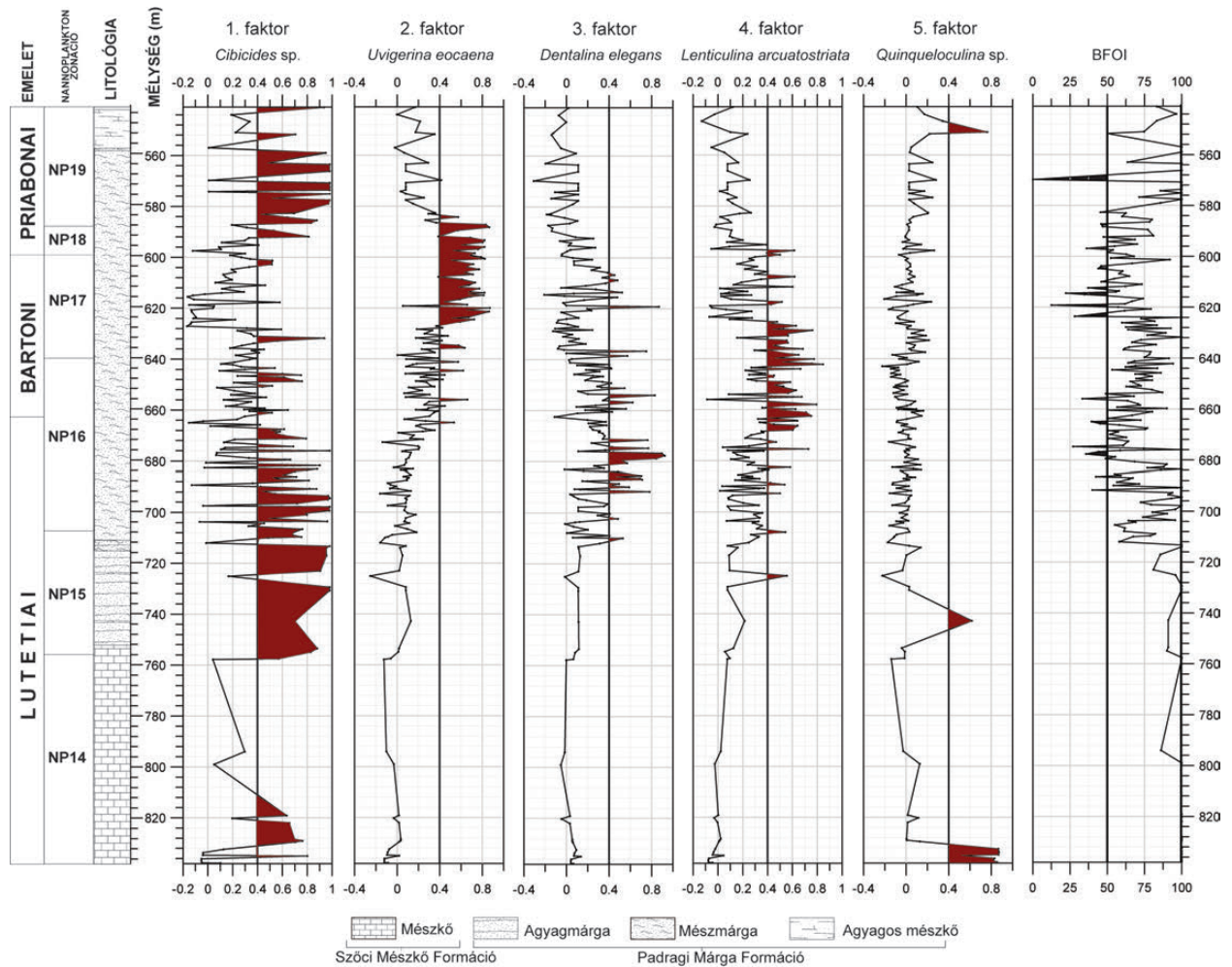
A másik az ún. *faktorérték* (*varimax factor scores matrix*), ami az egyes fajoknak a meghatározott faktorokban való „fontosságát” vagyis a faktorértékét fejezi ki. Itt csak a 2-nél nagyobb faktorértékkel rendelkező fajokat vettem figyelembe, mint az egyes faktorokat szignifikánsan determináló *domináns* és *kapcsolódó* fajok.

$$\text{BFOI} = [O(O+D)] \times 100,$$

ahol  $O$  a minta epibentosz foraminiferáinak száma (oxifil fajok),  $D$  a minta inbentosz foraminiferáinak a száma (suboxikus, dizoxikus fajok). Ha az index értéke  $0-50$  közötti, akkor a minta inbentosz faunaelemeinek a dominanciája jellemző és ez hozzávetőleg  $0,1-3$  ml/l oldottoxigént jelent. Ha az index értéke nagyobb, mint  $50$ , akkor a minta epibentosz faunaelemeinek a dominanciája jellemző és az oldottoxigén mennyisége nagyobb, mint  $3$  ml/l (KAIHO 1991, 1999; SCHERBACHER et al. 2001) (4. ábra).

### Vizsgálati eredmények

A vizsgált szelvények foraminifera faunájának taxonómiai és egyváltozós adatelemzéséből kapott eredményeit



4. ábra A Somlővásárhely-1 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 4. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Somlővásárhely-1 borehole

korábban már publikáltam (OZSVÁRT 1999, 2003, 2007; VETŐ et al. 2007; OZSVÁRT et al. 2016). Mivel a 14 mélyfúrás, illetve két felszíni szelvény részletes ismertetése meghaladja ennek a dolgozatnak a kereteit, ezért itt csak a különböző részmedencéket legjobban reprezentáló Somlővásárhely-1 (Sv-1), Csetény-61 (Cst-61), Tarján-14 (Tj-14) és a Cserépváralja-1 (Csv-1) fúrás eredményeit ismertetem részletesen.

#### Bakonyi részmedence, DNy-bakonyi terület

##### Somlővásárhely-1

A Sv-1 jelű fúrás 306,8 méteren keresztül harántolt eocén képződményeket (4. ábra). A vizsgált minták a 837,8–541,1 m közötti intervallumból származnak, ami 296,7 m vastag szelvény vizsgálatát engedte. Ennek részletes sztratigráfiai analízise (nannoplankton, plankton foraminifera, magnetosztratigráfia) már korábban megtörtént (BERNHARDT et al. 1988) ezért biztonsággal állítható, hogy az NP14–NP19 nannoplankton zónák között folyamatos üledékképződés zajlott, így a Somlővásárhely-1 fúrás a legteljesebben reprezentálja a DNy-bakonyi terület középső- és késő-eocén fejlődéstörténetét.

**Fauna-összetétel:** a szelvény alsó részén (837,8–824 m) fellépő imperforált mészvázú foraminiferák (*Miliolina* alrend) egyértelmű dominanciája egy erősen változó sótartalmú lagúna kialakulását feltételezi. Felfelé haladva először az agglutinált vázú foraminiferák aránya nő, majd fokozatosan a perforált mészvázú fajok jutnak uralomra.

**Faktoranalízis:** a teljes szelvény bentosz foraminiferáinak időbeli változása 5 faktor segítségével írható le (4. ábra), melyek az összvariancia 68,1%-át magyarázzák. Az 5. faktor (*Quinqueloculina* sp.) jelentősége csak a szelvény alsó részén van, ahol az 1. faktoralal együtt meghatározóak. Az egész szelvényt vizsgálva kiemelkedik az 1. faktor (*Cibicides* sp.) dominanciája. Változás csak a 664–588 m közötti szakaszon figyelhető meg. Ott a 3. faktor (*Dentalina elegans*) rövid periódusú fellépése mellett először a 4. faktor (*Lenticulina arcuatostrata* és *Cibicidoides dutemplei* valamint a *Dentalina* sp.) majd a 2. faktor (*Uvigerina eoacaena* mint domináns és a *Plectina* sp., *Lenticulina arcuatostrata*, mint kapcsolódó fajok) válik meghatározóvá (1. táblázat).

**Szervesanyag-fluxus és BFOI:** a 837,8–628 m közötti szakaszon a *Cibicides* sp. és a *Lenticulina arcuatostrata*, a *Cibicidoides dutemplei*, valamint a *Dentalina* sp. (1. faktor,

**I. táblázat.** A Somlóvásárhely-1 jelű fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

**Table I.** Factor scores of dominant and associated species from Somlóvásárhely-1 borehole

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
<b>1. faktor</b>				29,293
<i>Cibicides</i> sp.	7,63			
<b>2. faktor</b>				14,056
<i>Uvigerina eocaena</i>	4,81	<i>Lenticulina arcuatostrata</i>	3,08	
		<i>Plectina</i> sp.	3,06	
<b>3. faktor</b>				9,162
<i>Dentalina elegans</i>	5,31			
<b>4. faktor</b>				11,873
<i>Lenticulina arcuatostratus</i>	4,94	<i>Dentalina</i> sp.	2,02	
<i>Cibicoides dutemplei</i>	4,33			
<b>5. faktor</b>				3,725
<i>Quinqueloculina</i> sp.	-7,32	<i>Quinqueloculina carinata</i>	-1,93	

4. faktor) alapján következtetni lehet a környezet oligotróf–mezotróf viszonyaira (KAIHO 1994). A 668–628 m közötti szakaszon a korábbiakhoz képest gyenge lehülés is feltételezhető, amire a *Lenticulina arcuatostrata* (4. faktor) dominanciája alapján következtethetünk (KAIHO 1994). Markáns változás csak 624–588 m közötti szakaszon figyelhető meg, ahol a BFOI alacsony (<50) értéke jelzi a fenékvizek oxigénben való elszegényedését, ezzel párhuzamosan az inbentosz (*Uvigerina eocaena* és *Lenticulina arcuatostrata*) fajok uralomra jutását. Az eutróf környezeti viszonyokat a szelvény felső felében ismét oligotróf környezet váltotta.

### ÉK-bakonyi–vértesi kifejlődés

#### Csetény–61

A Cst–61 jelű fúrás 257 méteren keresztül harántolt eocén képződményeket (5. ábra). A rétegsor az NP16–NP19 nannoplankton zónákba tartozik (BÁLDI-BEKE 1984). Az említett szakaszból összesen 120 mintát vizsgáltam. A bentosz foraminifera közösségről elmondható, hogy a teljes szelvényen keresztül erősen változó diverzitást mutat (OZSVÁRT 2007 és VETŐ et al. 2007). Az alsó és a felső részen az epibentosz, a középső szakaszon az inbentosz formák dominanciája jellemző.

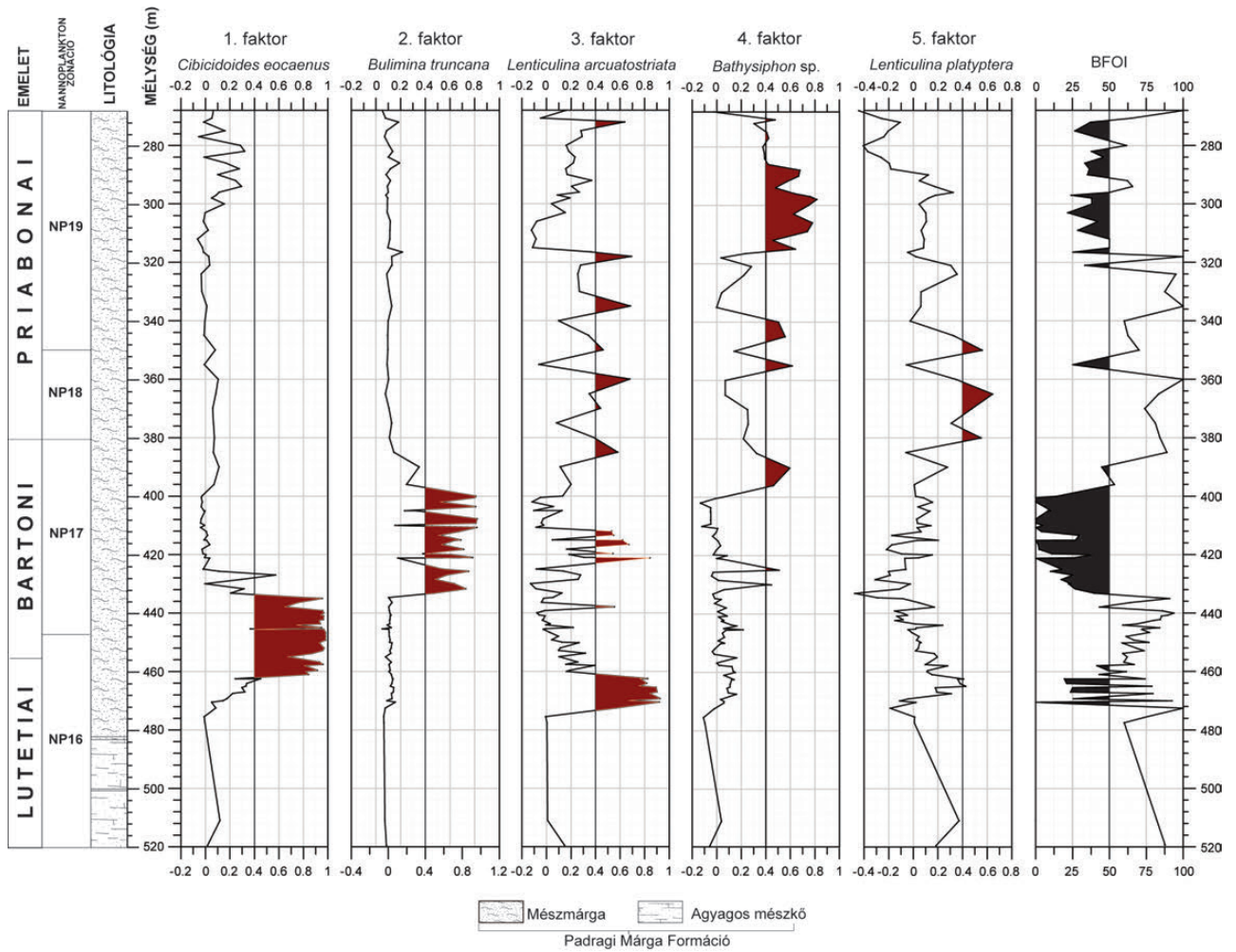
**Fauna-összetétel:** 520–470 méter között az agglutinált és az imperforált mészvázú foraminiferák hozzávetőleg egyenlő arányú dominanciája jellemző. Felette az imperforált mészvázú foraminiferák uralkodóvá válnak. 380 métertől fölfelé az agglutinált foraminiferák arányának növekedése tapasztalható, aminek a maximuma 320–312 méter közötti intervallumra tehető. Ott a fauna közel 60%-át alkotják az agglutinált faunaelemek, amely feltételezi a medencébe áramló terrigén beszállítás fokozódását (OZSVÁRT 2007).

**Faktoranalízis:** A bentosz foraminifera közösség értelmezése 5 faktor segítségével szignifikánsan elvégezhető (5. ábra). Az öt faktor az összvariáncia 61,38%-át magyarázza. A szelvény alsó felében (480–392 méterig) a 3. faktor

(*Lenticulina arcuatostrata*), az 1. faktor (*Cibicoides eocaenus*), és a 2. faktor (*Bulimina truncana*) — a kapcsolódó fajok a II. táblázatból kiolvashatók — váltakozva lépi át a szignifikancia küszöböt. A szelvény középső szakaszán (392–318 méterig) a 3. faktor (*Lenticulina arcuatostrata*), a 4. faktor (*Bathysiphon* sp.) és az 5. faktor (*Lenticulina platyptera*) szintén váltakozva domináns. A legfelső részén (318–276 méter között egyértelműen a 4. faktor (*Bathysiphon* sp.) a domináns. A domináns és kapcsolódó fajok közös jellemzője, hogy ezek kifejezetten hideg kedvelő genusok (MURRAY 1991), ami alapján feltételezhető, hogy a teljes üledéksor mélyebb (batiális öv felső része), illetve hűvösebb környezetben rakódott le.

**Szervesanyag-fluxus és BFOI:** a szelvény alsó felében (520–432 méter között) jól szellőzött, hűvös, oligotróf–mezotróf környezeti viszonyok feltételezhetőek (kivéve ez alól a 460–472 intervallumot, ahol az inbentosz faunaelemek dominanciája miatt (3. faktor) egy rövidebb eutróf szakasz alakult ki). Fölötte (432–392 méter közötti intervallumban), a *Bulimina truncana* (2. faktor) számára alakultak ki a legkedvezőbb feltételek. Mivel a kapcsolódó faj (*Uvigerina multistriata*) is inbentosz faunaelem, ezért feltételezhető, hogy az említett tartományban eutróf környezeti viszonyok uralkodtak, hasonlóan a DNy-bakonyi fáciesöv különböző szelvényeiben kimutatható, azonos korú (NP17) képződményeihez (OZSVÁRT 2003). Fölötte ismét jól szellőzötté válik a terület, amit jelez az epibentosz faunaelemek ismételt dominanciája. A szelvény felső szakaszán újra az inbentosz faunaelemek a meghatározók: *Bathysiphon* sp. (4. faktor), ami feltételezi egy újabb eutróf környezet kialakulását.

A BFOI index értékei alapján 472–446 méter, 432–392 méter és 316–272 méter közötti szakaszon feltételezhető az aljzat fölött alacsony (1,5–3 ml/l) oxigén-koncentrációjú fenékvíz kialakulása. Ez szorosan összefügg a fent említett főfaktor-analízis eredményeivel. A köztes intervallumokban oxigénben gazdagabb (>3 ml/l) fenékvíz uralhatta a medence aljzatát.



5. ábra A Csetény-61 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 5. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Csetény-61 borehole

II. táblázat. A Csetény-61 jelű fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

Table II. Factor scores of dominant and associated species from Csetény-61 section

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
<b>1. faktor</b>				22,582
<i>Cibicidoides eocaenus</i>	9,55	<i>Cibicidoides perlucidus</i>	2,16	
		<i>Cibicidoides dutemplei</i>	1,83	
<b>2. faktor</b>				12,743
<i>Bulimina truncana</i>	9,71	<i>Uvigerina multistriata</i>	2,60	
<b>3. faktor</b>				14,196
<i>Lenticulina arcuatostriatus</i>	9,56	<i>Lenticulina platyptera</i>	3,17	
<b>4. faktor</b>				7,918
<i>Bathysiphon sp.</i>	4,62	<i>Cibicides sp.</i>	4,22	
		<i>Dentalina sp.</i>	3,69	
<b>5. faktor</b>				3,941
<i>Lenticulina platyptera</i>	5,32	<i>Clavulinoides szabói</i>	3,80	
		<i>Bolivina elongata</i>	3,30	

## Gerecsei kifejlődés

## Tarján–14

A Tj–14 jelű fúrás 73,4 méteren keresztül harántolt középső-eocén (NP16–NP17) rétegsort (6. ábra). A bentosz foraminifera közösség szegényes, általánosan kevés faj és kis egyedszám jellemzi a faunát (OZSVÁRT 2007). Az epibentosz egy szűk intervallumtól eltekintve a teljes szelvényben uralkodik.

**Fauna-összetétel:** a felső 6 métertől eltekintve a perforált formák dominálnak, az említett szűk intervallumban az imperforált foraminifera jutnak túlsúlyba.

**Faktoranalízis:** a bentosz foraminifera közösség értelmezése 4 faktor segítségével szignifikánsan elvégezhető (6. ábra). A 4 faktor az összvariancia 73,74%-át magyarázza. A szelvény alsó kétharmadában (433–390 méter között) az 1. faktor (*Cibicides dutemplei*) mellett a 2. faktor (*Quinqueloculina carinata*, mint domináns faj és *Quinqueloculina juleana* mint kapcsolódó faj) és a 3. faktor (*Bulimina parisensis*) is átlépi a szignifikancia küszöböt. Fölötte a 3. faktor (*Bulimina parisensis*) kizárólagos dominanciája jellemző, majd a 2. faktor (*Quinqueloculina carinata*, mint domináns faj és *Quinqueloculina juleana*, mint kapcsolódó

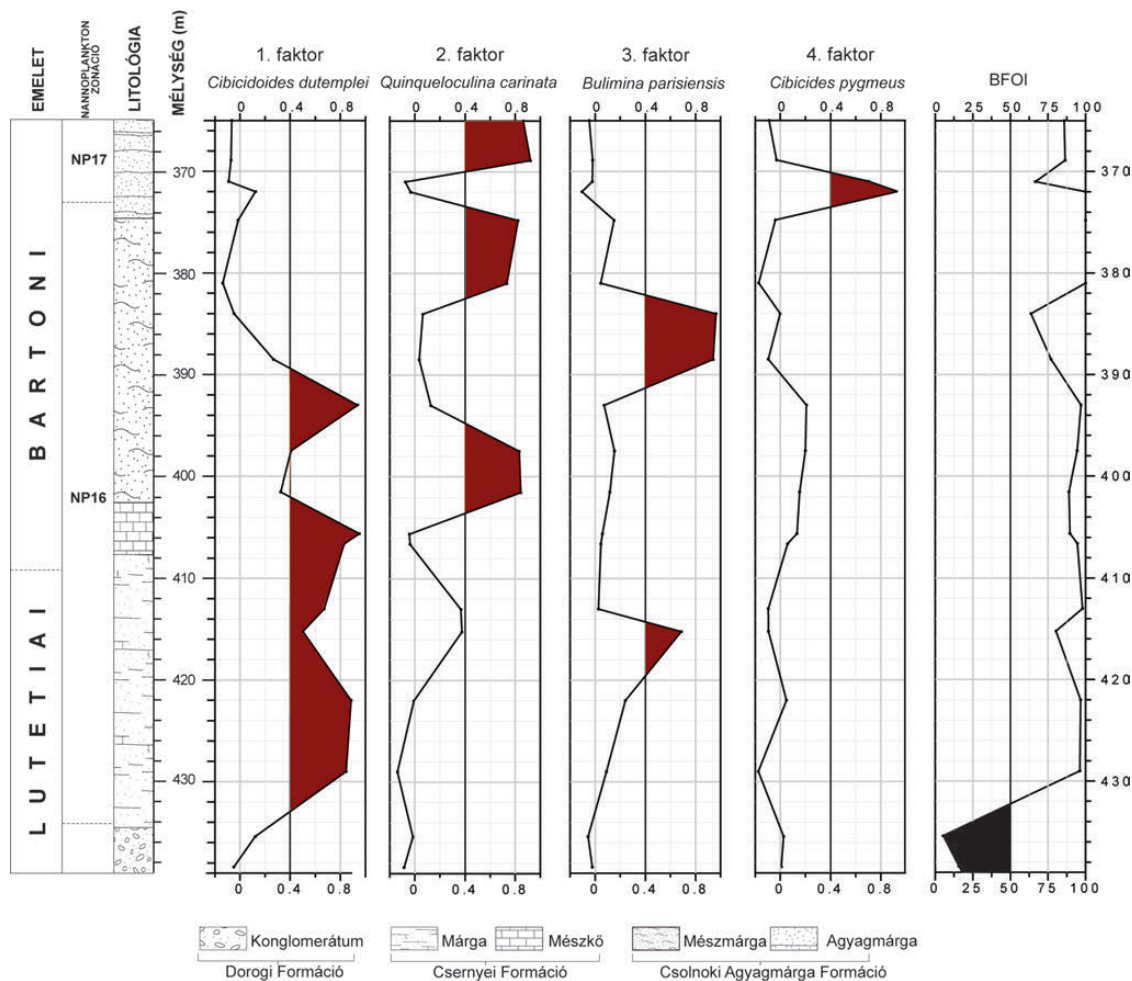
faj) és a 4. faktor (*Cibicides pygmeus*, mint domináns faj és *Eponides polygonus*, mint kapcsolódó faj) váltakozva meghatározók (III. táblázat).

**Szervesanyag-fluxus és BFOI:** a szelvényben az inbentosz és epibentosz faunaelemek váltakozva válnak dominánssá. Az alsó kétharmadban (433–390 méter között) az epibentosz *Cibicidoides dutemplei* (1. faktor) mellett egy szűk intervallumban fellép a *Bulimina parisensis* (3. faktor) is, ami az inbentosz közösségbe tartozik, ezért feltételezhető a jól szellőzött oligotróf–mezotróf környezet. Fölötte a *Bulimina parisensis* (3. faktor) dominanciájával rosszul szellőzött, eutróf környezet feltételezhető, majd a szelvény felső szakaszán ismét az epibentosz túlsúlyba kerülésével oligotróf–mezotróf környezeti viszonyok uralkodtak.

## Észak-magyarországi részmedence

## Cserépváralja–1

A Csv–1 fúrás hozzávetőleg 100 méteren keresztül harántolt legfelső-eocén és legalsó-oligocén (NP19–NP22) képződményeket (7. ábra). A priabonai Szépvölgyi Mészakő



6. ábra. A Tarján–14 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 6. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Tarján–14 borehole

**III. táblázat.** A Tarján-4 számú fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

**Table III.** Factor scores of dominant and associated species from Tarján-14 borehole

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
<b>1. faktor</b>				21,376
<i>Cibicidoides dutemplei</i>	5,76	<i>Cibicides</i> sp.	3,49	
		<i>Cibicidoides eocaenus</i>	2,24	
<b>2. faktor</b>				12,612
<i>Bulimina truncana</i>	4,47	<i>Uvigerina multistriata</i>	3,69	
		<i>Bolivina elongata</i>	2,84	
		<i>Cibicides</i> sp.	2,37	
		<i>Dentalina subtilis</i>	2,18	
<b>3. faktor</b>				9,06
<i>Pararotalia inemis</i>	4,49	<i>Asterigerina rotula</i>	3,98	
		<i>Cibicides</i> sp.	2,26	
		<i>Eponides polygonus</i>	2,18	
<b>4. faktor</b>				9,054
<i>Lenticulina arcuatostrata</i>	4,77	<i>Marginulina fragaria</i>	2,56	
		<i>Dentalina subtilis</i>	2,38	
		<i>Uvigerina eocaena</i>	2,33	
		<i>Lenticulina depauperata</i>	2,18	
<b>5. faktor</b>				7,344
<i>Stilostomella</i> sp.	4,45	<i>Cibicides</i> sp.	3,45	

Formáció 426,3 métertől folyamatosan megy át a Budai Márga Formációba. Felfelé haladva 402,0 és 350,0 méter között a karbonáttartalom jelentősen lecsökken, míg az agyagtartalom folyamatosan növekedni kezd (Tardi Agyag Formáció). 350 és 300 méter között vékonyan rétegzetté, gyakran lemezessé és sötétbarna színűvé válik a márga, ami fölfelé folyamatosan megy át a sötét színű, euxin fáciesű Tardi Agyagba, amiből folyamatosan fejlődik ki később a sekélybatiális Kiscelli Agyag Formáció. Ebben a munkában csak az eocén-oligocén határszakasz (443,1–364,0) vizsgálati eredményeit ismertetem.

**Fauna-összetétel:** a vizsgált szelvényben dominálnak a perforált foraminiferák, kivéve ez alól a vizsgált szakasz középső-felső része, ahol túlsúlyba kerülnek az agglutinált (*Cyclammina acutidorsata*, *Bathysiphon saidi*, *Clavulinoides szaboi* stb.) formák (7. ábra).

**Faktoranalízis:** a bentosz foraminifera közösség értelmezése 5 faktor segítségével szignifikánsan elvégezhető (7. ábra). Az öt faktor az összvariancia 71,7%-át magyarázza. A szelvény alsó szakaszán (443,1–404,5 méterig) az 1. faktor (*Cibicidoides dutemplei*) a domináns, a 404,5–382 méter közötti szakaszon a 2. faktor (*Uvigerina cocoensis jacksonensis*), a 3. faktor (*Cyclammina acutidorsata*) és a 4. faktor (*Bathysiphon saidi*) váltakozva dominálnak. 382–364 méter közötti szakaszon a 3. faktor és az 5. faktor (*Lenticulina inornata*) váltakozva dominálnak (IV. táblázat).

**Szervesanyag-fluxus és BFOI:** a vizsgált szelvény legalsó részén (443,1–409,9 m) a rekonstruált BFOI értékek 40 és 80 közé esnek, ami alapján feltételezhető, hogy a fenékvíz oldottoxigén-tartalma meghaladta a 3 ml/l értéket, tehát jól

szellőzött, oxigénben gazdag oligotróf környezet feltételezhető. A 409,9–393 méter közötti szakaszon viszont a BFOI értékek tartósan 50 alá csökkennek ( $15 < \text{BFOI} < 50$ ), ami jelzi a fenékvíz oxigénben való elszegényedését, az oldott-oxigén-tartalom 1,5–3,0 ml/l közé becsülhető (mezotróf). A vizsgált szelvény felső szakaszán (380–364 méter közötti szakasz) további markáns csökkenés feltételezhető a fenékvíz oldottoxigén-tartalmában (0,3–1,5 ml/l), így ezen a szakaszon rosszul szellőzött, eutróf környezet kialakulása feltételezhető.

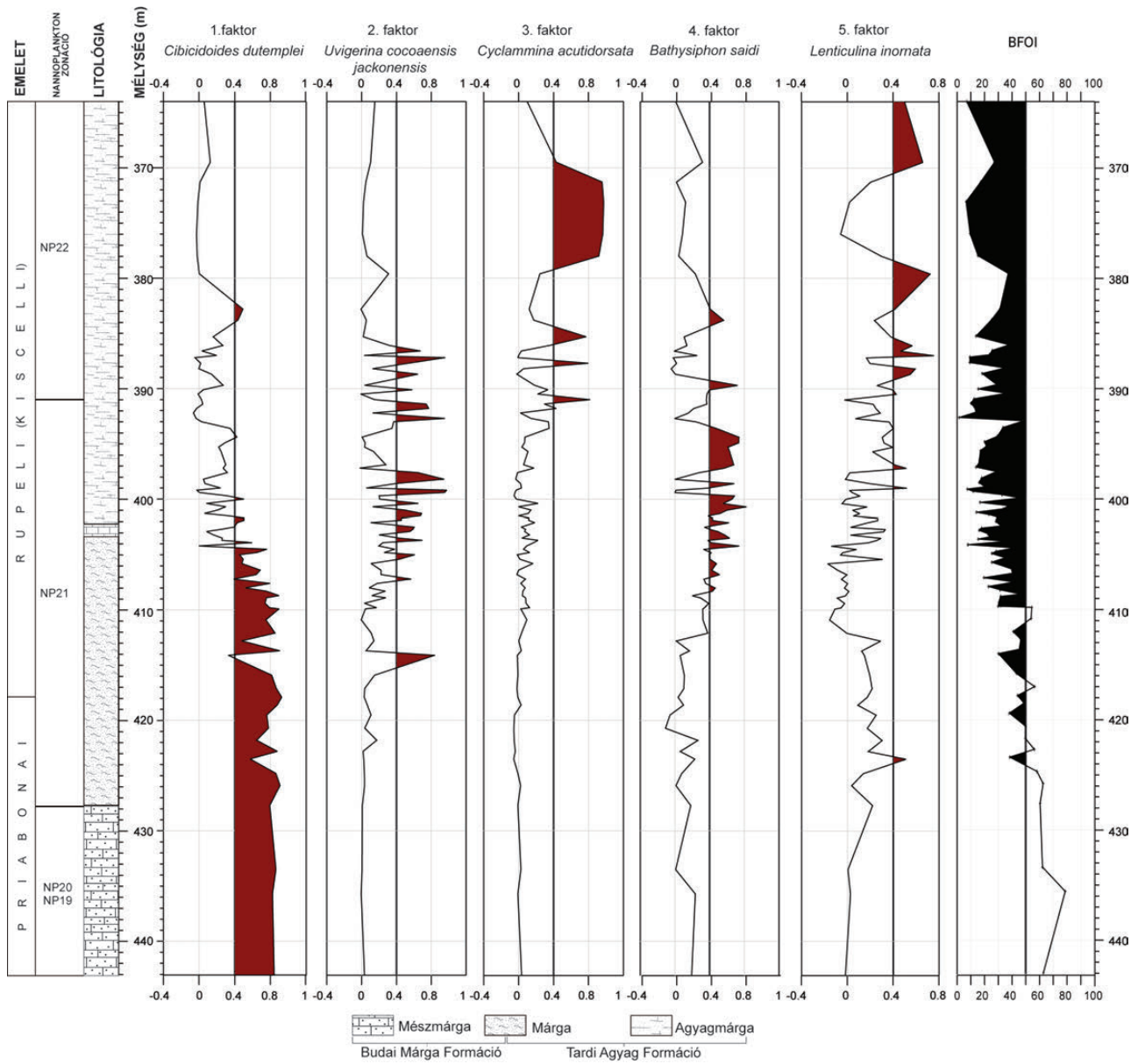
## Diszkusszió

A megvizsgált 16 szelvény bentosz foraminifera közösségének paleoökológiai elemzése alapján a Magyarországi paleogén medence környezeti viszonyai és azok változásai is jól rekonstruálhatóak. Az elemzés a legfontosabb ökológiai paraméterek időbeli változásait foglalja össze.

### *A paleogén-medence paleo-oceanográfiái fejlődéstörténete*

#### Paleobathymetria

A Magyarországi paleogén medence képződményei a megszűnő Neotethys-óceán kontinentális peremének sekély litorális övétől (5–30 méter), a szublitorális–mélyszublitorális övön keresztül (30–200 méter), a batiális öv felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le (8. ábra). A mélységbecslés alapja a bentosz közösségek diverzitási indexei-



7. ábra. A Cserépváralja-1 jelű fúrás bentosz foraminifera faunájának főfaktor elemzése és BFOI értékei

Figure 7. Q-mode (Varimax-rotated) factor analysis and benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) in the Cserépváralja-1 borehole

IV. táblázat. A Cserépváralja-1 jelű fúrás főfaktor elemzése során meghatározott domináns és kapcsolódó fajok valamint faktorértékeik

Table IV. Factor scores of dominant and associated species from Cserépváralja-1 borehole

Domináns fajok	Faktorérték	Kapcsolódó fajok	Faktorérték	Variancia (%)
<b>1. faktor</b>				26,881
<i>Cibicidoides dutemplei</i>	4,41			
<b>2. faktor</b>				24,073
<i>Quinqueloculina carinata</i>	4,44	<i>Quinqueloculina juleana</i>	2,02	
<b>3. faktor</b>				12,771
<i>Bulimina parissensis</i>	4,44			
<b>4. faktor</b>				10,018
<i>Cibicides pygmeus</i>	4,03	<i>Eponides polygonus</i>	2,74	

nek (H(S);  $\alpha$ ) változása (OZSVÁRT 2003, 2007), valamint a főfaktor elemzés által meghatározott domináns fajok recens ökológiai igényeinek adatbázisa volt (többek között LUTZE 1980; MURRAY 1991, 2006; SGARRELLA & MONTCHARMONT ZEI 1993; DE RIJK et al. 1999; SCHERBACHER et al. 2001).

A *DNy-bakonyi részmedencében* a főfaktor-elemzés eredményei alapján a márgás kifejlődésekben (Padragi Márga) a *Dentalina*-, *Lenticulina*-, *Uvigerina*-, *Cibicides*-félék szerepeltek a legtöbbször, mint domináns genusok (4–7. ábrák). Az említett közösség tipikusan a felső self és a felső batiális öv (hozzávetőleg 30–500 méter) lakói. A diverzitási indexek (H(S) = 2–3;  $\alpha$  = 3–9, OZSVÁRT 2007) alapján becsült mélységadatok (MURRAY 1991) megerősítik a fent vázolt leülepedési környezeteket (OZSVÁRT 2007). Ugyanakkor jelentősen különbözik az általam becsült érték HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI (1988), valamint BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján kalkulált eredményeitől (átlagosan 800–1100 méteres vízmélységet becsültek az általam is vizsgált fúrásokban). A jelentős különbség oka véleményem szerint a plankton/bentosz foraminiferák relatív magas (azonban mindig kisebb, mint 60%) arányában jelentkezik, ami mélyebb régiót jelöl, ugyanakkor a bentosz közösség ennél sekélyebb vízmélységet mutat. Az ellentétes hatást a tápanyagok beáramlásának fokozódása okozhatta, ami felborítja a primer bioprodukciót, és így a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását, illetve az aljzatra jutó elhalt szerves anyag feldúsulását okozza (a részletes magyarázatot lásd később, a „Szervesanyag-fluxus, a fenékvíz oxigénellátottsága c. fejezetben).

Az *ÉK-bakonyi–vértési területen* a *Cibicoides*-, *Bulimina*-, *Quinqueloculina*-félék szerepeltek a legtöbbször, mint domináns genusok (5–7. ábrák). Az idősebb képződményekben (*Csernyei Formáció*, *Szőci Mészke Formáció* alsó része és *Csolnoki Agyagmárga* alsó része) a *Quinqueloculina* és más *Miliolina* genusok elsősorban sekély (0–30 méter) környezetet jeleznek. A fiatalabb képződményekben (*Csolnoki Agyagmárga* felső része és *Padragi Márga*) a *Cibicoides*- és a *Bulimina*-félék dominanciája egyértelműen mélyülést jeleznek a bartoni (NP17 zóna) végére. A terület üledékei feltételezhetően 300–500 méter mélységben képződhetek (8. ábra). Hasonló mélységviszonyok becsülhetők a diverzitási indexekből is (H(S) = 0,5–3;  $\alpha$  = 2–9; OZSVÁRT 2007).

A *Gerecsei terület* kevésbé egységesíthető, változatos képet mutat, elsősorban a self litorális, szublitorális övének jellegzetes faunaelemeivel: *Nonion*-, *Pararotalia*-, *Miliolina*-félék (6. ábra). A diverzitási indexek helyenként extrém alacsony értékei (H(S) = 0,5–1,2;  $\alpha$  = 1–3, OZSVÁRT 2007) megerősítik a sekélytengeri (0–50 méter) környezet kialakulását és tartós jelenlétét. A Gerecsei terület északi részén azonban a Padragi Márga (korábban Piszkei Márga) megjelenésével a *DNy-bakonyi terület*hez, ill. az *Észak-magyarországi részmedencéhez* hasonló feltételek alakulhattak ki, azaz hozzávetőleg 300–500 méteres vízmélység feltételezhető (8. ábra).

Az *Észak-magyarországi részmedencében* a késő-

ecéntől dominálnak a tipikusan self és felső batiális öv (hozzávetőleg 300–500 méter) genusai (*Cibicoides* spp., *Lenticulina* spp.) valamint a relatív magas diverzitási indexek (H(S) = 2–3,5;  $\alpha$  = 3–9 (OZSVÁRT et al. 2016).

### Hőmérséklet, sótartalom

A bentosz foraminifera közösségek diverzitását és a fauna-összetételt jelentősen befolyásolja a tengervíz hőmérséklete és sótartalma is. Hatványozottan igaz ez a self sekélyebb, illetve mélyebb zónáira, mivel ezekben a régiókban az említett fizikokémiai paraméterek változása jóval rövidebb idő alatt mehet végbe, mint a batiális, vagy az abisszius övben. Amíg a sekély tengerrészekben a hőmérséklet és/vagy sótartalom változása akár szezonálisan is jelentős lehet, addig a medencék aljzatát kitöltő fenékvizekre gyakorolt felszíni vizek hőmérséklet-ingadozása, illetve a hulló csapadék mennyiségének hatása gyakorlatilag jelentéktelen.

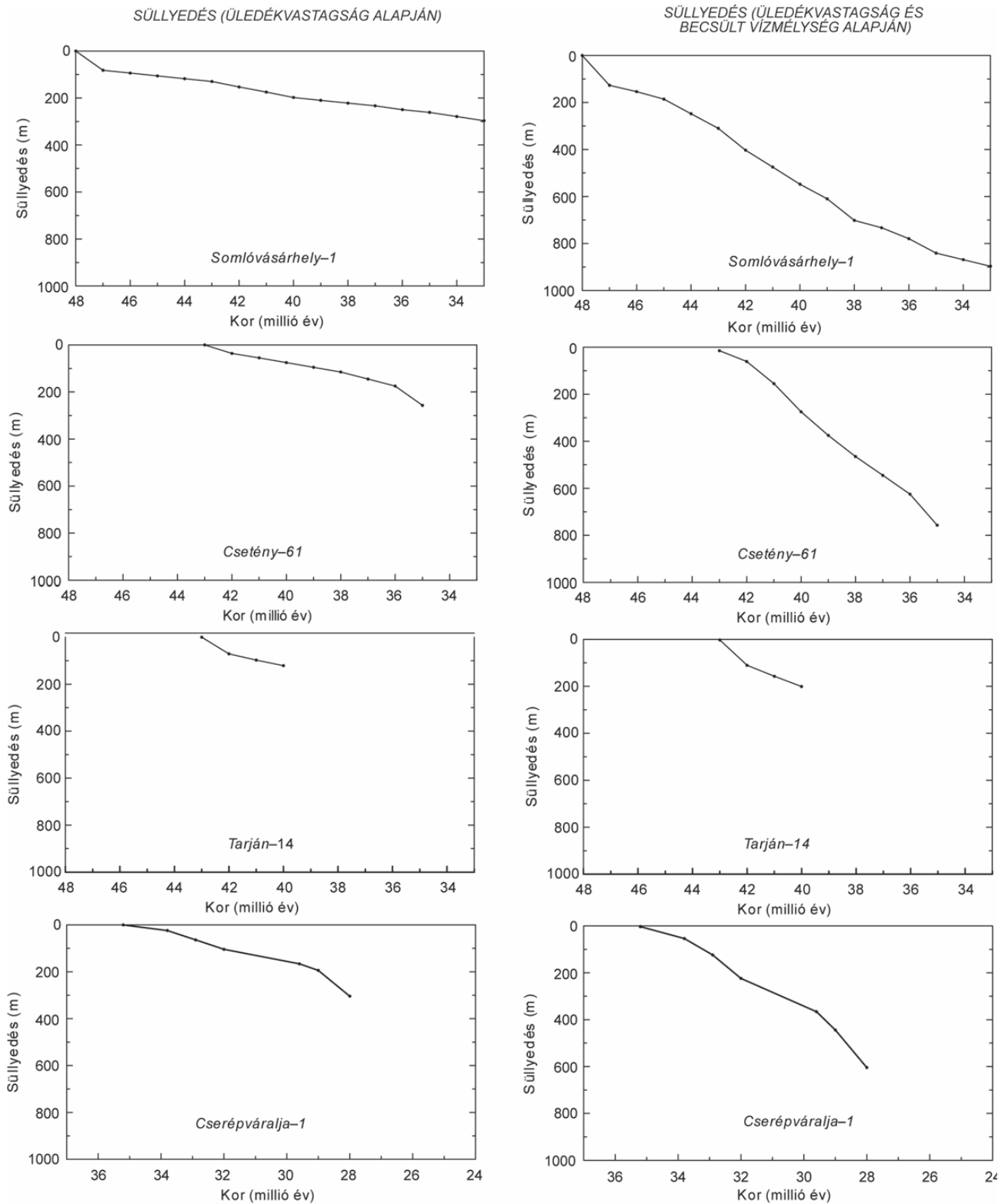
A *DNy-bakonyi területen* a főfaktor elemzés eredményei alapján az NP16 nannoplankton zónáig egyértelműen meleg (18–23 °C, BETZLER et al. 1997 alapján), változó sótartalmú környezeti viszonyok kialakulását feltételezhetjük a *Miliolina*- (főleg *Quinqueloculina*-félék), illetve a *Cibicides*-félék dominanciája és az általánosan alacsony (H(S) = 0,5–1,5;  $\alpha$  = 2–4) diverzitási indexek értékei alapján (OZSVÁRT 2007). Változás a lutetiai végétől (NP16 zóna) ismerhető fel először, amikor hidegebb vizeket (10–15 °C, MURRAY 1991 alapján) kedvelő genusok megjelenésével (*Lenticulina*, *Cibicoides*, *Eponides* stb.) lehűlés feltételezhető (9. ábra). Ebben a fációsövben a mérsékelt–hideg (15–18 °C) kedvelő fajok dominanciája a priabonai elejéig (NP18 zóna felső szakaszáig) tart. Kizárólag a Somlóvásárhely Sv–1 számú fúrásban maradt meg biosztratigráfiai eszközökkel igazolhatóan NP19 nannoplankton zónába tartozó üledék, ahol a *Cibicides* sp. dominanciája mérsékelt, meleg–mérsékelt hőmérsékletet jelöl.

Az *ÉK-bakonyi–vértési területen* az NP16 nannoplankton zónába tartozó üledékekben a meleg, változó sótartalmú környezeti viszonyok uralkodtak elsősorban a *Miliolina*-félék dominanciája alapján. A hűvösebb vizeket kedvelő fajok ebben a fációsövben a bartoni elején (NP16 zóna felső szakaszán) jelennek meg, uralkodóvá a bartoni idősebb és a priabonai fiatalabb (NP17–NP18 zónák) részén válnak.

A *Gerecsei területen* az NP16–NP17 nannoplankton zónába tartozó üledékek meleg, gyakran változó sótartalmú környezetben rakódtak le, amire a *Miliolina*-félék dominanciája és az egyenesen alacsony diverzitási indexek (H(S) = 0,5–1,5;  $\alpha$  = 2–3) alapján következtethetünk (OZSVÁRT 1999, 2003, 2007).

Az *Észak-magyarországi részmedencében* a középső-priabonaitól (NP19 zónától kezdődően) mérsékelt–hideg kedvelő fajok dominanciája jellemző majd a rupelitól (NP22 zóna) már egyértelműen hidegebb vizeket kedvelő genusok népesítették be a medencealjzatot.

Hasonló, tendenciaszerű változást észlelt KOLLÁNYI et al. (1997). A lutetiai végétől (NP16 zónában) megindult és a



**8. ábra.** A Magyarországi paleogén medence négy fúrásának süllyedésgörbéi, figyelembe véve a képződmények vastagságait illetve a becsült vízmélységeket  
**Figure 8.** Subsidence curves for four exploration wells from the Hungarian Palaeogene Basin with and without palaeowater depth estimates

bartoniban (NP17 zóna) kulmináló lehűlést mutattak ki a Sv-1, illetve Csatka-2 jelű fúrások bentosz és plankton foraminiferáinak oxigén- és szénizotóp vizsgálataiban. Ez egybeesik a főfaktor-elemzések által meghatározott hideg-

kedvelő fajok megjelenésével és dominánssá válásával. Az általuk feltételezett 3–8 °C-os lehűlés ( $\delta^{18}\text{O}$  lokális maximuma) azonban nem csak a két bakonyi szelvényben mutatható ki. OBERHÄNSLI et al. (1991) négy azonos korú

dél-atlantikumi DSDP fúrásban hasonló  $\delta^{18}\text{O}$  maximumot talált. WADE & KROON (2002) az Észak-Atlantikum nyugati részén mélyített ODP fúrásban az NP17 nannoplankton zónát reprezentáló szelvényt vizsgálták és kimutatták a bakonyival egyidős  $\delta^{18}\text{O}$  maximumot. Feltételezésük alapján a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek maximuma már egy kialakulóban lévő antarktisi jégtakaró létezését valószínűsítik, melynek közvetett globális klimatológiai és oceanológiai hatásai feltételezhetően a Tethys kisebb részmedencéiben is érzékelhetőek voltak. Megerősíti a kezdődő lehűlés folyamatát az NP17 nannoplankton zóna végén jelentkező jelentős kihalási esemény is, amely elsősorban a trópusi plankton szervezeteket (Morozovellidae, Acarininidae) érintette (BOERSMA et al. 1987).

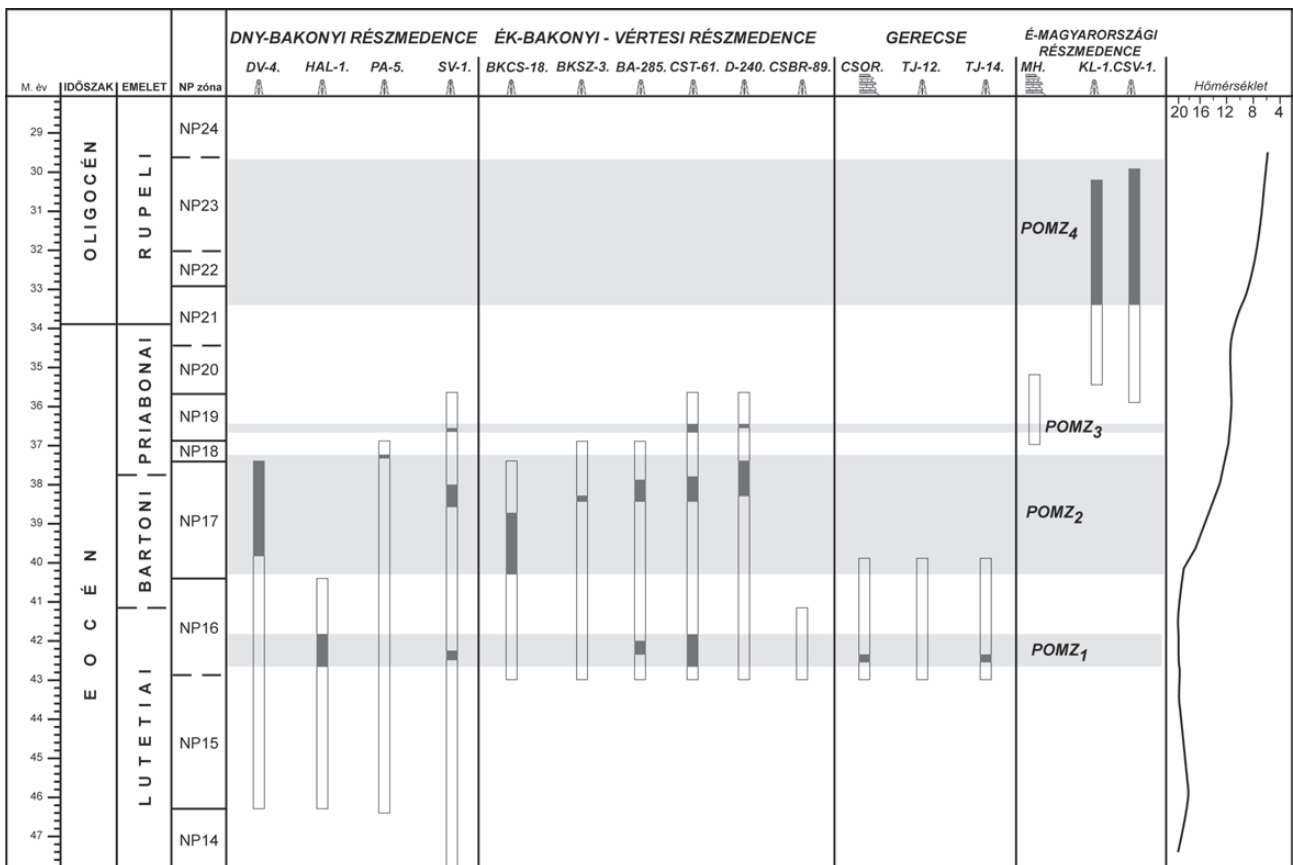
### Szervesanyag-fluxus, a fenékvíz oxigénellátottsága

Az utóbbi évtizedek recens és fosszilis bentosz foraminifera közösségeinek elemzéseiben kiemelkedő szerepet kapott a medencébe áramló szerves anyag mennyiségének és a

fenékvíz oldottoxigén-tartalmának a vizsgálata (többek között JORISSEN 1987, ALTENBACH & SARNTHEIN 1989, KAIHO 1991, 1994; SCHERBACHER 2001; SCHMIEDL et al. 2002).

A DNy-bakonyi terület aljzatáról általánosan elmondható, hogy az üledékképződés kezdetétől jól szellőzött, alacsony szervesanyag-fluxus valamint oligotróf-mezotróf viszonyok jellemezték. Azonban a lutetiai végétől (NP16 zóna) az Sv-1 és Halimba-1 fúrásokban (OZSVÁRT 2003) egy szűk intervallumban kimutatható egy kisebb eutrofizációs folyamat, melyet később oligotróf-mezotróf viszonyok váltottak (9. ábra). A bartonitól (NP17 felső és az NP18 nannoplankton zóna alsó részén) a korábbival szemben egy markáns eutrofizációs folyamat feltételezhető (Sv-1, Devecser-4 és Padrag-5 fúrások [OZSVÁRT 2003]), ami összefüggésben lehet a fenékre áramló növekvő szervesanyag- és/vagy csökkenő oxigénmennyiséggel. Ezen kívül egy rövidebb periódusú eutróf környezet kialakulását is feltételezhetjük (Sv-1) a priabonai középső részén (NP19 zóna) (9. ábra).

Az ÉK-bakonyi-vértesi fáciesöv aljzata szintén jól szellőzött volt az üledékképződés megindulást követően, alacsony szervesanyag-fluxus jellemezte, elsősorban oli-



9. ábra. A Magyarországi paleogén medencében bentosz foraminifera közösségek változásai alapján kimutatható eutrofizációs események (POMZ1-4). DV-4 = Devecser-4, HAL-1 = Halimba-1, PA-5 = Padrag-5, SV-1 = Somlósárhely-1, BKCS-18 = Bakonycsernye-18, BKSZ-3 = Bakonyszentkirály-3, BA-285 = Balinka-285, CST-61 = Csetény-61, D-240 = Dudar-240, CSBR-89 = Csákerény-89, CSOR = Csordakúti külfejtés, TJ-12 = Tarján-12, TJ-14 = Tarján-14, MH = Mátyás-hegy, keleti kőfejtő, KL-1 = Kiscell-1, CSV-1 = Cserépváralja-1

Figure 9. Eutrophic events (POMZ) in the Hungarian Palaeogene Basin. DV-4 = Devecser-4, HAL-1 = Halimba-1, PA-5 = Padrag-5, SV-1 = Somlósárhely-1, BKCS-18 = Bakonycsernye-18, BKSZ-3 = Bakonyszentkirály-3, BA-285 = Balinka-285, CST-61 = Csetény-61, D-240 = Dudar-240, CSBR-89 = Csákerény-89, CSOR = Csordakút Quarry, TJ-12 = Tarján-12, TJ-14 = Tarján-14, MH = Mátyás-hegy quarry, KL-1 = Kiscell-1, CSV-1 = Cserépváralja-1

gotróf–mezotróf környezeti feltételek uralkodtak. Változás csak az NP16 nannoplankton zóna középső részén kezdődik, amikor két fúrásban (Cst–61, Balinka–285; [OZSVÁRT 2003]) egy rövidebb eutrofizációs folyamat ismerhető fel. Az, hogy ez a folyamat csak két fúrásban jelentkezik, feltételezhetően a változatos aljzattopográfia következménye volt. Azonban a bartoni (NP17 felső és az NP18 nannoplankton zóna alsó) felső és a priabonai alsó részén már az összes vizsgált fúrásban kimutatható a *DNy-bakonyi* fáciesöv különböző szelvényeihez hasonlóan egy markáns eutrofizációs folyamat. Azt követően ismét jól szellőzőté vált a terület, azonban két szelvényben (Cst–61 és D–240) a priabonai (NP19 zóna) belül is feltételezhető egy rövid időtartamú eutróf és alacsony oldottoxigén-koncentrációjú környezet kialakulása (9. ábra).

A *Gerecsei* fáciesövben a bentosz foraminifera közösségek jól szellőzőt, oligotróf–mezotróf viszonyokat mutatnak, azonban az NP16 nannoplankton zónán belül a bakonyi területek azonos korú képződményeihez hasonlóan itt is felismerhető egy rövid periódusú, eutróf környezet kialakulása (9. ábra).

Az Észak-magyarországi részmedencében az NP19–NP21-es nannoplankton zóna középső részéig jól szellőzőt, oligotróf viszonyok uralkodtak ( $>3$  ml/l  $O_2$ ), ezt követően folyamatos eutrofizációs folyamat ismerhető fel, fokozódott a medencébe áramló szerves anyag mennyisége és erőteljesen csökkent az oldottoxigén-tartalom (1,5–3 ml/l  $O_2$ ). Az NP22 nannoplankton zóna közepéig kifejezetten eutróf viszonyok uralkodtak (0,3–1,5 ml/l  $O_2$ ). Ezt követően az NP23 nannoplankton zóna felső szakaszáig szélsőségesen oxigénszegény, anoxikus környezet alakult ki a medence aljzatán (BÁLDI 1980).

Különösen jelentős szerepe van a medencébe áramló szerves anyag mennyiségének sekély, szigetekkel tagolt selftengerekben, illetve zárt, vagy közel zárt medencékben (pl. fjordokban), ahol a foraminiferák mélységbeli elterjedését nagyban befolyásolják a külső környezeti hatások (édessvíz-beáramlás, szervesanyag-fluxus, hőmérséklet stb.) (ALVE 1990, SEN GUPTA & MACHIAN-CASTILLO 1993). Gyakran előfordul, hogy tipikusan mélyebb (pl. batiális) környezetet jelző foraminifera közösség (plankton és bentosz együtt) jelenik meg sekélyebb (pl. szublitorális, mélyszublitorális) környezetben, melyet elsősorban a medencébe áramló tápanyag, illetve a fenékvíz alacsony oldottoxigén-koncentrációja szabályoz. Az ellentétes hatást a tápanyagok beáramlásának fokozódása okozhatja, ami felborítja a primer bioprodukciót, és így a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását, illetve az aljzatra jutó elhalt szerves anyag feldúsulását okozza. Ez szoros összefüggésben van a fenékvíz oldottoxigéntartalmával, ugyanis a felhalmozódó szerves anyag bomlása nagy mennyiségű oxigént von el a környezettől, így alakulhatnak ki az aljzaton mezotróf, eutróf, illetve szélsőséges — vertikális és horizontális áramlatoktól mentes — esetekben anoxikus környezeti viszonyok. Ezt az ún. teleszkóphatást mutatta ki az alpi molassz öv alsó-oligocén képződményeiből SCHERBACHER et al. (2001).

Véleményem szerint a Magyarországi paleogén medencében HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI (1988) valamint BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján jelzett, helyenként extrém mértékű „süllyedést” sokkal inkább a fent vázolt teleszkóphatás okozhatta. Feltevésem szerint a nagyobb mennyiségű tápanyag-beáramlás a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását eredményezte, ami a plankton/bentosz arány növekedését okozta. Az említett szerzők által becsült süllyedés ütemének megindulása szinte méterre pontosan egybeesik az általam az NP17 nannoplankton zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával, ami így nem egy hirtelen kimélyülésnek, hanem jelentős oceanológiai eseménynek is tekinthető.

Megerősíti a rövid periódusú eutrofizációs időszakok kialakulását BÁLDI-BEKE és BÁLDI (1991) által néhány bakonyi fúrásban (Cst–61, Bakonycsernye–18) már korábban leírt, vékony (általában 10–20 méter), lemezes, pelites agyag megjelenése a középső-bartoniban (NP17 zóna). A litológiai bélyegek által feltételezett, BÁLDI-BEKE & BÁLDI (1991) által lokális anoxikus események tekintett epizód véleményem szerint a medence más részein is kimutatható a bentosz foraminiferák részletes paleoökológiai vizsgálatával.

További bizonyítékul szolgálhat a paleo-oceanográfiai magyarázat mellett a bartoniban (NP17 zóna) kialakult regresszív üledéksor is. Eerre litológiai bizonyítékot elsősorban az ÉK-dunántúli területen találunk, ahol mintegy 200 méteres vastagságban a medencék feltöltődését jelző mészkő-, márga- és homok-, homokkőrétegek váltakozásából felépülő regressziós rétegsor húzódik, annak zárótagjaként pedig széntelepes összlet is kifejlődött (Dorogi-medence keleti része, BERNHARDT 1984). A medence irányába mozgó partvonal mögötti kiterjedt erózió pedig megnövelhette a medencébe áramló tápanyag relatív mennyiségét, ami a primer bioprodukció megváltozását okozta. A bakonyi területen a regresszív hatást elsősorban a bentosz foraminifera közösségen belüli markáns diverzitás csökkenés (OZSVÁRT 2007 munkájában a 7. ábra) alapján feltételezhetjük, ami szoros összefüggésben van a vízmélységgel (MURRAY 1991). Mindezek mellett a bartoni alsó szakaszán — az eocén egyik legjelentősebb — mintegy 100–130 méteres globális tengerszintcsökkenést mutattak ki (HARDENBOL et al. 1998), ami feltételezhetően ennek a globális vízszintesésnek a területen kifejtett hatását is.

#### *A paleogén medence paleo-oceanográfiájának fejlődéstörténeti modellje*

A fenti paleoökológiai paraméterek változása alapján a következő fejlődéssor állítható fel. A középső-eocén kezdetén (NP14–NP15) jól szellőzőt, magas oldottoxigén-koncentrációjú víz töltötte ki a *DNy-bakonyi* medencét, és a süllyedéssel lépést tartó, kisméretű karbonátplatform tudott kiépülni a területen. A késő-lutetiaiban (NP16) megindult az üledékképződés az *ÉK-bakonyi*–*vértesi* és *Gerecsei* rész-

medencékben is. A kezdeti jól szellőzött medencében a lutetian (NP16 zóna) belül egy gyenge eutrofizációs folyamat jelentkezik, ami a medence aljzatának alacsony oldott-oxigén-tartalmára utal (10. ábra). Az első ilyen oxigénben szegényebb esemény a Paleogén Oxigén Minimum Zóna (POMZ<sub>1</sub>) (9. ábra). Az egyenlőtlen topográfia következtében a magasabb térszínen (a self litorális övében) nem alakulhattak ki eutróf környezeti viszonyok. Ezt követően jól szellőzötté vált a terület és ismét oligotróf környezet alakult ki. A középső-eocén végén jelentős változás következik be. A bentosz közösség együttes regressziót és jelentős, az összes relatív magasabban elhelyezkedő területre is kiterjedő, eutrofizációs eseményt jelez (POMZ<sub>2</sub>, 9. és 10.

ábra), amit az oxigénben dús, mélyebb áramlatok képtelenek voltak áthatolni, így vált rosszul szellőzötté, alacsony oldott-oxigén-tartalmúvá a medence (10. ábra). A késő-eocénben bekövetkező relatív tengszint-emelkedés ismét oligotróf környezetet eredményezett, ami feltételezhetően a beáramló hidegebb fenékvizek ventilációs mechanizmusának köszönhető. A priabonai (NP19 zóna) a POMZ<sub>3</sub>-hoz hasonló gyenge eutrofizációs esemény tételhető fel (POMZ<sub>3</sub>). Végül az NP21–NP23 zónán belül alakult ki a legmarkánsabb eutrofizációs folyamat (POMZ<sub>4</sub>), amely a vizsgált időszak végére euxin környezet (10. ábra) kialakulást eredményezte (BÁLDI 1980).

## Következtetések

A megvizsgált középső- és felső-eocén rétegsorok bentosz foraminifera közösségeinek időbeli változása alapján a következő megállapítások tehetők a Magyarországi paleogén medence eocén paleo-oceanológiai fejlődéstörténetére vonatkozólag.

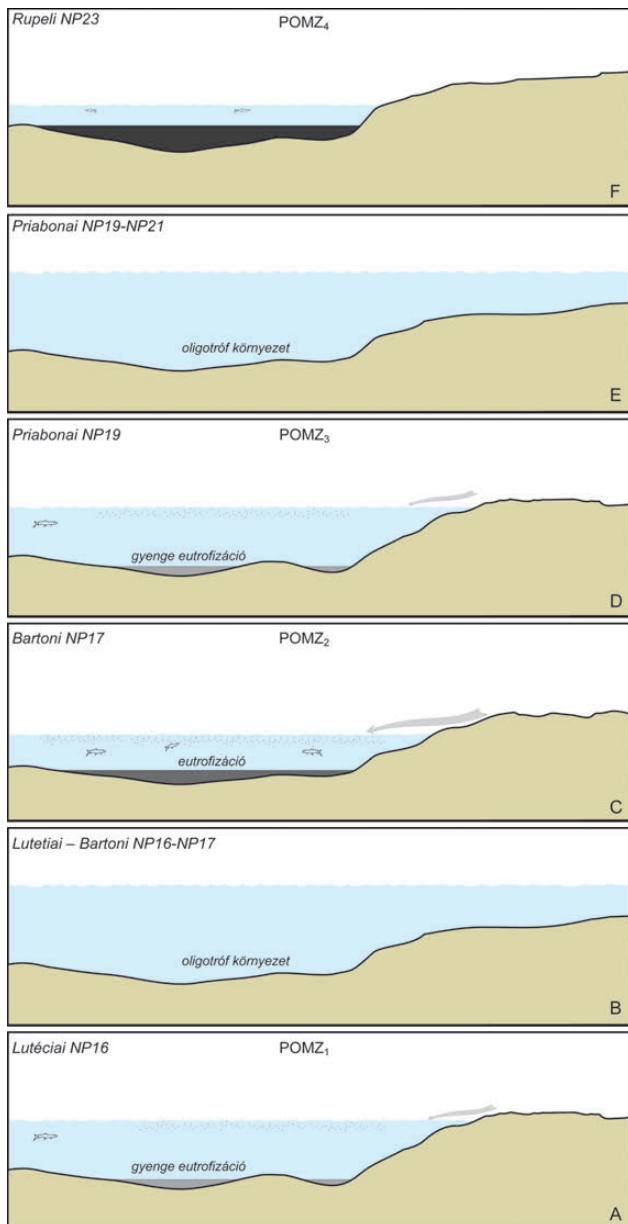
A bentosz foraminifera közösség szignifikáns fajai a self különböző mélységöveinek és a batiális öv felső részének tipikus formái.

A középső-, és késő-eocén folyamán képződött üledékek a bentosz foraminiferák paleoökológiai elemzése alapján a kontinentális self sekély litorális (*Szőci Mészke*, *Csernyei Mészke*, *Csolnoki Agyagmárga* és *Szépvölgyi Mészke*) övétől (5–30 méter), a szublitorális–mélyszublitorális övön (*Szőci Mészke*, *Csolnoki Agyagmárga* és *Szépvölgyi Mészke*) keresztül (30–200 méter), a batiális öv (*Padragi Márga*, *Budai Márga* és *Tardi Agyag*) felső részéig (200–500 méter) rakódhattak le.

A középső-eocén elején a sekélyebb és a relatív mélyebb övekben is meleg (18–23 °C) tengervíz a lutetian végén meginduló fokozatos lehűlést szenved (10–15 °C). A *DNY-bakonyi* és az *ÉK-bakonyi*–*vértesi* terület között az időben eltolódó lehűlés feltételezhetően topográfiai különbségeknek köszönhető. A lehűlés folyamata összefüggésben lehetett a már kialakulóban lévő antarktiszi jégtakaró közvetett hatásaival.

A plankton/bentosz foraminiferák aránya alapján detektált, helyenként extrém mértékű látszólagos süllyedés magyarázható a sekélyebb, szigetekkel tagolt selftengerekben, illetve zárt vagy közel zárt medencékben gyakori teleszkóphatással is. Ez nagyobb mennyiségű tápanyag beáramlásnál a plankton szervezetek robbanásszerű elszaporodását eredményezi, ami a plankton/bentosz arány növekedését okozza. A korábban feltételezett süllyedés ütemének növekedése egybeesik az NP17 nannoplankton zónában kimutatott jelentős eutrofizációs folyamat megindulásával, ami így nem hirtelen kimélyülésként, hanem oceanológiai eseményként is értelmezhető.

A középső-eocén alsó részén a sekélytengeri epibentosz fauna dominanciája oligotróf, mezotróf környezetet jelez. A lutetian végén (NP16) a litorális övben továbbra is oligotróf viszonyok uralkodnak, ugyanakkor a



10. ábra A Magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiai fejlődéstörténete a lutetiaitól (NP16) a rupéli (NP23) végéig

Figure 10. Palaeo-oceanographic evolution of the Hungarian Palaeogene Basin during the late Palaeogene (Lutetian to Rupelian)

viszonylag mélyebb zónában az inbentosz faunaelemek uralomra jutása eutróf, alacsony oxigénkoncentrációjú környezetet jelez. Fölötte ismét oligotróffá válnak a mélyebb medencérszek is. A bartoni végén (NP17), illetve bizonyos területeken a priabonai elején (NP18) ismét az inbentosz fauna dominanciája jellemző, ami a környezet eutróf állapotára utal. A medencék újabb átszellőzött periódusa után a priabonai középső részén (NP19) is kimutatható egy gyenge mezotróf–eutróf állapot, majd az NP21–NP23 szakaszban markáns eutrofizáció zajlott a medencében. A fenti folyamatok alapján két gyengébb (POMZ<sub>1</sub> és POMZ<sub>2</sub>) és két markáns (POMZ<sub>3</sub> és POMZ<sub>4</sub>) eutrofizációs esemény detektálható a bentosz foraminifera fauna összetételének változása alapján.

## Köszönetnyilvánítás

Megkülönböztetett hálával tartozom Dr. KOLLÁNYI Katalinnak, valamint az egykori Magyar Állami Földtani Intézetnek, hogy a vizsgálataimhoz rendelkezésemre bocsátották a mélyfúrások bentosz foraminifera anyagát. A Somlósárhely–1 jelű fúrás esetében a fajok határozásánál figyelembe vettem Dr. KOLLÁNYI Katalin eddig nem publikált és a rendelkezésemre bocsátott eredményeit is. A kutatást az OTKA K112708 számú projektje támogatta. Ezúton szeretném megköszönni Dr. KERCSMÁR Zsolt részletes és minden tekintetben építő kritikáját. Köszönettel tartozom továbbá Dr. SZTANÓ Orsolyának hasznos kritikai észrevételeiért, valamint a nevét nem vállaló lektor hozzászólásaiért. A kézirat alapos technikai javításait Dr. DULAI Alfrédnek köszönöm.

## Irodalom — References

- ALTENBACH, A. V. & SARNTHEIN, M. 1989: Productivity record in benthic foraminifera. — In: BERGER, W. H., SMETACEK, V. S. & WEFER, G. (eds): *Productivity of the ocean: Present and past*. Life Science Research, New York, 255–269.
- ALVE, E. 1990: Variation in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen condition in Drammensfjord, SE Norway. — In: HEMLEBEN, CH., KAMINSKI, M. A., KUHN, W. & SCOTT, D. B. (eds): *Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera*. NATO ASI, series C, 327. 661–694. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-3350-0\\_23](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3350-0_23)
- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. (The early history of the Paratethys). — *Földtani Közlemények* **110**, 456–472.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. (The Oligocene and Lower Miocene formations of Hungary). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 1–293.
- BÁLDI-BEKE M. 1984: A dunántúli képződmények nannoplanktonja. (The nannoplankton of the Transdanubian Paleogene formations). — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **43**, 1–307.
- BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Paleobathymetry and Paleogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary. — *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88**, 25–52. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90013-h](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90013-h)
- BERNHARDT B. 1984: *A dunántúli-középhegységi eocén szénképződés fejlődéstörténeti körvonalairól*. (Evolution of coal-bearing formations of the Transdanubian Central Range). — Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 1–29.
- BERNHARDT, B., BÁLDI-BEKE, M., LANTOS, M., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. & MÁRTON, P. 1988: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlósárhely, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 33–52.
- BETZLER, C., BRACHER, T. C. & NEBELSICK, J. 1997: The warm temperate carbonate province. A review of the facies, zonations and delimitations. — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* **201**, 83–99.
- BODA J. & MONOSTORI M. 1972: Adatok a budai márga képződési körülményeihez. (Contributions to the Formation of the "Buda Marls" [Paleogene]). — *Őslénytani Viták* **20**, 63–70.
- BODA J. & MONOSTORI M. 1973: Üledékmozgási jelenség a budai márgában. (Turbiditic events in the Buda Marl Formation). — *Földtani Közlemények* **103**, 109–201.
- BOERSMA, A., PREMOLI SILVA, I. & SHACKLETON, N. J. 1987: Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography. — *Paleoceanography* **2/3**, 287–331. <https://doi.org/10.1029/pa002i003p00287>
- CORLISS, B. H. & EMERSON, S. 1990: Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. — *Deep-Sea Research* **37**, 381–400. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90015-n](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-n)
- DE RIJK, S., TROELSTRA, S. R. & ROHLING, E. J. 1999: Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. — *Journal of Foraminiferal Research* **29**, 93–103. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.29.2.93>
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line). — *Földtani Közlemények* **124**, 129–305.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. (Geology of the brown coal field of Esztergom, Hungary) — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1871**, 3–140.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, TH., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. R. 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins. — *SEPM Special Publication* **60**, 1–364. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. 1983: Az ÉK-dunántúli terület eocén plankton Foraminifera zónái. (Paleogene plankton foraminifera zonation of NE part of the Transdanubian Central Range). — *Földtani Közlemények* **113**, 225–236.
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. & NAGY-GELLAI, Á. 1989: Palaeobathymetric study of Paleogene profiles upon Foraminifera. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989/2**, 115–131.

- JORISSEN, F. J. 1987: The Distribution of Benthic Foraminifera in the Adriatic Sea. — *Marine Micropaleontology* **12**, 21–48. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(87\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(87)90012-0)
- JORISSEN, F. J., DE STIGTER, H. C. & WIDMARK, J. G. V. 1995: A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. — *Marine Micropaleontology* **26**, 3–15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- KAIHO, K. 1991: Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **83**, 65–85. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90076-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90076-4)
- KAIHO, K. 1994: Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. — *Geology* **22**, 719–722. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0719:bfdioa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0719:bfdioa>2.3.co;2)
- KAIHO, K. 1999: Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). — *Marine Micropaleontology* **37**, 67–76. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00008-0)
- KERCSEMÉR, ZS., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006: Tectonic control and basin evolution of the Northern Transdanubian Eocene Basins (Vértes Hills, Central Hungary). — *Geolines* **20**, 64–66.
- KERCSEMÉR ZS. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2015: Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000). (Surface geology of Hungary. Explanatory notes to the Geological map of Hungary (1: 500 000). — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet*, Budapest, 1–62.
- KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI, E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. (Environmental changes in the Eocene sea of the Bakony Mts., Hungary as reflected by isotopic ratios of benthic and planktonic Foraminifera). — *Földtani Közlemény* **127**, 111–126.
- KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M. & LANTOS M. 2003: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata. (Integrated stratigraphic examination of the Eocene boreholes in Transdanubia). — *Földtani Közlemény* **133**, 69–90.
- LESS, Gy. 1987: Palaeontology and Stratigraphy of the European Orthophragminae. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **51**, 1–373.
- LUTZE, G. F. 1980: Depth distribution of benthic foraminifera from the continental margin of NW Africa. — *Meteor Forschungsarbeit* **32**, 31–80.
- MALMGREN, A. & HAQ, B. U. 1982: Assessment of quantitative techniques in Paleobiogeography. — *Marine Micropaleontology* **31/3**, 221–448. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(82\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(82)90003-2)
- MURRAY, J. W. 1991: *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. — Longman, London, 397 p.
- MURRAY, J. W. 2006: *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. — Cambridge University Press, 423 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- NAGYMAROSY, A. 1990a: From Tethys to Paratethys, a way of survival. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25**, 373–385.
- NAGYMAROSY, A. 1990b: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some Intra-Carpathian Paleogene basins. — *Geologica Carpathica* **41**, 259–274.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, sectio Geologica* **28**, 3–25.
- OBERHÄNSLI, H., MÜLLER-MERZ, E. & OBERHÄNSLI, R. 1991: Eocene paleoceanographic evolution at 20–30° S in the Atlantic Ocean. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **83**, 173–215. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90079-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90079-7)
- OZSVÁRT, P. 1999: Middle Eocene foraminifer, mollusc and ostracod fauna from the Csordakút Basin (Gerecse Mountains, Hungary): palaeoenvironments recorded in a transgressive sequence. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, sectio Geologica* **32**, 73–135.
- OZSVÁRT P. 2003: *A magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák ökológiai vizsgálata alapján. (Paleoceanographic history of the Hungarian Paleogene Basin by paleoecological analysis of benthic foraminifera)*. — PhD értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, (PhD thesis, ELTE, Department of Palaeontology), Budapest, 182 p.
- OZSVÁRT, P. 2007: Middle and Late Eocene Benthic foraminiferal fauna of the Hungarian Paleogene Basin: systematics and paleoecology. — *Geologica Pannonica, Special Publication* **2**, 1–127.
- OZSVÁRT, P., KOCSIS, L., NYERGES, A., GYÓRI, O. & PÁLFY, J. 2016: The Eocene-Oligocene climate transition in the Central Paratethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **459**, 471–487. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.034>
- PODANI J. 1997: *Bevezetés a sokváltozós biológiai adatfeltárás rejtelmeibe. (Introduction to the analysis of multivariate biological data)*. — Scientia, Budapest, 412 p.
- ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds) 1998: The Pannonian Basin — a Study in Basin Evolution. — *AAPG Memoire* **45**, 394 p. <https://doi.org/10.1306/0c9b249d-1710-11d7-8645000102c1865d>
- SCHERBACHER, M., SCHMIEDL, G., & HEMLEBEN, CH. 2001: Early Oligocene benthic Foraminifera from the Lower Inn Valley area: implications for the paleoenvironmental evolution of the Inneralpine Molasse. — In: PILLER, E. & RASSER, M., W. (eds): Paleogene of the Eastern Alps. — *Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm.* **14**, 611–640.
- SCHMIEDL, G., SCHERBACHER, M., BRUCH, A. A., JELEN, B., NEBELSICK, J., HEMLEBEN, CH., MOSBRUGGER, V. & RIFEL, H. 2002: Paleoenvironmental evolution of the Paratethys in the Slovenian Basin during the Late Paleogene. — *International Journal of Earth Sciences* **91**, 123–132. <https://doi.org/10.1007/s005310000118>
- SEN GUPTA, B. K. & MACHIAN-CASTILLO, M. L. 1993: Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. — *Marine Micropaleontology* **20**, 183–201. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90032-s](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90032-s)
- SGARRELLA, F. & MONTCHARMONT ZEI, M. 1993: Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): Systematic and autecology. — *Bolletino Soc. Paleontologia Italiana* **32**, 145–246.
- SZTANÓ O. & FODOR L. 1997: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: A felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. (Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary). — *Földtani Közlemény* **127**, 267–290.

- TARI G. 1994: *Alpine tectonics of the Pannonian Basin*. — PhD értekezés, Rice University, Houston, 501 p.
- TELEGDI–ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-Középhegység északnyugati peremén. (Tracing of infraoligocene denudation in NW part of Transdanubian Central Range). — *Földtani Közlemények* **57**, 117–128.
- VARGA P. 1985: Mészturbidites betelepülések a Budai Márgában és a Tardi Agyagban. (Turbiditic limestone intercalations of the Buda Marl and Tard Clay). — *Őslénytani Viták* **31**, 93–99.
- VETŐ, I., OZSVÁRT, P., FUTÓ, I. & HETÉNYI, M., 2007: Extension of carbon flux estimation to oxic sediments based on sulphur geochemistry and analysis of benthic foraminiferal assemblages: a case history from the Eocene of Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **248**, 119–144. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.001>
- VOGL, M. 1910: A pizskei bryozoás márga faunája. (Fossils of Bryozoan Marl from Piszke). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **18**, 175–204.
- VÖRÖS A. 1989: Middle Eocene transgression and basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary: sedimentological contributions. — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **14**, 63–72.
- WADE, B. S. & KROON, D: 2002: Middle Eocene regional climate instability: Evidence from the western North Atlantic. — *Geology* **30**, 1011–1014. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1011:mercie>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1011:mercie>2.0.co;2)
- Kézirat beérkezett: 2018. 04.26.

## Középső-miocén sziláscet (Cetacea: Mysticeti) humerusok a Pécs, danitzpusztai homokbányából

CSERPÁK Ferenc

H-1048 Budapest, Sárpatok u. 7. IV/12., cserpakfeca@gmail.com

### *Middle Miocene whale (Cetacea: Mysticeti) humeri from the Danitzpuszta sand pit, near Pécs*

#### Abstract

As a result of specimen-gathering in a single locality over the past twenty years, a large number of whale humeri have been collected. These humeri were found in a sand pit at Danitzpuszta (near the city of Pécs), in Pannonian sand beds. They appear to have their origins in the Middle Miocene (Sarmatian, Badenian?).

Altogether 19 fossil humeri from the locality have been studied. All of them, except 2 bones, are at present kept in museum collections. They can be classified into three taxa: cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD 1840); “*Cetotherium*” aff. *maicopicum* (SPASSKI 1951), and Cetotheriidae indet.

Fossil humeri have also been found at Pécs-Vasas, Samobor (Croatia), and the Vienna Basin (three specimens). These specimens belong to the same taxon as the humeri of those collected in Danitzpuszta and have been classified into cf. *C. priscum*.

Humeri classified into the whale species cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD 1840) are the most frequent amongst the finds at Danitzpuszta (as they are in the Carpathian region); these remains have greatly expanded our knowledge of the size and morphological variations of the species.

Although the fossil humeri of “*Cetotherium*” aff. *maicopicum* (SPASSKI 1951) are smaller in size than those of the “*Cetotherium*” *maicopicum* (SPASSKI 1951) described from the Eastern Paratethys, they show morphological similarities with the latter; therefore, they are likely to be the representatives of a new species belonging to this genus.

Considering morphological and metric characteristics, the author could not find similarities between the small-sized humerus classified as Cetotheriidae indet. and that of other, known taxa; therefore, it is likely to represent a new taxon.

*Keywords: Mysticeti, humerus, Pécs, Danitzpuszta, Pannonian Basin, Miocene*

#### Összefoglalás

Az utóbbi húsz év gyűjtéseinek köszönhetően nagy mennyiségű sziláscet felkarcsont került elő egyetlen lelőhelyről, a Pécs melletti danitzpusztai homokbányából. A vizsgált humerusok a középső-miocénből (szarmata, badeni?) áthalmozottan, a pannóniai homokban találhatók.

A területről összesen 19 db — kettő kivételével — közgyűjteményben elhelyezett humerust tanulmányoztam, melyek három taxonba sorolhatóak: cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD 1840); „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* (SPASSKI 1951); és Cetotheriidae indet.

A danitzpusztai cf. *C. priscum*-ba sorolt felkarcsontokkal azonos taxont képviselnek a Pécs-Vasasról, a horvátországi Samoborról származó leletek, valamint a Bécsi-medence anyagából előkerült három példány.

A „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* (SPASSKI 1951) egyedei méreteikben ugyan kisebbek, de morfológiai jellegeikben a Keleti-Paratethysből leírt „*Cetotherium*” *maicopicum* (SPASSKI 1951) felkarjával mutatnak nagyfokú egyezést, így azok feltehetően a genushoz tartozó új faj tagjai lehetnek.

A Cetotheriidae indet.-be sorolt kisméretű humerusnak nem sikerült megtalálni morfológiai és metrikus karaktereiben a párhuzamait, így nagy valószínűséggel egy új taxont képvisel.

*Tárgyszavak: Mysticeti, humerus, Pécs, Danitzpuszta, Pannon-medence, miocén*

## Bevezetés, előzmények

A Pécs, danitzpusztai homokbánya rendkívül gazdag gerinces ősmaradványokban. A területen megtalálhatóak a homok lerakódásával közel egykorú szárazföldi és édesvízi, valamint az áthalmozott idősebb, badeni–szarmata tengeri faunák (KAZÁR et al. 2007). A tengeri emlősöket a tengeri tehének (borda, csigolya), a főkák (csigolya, végtagsontok, medence), és nem utolsó sorban a cetek (karcsonatok: felkarcsonat, orsócsont, singsont; csigolya; és a ritkább craniális anyag: perioticum, tympanicum, fogak, koponya és állkapocs elemek) maradványai képviselik (KAZÁR et al. 2007).

A lelőhelyen az áthalmozódás miatt csak izolált csontelemek fordulnak elő, melyek erősen koptatottak, erodáltak, így teljes vagy részleges csontváz előkerülése nem várható. A csontokon sokszor sérülések, törések keletkeztek a bányászat során.

Danitzpusztán minden kétséget kizáróan a szarmata tenger fogascetjeit lehet kimutatni, a badeniből Odontoceti leletet csak valószínűsíteni lehet (KAZÁR 2003, 2005, 2006b, 2010). A tengeri tehének (Sirenia), a porcoshalak (cápa, rája), valamint a korallmaradványok valószínűleg idősebbek, badeni korúak lehetnek (KAZÁR 2003). Mivel lehetséges a badeni tengeri fauna jelenléte a leletegyüttesben, így két sziláscet humerus taxon esetében („*Cetotherium*” aff. *maicopicum*, és a cf. *Cetotheriidae* indet.) a badeniből való áthalmozódás sem zárható ki.

A mecseki lelőhelyek első irodalmi említése KRETZOI Miklóstól (1955) származik: „A pécsi pannóniai homokból átmosva két delfin faj (*Acrodelphis*) és egy valódi bálna (*Balaenida*) végtagsont-maradványait találták.” A mecseki lelőhelyek gyarapodó anyagának feldolgozása az 1990-es évek végéig nem kezdődött el. Irodalmi áttekintésük KORDOS 1978, 1992; KORDOS & SOLT 1984 tanulmányaiban olvasható. Kutatásaikkal mód nyílt az egyes miocén üledékciklusok faunakülönbségeinek felvázolására. A kutatások új fejezete indult meg, amikor előkerült Kovácsszénájáról egy új delfinfaj csontváza, és a danitzpusztai homokbányából ismertté vált — a magánygyűjtők segítő közreműködése által — több ezer begyűjtött csontlelet. Feldolgozásukat KAZÁR Emese végezte, aki a doktori disszertációja témájához választotta a Pannon-medence, ezen belül a mecseki fogascetek (*Odontoceti*) addig ismert anyagát (KAZÁR 2003). A sziláscetek közül *Cetotheriidae* maradványokat valószínűsített a danitzpusztai lelőhelyről (KAZÁR 2003, KAZÁR et al. 2007). Később több tanulmánya is megjelent a Pannon-medence, és a Keleti-Paratethys fogascetjeiről, melyek rendszertani és ősszállatföldrajzi szempontból szintén köthetőek a mecseki lelőhelyekhez (KAZÁR & VENCZEL 2003; KAZÁR et al. 2004; KAZÁR & GRIGORESCU 2005; KAZÁR 2005, 2006a, b, 2010).

Danitzpusztán a Mysticeti leletek az összes Cetacea leletanyag kb. a 7%-át teszik ki, melynek nagy része csigolya. Az előkerült nagy mennyiségű csigolyamaradvány (egy-két méretebb darab kivételével) is jól mutatja, hogy a lelőhelyen egykor igen apró méretű bálnák éltek. Több juvenilis humerus diaphysis, és proximalis epiphysis is ismert az MBFSZ (Magyar Bányászati és Földtani

Szolgalat) gyűjteményében, valamint a szerző magánygyűjteményében egyaránt, köztük nagyon fiatal (*Foetus*, *Neonatus*) egyedek (pl. MÁFI V.23335, jobb humerus diaphysis; Dp404 — a szerző magánygyűjteményének egyedi azonosítója — bal humerus diaphysis). A besorolásuk a három elkülönített taxonba nem lehetséges, a morfológiai jegyek hiányossága miatt. Ontogenetikusan fiatal fázisát mutatják a felkarcsonatoknak.

A Pannon-medence és a Keleti-Paratethys tengeri összeköttetését a szarmatában több lelet is bizonyítja, pl. egy fogascet, a *Pachyacanthus suessii* BRANDT, 1871, amely a Középső-Paratethys területéről valamint a Kaukázusból is előkerült (DOMBROVSKIJ 1927; HÁMOR 2001; KAZÁR 2003, 2010).

A Középső-, és a Keleti-Paratethys sziláscetleletei mellett tanulmányozásra kerültek további lelőhelyek maradványai is. A Földközi-tenger régiójából nem ismert humerussal is rendelkező középső-miocén sziláscet-előfordulás. Belgium környékéről (VAN BENEDEN 1882, 1885, 1886), és Észak-Amerika területéről (KELLOGG 1929, 1931, 1965, 1966, 1968, 1969; PACKARD & KELLOGG 1934; DOOLEY et al. 2004), írtak le több humerussal is rendelkező, de nagyobb méretű Mysticetiket. Dél-Amerikából, Peru környéki lelőhelyekről PILLERI (1989), BOUETEL & MUIZON (2006) közöl szintén nagyobb méretű, pliocén előfordulású leleteket. Ezek a felkarok jóval nagyobbak, robusztusabbak a danitzpusztai példányoknál, és amellet anatómiailag is igen eltérőek, így e csontokkal történő összevetéstől itt eltekintek.

Jelen tanulmány a danitzpusztai sziláscet felkarcsonatok taxonómiai vizsgálatával foglalkozik, azokról részletes anatómiai leírást közöl, metrikus adatokkal, fotótáblákkal. A tanulmány célja felhívni a figyelmet a humerusok diagnosztikai jelentőségére, hogy a mecseki gazdag előfordulásuk értékes adalékként szolgálhasson más területekről előkerülő Mysticeti leletek vizsgálatához.

## A lelőhely földtani ismertetése

A Pécs, danitzpusztai homokbánya — egykori nevén Lauer-homokbánya (Pécsváradi út 1. sz. homokbánya; Pécs, Laktanya melletti homokbánya) — a város keleti peremén, a laktanya szomszédságában (a 6-os műút északi oldalán) helyezkedik el (földrajzi koordinátái: 46°06'03.37"É, 18°17'05.39"K).

A danitzpusztai homokbánya közel 100 éve tanulmányozott, klasszikus feltárása a pannóniai korszakban zajlott szerkezeti mozgásoknak (KAZÁR et al. 2007, KONRÁD et al. 2010). A bánya feltárásának képe a művelés miatt folyamatosan változik.

A bányában vizsgálható képződmények a Pannon-medence nagy részét elborító, csökkent sós vizű Pannon-tóban rakódtak le, melyből a Mecsek szigetként emelkedett ki (KONRÁD et al. 2010, MAGYAR 2010).

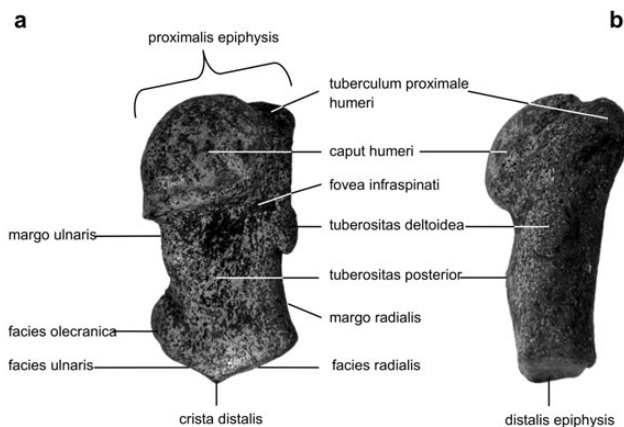
A congeriás, lymnocardiumos, fehér márgára a badeni és szarmata korszakból áthalmozódott gerinces állatok maradványaival, sárga, limonitos homok települ (HÁMOR

1981, KAZÁR et al. 2007, KONRÁD & SEBE 2010, KONRÁD et al. 2010, MAGYAR 2010). A bányászott homok és kavics anyaga a környező területek idős kőzeteinek lepusztulásából, valamint a fiatalabb miocén korú üledékekből tevődik össze, mely utóbbiak a bennük található ősmaradványokkal együtt halmozódtak át (KAZÁR 2003, KAZÁR et al. 2007, KONRÁD et al. 2010). A mollusca-biosztratigráfia alapján az őszlet kora 11–10 millió év (SEBE et al. 2015).

### Anyag és módszer

A latin terminusok használata (*1. ábra*), valamint a metrikus (*2. ábra*) és morfológiai karakterek kijelölése az alábbi szerzők művei felhasználásával készült: BAUML 1933, PIA 1937, BENKE 1993, KAZÁR 2003, KAZÁR & BOHASKA 2008.

Az összehasonlítható példányok vizsgálatai — a *Mesocetus hungaricus*, és a Pécs-Vasasról előkerült felkarcsont kivételével — melyek a hazai közgyűjteményekben tanul-



**1. ábra.** A humerus anatómiai megnevezései. Mysticeti jobb humerus, (a) lateralis és (b) anterior nézetben

**Figure 1.** Anatomical terms for the humerus. (a) lateral and (b) anterior views of the right humerus of a whale belonging to the Mysticeti

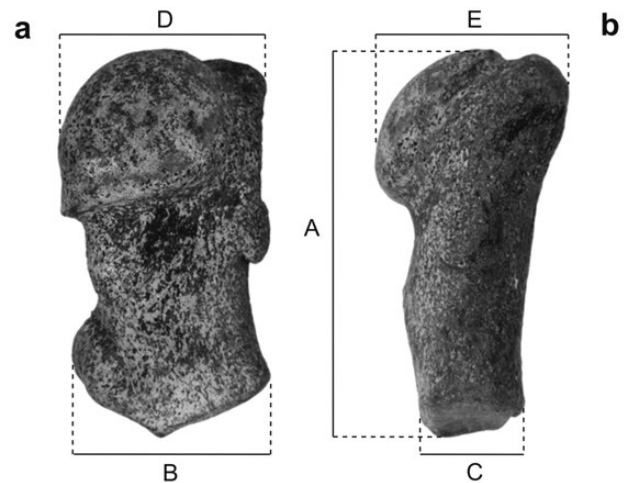
mányozhatóak voltak — a korabeli leírások, ábrázolások felhasználásával történtek. További segítséget jelentett HAMPE (1996) munkája, aki szintén vizsgálatokat végzett Mysticeti humerusokon, ismertette az addig előkerült fontosabb példányokat.

A vizsgálatokat nehezítette, hogy több szerző is tévesen, anatómiailag felcserélve — lateralis (oldalnézet) helyett, medialis nézetből — ábrázolta és írta le humerusletét.

Az MBFSZ-ben elhelyezett felkarcsontok egy, még ezidáig tisztázatlan része, visszakerül a magánygyűjtőkhöz, így azoknak csak a gipszmásolatát lehet közgyűjteményben tanulmányozni. A mérések minden esetben az eredeti példányokon készültek.

A cf. *Cetotherium priscum* taxonhoz sorolt felkarcsontok jelentős része két leltári számmal (régi és az új) rendelkezik, így a tanulmányban mindkettő feltüntetésre került.

A vizsgált anyag, (19 db) két darab kivételével, az MBFSZ Gyűjteményi Osztály gerinces gyűjteményében



**2. ábra.** A humerus mérőpontjai. Mysticeti jobb humerus (a) lateralis és (b) anterior nézetben. A: teljes hossz: a crista distalis és a caput humeri proximalis része közötti kiterjedés; B: a diaphysis distalis részének antero-posterior kiterjedése; C: a diaphysis distalis részének medio-lateralis kiterjedése a crista distalisnál; D: proximalis epiphysis antero-posterior kiterjedése; E: proximalis epiphysis medio-lateralis kiterjedése

**Figure 2.** Measuring points of the humerus. (a) lateral and (b) anterior views of the right humerus of a whale belonging to the Mysticeti. A: total length: distance between the proximal part of the caput humeri and the crista distalis; B: anteroposterior extension of the distal part of the diaphysis; C: mediolateral extension of the distal part of the diaphysis at the crista distalis; D: anteroposterior extension of the proximal epiphysis; E: mediolateral extension of the proximal epiphysis

van elhelyezve részben eredeti, részben gipszmásolat formájában.

### A danitzpusztai példányok leírása

Cetacea BRISSON, 1762

Mysticeti COPE, 1891

Cetotheriidae BRANDT, 1872

Cetotherium BRANDT, 1843

cf. *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840  
(1–2. ábra; I. táblázat; I–V. tábla, és VII. tábla: 2.)

Pécs, Danitzpusztán a legnagyobb egyedszámban megjelenő taxon. Az alábbi példányok sorolhatóak ebbe a típusba: I–V. tábla, és VII. tábla: 2, valamint az I. táblázat: 1–16. A vizsgált anyagban csak két fiatal bálna humerusa található (I. táblázat: 3 és 16), az összes többi példány kifejlett egyedhez tartozik.

A humerus tömzsi, a három típus közül a legnagyobb. A legkeskenyebb pontja lateralis nézetből a tuberositas deltoidea ventralis kiterjedése alatt mérhető, ami egyes esetekben a teljes humerus, (pl. I. táblázat: 8) vagy ettől eltérően a diaphysis középmagasságában (pl. I. táblázat: 7) található. A diaphysis a legkeskenyebb ponttól proximalisan és distalisán is kiszélesedik. A caput humeri dorsalisán nézve félgömb alakú, proximo-distalis kiterjedése a megfelelő megtartású példányokon átlag 1/3 része a teljes hosszának. A

I. táblázat. A danitzpusztai Mysticeti humerusok metrikus adatai (mm-ben,  $\pm 0,5$  mm)Table I. Metric data of Mysticeti humeri derived from Danitzpuszta (in mm,  $\pm 0,5$  mm)

Num.		A	B	C	D	E
cf. <i>Cetotherium priscum</i> EICHWALD, 1840						
1	MÁFI V.23218 distalis fragmentum, dext.	78,4	50,1+	24,5	–	–
2	MÁFI V.23219, I. tábla: 2, dext.	114,5	47,0+	20,9	58,7+	48,4+
3	MÁFI V.24197 diaphysis, II. tábla: 2a–b, dext.	86,6	51,0	26,6	49,7+	41,6+
4	MÁFI V.09.274.1, (MÁFI V.28723), II. tábla: 1a–d, dext.	110,6	49,4	22,1	53,5+	49,0+
5	MÁFI V.09.313.1, (MÁFI V.28762), proximalis fragmentum, VII. tábla: 2, dext.	95,1	–	–	50,2+	40,4+
6	MÁFI V.09.315.1, (MÁFI V.28764), V. tábla: 1a–c, dext.	132,5	65,6	28,0	62,0+	61,5+
7	MÁFI V.09.316.1, (MÁFI V.28765), IV. tábla: 2a–b, dext.	133,6	61,3	30,2	–	–
8	MÁFI V.09.317.1, (MÁFI V.28766), III. tábla: 2a–c, sin.	130,5	62,4	27,0	65,0+	59,5+
9	MÁFI V.09.318.1, (MÁFI V.28767), distalis fragmentum, sin.	105,0	65,0	30,0	–	–
10	MÁFI V.09.319.1, (MÁFI V.28768), I. tábla: 1a–f, dext.	117,2	54,3	24,3	62,8	54,5
11	MÁFI V.09.320.1, (MÁFI V.28769), distalis fragmentum, dext.	94,5	58,6	29,9	–	–
12	MÁFI V.09.321.1, (MÁFI V.28770), distalis fragmentum, IV. tábla: 3, dext.	109,0	62,7	30,0	–	–
13	MÁFI V.09.322.1, (MÁFI V.28771), III. tábla: 1a–c, sin.	146,2	67,5+	33,7	–	68,0+
14	MÁFI V.09.323.1, (MÁFI V.28772), V. tábla: 2, dext.	120,7	49,0	23,4	60,3+	46,7
15	Dp.379, IV. tábla: 1a–c, sin.	140,2	61,5	32,0	73,0+	64,0+
16	Dp.2640 diaphysis, V. tábla: 3a–e, sin.	70,7	40,0	20,2	43,7	35,5
„ <i>Cetotherium</i> ” aff. <i>maicopicum</i>						
17	MÁFI V.23216, VI. tábla: 2, dext.	85,7	–	16+	–	–
18	MÁFI V.23217, VI. tábla: 1a–f, sin.	85,5	37,4	18,1	–	39,0+
Cetotheriidae indet.						
19	MÁFI V.24188, VII. tábla: 1a–f, dext.	94,4	48,9	23,8	52,7	47,4

Jelen állapotban mérhető kiterjedés enyhén sérült példánynál (a szám után: „+”). Jelentős sérülés esetén nincs adat. A humerus mérőpontjai a 2. ábra alapján lettek kijelölve. A két diaphysisnél a mérőpontok a diaphysis proximo-distalis (A) kiterjedése, és a proximalis és distalis izesülési felületek, antero-posterior (B, D), medio-lateralis (C, E) kiterjedésére vonatkoznak. A fragmentumok esetében az „A” érték a proximo-distalisan mérhető legnagyobb kiterjedés.

The present state of measurable extension on a slightly injured specimen (“+” after numbers). In case of significant damages no data are available. Measuring points of the humeri see in Figure 2. Considering the two diaphyses, the measuring points refer to the proximo-distal (A) extension of the diaphysis, and antero-posterior (B, D), medio-lateral (C, E) extension of the proximal and distal articulation surface. In case of the fragments, value “A” is the largest proximo-distal range on humeri

humerus proximalisan legmagasabb pontja a tuberculum proximale humeri (I. táblázat: 2, 6, 8, 13), vagy a caput humeri (I. táblázat: 10 és 15). A többi darabon a tuberculum proximale humeri kiterjedése az erodáltság és a recens sérülések miatt nem tanulmányozható. Valamint minden esetben, amikor a tuberculum proximale humeri a humerus legmagasabb pontja, annak pontos proximalis kiterjedése a példányok sérüléséből adódóan nem állapítható meg (I. táblázat: 2, 6, 8, 13). A tuberositas deltoidea a koptatott példányok kivételével erőteljes kiemelkedés a margo anterioron (margo radialison), elkülönül a tuberculum proximale humeritól, dorso-ventralisan kiterjedt, általában centrális (pl. I. táblázat: 10), néhány kivétellel a középmagasságtól proximalis (pl. I. táblázat: 8) helyzetű. A fovea infraspinati nagy felületű, határozott bemélyedés a humerus középvonalától anterior helyzetben, a caput humeri alatt. A tuberositas posterior a diaphysis középmagasságában található sekély, ovális benyomat formájában — kifejezettsége a koptatottság mértékéből adódóan lehet eltérő. A distalis epiphysisen a facies radialis kiterjedése meghaladja a facies ulnaris kiterjedését, így a crista distalis a humerus hossz-tengelyétől posterior irányban található. A facies olecranica az ulna fejlett processus olecranicájának megfelelően mindig jellemző, és néhány esetben a humerus és az ulna összecsontosodásának jelei is megfigyelhetők (pl. I. táblázat:

7). Az anyag méret szerint két részre osztható (átfedés nélkül) a morfológiai tulajdonságok lényeges eltérése nélkül, aminek oka lehet az ivari dimorfizmus, esetleg a nagy intraspecifikus variáció is. Az anatómiai jegyek kisebb mértékű eltérését néhány esetben paleopathológiai elváltozások okozzák. A felkarcsontok méretei alapján a taxonhoz tartozó bálnák testhossza kb. 2,5–3,5 m között lehetett.

Összehasonlítás a Középső- és a Keleti-Paratethys területéről előkerült leletekkel: A *Cetotherium* genust BRANDT (1843) vezette be a *Cetotherium rathkii* leírásakor, amely nembe a *Ziphius priscus* is bevonta, amit EICHWALD eredetileg csőröscetnek tartott. A *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840 (BRANDT 1843, 1872a, b, 1873; NORDMANN 1860), — vagy korábbi elnevezéssel *Ziphius priscus* (EICHWALD 1840, 1853) — fajt EICHWALD mandibula töredék, borda, és csigolyák alapján írta le a Krím-félsziget szarmata rétegeiből, mely csontelemek faji szintű leírásának megalapozottsága vitatható, de megfelelt az akkori gyakorlatnak. Később humerust is soroltak a taxonhoz, egyet EICHWALD (1853), és ehhez még kettőt BRANDT (1873). A nagyfokú méretbeli és anatómiai hasonlóság miatt, — még, ha e faj helye taxonómiaiilag nem tisztázott is — valószínűleg ehhez tartozik a danitzpusztai anyagból 16 példány.

### A Középső-Paratethys szarmata korú leleteinek összehasonlítása és revíziója

Danitzpusztán kívül, a mai Magyarország területéről csak a közeli Pécs-Vasasról ismert egy sziláscet (Mysticeti indet.) humerus (MÁFI V.18393/4, jobb humerus). A taxon az anatómiai és méretbeli jegyeik alapján a cf. *C. priscum* fajhoz tartozik. A Pécs-Vasason az 1990-es évek első felében gyűjtött leletegyüttes pontos előkerülési helye nem ismert, de valószínűleg a 6-os műút déli oldalán, a vasasi út-elágazásnál fekvő egykori bányából (valószínűleg szarmata rétegekből áthalmozódva) származik (KAZÁR 2003).

Egy, még korábban juvenilis fogascetnek tartott leletet BRANDT (1873) közölt Bécs-Hernals szarmata rétegéből (NHMW: Naturhistorisches Museum Wien 1853, II. 8–13. leltári számon) *Delphinus* (?) *brachyspondylus* néven, amit egy évvel később *Macrochirifer vindobonensis*-re változtatott (BRANDT 1874). Ezt a humerust BÄUML (1933) is közölte dolgozatában, de már sziláscet maradványának tartotta. Később PIA & SICKENBERG (1934) egy másik leletegyüttest említett „*Cetotherium*” sp. néven Bécs-Heiligenstadt szarmata rétegéből „NHMW 1895, 66” leltári számon, amit PIA (1937) a BRANDT (1873) által leírt lelettel együtt a Mysticetibe sorolt, és nevét *Mesocetus* (?) *brachyspondylus*-ra változtatta. A PIA (1937) által ábrázolt felkarcsont nem teljes, a caput humeriból és a tuberculum proximale humeriból is hiányzik egy darab. De mindezek ellenére világosan látható a morfológiai, és a kisebb példányokkal való méretbeli egyezése, a danitzpusztai cf. *C. priscum* taxonba sorolt példányokkal. BRANDT (1873) által leírt és ábrázolt juvenilis humerus méretben és morfológiában is megegyezik a MÁFI V.24197 leltári számú jobb humerus diaphysis (II. tábla: 2a–b) példányával. A PIA (1937) által leírt és ábrázolt jobb humerus anatómiailag szintén a fajhoz sorolható (pl. I. táblázat: 4, II. tábla: 1a–d).

Ismert egy szintén a Bécsi-medencéből származó szarmata korú példány (KAZÁR Emese szóbeli közlése), pontos lelőhely megjelölése nélkül (NHMW 1874 V.29. leltári számon), amit viszont PIA & SICKENBERG (1934) nem említett katalógusában. Ez a bal humerus morfológiai jellegeiben és méretében is teljesen megegyezik a danitzpusztai taxonnal (pl. I. táblázat: 8, III. tábla: 2a–c).

A mai Horvátország területéről, GORJANOVIĆ-KRAMBERGER (1884) közölt két humerusleletet. Az egyik a *Mesocetus agrami* VAN BENEDEN, 1882 felkarcsontja Podsusedről, a másik a *Cetotherium* cf. *priscum* Samoborról (HPM: Hrvatski Prirodoslovni Muzej 1.184/25. lelt. számon), mindkettő szarmata rétegből. A *Mesocetus agrami*-ba sorolt humerus méretében és morfológiai bélyegeiben is eltér — nagyobb, robusztusabb — a danitzpusztai példányoktól, viszont a szamobori *C. cf. priscum*-ként leírt felkarcsont a danitzpusztaiakkal teljesen megegyezik.

A szlovéniai Benediktről a közelmúlban publikálták a *Balaenoptera acutorostrata cuvieri* (BALSAMO-CRIVELLI, 1842) alfajba sorolt szarmata korú, juvenilis csontvázat (PAVŠIĆ & MIKUŽ 1996). Az ábrák alapján a humerus preparátlan, a proximális epiphysis a rétegyomás következtében elmozdultán őrződött meg, így az anatómiai karak-

terek nehezen tanulmányozhatóak. A leírás szerint méret alapján beilleszthető a danitzpusztai cf. *C. priscum* kisebb példányaihoz, így nem zárható ki, hogy ugyanabba a taxonba sorolhatóak. Ismereteinket nagyban bővítené a szlovéniai csontváz, ha bebizonyosodna az egyezése a danitzpusztai taxonnal, mert a karcsontok mellett megőrződött a koponyája is. Sajnos a publikációban közölt táblák nem alkalmasak a felkarcsont részletesebb tanulmányozására. A bálnacsontváz felkarjának a megtartási állapota miatt, pontos taxonómiai összehasonlításokat csak a vázrész személyes vizsgálata után lehet tenni.

Egy szintén *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840 fajhoz sorolt humerus Bulgáriából (Dobrogea) Balčić szarmata lelőhelyéről származik (SIMIONESCU 1931). Az ábrázolásból kitűnik, hogy a caput, és a tuberculum proximale humeri nagy része hiányzik. A vizsgálható méretbeli adatok alapján, a danitzpusztai nagyobb példányokkal mutat egyezést. A morfológiai bélyegek a sematikus ábrázolás miatt, nem vethetőek össze a danitzpusztai taxonnal. Így a SIMIONESCU (1931) által a *Cetotherium priscum* fajhoz sorolt felkarcsontról nem állapítható meg, hogy az egy taxonba tartozik-e a danitzpusztaival.

### A Középső-Paratethys badeni korú leletei

A Bécsi-medence (Borbolya) középső-badeni rétegéből egy juvenilis bálna, a *Mesocetus hungaricus* teljes csontvázat KADIČ (1907) írta le. Mindkét felkarcsontja ismert, amit a csontváz egyéb részei mellett tanulmányozni lehetett. A csontváz a Magyar Természettudományi Múzeum gyűjteményében található MTM V.79.118 leltári szám alatt. KADIČ leírásában felcserélve, oldalhibásan ábrázolta és írta le a két karcsontot, így a bal oldali van jobb megtartásban. A humerusokat több darabból illesztették össze, a hiányzó részeket gipsszel pótolták. A danitzpusztai példányok sokkal kisebb fajt képviselnek, mint a *Mesocetus hungaricus*, azoktól egyértelműen elkülöníthető morfológiailag, és a nagy méretkülönbség miatt.

BRANDT (1873) a szentmargitbányai lajtamészköbányából publikált egy (NHMW:1866, I, 24. leltári számon) *C. priscum* bal humerust, amit PIA & SICKENBERG (1934) fosszilis emlőskatalógusában ismét közöltek „*Cetotherium priscum*” BRANDT néven. PIA (1937) írta le és ábrázolta ugyanezt a badeni leletet Balaenida (?) „*Cetotherium priscum*” elnevezéssel. Az ábra alapján a humerus distalis részéből, és a tuberculum proximale humeriból is hiányzik egy kis darab. A lateralis nézetből ábrázolt humerus néhány karakterében hasonlít a cf. *C. priscum*-ba sorolt egyedekhez, de különbséggé kiemelhető a caput humeri nagyobb mérete, és a tuberositas deltoidea fejlettebb kiterjedése. A példány valószínűleg azonos genushoz tartozik a danitzpusztaival, de más fajt képvisel.

A „*Cetotherium* aff. *rathkei* VAN BENEDEN, 1868–1880” néven leírt szintén juvenilis részleges csontváz Boszniából (Stribčji) származik, badeni korú rétegből (STEFANOVIĆ 2010). A publikációban oldalhibásan, anatómiailag tévesen, megcserélve leírt és ábrázolt két humerus (RGFC 6–7. leltári számon) diaphysis, méretben és morfológiailag hasonlóságot mutatnak a kisebbik danitzpusztai juvenilis példánnyal

(Dp.2640, V. tábla: 3a–e). Mivel mindkét felkarcsont fiatal, nem teljesen kifejlett egyedtől származik, a morfológiai tulajdonságaik kevésbé jellegzetesek, így a példányokat azonos taxonba besorolni nem lehet.

A *Pinocetus polonicus* CZYŻEWSKA & RYZIEWICZ (1976) lengyelországi (Pińczów) badeni felkarcsont is a nagy méretbeli különbségek, illetve eltérő morfológiája miatt mutat határozott különbségeket.

### Revízió és megjegyzések

A Középső-Paratethys területéről több sziláscet csontváza vagy izolált csonteleme is előkerült, amelyek között a taxon meghatározásához alkalmas humerus is megtalálható. Ezek a középső-miocén badeni vagy szarmata — esetenként e kettő korból áthalmozottan fiatalabb — rétegekből kerültek elő.

A cf. *Cetotherium priscum* taxonba sorolt felkarcsontok más Pannon-medencei, egyértelműen e fajhoz tartozó leleteik alapján szarmata korúak (BRANDT 1873, GORJANOVIĆ-KRAMBERGER 1884, PIA & SICKENBERG 1934, PIA 1937).

A danitzpusztai cf. *Cetotherium priscum*mal azonos taxonba tartoznak a Pécs-Vasas, a Bécs-Hernals, a Bécs-Heiligenstadt, a pontos lelőhely nélküli bécsi-medencei, valamint a horvátországi Samoborról származó felkarcsontok.

### A Keleti-Paratethys szarmata korú leletei

A *Cetotherium klinderi* BRANDT, 1871 jobb oldali juvenilis humerusát a moldáviai Chisinauból, középső-szarmata rétegből, BRANDT (1873) medialis irányból ábrázolta, így a tuberositas posterior és a fovea infraspinati nem vizsgálható. Ez alapján a diaphysis és a proximalis epiphysis maradt meg, a distalis epiphysis hiányzik. A proximalis epiphysist a rajzoló nem illesztette a pontos helyére, így azt a benyomást kelti, hogy nem tartoznak össze. A mérete néhány danitzpusztai cf. *C. priscum*ba sorolt példányhoz hasonló, de eltérésként kiemelhető, hogy a legkeskenyebb pontja medialisán az alsó harmadában közvetlenül a facies olecranica felett mérhető. További különbség, hogy proximalisan és distalisán is erőteljesen „szoknyaszerűen” kiszélesedik. Az anatómiai bélyegek alapján, egyértelműen elkülöníthető a danitzpusztai taxontól.

A *Cetotherium rathkii* BRANDT, 1843 jobb oldali humerus proximalis fragmentuma — az ukrainai Kerics késő-szarmata rétegeiből — (BRANDT 1873), különbözik abban, hogy a tuberculum proximale humeri anterior kiterjedtsége jóval kisebb, alakja erősen csúcsosodó. Mérete alapján a nagyobb egyedekhez hasonlítható, ahol a tuberculum proximale humeri a felkar legmagasabb pontja. A morfológiai eltérések miatt nem tartozhat a danitzpusztai taxonhoz.

A *Cetotherium riabinini* (HOFSTEIN, 1948) — az ukrainai Nikolaev késő-szarmatájából — (GOL'DIN et al. 2014), mindkét juvenilis humerusa ismert (tévesen felcserélve anatómiailag, lateralis nézet helyett medialisán ábrázolják és illesztették a felkarokat a csontvázra) mérete alapján ugyan hasonló a *C. priscum*hoz, de különbség, hogy a diaphysis antero-posterior irányban szélesebb, a tuberculum

proximale humeri kevésbé kiterjedt, és a facies olecranica dorsalisán feljebb húzódik a margo ulnarison. A hibás ábrázolás miatt a fovea infraspinati és a tuberositas posterior helyzete nem tanulmányozható. Ezek alapján más fajt képvisel, mint a danitzpusztai taxon.

A *Mithridatocetus (Cetotherium) mayeri* (BRANDT, 1871) fajba két eltérő morfológiájú humerust soroltak be az idők folyamán (BRANDT 1873, RIABININ 1934, MCHEDLIDZE 1964, GOL'DIN & STARTSEV 2016) különböző lelőhelyekről (Kerics, Kuban, Georgia), felső-szarmata rétegekből. Ezek méretben a legnagyobb danitzpusztai példányhoz hasonlíthatóak (I. táblázat: 13, III. tábla: 1a–c). A BRANDT (1873) által közölt *C. mayeri* jobb humerusa, amit GOL'DIN & STARTSEV (2016) újból ábrázol, továbbá cikkükben egy *Cetotheriinae* indet. jobb felkarcsontja egy taxonba tartozhat (saját megfigyelés). Különböznek a danitzpusztaiaktól abban, hogy jóval fejlettebb és dorso-ventralisan kiterjedtebb tuberositas deltoidea van jelen, és a humerus legkeskenyebb pontja az alsó harmadánál mérhető. RIABININ (1934) *C. mayeri* részleges juvenilis csontvázának humerusai, és a MCHEDLIDZE (1964) *C. cf. mayeri* felkarjának ábrája már más — melyek véleményem szerint anatómiailag azonosak — morfológiájú példányokat mutat. Ezek alapján a különbséget a caput humeri jóval nagyobb mérete, a humerus proximalisan szélesebb kiterjedése, de kisebb méretű tuberculum proximale humeri adja. Valamint a humerus legkeskenyebb pontja a tuberositas deltoidea alatt jóval kb. a humerus alsó harmadánál mérhető. Mindezek alapján elkülöníthető a danitzpusztai fajtól, ezek a példányok más taxonokat képviselnek.

A *Vampalus (Eucetotherium, Cetotherium) helmersenii* BRANDT, 1871 Oroszországból (Pekla) középső-szarmata rétegeiből származik. A medialisán ábrázolt — sajnos a lateralis bélyegek így nem láthatóak — bal humerus proximalis fragmentuma különbözik az általam leírt példányoktól abban, hogy a tuberculum proximale humeri kiterjedtebb, csúcsosabb, a diaphysis medialisán vékonyabb (BRANDT 1873, GOL'DIN & STARTSEV 2014). A vizsgálható anatómiai jegyek alapján elkülöníthető a danitzpusztai taxontól.

Az *Otradnocetus virodovi* MCHEDLIDZE (1984) — Oroszország (Otradnaya) középső-miocén korú rétegeiből — bal oldali humerusa alapján eltérés a danitzpusztai példányoktól a nagy mérete, a tuberculum proximale humeri kis kiterjedése, nagy felületű caput humeri valamint, hogy anterior nézetből középmagasságban a diaphysis medialisán meghajlik. Így más taxont képvisel, mint a danitzpusztai cf. *Cetotherium priscum* fajba sorolt példányok.

A *Vampalus sayasanicus* TARASENKO & LOPATIN (2012b) középső–felső-miocén Csecsenföldről, és a *Zygiocetus nartorum* TARASENKO (2014) az Észak-Kaukázusból (Adigeföld) középső-szarmata rétegből leírt fajok humerusa is ismert. Sajnos egyik sincs ábrázolva, és a rövid, felületes leírás alapján morfológiailag nem lehet összevetni a danitzpusztai fajjal, azonban metrikusan (I. táblázat: 13, III. tábla: 1a–c) a legnagyobb előkerült humerussal részben megegyezik.

### A Keleti-Paratethys karagan korú lelete

Az *Imerocetus karaganicus* MCHEDLIDZE (1964) grúziai karagan (a Középső-Paratethysben badeni) korú bal humerusa alapján különbség, hogy nagyobb méretű, robusztusabb, a tuberculum proximale humeri kicsi, — bár ez utóbbi adódhat a példány töredezettségéből is, mert azt több darab-ból állították össze — a facies olecranica kevésbé fejlett. A tanulmányozható bélyegek alapján egyértelműen más taxont képvisel.

### Megjegyzések

A Keleti-Paratethys területén a badenivel egykorú üledékekből nem ismert fogascet előfordulás (KAZÁR 2003), és a szilásceteket is csak egy faj az *Imerocetus karaganicus* képviseli (MCHEDLIDZE 1964, GOL'DIN & STARTSEV 2014).

A fent felsorolt szarmata és badeni korú leletek, más taxonokat képviselnek, mint a danitzpusztai cf. *Cetotherium priscum*. A danitzpusztai fajhoz legközelebb a *Cetotherium klinderi* BRANDT (1871), és a *Cetotherium rathkii* BRANDT (1843) felkarjai állnak.

A *Vampalus sayasanicus* TARASENKO & LOPATIN (2012b), és a *Zygiocetus nartorum* TARASENKO (2014) esetében, a humerus ábrázolt megismerése is szükséges lenne a pontosabb összehasonlításához.

### „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* (1–2. ábra; I. táblázat; VI. tábla)

A vizsgált humerus példányok közül a legkisebb méretűek. A közgyűjteményből két példány sorolható a fajba (MÁFI V.23216 jobb humerus, VI. tábla: 2; MÁFI V.23217 bal humerus, VI. tábla: 1a–f, I. táblázat: 17, 18).

A taxonhoz sorolt humerusok mind kifejlett egyedektől származnak, a diaphysis teljesen összenőtt az epiphysissel. A múzeumban őrzött két példány közül a MÁFI V.23217 bal humerus a jobb megtartású, de ez a darab is kopott és a tuberculum proximale humeri nagy része hiányzik. Méretéből arányosítható, hogy a bálna testhossza alig haladta meg a kettő métert. A humerus rövid, vékony és szokatlanul kisméretű. A legkeskenyebb pontja lateralis nézetből a diaphysis distalis részén közvetlenül a facies olecranica felett található. A legkeskenyebb ponttól distalisán kis mértékben, proximalisan erősen szélesedik. A caput humeri dorsalis nézetből nagyjából félgömb alakú, lateralis nézetben kis mértékben meghaladja a humerus teljes hosszának 1/3-át. A tuberculum proximale humeri egy részének hiánya miatt annak anterior kiterjedése nem tanulmányozható. Az sem dönthető el, hogy a tuberculum proximale humeri meghaladja-e a caput humeri proximalis magasságát. A tuberositas deltoidea erősen erodált, de kivehető a margo radialison, a humerus középmagasságában, elkülönül a tuberculum proximale humeritól, dorso-ventralisan kiterjedt. A fovea infraspinati jól körülhatárolható bemélyedést alkot és anterior helyzetű a caput humeri alatt. A tuberositas posterior a diaphysis hossz tengelyének közép magasságában található és kis bemélyedésként van jelen. A facies radialis antero-posterior kiterjedése nagyobb, mint a facies ulnarisé,

így a crista distalis a humerus hossz tengelyétől posterior irányban helyezkedik el. A facies olecranica jól mutatja az ulna fejlett processus olecranicájának meglétét.

**Összehasonlítás a Keleti-Paratethys területéről előkerült lelettel:** A „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* az összehasonlítások alapján a „*Cetotherium*” *maicopicum* SPASSKI, 1951, Keleti-Paratethys területéről (Oroszország, Adigeföld: Maikop) középső-szarmata korú rétegből leírt (SPASSKI 1951, 1954; MCHEDLIDZE 1964, 1970; PILLERI 1986) faj humerusával mutat nagyfokú morfológiai egyezést. Méretben ugyan kisebbek a danitzpusztai kifejlett egyedektől származó példányok, de a morfológiai hasonlóság miatt, mint új faj valószínűleg a genushoz tartozhatnak.

A „*Cetotherium*” *maicopicum* fajt TARASENKO & LOPATIN (2012a), az újonnan felállított *Kurdalagonus* nemzetséghez sorolta két további taxonnal (*K. adygeicus* és a *K. mchedlidzei*) együtt. Majd GOL'DIN & STARTSEV (2016) a *Kurdalagonus mchedlidzei* fajt elismerve, a *K. adygeicus* taxont az általuk felállított új *Mithridatocetus* nemzetséghez vezeti át, és megállapítják, hogy a „*Cetotherium*” *maicopicum* taxonómiai besorolása további kutatásokat igényel.

### Megjegyzések

Egyéb, más területekről előkerült humerusoktól, a sajátos anatómiai bélyegek és a jelentős méretbeli különbségek alapján egyértelműen elkülöníthető a taxon. Új fajként történő leírásához további jó megtartású leletek szükségessé válnak.

A tanulmányozott felkarcsontok, a fogascet-vizsgálatok eredményei alapján (KAZÁR 2003, 2005, 2006b, 2010), valószínűleg szarmata (esetleg badeni) üledékekből halmozódtak át.

### *Cetotheriidae* indet.

(1–2. ábra; I. táblázat; VII. tábla: 1a–f.)

Közgyűjteményben egyetlen jó állapotban megtartott példánya található (MÁFI V.24188 jobb humerus, VII. tábla: 1a–f, I. táblázat: 19).

A kifejlett példánytól származó felkarcsont rövid és tömzsi. A legkeskenyebb pontja a lateralis nézetből a diaphysis distalis részén a facies olecranica felett található. A diaphysis a legkeskenyebb ponttól distalisán és proximalisan is kiszélesedik. A caput humeri viszonylag nagy kiterjedésű, a teljes hossz kb. 45%-át teszi ki, dorsalisán nagyjából félgömb alakú, posterior oldalán kiemelkedő éllel. A humerus proximalisan legmagasabb pontja a caput humeri. A tuberculum proximale humeri medio-lateralis kiterjedése kisebb, antero-posterior irányban nagyobb. A tuberositas deltoidea jól kivehető erőteljes kiemelkedés a margo radialison, elkülönül a tuberculum proxomale humeritól, dorso-ventralisan kiterjedt, a humerus középvonalában helyezkedik el. A fovea infraspinati közvetlenül a caput humeri alatt található anterior helyzetű, sekély bemélyedés. A tuberositas posterior nagy kiterjedésű, határozott kiemelkedést képez a diaphysis közép magasságában. A diaphysis oldalnézetből a tuberositas posterior felett kis mértékben medialis irányban

hajlott. A crista distalis a humerus középvonalától posterior helyzetű, így a facies radialis antero-posterior kiterjedése nagyobb, mint a facies ulnarisé. A facies olecranica jól fejlett, és erőteljes kiterjedésű. A felkarcsont arányait figyelembe véve, a taxon testhossza kb. 2,5 m lehetett.

**Összehasonlítás a Középső- és a Keleti-Paratethys területéről előkerült leletekkel:** A Cetotheriidae indet. egy szintén kistermetű sziláscet felkarcsontja. Valamennyi leírt példánytól egyértelműen elkülöníthető morfológiai karaktereiben, illetve mérete alapján is. Új fajként történő leírásához további példányok előkerülése szükséges. A példány valószínűleg szarmata (esetleg badeni) üledékből halmozódott át.

### Következtetések

A danitzpusztai homokbányából három Mysticeti taxont lehetett elkülöníteni humerus alapján.

Ezen kívül több juvenilis humerus diaphysis és proximalis epiphysis is ismert, besorolásuk a három taxon valamelyikébe nem lehetséges, a morfológiai jegyek hiányossága miatt.

Az összehasonlítások után megállapítható, hogy páratlanul kistermetű bálnák is éltek a Pannon-medence középső-miocén tengerében, ahol a kisebbek 2–2,5 m, a nagyobbak 2,5–3,5 m közötti testhosszúságúak lehettek. A területről begyűjtött sziláscetcsigolyák is jól tükrözik e mérethatárokat.

A cf. *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840 bálnafajba sorolt humerusok Danitzpusztán, és a kárpáti régióban a leggyakoribb elemek, melyek nagyban bővítik ismereteinket a fajon belüli méretbeli és morfológiai variációkra vonatkozólag.

A *Macrochirifer brachyspondylus* (BRANDT, 1873), a *Mesocetus (?) brachyspondylus* (BRANDT, 1873), a bécsi-medencei NHMW 1874 V.29. leltári számú (publikálatlan),

a samobori (GORJANOVIĆ-KRAMBERGER, 1884), valamint a pécs-vasasi (publikálatlan, MÁFI V.18393/4) példányok a revízió szerint, a danitzpusztai cf. *Cetotherium priscum*ba sorolt felkarcsontokkal azonos fajt képviselnek.

A „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* taxonba sorolt példányok világviszonylatban az eddigi legkisebb felkarcsontleletek, melyek morfológiailag a „*Cetotherium*” *maicopicum* SPASSKI, 1951 fajjal mutatnak egyezést.

A Cetotheriidae indet. humerusnak a hasonló leletekkel való összehasonlítás alapján, nem sikerült a pontosabb besorolása. A példány egy kistermetű valószínűleg új faj lehet, melynek a geológiai kora szarmata, de nem zárható ki az előkerülési körülményei miatt, a badeniből történő áthalmozódása sem.

A „*Cetotherium*” aff. *maicopicum*, és a Cetotheriidae indet. taxonba sorolt humerusok új fajként történő leírása további kutatásokat igényel.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki a Gyűjteményi Osztály valamint az Országos Földtani Szakkönyvtár (MBFSZ) munkatársainak a kutatásomhoz nyújtott segítségükért. A magángyűjtők Christian CHEFDEVILLE, EVANICS Zoltán, KANIZSAI László, MÁJER Tibor, MOLNÁR Roland, és ORBÁN Zoltán feldolgozásra átadott, vagy a magángyűjteményében megmutatott leletanyagát köszönöm. A Quartz Kft-nek a bányában történő kutatási engedélyt köszönöm. Külön köszönetet mondok DÓCZI-SZABÓ Noéminek, GASPARIK Mihálynak, KAZÁR Emesének, KORDOS Lászlónak, MISETA Ritának, MOLNÁR Bélának, és SELMECZI Ildikónak. Köszönettel tartozom lektoraimnak SEBE Krisztinának és SZENTESI Zoltánnak az alapos, minden részletre kiterjedő lektori munkájukért, valamint SZTANÓ Orsolyának és DULAI Alfrédnek hasznos tanácsaikért.

### Irodalom — References

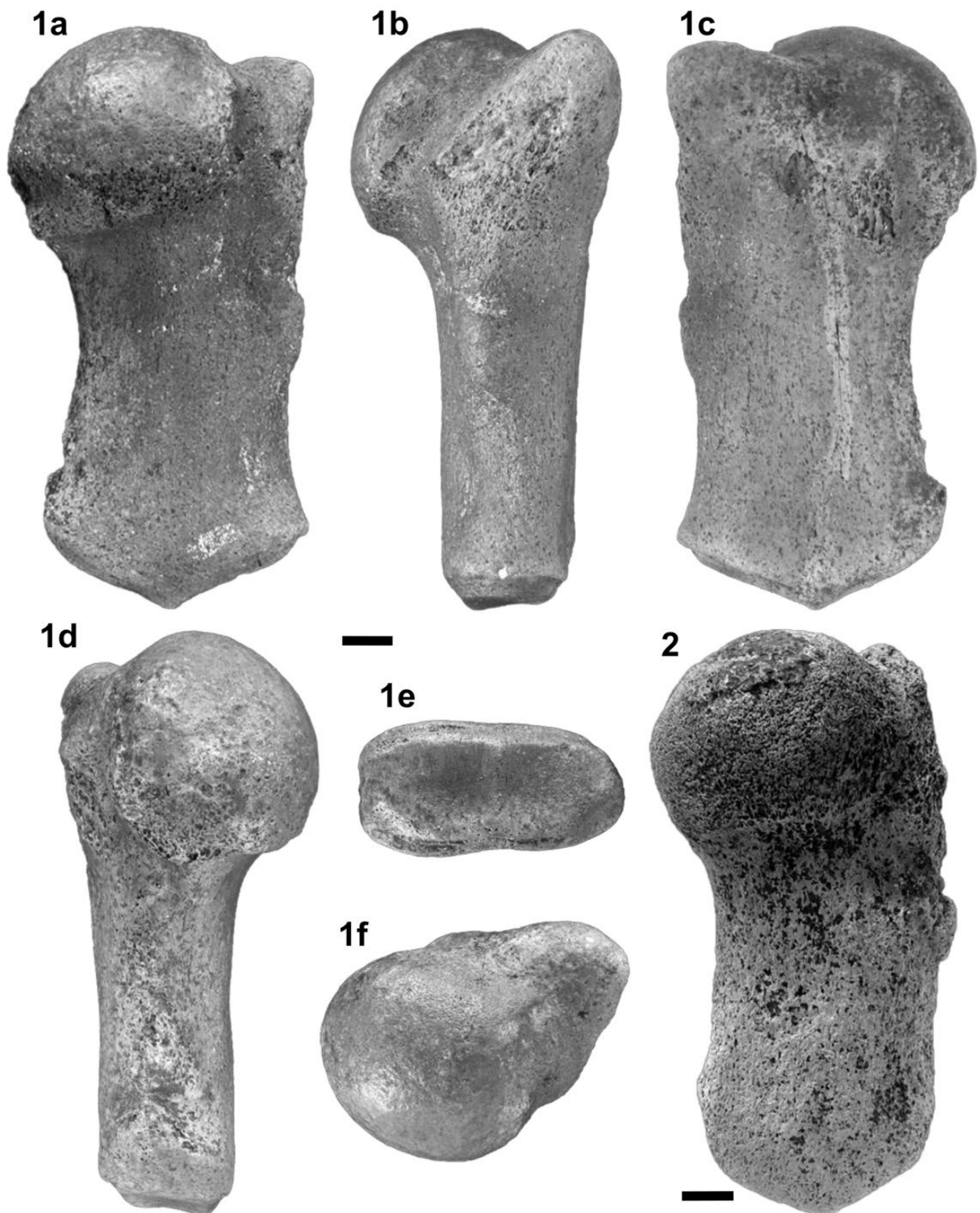
- BALSAMO-CRIVELLI C. G. 1842: Memoria per servire all'illustrazione dei grandi Mammiferi fossili esistenti nell'I. R. Gabinetto di S. Teresa in Milano. — *Giornale dell'I. R. Istituto Lombardo di Scienze, Letteratura ed Arti e Biblioteca Italia-89 na compilata da varj dotti nazionali e stranieri. Tomo III*, 297–319.
- BÄUML, E. 1933: *Untersuchungen über die fossilen Wale des Wiener Beckens anhand der Humeri*. — *Maturahausarbeit, Mädchenrealgymnasium Albertgasse, Wien*. — Handschriften in der Geologisch-Paläontologischen Abteilung der Naturhistorischen Museums Wien, 26 p.
- BENKE, H. 1993: Investigations on the osteology and the functional morphology of the flipper of whales and dolphins (Cetacea). — *Investigations on Cetacea* **24**, 9–252.
- BOUETEL, V. & MUIZON, C. 2006: The anatomy and relationships of *Piscobalaena nana* (Cetacea, Mysticeti), a Cetotheriidae s.s. from the early Pliocene of Peru. — *Geodiversitas* **28/2**, 319–395.
- BRANDT, J. F. 1843: De cetotherio, novo balaenarum familiae genere in Rossia Meridionali ante aliquot annos effoso. — *Bulletin de La Classe Physico-Mathématique de L'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg* **1/10–12**, 145–148.
- BRANDT, J. F. 1871: Bericht über den Fortgang meiner Studien über die Cetaceen, welche das grosse zur Tertiärzeit von Mitteleuropa bis Centralasien hinein ausgedehnte Meeresbecken bevölkerten. — *Bulletin de l'Académie Impériale de St. Petersbourg* **16**, 563–566.
- BRANDT, J. F. 1872a: Bemerkungen über die untergegangenen Bartenwale (Balaenoiden), deren Reste bisher im Wiener Becken gefunden wurden. — *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, I. Abtheilung* **65**, 258–264.

- BRANDT, J. F. 1872b: Über eine neue Classification der Bartenwale (Balaenoidea) mit Berücksichtigung der untergegangenen Gattungen derselben. — *Bulletin de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg* **17**, 113–124.
- BRANDT, J. F. 1873: Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europa's. — *Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg* **7/20/1**, 1–372, 34 pls. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.39524>
- BRANDT, J. F. 1874: Ergänzungen zu den Fossilen Cetaceen Europa's. — *Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg* **7/21/6**, 54 p. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.39688>
- CZYŻEWSKA, T. & RYZIEWICZ, Z. 1976: *Pinocetus polonicus* gen. n. sp. n. (Cetacea) from the Miocene limestones of Pinczow, Poland. — *Palaeontologica Polonica* **21/3**, 259–298.
- DOMBROVSKIJ, B. 1927: Deux trouvailles de restes de Cétacés fossiles du genre *Pachyacanthus* Brndt. dans le Caucase. — *Travaux du Musée Géologique près l'Académie des Sciences de l'URSS*, **2**, 1–39, pl 1–2 (oroszul)
- DOOLEY, A. C., FRASER, N. C. & LUO, Z. 2004: The earliest known member of the orqual-gray whale clade (Mammalia, Cetacea). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **24/2**, 453–463.
- EICHWALD, C. E. 1840: Beschreibung einiger Knochen des *Ziphius priscus*. — *Die Urwelt Russlands* **2**, 25–53.
- EICHWALD, C. E. 1853: *Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie*. — Stuttgart 332–340.
- GOL'DIN, P. & STARTSEV, D. 2014: *Brandtocetus*, a new genus of baleen whales (Cetacea, Cetotheriidae) from the late Miocene of Crimea, Ukraine. — *Journal of Vertebrate Paleontology* **34/2**, 419–433. <https://doi.org/10.1080/02724634.2013.799482>
- GOL'DIN, P., STARTSEV, D. & KRAKHMALNAYA, T. 2014: The anatomy of the Late Miocene baleen whale *Cetotherium riabinini* from Ukraine. — *Acta Palaeontologica Polonica* **59/4**, 795–814. <https://doi.org/10.4202/app.2012.0107>
- GOL'DIN, P. & STARTSEV, D. 2016: A systematic review of cetothere baleen whales (Cetacea, Cetotheriidae) from the Late Miocene of Crimea and Caucasus, with a new genus. — *Papers in Paleontology* **2/4**, 1–20. <https://doi.org/10.1002/spp2.1066>
- GORJANOVIĆ-KRAMBERGER, D. 1884: Fosilni sisari Hrvatske, Slavonije i Dalmacije. — *Rad Jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti*, **69**, 60–93, Pl. 1–2.
- HAMPE, O. 1996: Ein artikuliertes Bartenwalskelett aus dem Neogen (? Uedem-Schichten, Obermiozän) der Niederrheinischen Bucht (NW-Deutschland) und seine systematische Stellung innerhalb der Mysticeti (Mammalia: Cetacea). — *Decheniana Beiheft* **33**, 1–75.
- HÁMOR G. 1981: Pécs, Danitz-pusztai homokbánya (alsó-pannóniai). — In: JÁMBOR Á. (szerk.): Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken. Magyarország molassz képződményei. A szocialista országok tudományos akadémiai IX. P. K. 3. 3. munkacsoportjának magyarországi ülése 1981 októberében. *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* 143. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 128–130.
- HÁMOR G. 2001: A Kárpát-medence miocén ősföldrajza. Magyarázó a Kárpát-medence miocén ősföldrajzi fáciestérképéhez 1:3 000 000. — *MÁFI, térképmagyarozói, Budapest* 66 p, 4 térkép, I–VII. melléklet.
- HOFSTEIN, I. D. 1948: Pachyostosis in fossil whales. — *Zbirnyk Prats Z Paleontologii I Stratygrafii, Instytut Geologichnykh Nauk URSS* **1/2**, 65–75.
- KADIĆ O. 1907: *Mesocetus hungaricus* Kadić. Egy új balaenopterida-faj a borbolyai miocén rétegekből. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, **16/2**, 19–86.
- KAZÁR E. 2003: *Miocén fogascet-leletek (Cetacea: Odontoceti) a Kárpát-medencében. [Miocene toothed whales (Cetacea: Odontoceti) in the Carpathian Basin.]* — Unpublished Ph. D. dissertation, Eötvös Loránd University, Budapest, 344 p. [In Hungarian, with abstract in English.]
- KAZÁR E. 2005: A new kentriodontid (Cetacea: Delphinoidea) from the middle Miocene of Hungary. — *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin, Geowissenschaftliche Reihe* **8**, 53–73. <https://doi.org/10.5194/fr-8-53-2005>
- KAZÁR E. 2006a: *Sophianaecetus*, a replacement name for *Mediocris* (Cetacea: Delphinoidea: Kentriodontidae). — *Fossil Record* **9**, 260. <https://doi.org/10.1002/mmng.200600013>
- KAZÁR E. 2006b: Odontocete periotics (Mammalia: Cetacea) from the Carpathian Basin, Middle Miocene (Badenian and Sarmatian Stages), including the Vienna Basin, Austria. — *Beiträge zur Paläontologie* **30**, 269–292.
- KAZÁR, E. 2010: Revision of the genus *Pachyacanthus* Brandt, 1871 (Mammalia: Cetacea: Odontoceti). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A* **112**, 537–568.
- KAZÁR, E. & BOHASKA, D. J. 2008: Toothed whale (Mammalia: Cetacea: Odontoceti) limb bones of the Lee Creek Mine, North Carolina. — In: RAY, C. E., BOHASKA, D. J., KORETSKY, I. A., WARD, L. W. & BARNES, L. G. (eds): *Geology and Paleontology of the Lee Creek Mine, North Carolina IV*. — *Virginia Museum of Natural History Special Publication* **14**, 271–324
- KAZÁR, E. & GRIGORESCU, D. 2005: Revision of *Sarmatodelphis moldavicus* Kirpichnikov, 1954 (Cetacea: Delphinoidea), from the Miocene of Kishinev, Republic of Moldova. — *Journal of Vertebrate Paleontology* **25/4**, 929–935. [https://doi.org/10.1671/0272-4634\(2005\)025\[0929:rosmkc\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1671/0272-4634(2005)025[0929:rosmkc]2.0.co;2)
- KAZÁR, E. & VENCEL, M. 2003: Kentriodontid remains (Cetacea: Odontoceti) from the middle Miocene of Bihor County, Romania. — *Nyphaea Folia naturae Bihariae* **30**, 39–66.
- KAZÁR E., KORDOS L. & SZÓNOKY M. 2007: Danitz-pusztai. — In: PÁLFY J., PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. — Hantken kiadó, Budapest, pp. 131–132.
- KAZÁR, E., VREMIR, M. & CODREA, V. 2004: Dolphin remains (Cetacea: Odontoceti) from the middle Miocene of Cluj-Napoca, Romania. — *Acta Paleontologica Romaniae* **4**, 179–189.
- KELLOGG, R. 1929: A new cetothere from southern California. — *University of California Publications in Geological Sciences* **18/15**, 449–457.
- KELLOGG, R. 1931: Pelagic mammals from the Temblor formation of the Kern River region, California. — *Proceedings of the California Academy of Sciences*, **19/12**, 217–397.

- KELLOGG, R. 1965: Fossil Marine Mammals from the Miocene Calvert Formation of Maryland and Virginia, parts 1–2. — *Bulletin of the United States National Museum*, **247**, 63 p., 32 plates, 31 figures.
- KELLOGG, R. 1966: Fossil Marine Mammals from the Miocene Calvert Formation of Maryland and Virginia, parts 3–4. — *Bulletin of the United States National Museum*, **247**, 65–101, figures 32–38, plates 33–45.
- KELLOGG, R. 1968: Fossil Marine Mammals from the Miocene Calvert Formation of Maryland and Virginia, parts 5–8. — *Bulletin of the United States National Museum*, **247**, 103–201, figures 39–98.
- KELLOGG, R. 1969: Cetothere skeletons from the Miocene Choptank Formation of Maryland and Virginia. — *Bulletin of the United States National Museum* **294**, 40 p. <https://doi.org/10.5479/si.03629236.294.1>
- KONRÁD GY., SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlemény* **140/2**, 445–468.
- KONRÁD GY., KORDOS L., SEBE K. 2010: Danitz-pusztai homokbánya, Pécs, Mecsek. Őslényvadászat a Pannon-tó peremén. — In: HAAS J. (szerk.): *A múlt ősvényein*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 160–164. (195 p.)
- KORDOS L. 1978: Magyarország eocén, oligocén és miocén ősgérintes lelőhelyei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1976. évről*, 291–295.
- KORDOS L. 1992: *Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája*. — Akadémiai doktori értekezés, Budapest. 104 p. + függelék.
- KORDOS L. & SOLT P. 1984: A magyarországi miocén tengeri gerinces faunaszintek vázlata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről*, 347–354.
- KRETZOI M. 1955: A hazai emlősállatok fejlődéstörténete. — *Útmutató a TIT előadói számára. Társadalom- és Természettudományi Ismeretterjesztő Társulat, Budapest*, 23 p.
- MAGYAR I. 2010. *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Geolitera, Szeged, 140 p.
- MCHEDLIDZE, G. A. 1964: *Fossil Cetacea of the Caucasus*. — Washington, D.C Smithsonian Institution Libraries and National Science Foundation 144 p.
- MCHEDLIDZE, G. A. 1970: Nekotorye obshchie cherty istorii kitoobraznykh. Chast' 1. (Some features of the historical development of the Cetacea, Part 1). — *Akademia Nauk Gruzinskoj S.S.R., Institut Paleobiologii. Metsniereba Publishers, Tbilisi* 112 p, 6 pls. [Oroszul, angol összefoglalással.]
- MCHEDLIDZE, G. A. 1984: Fossilized Whale from the Miocene Deposits in the Environs of the Village of Otradnaya. — *Akademia Nauk Gruzinskoj S.S.R., Institut Paleobiologii. Metsniereba Tbilisi* 64 p. (oroszul)
- NORDMANN, A. 1860: *Palaeontologie Südrusslands I–IV*. — H. C. Friis, Helsingfors 360 p. & Atlas.
- PACKARD, E. L. & KELLOGG, R. 1934: A new cetothere from the Miocene Astoria Formation of Newport, Oregon. — *Contributions to Palaeontology Carnegie Institution of Washington* 3–62.
- PAVŠIČ, J. & MIKUŽ, V. 1996: The baleen whale (*Balaenoptera acutorostrata cuvierii*) from Miocene beds near Benedikt in Slovenske Gorice, Slovenia. — *Razprave* **37/4**, 85–97.
- PIA, J. 1937: Von den Walen des Wiener Miozäns. Kurze Übersicht der Kenntnisse und Fragen. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **29**, 357–428.
- PIA, J. & SICKENBERG, O. 1934: Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. — *Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien* **4**, 544 p.
- PILLERI, G. 1986: Beobachtungen an Den Fossilen Cetaceen des Kaukasus. — *Hirnanatomisches Institut der Universität Bern (Schweiz)* 40 p, 22 Abb., 26 Taf.
- PILLERI, G. 1989: *Balaenoptera siberi*, ein neuer spatmiozäner bartenwal aus der Pisco-formation Perus. — *Beiträge zur Palaontologie der Cetaceen Perus* 65–84.
- RIABININ, A. N. 1934: New contributions to the osteology of *Cetotherium mayeri* Brandt, from the Upper Sarmatian of the North Caucasus. — *Transactions of the United Geological and Prospecting Service of USSR* **350**, 15 p.
- SIMIONESCU, I. 1931: Mamifere marine din Sarmaticul dela Balcic. — *Academia Română Memoriile Sectiunii Științifice (Bucharest)* **3/8**, 145–157.
- SEBE K., CSILLAG G., DULAI A., GASPARIK M., MAGYAR I., SELMECZI I., SZABÓ M., SZTANÓ O. & SZUROMI-KORECZ A. 2015: Neogene stratigraphy in the Mecsek region. — *Neogene of the Paratethyan Region. 6<sup>th</sup> Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe. An RCMNS Interim Colloquium. Programme, Abstracts, Field Trip Guidebook*. Orfű. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 102–124. ISBN 978-963-8221-57-5
- SPASSKI, P. I. 1951: Ostaki iskopaemykh kitoobraznykh iz sarmatskikh otlozhenii okrestnostei Derbent. — *Trudy estestvenno-istoricheskogo muzia* **8**, 188–226.
- SPASSKI, P. I. 1954: Finds of bones of upper tertiary mammals in the neighbourhood of Derbent. — *Trudy Estestvenno Istoricheskogo Muzeia im G. Zabadi, Akademiya Nauk Azerbaidzhanskoj S.S.R. Baku* **8**, 188–226 (oroszul)
- STEFANOVIĆ, I. 2010: Note on the first fossil remains of a whale from northern Bosnia. — *Annales Geologiques de la Peninsule Balkanique* **71**, 127–137. <https://doi.org/10.2298/gabp1071127s>
- TARASENKO, K. K. 2014: New Genera of Baleen Whales (Cetacea, Mammalia) from the Miocene of the Northern Caucasus and Ciscaucasia: 3. *Zygiocetus* gen. nov. (Middle Sarmatian, Adygea). — *Paleontological Journal* **48/5**, 551–562. <https://doi.org/10.1134/S0031030114050116>
- TARASENKO, K. K. & LOPATIN, A. V. 2012a: New Baleen Whale Genera (Cetacea, Mammalia) from the Miocene of the Northern Caucasus and Ciscaucasia: 1. *Kurdalagonus* gen. nov. from the Middle–Late Sarmatian of Adygea. — *Paleontological Journal* **46/5**, 531–542. <https://doi.org/10.1134/S0031030112050115>

- TARASENKO, K. K. & LOPATIN, A. V. 2012b: New Baleen Whale Genera (Cetacea, Mammalia) from the Miocene of the Northern Caucasus and Ciscaucasia: 2. *Vampalus* gen. nov. from the Middle–Late Miocene of Chechnya and Krasnodar Region. — *Paleontological Journal* **46/6**, 620–629. <https://doi.org/10.1134/s003103011206010x>
- VAN BENEDEEN, M. P. J. 1882: Description des Ossements Fossiles des Environs D’Anvers Troisième Partie: Cetaces Genera: *Megaptera*, *Balenoptera*, *Burtinopsis* & *Erpetocetus*. — *Annales du Musee Royal D’Histoire Naturelle de Belgique, Brüssel* **7**, 90p, 3Abb., Atlas m. 70 Taf.
- VAN BENEDEEN, M. P. J. 1885: Description des Ossements Fossiles des Environs D’Anvers Quatrième Partie: *Plesiocetus*. — *Annales du Musee Royal D’Histoire Naturelle de Belgique* **9**, 40 p, 1 Abb., Atlas m. 30 Taf.
- VAN BENEDEEN, M. P. J. 1886: Description des Ossements Fossiles des Environs D’Anvers Troisième Partie: Cetaces Genera: *Amphicetus*, *Heterocetus*, *Mesocetus*, *Idiocetus* et *Isocetus*. — *Annales du Musee Royal D’Histoire Naturelle de Belgique, Brüssel* **13**, 139 p, 1 Abb., Atlas m. 75 Taf.
- Kézirat beérkezett: 2017. 07. 31.

## I. tábla – Plate I



**I. tábla** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) Pécs, Danitzpusztáról. 1a–f: MÁFI V.09.319.1 (MÁFI V.28768) jobb humerus 1a: lateralis, 1b: anterior, 1c: medialis, 1d: posterior, 1e: ventralis, és 1f: dorsalis nézetben; 2: MÁFI V.23219 jobb humerus, lateralis nézetben. Méretarány: 10 mm

**Plate I.** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) from Pécs, Danitzpuszta. 1a–f: MÁFI V.09.319.1 (MÁFI V.28768) right humerus in 1a: lateral, 1b: anterior, 1c: medial, 1d: posterior, 1e: ventral, and 1f: dorsal views; 2: MÁFI V.23219 right humerus, in lateral view. Scale bar equals: 10 mm

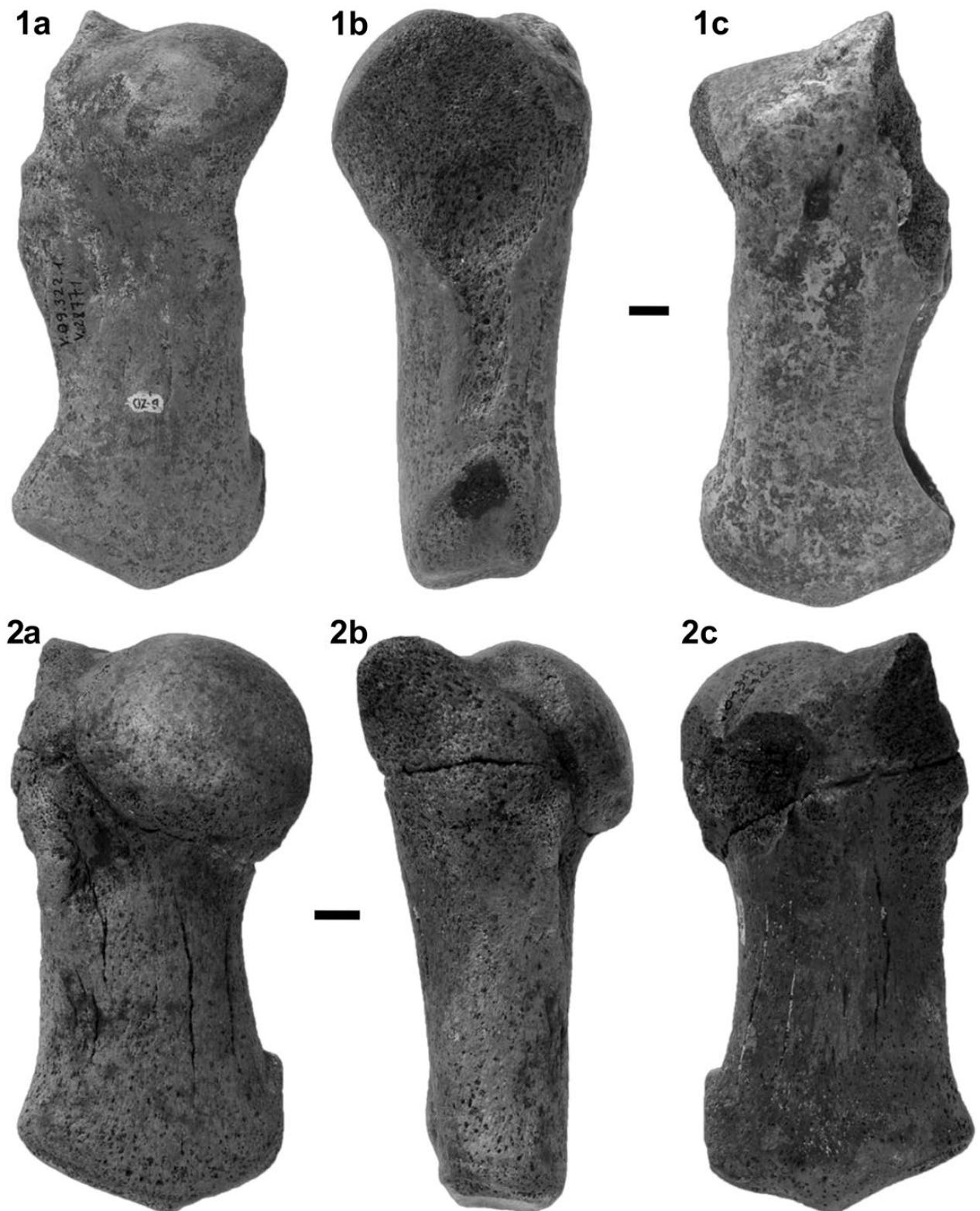
## II. tábla – Plate II



**II. tábla** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) Pécs, Danitzpusztáról. 1a–d: MÁFI V.09.274.1 (MÁFI V.28723) jobb humerus 1a: lateralis, 1b: anterior, 1c: medialis, és 1d: posterior nézetben; 2a–b: MÁFI V.24197, jobb humerus diaphysis, 2a: lateralis, és 2b: anterior nézetben; Méretarány: 10 mm

**Plate II.** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) from Pécs, Danitzpuszta. 1a–d: MÁFI V.09.274.1 (MÁFI V.28723) right humerus in 1a: lateral, 1b: anterior, 1c: medial and 1d: posterior views; 2a–b: MÁFI V.24197, right humerus diaphysis, in 2a: lateral, and 2b: anterior views; Scale bar equals: 10 mm

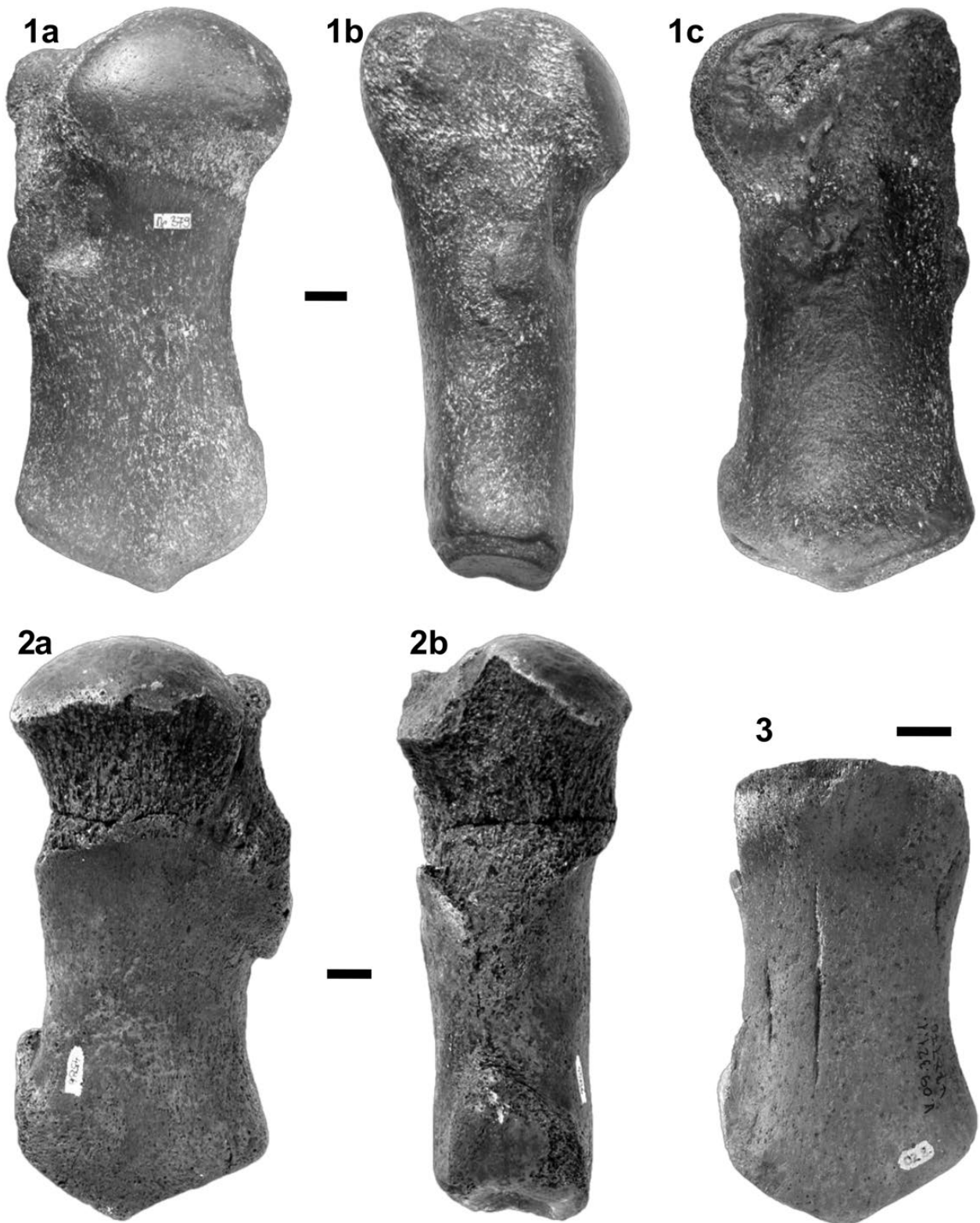
## III. tábla – Plate III



**III. tábla** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) Pécs, Danitzpusztáról. 1a–c: MÁFI V.09.322.1 (MÁFI V.28771) bal humerus 1a: lateralis, 1b: posterior, és 1c: medialis nézetben; 2a–c: MÁFI V.09.317.1 (MÁFI V.28766) bal humerus, 2a: lateralis, 2b: anterior, 2c: medialis nézetben. Méretarány: 10 mm

**Plate III.** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) from Pécs, Danitzpuszta. 1a–c: MÁFI V.09.322.1 (MÁFI V.28771) left humerus, in 1a: lateral, 1b: posterior, and 1c: medial views; 2a–c: MÁFI V.09.317.1 (MÁFI V.28766) left humerus in 2a: lateral, 2b: anterior, and 2c: medial views. Scale bar equals: 10 mm

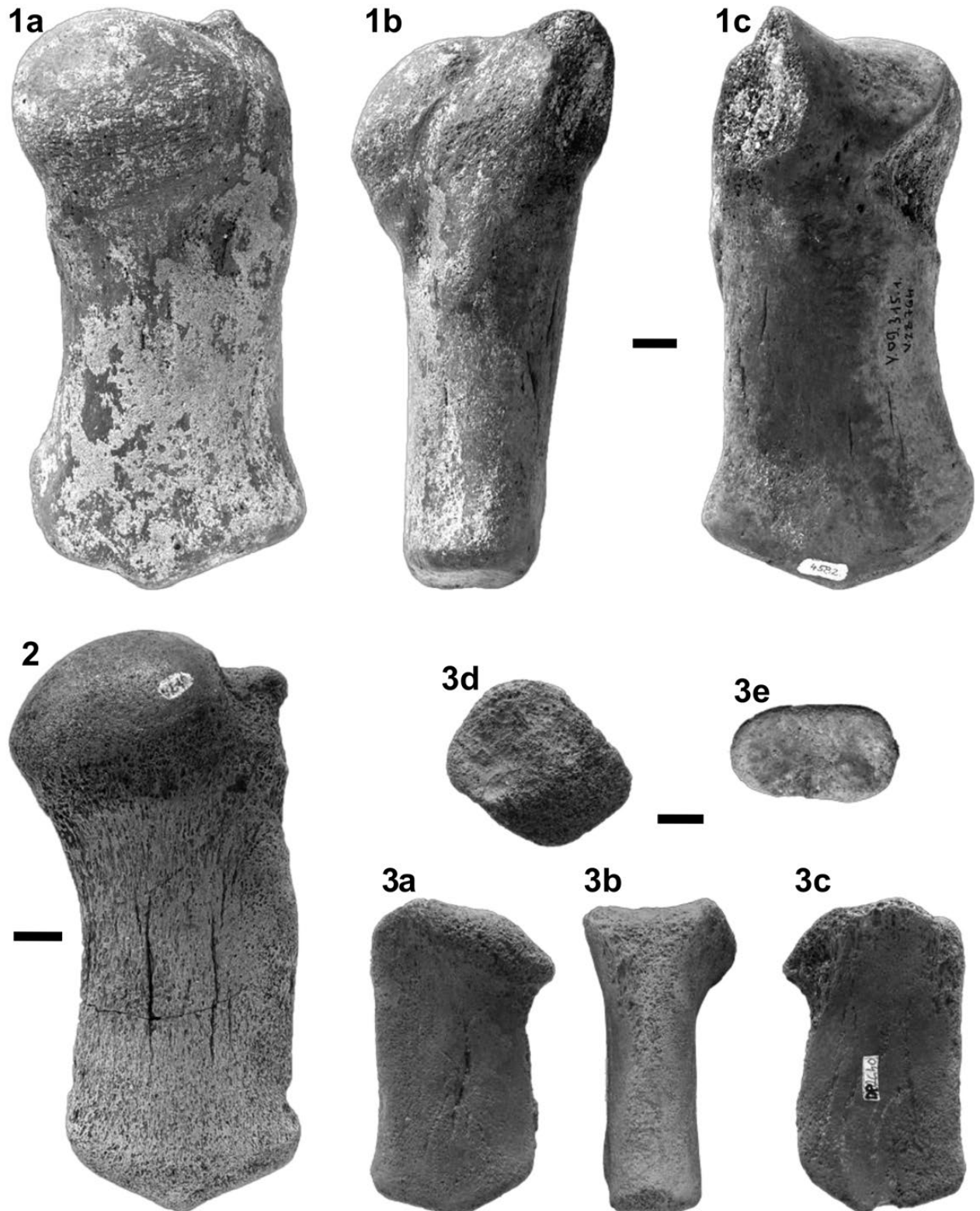
## IV. tábla – Plate IV



**IV. tábla** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) Pécs, Danitzpusztáról. 1a–c: Dp.379 bal humerus 1a: lateralis, 1b: anterior, és 1c: medialis nézetben; 2a–b: MÁFI V.09.316.1 (MÁFI V.28765) jobb humerus, 2a: lateralis, és 2b: posterior nézetben; 3: MÁFI V.09.321.1 (MÁFI V.28770) jobb humerus distalis fragmentum, lateralis nézetben. Méretarány: 10 mm

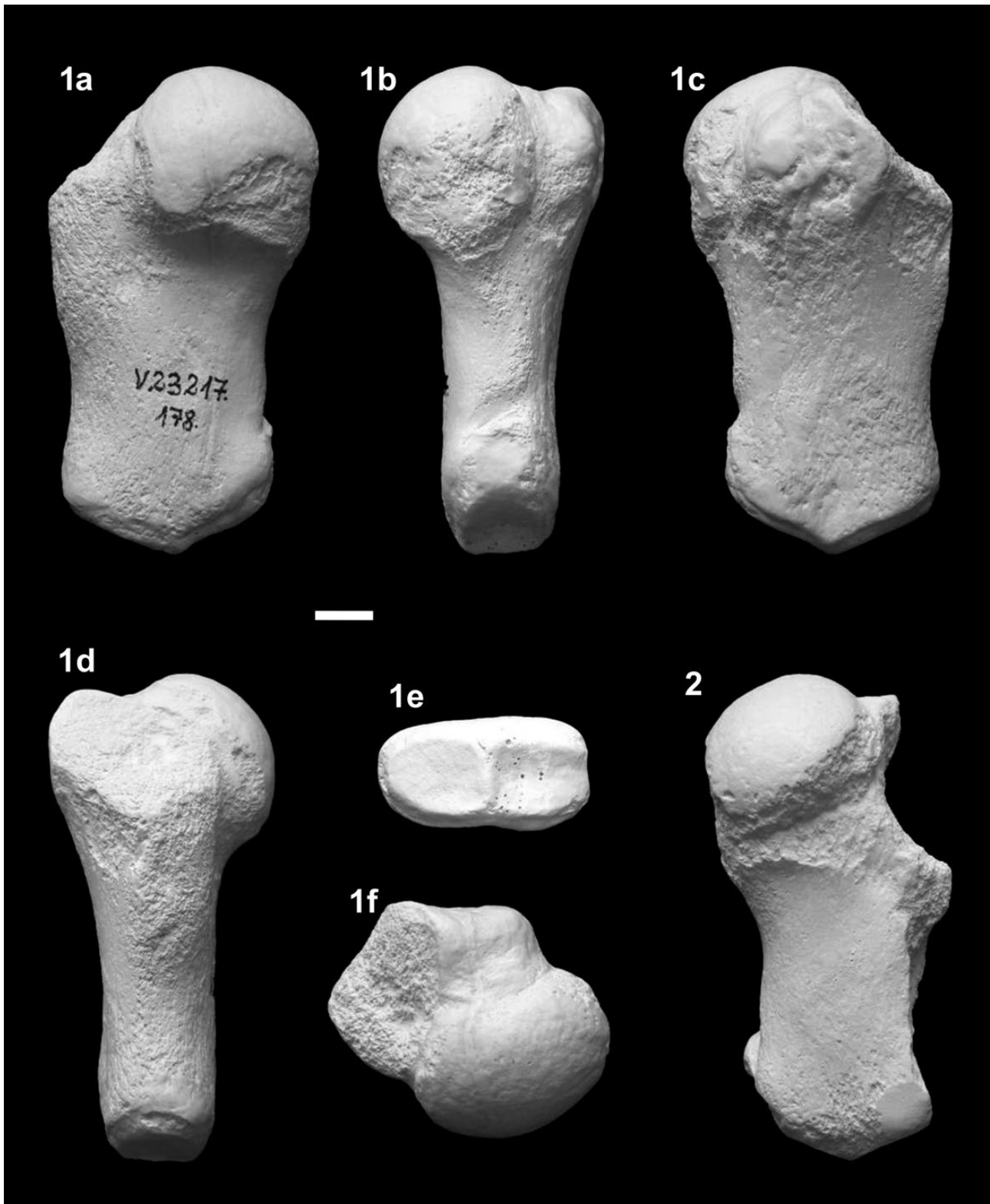
**Plate IV.** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) from Pécs, Danitzpuszta. 1a–c: Dp.379 left humerus in 1a: lateral, 1b: anterior, and 1c: medial views; 2a–b: MÁFI V.09.316.1 (MÁFI V.28765) right humerus in 2a: lateral, and 2b: posterior views; 3: MÁFI V.09.321.1 (MÁFI V.28770) right humerus distal fragment, in lateral view. Scale bar equals: 10 mm

## V. tábla – Plate V



**V. tábla** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) Pécs, Danitzpusztáról. 1a–c: MÁFI V.09.315.1 (MÁFI V.28764) jobb humerus 1a: lateralis, 1b: anterior, és 1c: medialis nézetben; 2: MÁFI V.09.323.1 (MÁFI V.28772) jobb humerus lateralis nézetben; 3a–e: Dp.2640 bal humerus diaphysis 3a: lateralis, 3b: anterior, 3c: medialis, 3d: dorsalis, és 3e: ventralis nézetben; Méretarány: 10 mm  
**Plate V.** cf. *Cetotherium priscum* (EICHWALD, 1840) from Pécs, Danitzpuszta. 1a–c: MÁFI V.09.315.1 (MÁFI V.28764) right humerus in 1a: lateral, 1b: anterior, and 1c: medial views; 2: MÁFI V.09.323.1 (MÁFI V.28772) right humerus in lateral view; 3a–e: Dp.2640 left humerus diaphysis, in 3a: lateral, 3b: anterior, 3c: medial, 3d: dorsal, and 3e: ventral views. Scale bar equals: 10 mm

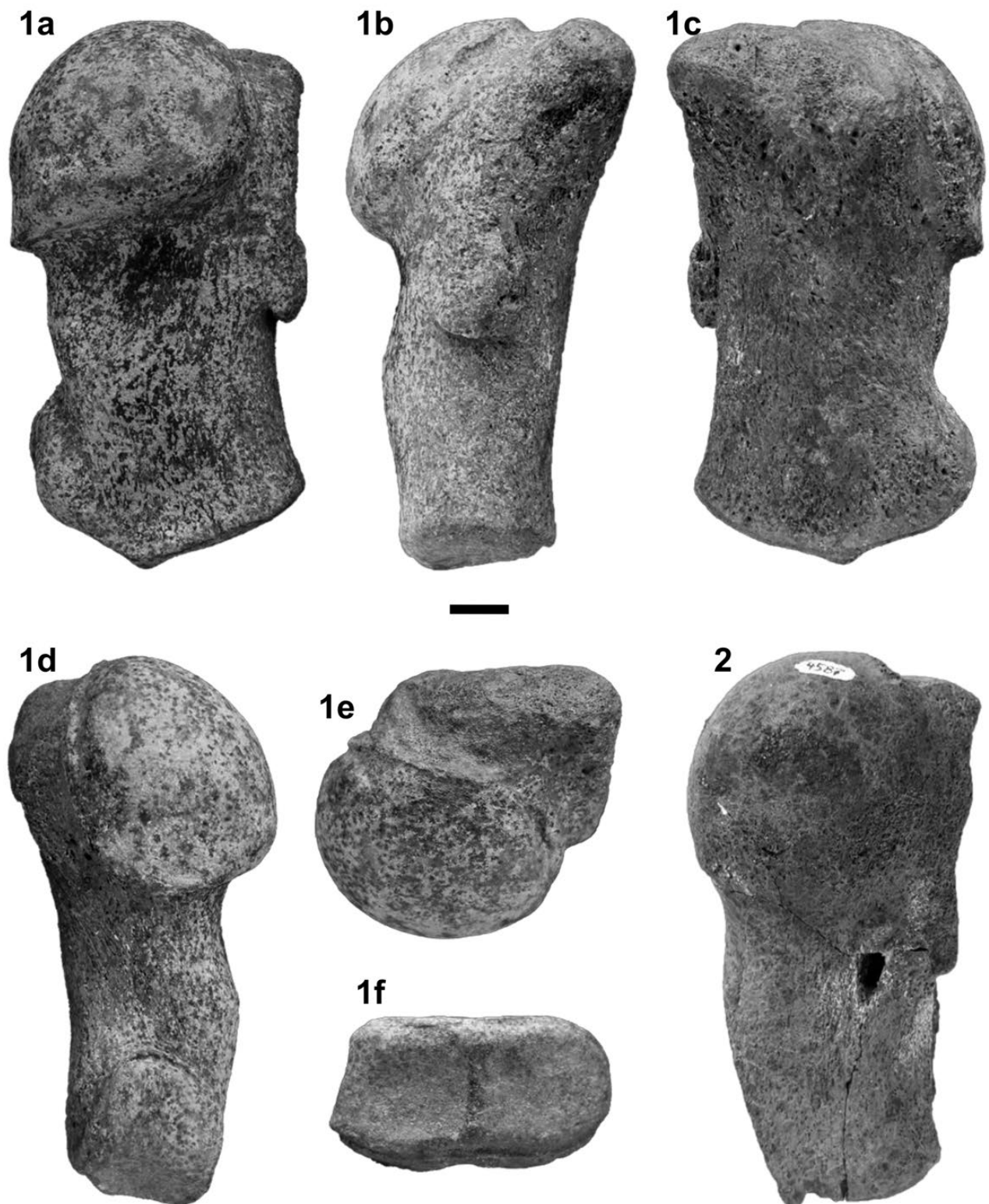
## VI. Tábla – Plate VI



**VI. tábla** „*Cetotherium*” aff. *maicopicum* Pécs-Danitzpusztáról. 1a–f: MÁFI V.23217 bal humerus (gipszmásolat) 1a: lateralis, 1b: posterior, 1c: medialis, 1d: anterior, 1e: ventralis, és 1f: dorsalis nézetben; 2: MÁFI V.23216 jobb humerus (gipszmásolat), lateralis nézetben. Méretarány: 10 mm

**Plate VI.** “*Cetotherium*” aff. *maicopicum* from Pécs-Danitzpuszta. 1a–f: MÁFI V.23217, left humerus (cast) in 1a: lateral, 1b: posterior, 1c: medial, 1d: anterior, 1e: ventral, and 1f: dorsal views; 2: MÁFI V.23216 right humerus (cast), lateral view. Scale bar equals: 10 mm

## VII. tábla – Plate VII



**VII. tábla** Cetotheriidae indet. Pécs, Danitzpusztáról. 1a–f: MÁFI V.24188 jobb humerus, 1a: lateralis, 1b: anterior, 1c: medialis, 1d: posterior, 1e: dorsalis, és 1f: ventralis nézetben; 2: cf. *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840, MÁFI V.09.313.1 (MÁFI V.28762) jobb humerus proximalis fragmentum, lateralis nézetben. Méretarány: 10 mm

**Plate VII.** *Cetotheriidae* indet. from Pécs, Danitzpuszta. 1a–f: MÁFI V.24188 right humerus in 1a: lateral, 1b: anterior, 1c: medial, 1d: posterior, 1e: dorsal, and 1f: ventral views; 2: cf. *Cetotherium priscum* EICHWALD, 1840, MÁFI V.09.313.1 (MÁFI V.28762) right humerus proximal fragment, in lateral view. Scale bar equals: 10 mm

## Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére

SÁGI Tamás<sup>1,2\*</sup>, JANKOVICS M. Éva<sup>2</sup>, KISS Balázs<sup>3</sup>, NTAFLÓS Theodoros<sup>4</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest

<sup>4</sup>Universität Wien, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, Department für Lithosphärenforschung

\*levelező szerző: sagi.tamas@ttk.elte.hu

### *A new method for the olivine- and clinopyroxene fractionation modelling of alkaline basaltic magmas*

#### Abstract

The generation and evolution of basaltic magmas which were the result of eruptions in monogenetic volcanic fields have recently been of interest worldwide in connection with volcanological studies. These magmas are of diverse temporal and spatial distribution, and there is considerable variety in their respective modal and chemical compositions. With respect to these facts, the Neogene–Quaternary monogenetic alkaline basaltic volcanic fields of the Carpathian–Pannonian region (CPR) can be considered as natural laboratories for basaltic magmas. A number of research studies have been published in the last three decades, but these were based on trace element modelling and were performed to characterise only the mantle source lithology or to calculate parental melt compositions. Furthermore, in this process primitive magma calculations were used, based on olivine fractionation or simply with olivine +/- clinopyroxene addition. The widely used parental melt calculations are less accurate if clinopyroxene fractionation occurred (or even if the source rock contained pyroxenite as well). This is because these are based on the major, or trace element compositions of olivine phyric ocean island basalts and peridotites. The principle of such calculations is to generate parental melt compositions through olivine addition.

Based on some alkaline basaltic rocks from the CPR, for this study a new fractionation calculation method was carried out for olivine and/or clinopyroxene phyric intracontinental alkaline basalts. It was designed to calculate the amount of olivine ± clinopyroxene that fractionated from the parental basaltic melt using only the major elements and the Ni concentration of the basaltic rock, as well as the forsterite and Ni content of its olivine phenocrysts. Based on the degree of fractionation, the model is suitable for estimating the major element composition of the parental melt and its value.

*Keywords: alkaline basalt, olivine- and clinopyroxene fractionation, parental (primitive) melt*

#### Összefoglalás

A monogenetikus vulkáni mezőket felépítő bazaltos magmák képződésének, fejlődéstörténetének vizsgálata a modern vulkanológiai kutatások egyik legfontosabb kérdésköre. A Kárpát–Pannon térségben számos neogén–kvarter monogenetikus alkáli bazalt vulkáni terület található, amelyek képződményei változatos földrajzi elterjedésük, koruk és összetételük révén az intrakontinentális alkáli bazaltok természetes laboratóriumai. Az elmúlt három évtizedben számos tanulmány jelent meg e bazaltos magmák genezise kapcsán, azonban a kutatások vagy csak a földköpenybeli forrásközet alapvető közettani tulajdonságaira irányultak, vagy olivin frakcionáció alapú primitív magma-kalkulátorok segítségével — esetleg egyszerű olivin ± klinopiroxén hozzáadással — a szülőmagma összetételére is becslést adtak. A közismert primitív magma-összetételt számoló programok azonban pontosan eredményt adnak klinopiroxén-frakcionált magmák esetében (és akár piroxenit-tartalmú forrásközet esetében is), mivel ezeket olivin-firos óceáni szigeti bazaltok és peridotitok fő- vagy nyomelemtartalma alapján dolgozták ki, és alapelvük a teljes közet-összetételhez történő olivin hozzáadás.

A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltos képződményeit felhasználva egy olyan új frakcionációs modellezést dolgoztunk ki, amely olivin- és/vagy klinopiroxén-firos intrakontinentális alkáli bazaltok esetében alkalmas a két ásvány szülőmagma-ból frakcionálódott mennyiségének meghatározására csupán a közet főelem-összetétele és Ni-tartalma, valamint a benne található olivin fenokristályok forsterit- és Ni-koncentrációja alapján. A frakcionáció mértéke alapján becslést tudunk adni a közet szülőmagmajának főelem-összetételére és a -értékére is.

*Tárgyszavak: alkáli bazalt, olivin- és klinopiroxén-frakcionáció, szülő (primitív) magma*

## Bevezetés

A modern vulkanológiai kutatások egyik fontos kérdésköre a monogenetikus vulkáni mezők alkáli bazaltos képződésük kialakulása, a magmaképződéstől egészen a felszíni folyamatokig (pl. NÉMETH & KERESZTURI 2015, VALENTINE & CONNOR 2015, CAÑÓN-TAPIA 2016). Bár a vulkáni területeket felépítő önálló, kis térfogatú tűzhányók rövid ideig működnek, a vulkáni mezők teljes élettartama több millió év is lehet (pl. NÉMETH 2010). A vulkáni képződmények egy-egy ilyen vulkáni területen belül is nagy változékonyságot mutathatnak mind fizikai vulkanológiai és kőzetészeti jellemzőikben, mind pedig kémiai összetételükben (pl. VALENTINE & CONNOR 2015). Az alkáli bazaltok kőzettani és geokémiai vizsgálata lehetőséget nyújt arra, hogy 1.) megbecsüljük a magma feláramlásának sebességét, 2.) kinyomozzuk a felszín felé tartó útja során történt frakcionációs folyamatokat és 3.) a bazalt összetételéből számolt szülőmagma / primitív magma összetétele alapján információt kapjunk a magma keletkezésének körülményeiről és a földképenybeli forrásközetéről (pl. részleges olvadás mértéke és mélysége, forrásközet kőzettani-geokémiai tulajdonságai) (pl. HARANGI et al. 1995, 2013, 2015; SMITH et al. 2008; ALI & NTAFLOROS 2011; MCGEE et al. 2011, 2013; MATTSSON 2012; JANKOVICS et al. 2012, 2013, 2015, 2016).

A primitív magma-összetétel számolásokat legegyszerűbb módjára, hogy a teljeskövet-összetételhez addig adagolnak nagy Mg-számú olivint  $\pm$  klinopiroxént, amíg a szülőmagma-nak olyan nagy lesz a Mg-száma, hogy már egyensúlyt tarthat a földképeny peridotit kőzetével (pl. ZAJACZ et al. 2007). Ennél kissé komplikáltabb módszer, ha az óceáni szigeti bazaltok és lehetséges forrásközetük nyomelem-tartalma alapján kidolgozott (KIMURA & KAWABATA 2015) vagy a felső köpeny átlagos főelem-összetételét alapul véve készített frakcionációs modellező programok (PUTIRKA et al. 2007; HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) segítségével adnak becslést a szülőmagma összetételére. Ezekkel kapcsolatban problémát jelenthet, hogy ezeket kifejezetten olyan alkáli, óceáni szigeti bazaltos képződményekre (pl. Hawaii, Szent Ilona, Kanári-szigetek, Társaság-szigetek) fejlesztették ki, amelyek kizárólag olivin frakcionációval eredeztethetők a primitív olvadékból, így kontinentális alkáli bazaltokra korlátozottan használhatók (ahogy erre a programok szerzői is figyelmeztetnek). Klinopiroxén-frakcionált bazaltok esetében pedig — mivel a primitív magma-összetételt olivin hozzáadással keresik — minden esetben pontatlan eredményt adnak.

A Kárpát–Pannon térségben több neogén–kvarter alkáli bazaltos monogenetikus vulkáni terület található (*J. ábra*). E mezők tűzhányóit létrehozó magmák a felső köpenyből származnak, kismértékű részleges olvadás során képződtek, és változatos frakcionációs folyamatokon mentek keresztül a felszín felé törve (pl. HARANGI et al. 2015). Habár vannak közöttük rendkívül primitív magmák is (pl. HARANGI 2001, SÁGI 2008, JANKOVICS et al. 2012), egyikük összetétele sem képviseli a földképenyvel egyensúlyt tartó

primer olvadékat. A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjainak primitív magma-összetétel meghatározására eddig a fentebb vázolt modellek segítségével végeztek számolásokat (pl. ZAJACZ et al. 2007, SÁGI 2008, HARANGI et al. 2013).

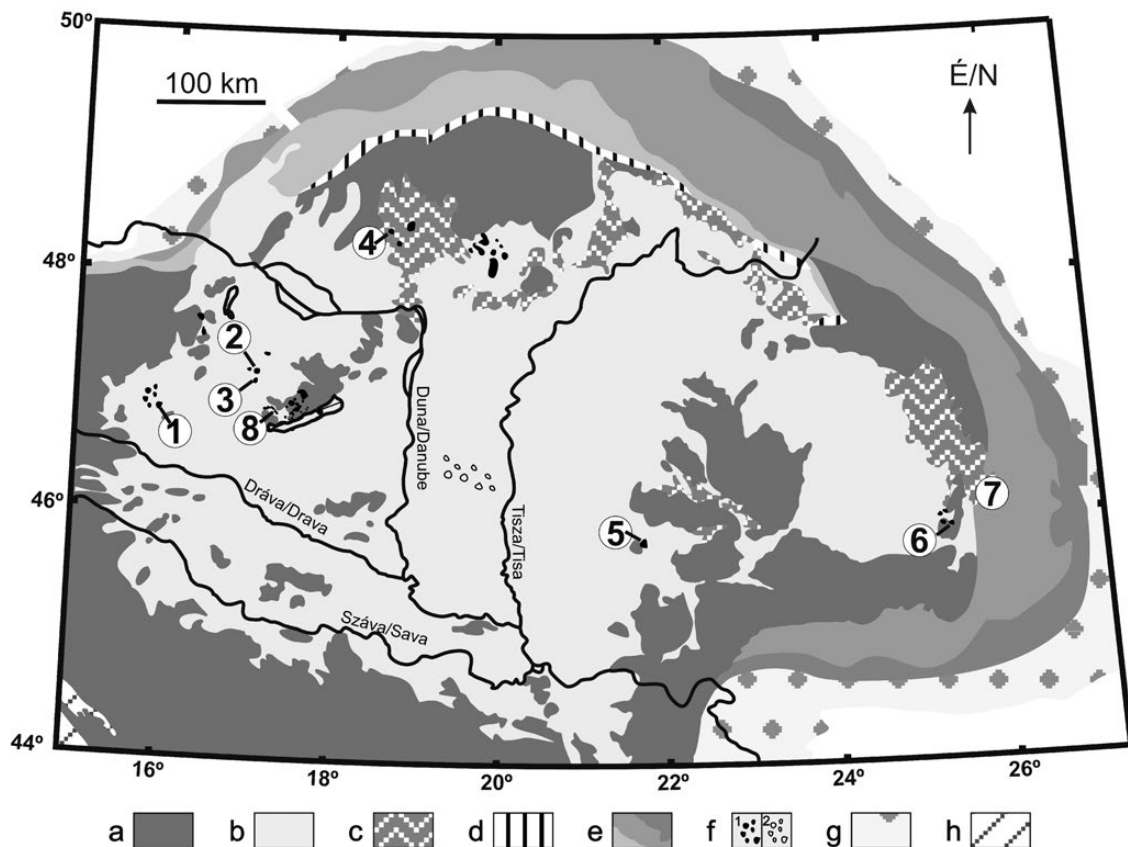
Jelen tanulmányban bemutatott kísérletünk célja egy új frakcionáció-modellezés kidolgozása olivin- és/vagy klinopiroxén-firos intrakontinentális alkáli bazaltokra, amelynek segítségével egyben a kőzetek szülő (primitív) magmájának főelem-összetételére is becslést adhatunk.

## Analitikai módszerek

A Putikov (BRE) és a Lukácskő-Szikkás (SAN) lelőhelyeken gyűjtött lávaközet-minták teljeskövet-geokémiai elemzése az Acme Labs-nál (Vancouver, Kanada) készült. A kőzeteket porítás után a felületi víz eltávolítása céljából 105 °C-on szárították és a LOI (izzítási veszteség: Loss On Ignition) meghatározásához 1000 °C-on izzították. Ezt követően a pormintákat platina-arany edényben olvasztották meg  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -tal elegyítve. A fő- és mellékelemek koncentrációját ICP-ES (kimutatási határ főelemekre és az izzítási veszteségre: 0,01 m/m%, kivéve a vas, amelyre 0,04 m/m%, Ba, Nb, Zr: 5 ppm, Sc, Sr, Y: rendre 1, 2 és 3 ppm, Ni: 20 ppm), a nyomelemek mennyiségét pedig ICP-MS (kimutatási határ: 0,01–0,5 ppm) technikával mérték. Az esetleges porítási kontaminációt „blank” minták vizsgálatával ellenőrizték.

A Berek (BARC) és a Kissomlyó (KS) lelőhelyekről származó minták teljeskövet-elemzését szintén a fenti laboratóriumban végezték, de a kőzetösszetételi adatokat szakirodalomból merítettük (HARANGI et al. 2013, JANKOVICS et al. 2015).

A petrográfiai vizsgálatok során Nikon YS2-T polarizációs mikroszkópot és NIS-Elements Br fotó-szoftvert használtunk, további szöveti vizsgálatokat és az ásvány-kémiai mérések előkészítését egy AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük az ELTE TTK FFI Kőzetan–Geokémiai Tanszékén. Az in situ ásvány-kémiai elemzések Bécsben készültek (Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Labor für Elektronenstrahlmikrosondenanalytik) CAMECA SX100 elektronmikroszondával, amelynek egy energia- és négy hullámhosszdiszperzív detektora van. A mérések során a gyorsítófeszültség 15 kV, a mintaáram pedig 20 nA volt. Minden egyes elemre a mérési idő legalább 20 s volt a „csúcs pozícióban”. A mintát érő elektronsugár átmérője 1  $\mu\text{m}$  volt. Az elemzésekhez természetes és mesterséges sztenderdeket használtunk: albit (Na), olivin (Mg), korund (Al), kvarc (Si), apatit (P), wollastonit (Ca), rutil (Ti), Mg-krómit (Cr), szpesszartin (Mn), almandin, ilmenit (Fe), Ni-oxid (Ni). Minden mérési sorozat elején és végén is végeztünk sztenderd méréseket az elemzések pontosságának ellenőrzésére. A nyers adatok PAP korrekcióját (POUCHOU & PICOIR 1991) a mikroszonda analitikai szoftvere végezte. A kimutatási határ főelemekre 0,01–0,1 m/m%, mellék- és



**1. ábra.** A vizsgált kőzetek lelőhelye. 1 - Steinberg (ST), 2 - Ság-hegy (SAG), 3 - Kíssomlyó (KS), 4 - Putikov vršok (BRE), 5 - Sanovita (SAN), 6 - Bârc (BARC), 7 - Csomád (CSOM 1, 2), 8 - Uzabánya (UZSA)

a - prekainozoos aljzat, b - neogén-kvarter üledékek, c - neogén mészkalkáli vulkanitok a felszínen, d - Pieniny-szírtöv, e - Alp-Kárpáti-flisöv, f - neogén-kvarter monogenetikus alkáli bazalt vulkáni mezők: 1 - a felszínen, 2 - eltemetve, g - Alp-Kárpáti-molaszöv, h - Adriai-tenger (Térkép: ALI et al. 2013 és Kovács et al. 2017 alapján)

**Figure 1.** Locations of investigated samples. 1 - Steinberg (ST), 2 - Ság-hegy (SAG), 3 - Kíssomlyó (KS), 4 - Putikov vršok (BRE), 5 - Sanovita (SAN), 6 - Bârc (BARC), 7 - Csomád (CSOM 1, 2), 8 - Uzabánya (UZSA)

a - Pre-Cenozoic basement, b - Neogene-Quaternary sediments, c - Neogene calc-alkaline volcanic rocks on the surface, d - Pieniny Klippen Belt, e - Alp-Carpathian Flysch Belt, f - Neogene-Quaternary alkaline basaltic volcanic fields: 1 - on the surface, 2 - buried, g - Alp-Carpathian Molasse Belt, h - Adriatic Sea. Large black arrow is facing to north (Map based on ALI et al. 2011 and Kovács et al. 2017)

nyomelemekre 100–150 ppm, a mérési hiba általában 1% körül alakult, de a nátrium kivételével minden elem esetében kisebb volt 5%-nál.

### Földtani háttér

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanitjainak közzétanilag és geokémiaailag egyik jól elkülöníthető típusa a miocén–kvarter monogenetikus vulkáni mezők alkáli bazaltos (s.l.) képződményei (pl. HARANGI 2001) (1. ábra). Ezen bazaltos magmák keletkezése ma is vitatott (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; EMBEY-ISZTIN et al. 2001; HARANGI 2001; SEGHEDI et al. 2004; HARANGI & LENKEY 2007; ALI & NTAFLÓS 2011; KOVÁCS et al. 2012, ALI et al. 2013; HARANGI et al. 2013, 2015), a legelfogadottabb elméletek szerint az asztenoszféra passzív vagy aktív horizontális és vertikális áramlása okozta dekompresszióhoz köthető kismértékű megolvadása során keletkeztek (HARANGI & LENKEY 2007, KOVÁCS et al. 2012, HARANGI et al. 2015). A legidősebb bazaltok a Burgenland területén (a Pannon-medence nyugati peremén)

található Pauliberg (Pálhegy) és Oberpullendorf (Felsőpulya) mellett jöttek létre mintegy 11 millió éve (BALOGH et al. 1986, 1994), valamint hasonló korú képződményeket tártak fel szénhidrogén-kutató fúrásokkal az Alföldön, Kecel környékén (BALÁZS & NUSSZER 1987). A bazaltos vulkanizmus legintenzívebb szakasza mintegy 5 és 3 millió évvel ezelőtt volt, ekkor volt aktív a legjelentősebb vulkáni területek, a Bakony–Balaton-felvidék, a Selmec–Nógrád–Gömör és a Stájer-medence legtöbb tűzhányója. A Persányi-hegység vulkánjai ennél fiatalabbak, 0,6–1,2 millió évesek (SEGHEDI et al. 2016), a legfiatalabb pedig a Selmecbányától nyugatra található Putikov vršok salak-kúpja, amely mindössze  $102 \pm 11$  ezer éve képződött (ŠIMON & MAGLAY 2005). Ezek az alkáli bazaltos kőzetek nagy összetételi változékonyságot mutatnak a primitív olivin-firos bazanittól a differenciáltabb, olivin- és klinopiroxén-firos fonotefritig (pl. DOBOSI et al. 1998; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a, b; HARANGI 2001; HARANGI & LENKEY 2007; HARANGI et al. 2015). Kutatástörténetük több mint száz évre nyúlik vissza, az egyszerűbb, leíró-dokumentáló jellegű munkáktól (INKEY 1878; JUGOVICS 1937, 1948, 1972;

MAURITZ & HARWOOD 1937a, b; MAURITZ et al. 1948) az egyes kőzetek képződésére, az olvadékok eredetére, fejlődésére és a térség geodinamikai helyzetének jobb megértésére irányuló tanulmányokig (DOBOSI et al. 1991, 1995, 1998; ALI & NTAFLAS 2011; DOBOSI & FODOR 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; DOWNES et al. 1995; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; ZAJACZ et al. 2007; DOBOSI & JENNER 1999; KONEČN et al. 1999; HARANGI 2001; HARANGI & LENKEY 2007; JANKOVICS et al. 2009, 2012, 2013, 2015, 2016; TSCHEGG et al. 2010; SEGHEDI et al. 2011, 2016; KOVÁCS et al. 2012; HARANGI et al. 2013, 2015). Az általunk végzett frakcionációs modellezéshez ezen alkáli bazaltok közül választottunk ki olyanokat, amelyek csak olivin vagy olivin + klinopiroxén fenokristályokat tartalmaznak, valamint korbán, földrajzi elhelyezkedésben is megfelelően lefedik a Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjait, ugyanakkor nem volt célunk minden egyes vulkáni terület bevonása a vizsgálatba.

Az olivin–piroxén frakcionáció modellezés kiterjesztési lehetőségének vizsgálata céljából e kutatásba bevontuk a csomádi dácitban található mafikus kristálycsomókat is. A Csomád a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb tűzhányója (pl. SZAKÁCS & SEGHEDI 1995; SZAKÁCS et al. 2002; VINKLER et al. 2007; HARANGI et al. 2010; KARÁTON et al. 2013, 2016), amely az északról dél felé fiatalodó és egyre kisebb térfogatú vulkánokból felépülő Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni ív délkeleti elvégződésénél található (MASON et al. 1998; PELTZ et al. 1987; SZAKÁCS et al. 1993; PÉCSKAY et al. 1995, 1998). GÍRBACEA & FRISCH (1998) szerint a Persányi-hegység alkáli bazaltos vulkanizmusát és a dél-hargitai/csomádi dácitos vulkanizmust közös geodinamikai okokra lehet visszavezetni. A Csomád kutatásának jelentőségét mutatja, hogy számos tanulmány szerint lehetséges a vulkáni működés felújulása (SZAKÁCS et al. 2002, HARANGI 2007, SZAKÁCS & SEGHEDI 2013).

## A megmintázott képződmények

### *A modellezésnél felhasznált minták lelőhelyei Ny-ról K felé haladva (1. ábra)*

#### Steinberg bei Feldbach, Stájer-medence vulkáni terület (ST)

Feldbach községtől 2 km-rel délkeletre található a Steierische Basalt- und Hartgesteinwerke kőbányája, amely több, mint 50 m vastagságban tárja fel a kezdeti, freatomagmás vulkáni fázis piroklasztitjai feletti salak- és fröccskúp-képződményeket és a rájuk települő tefrites és bazanitos összetételű lávafolyásokat. K–Ar kora 2,3–3 millió év (BALOGH et al. 1990). A minta (ST) tömör bazanit lávakőzetből származik (SÁGI 2008).

#### Ság-hegy, Kisalföld–Kemenesaljai vulkáni terület (SAG)

Az 5,5 millió éves (BALOGH et al. 1986) Ság-hegy első —freatikus/freatomagmás— kitérési során egy tufagyűrű képződött, ezt követően a szárazabbá váló környezetben

stromboli-típusú kitérések során kisebb salakkúpok jöttek létre, illetve fröccskúpok és klasztogenetikus lávafolyások alakultak ki a hawaii-típusú kitérések eredményeként, végül pedig egy látató töltötte ki a tufagyűrűt (HARANGI & HARANGI 1995). A minta (SAG) az utolsó kitérési fázis során képződött, lemezese elválású trachibazalt lávakőzetből származik (SÁGI 2008).

#### Kissomlyó, Kisalföld–Kemenesaljai vulkáni terület (KS)

A Kissomlyó egy összetett monogenetikus vulkáni központ, amely a Ság-hegyhez hasonlóan több különböző kitérési egységből épül fel. A tufagyűrű a kezdeti freatomagmás robbanásos kitéréseket képviseli, amelyre egy tavi üledékes egység települ. A következő egységet párnalávák, párnaláva breccsák és peperitek alkotják, amelyek a tavi üledékes rétegsorba nyomult víz alatti lávafolyás eredményeként képződtek. Ennek felső részén oszlopos elválású lávakőzet (kora 4,63 millió év, WIJBRANS et al. 2007) figyelhető meg, amely a már szárazföldi körülmények között képződött kráteren belüli lávafolyásokat képviseli. A vulkáni felépítmény legtetején egy fröccskúp maradványa található, amely egykori lávaszőkőkút-szerű magmás robbanásos kitérésekre utal. A tavi üledékes egység jelenléte azt feltételezi, hogy a tufagyűrű felépülését egy nyugalmi periódus követte, kialakult egy krátertő, amelyben üledékképződés zajlott, majd később felújult a vulkáni működés (MARTIN & NÉMETH 2005). A vizsgált minta (KS) az oszlopos bazanit lávakőzetből származik (JANKOVICS et al. 2015).

#### Uzsabánya, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (UZSA)

A Keszthelyi-hegységtől északra elhelyezkedő bazalt-vulkánok (Uzsa, Szebike, Tátika, Bazsi, Kovácsi-hegy) a vulkáni terület fiatalabb képződményei közé tartoznak, koruk 2,7–3,4 millió év (BALOGH et al. 1986). Közülük a legjelentősebb az Uzsa-hegy. Az Uzsa és Várvolgy községek között, az utóbbi területén található kőfejtőben feltáruló vulkáni képződmények nagy részét lávafolyások és egy egykori látató maradványa képviselik, ugyanakkor számottevő a freatomagmás kitérésekhez köthető piroklasztitok mennyisége is (MARTIN & NÉMETH 2004). A minta (UZSA) az egykori látató masszív trachibazalt kőzetéből származik (SÁGI 2008).

#### Putikov vršok, Selmeci vulkáni terület (BRE)

A Brehy (Magasmart) községtől délre található salakkúp és az abból kiinduló lávafolyás az egész Kárpát–Pannon térség legfiatalabb bazaltvulkáni képződménye, kora  $102 \pm 11$  ezer év (ŠIMON & MAGLAY 2005). Az oszloposan elváló bazanit lávakőzetből a Garamhoz közeli kőfejtőben vettünk mintát (BRE).

#### Lucaret–Sanovița (Lukácskő–Sziklás), Bánát vulkáni terület (SAN)

A Temesvártól 35 km-rel keletre található két kőfejtőben a rétegsor freatomagmás képződményekkel kezdődik, ame-

lyeket lávaközetek fednek, legfelül pedig stromboli-típusú kitörések során keletkezett salakkúpok találhatóak (TSCHEGG et al. 2010). E két kőfejtő kőzete 2,5–2,6 millió éves (DOWNES et al. 1995) trachibazalt. A mintavételezés a lávaközetből történt (SAN).

### Bârc (Berek), Persányi-hegységi vulkáni terület (BARC)

A mai Berek-völgyben mintegy 1 millió éve (SEGHEDI et al. 2016) létrejött tufagyűrű kráterét utolsó kitörései során egy látató töltötte ki, ami a kráter északkeleti falát átszakította és így egy lávafolyás képződött. A maar vulkán kráterének keleti peremén, a Persányi-hegység következő vulkáni fázisában egy salakkúp jött létre, aminek lávafolyása a tufagyűrűből eredő, idősebb berek-völgyi bazaltokkal közvetlenül érintkezik. A vizsgált, fiatalabb trachibazalt lávaközet kora  $0,799 \pm 0,021$  millió év (SEGHEDI et al. 2016), a minta (BARC) a völgy 13-as (E 60) főúthoz közeli részében lévő kőfejtőből származik (HARANGI et al. 2013). A lávafolyást HARANGI et al. (2013) a közeli Bükkösd (Gruuu) salakkúphoz kötötték.

### A modellezés lehetséges kiterjesztéséhez felhasznált minták lelőhelye (1. ábra)

#### Csomád

A Csomád vulkán kivételt képez, mivel a többi vizsgált képződménnyel szemben ez nem alkáli bazaltvulkán, hanem a Kelemen–Görgény–Hargita andezites–dácitos mészalalkáli vulkáni összlet legfiatalabb tagja. A tűzhányót magas K-tartalmú dácit építi fel. Az itt vizsgált minták (CSOM1, 2) a KISS (2014) és a KISS et al. (2014) tanulmányokban bemutatott, az északi kráterperemről származó 100–150 ezer éves dácit lávaközetekben megjelenő mafikus kristálycsomókat képviselik.

## Petrográfia

### Alkáli bazaltok

A modell kidolgozásához használt alkáli bazaltok (s.l.) mindegyike masszív lávaközet. Részletes petrográfiai adataikat az I. táblázat, általános szöveti fotókat a 2. ábra tartalmazza. Szövetük és ásványos összetételük alapján három csoportba sorolhatók.

#### 1-es típus

E kőzetek porfíros intergranuláris szövetűek, fenokristályként csak olivin (SAG, BARC) vagy olivin és elenyésző mennyiségű klinopiroxén (BRE, UZSA)

jelenik meg (2. ábra, a). Az olivin fenokristályok normál zónásak, általában félig sajátalakúak–sajátalakúak, a nagyobb olivinszemcsék gyakran rezorbeáltak (ez esetben gyakran nem sajátalakúak), és peremük, hasadási nyomvonalaik mentén iddingzitesedtek. Általában önálló kristályokként jelennek meg, két mintában (SAG, UZSA) előfordulnak néhány olivinszemcséből álló glomerokristályok is. Átlagos méretük 650–700  $\mu\text{m}$ , a legnagyobb kristályok 1800–2500  $\mu\text{m}$ -esek. A bereki (BARC) mintában csak 300–400  $\mu\text{m}$ -esek az olivinek, és a legnagyobb kristályok mérete sem haladja meg a 800  $\mu\text{m}$ -t. Az alapanyag összetétele mindegyik kőzetben hasonló, mintegy 40–85%-a plagioklász, 5–40% között változik a klinopiroxén és 5–15% között az olivin (a kisebb szemcsék gyakran teljesen iddingzitesedettek) mennyisége, ezeken kívül megjelenik még magnetit, ilmenit (SAG, BRE) és nefelin (BRE, BARC) is.

#### 2-es típus

Átmeneti tag az 1-es és a 3-as típus között, csak egy minta (SAN) tartozik ide. A kőzet szövete és alapanyagának ásványos összetétele megegyezik az 1-es típusba sorolt kőzetekével. Habár itt is az olivin az uralkodó fenokristály, a klinopiroxének jóval nagyobb arányban (~20–25%) fordulnak elő (2. ábra, b). A fenokristályok közül az olivinek normál zónásak, félig sajátalakúak vagy sajátalakúak, gyakran rezorbeáltak, méretük átlagosan 500  $\mu\text{m}$  és legfeljebb 1200  $\mu\text{m}$ . A klinopiroxén fenokristályok szektor zónásak, félig sajátalakúak és sajátalakúak, általában néhány szemcséből álló glomerokristályokat alkotnak. Méretük átlagosan 300–400  $\mu\text{m}$ , legfeljebb 1000  $\mu\text{m}$ .

#### 3-as típus

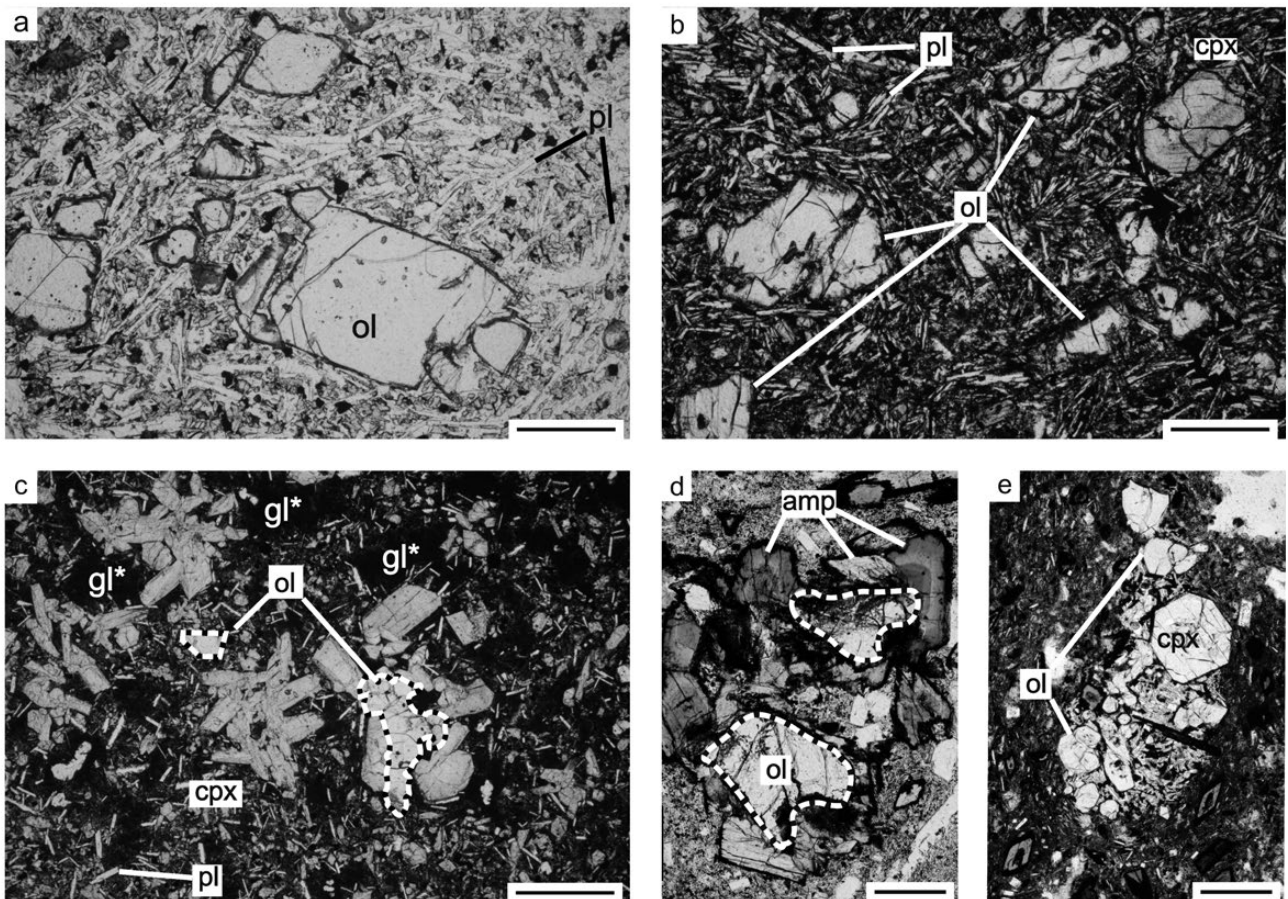
Két minta tartozik ebbe a típusba (KS, ST). Szövetük glomeroporfíros intergranuláris (KS), illetve interszertális (ST). Fenokristályként klinopiroxén és olivin jelenik meg, a piroxén az uralkodó (2. ábra, c). A kissomlyói minta esetében a porfíros elegyrészek szinte kivétel nélkül glomerokristályokként jelennek meg, a steinbergi kőzetben ez főleg a klinopiroxénekre jellemző, az olivinek gyakrabban fordulnak elő önálló kristályként. A fenokristályok általában félig

I. táblázat. A vizsgált bazalt kőzetminták részletes petrográfiai jellemzői

Table I. Detailed petrographical characteristics of the investigated basaltic samples

Minta		$\Sigma\%$ fenokristály; (arány)	Alapanyag	Szövet
ST	bazanit	17,5	ol, cpx (3/7)	glomeroporfíros-isz.
SAG	trachibazalt	10	ol	porfíros-ig.
KS	bazanit	20	ol, cpx (2/8)	glomeroporfíros-ig.
UZSA	trachibazalt	10	ol, cpx (19/1)	porfíros-ig.
BRE	bazanit	6	ol, cpx (19/1)	porfíros-ig.
SAN	trachibazalt	20	ol, cpx (4/1)	porfíros-ig.
BARC	trachibazalt	5	ol	porfíros-ig.

ol = olivin/olivine, cpx = klinopiroxén/clinopyroxene, plag = plagioklász/plagioclase, mt = magnetit/magnetite, ilm = ilmenit/ilmenite, ap = apatit/apatite, ne = nefelin/nepheline, gl = kőzetűveg/glass, ig. = intergranuláris/intergranular texture, isz. = interszertális/intersertal texture



**2. ábra.** A vizsgált alkáli bazaltok (a–c) és a csomádi mafikus kristálycsomók (d–e) általános szöveti képe (polarizációs mikroszkópos fotók, 1N). A fekete vonal a fényképek jobb alsó sarkában 500 µm hosszúságú

amp = amfibol, cpx = klinopiroxén, gl\* = kőzetüveggazdag terület az alanyagban, ol = olivin, pl = plagioklász. Az olivin kristályok körvonalát fekete-fehér szaggatott vonallal emeltük ki a (c) és (d) képeken. a) Az 1-es típusú (olivin-firos) alkáli bazaltok egyik példánya (SAG). A plagioklász-gazdag alanyagban nagyméretű, iddingzitesedett peremű olivin fenokristályok jelennek meg. b) A 2-es típusú (olivin-piroxén-firos) alkáli bazalt egyetlen képviselője (SAN). A fenokristályok mintegy 20%-át adják a klinopiroxének. Az alanyagban a plagioklász az uralkodó, de jóval több a klinopiroxén és a magnetit, mint az 1-es típusnál. c) A 3-as típusú (piroxén-firos) alkáli bazaltok egyik példánya (ST). A fenokristályok nagy része klinopiroxén glomerokristály. Az alanyagban jelentős mennyiségű kőzetüveg található. d) A csomádi 1. típusú kristálycsomók (CSOM 1) egyik példánya. Az olivinek körül fekete reakciószegély és amfibol ránövekedés figyelhető meg. e) A csomádi 2. típusú kristálycsomók (CSOM 2) egyik példánya. Fő alkotója a klinopiroxén, illetve alanyaguk is van. Az olivinszemcsék körül itt nincs reakciószegély

**Figure 2.** General textures of alkaline basalts (a–c) and mafic crystal clots from the Csomád (d–e). Micrographs were taken with polarizing microscope (PPL), black bars at the bottom right corners represent 500 µm

amp = amphibole, cpx = clinopyroxene, gl\* = glass rich areas of the groundmass, ol = olivine, pl = plagioclase. Olivine phenocrysts were outlined with dashed black & white lines on pictures 'c' and 'd'. a) A sample (SAG) from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts (olivine phyric). Olivine phenocrysts with iddingsitized rims in a plagioclase rich groundmass. b) The sole representative (SAN) of the 2<sup>nd</sup> type (olivine-pyroxene phyric). ~20% of phenocrysts are clinopyroxenes. Plagioclase laths are dominant in the groundmass however there are more clinopyroxene and magnetite crystals as in the 1<sup>st</sup> type. c) A sample (ST) from the 3<sup>rd</sup> type (pyroxene phyric). Most of the phenocrysts are clinopyroxene glomerocrysts. The groundmass contains a significant amount of glass. d) A 1<sup>st</sup> type mafic crystal clot of the Csomád dacite (CSOM 1). Olivine crystals are surrounded by black reaction rims and they are overgrown by amphiboles. e) A 2<sup>nd</sup> type mafic crystal clot (CSOM 2). It contains groundmass and the most abundant phenocryst phase is clinopyroxene. Olivine grains are fresh without reaction rims

sajátalakúak vagy sajátalakúak. A kissomlyói mintában (KS) a klinopiroxének szektor zónásak, méretük átlagosan 400–500 µm és legfeljebb 1800 µm. Az olivinek 200–900 µm mérettartományban mozognak, sajátalakúak – félig sajátalakúak, és bár változatos szöveti és zónássági bélyegeket mutatnak (JANKOVICS et al. 2015), nagy többségük vázkristályos és normál zónás. A legnagyobb klinopiroxén és/vagy olivin glomerokristályok ~1600 µm-esek. A steinbergi mintában (ST) a klinopiroxének szintén szektor zónásak. Méretük átlagosan 450–500 µm, legfeljebb 1200 µm. A piroxén glomerokristályok átlagos mérete 800–900 µm, a legnagyobbaké az 1500–2000 µm-t is eléri. Az olivinek normál zónásak, félig sajátalakúak vagy sajátalakúak. Méretük átlagosan 500–600 µm, legfeljebb 2000

µm. Általában önálló szemcsék, vagy néhány olivinkristályból álló glomerokristályok formájában jelennek meg, de előfordulnak olivin-klinopiroxén glomerokristályok is.

Az olivinek iddingzitesedése csak a steinbergi mintában jellemző. Az alanyag összetételében is van eltérés a két minta között. Steinberg esetében az alanyag alkotói: ~50% klinopiroxén, 20–25% plagioklász, ~10% olivin, 5–10% magnetit és kőzetüveg, továbbá előfordul még rhönit és szanidin is kevesebb, mint 1%-nyi mennyiségben. A kissomlyói minta alanyagában a plagioklász (~65%) és a klinopiroxén (~20%) az uralkodó. E kőzet alanyaga a leggazdagabb magnetitben (~10%), emellett még kevés olivint (~4%) és apatitot (~1%) tartalmaz.

### Csomádi mafikus kristálycsomók

A csomádi dácitban megjelenő mafikus kristálycsomók modális összetételük alapján két fő csoportra oszthatók.

1. típus (CSOM1, 2. ábra, d): mindössze a kristálycsomók ~5%-a tartozik ide, méretük 0,5–2 mm, olivin- és amfibol-kristályokból állnak. Az olivinkristályok nem sajátalakúak, nagymértékben rezorbeáltak, szubmikronos méretű vas-oxid tűk hálózatként be őket, valamint 5–10 µm nagyságú Cr-spinell zárványokat is tartalmaznak. Az olivin körül egy finomszemcsés, főként piroxénekből (és oxidokból) álló reakciózóna jelenik meg, amelyet zónás amfibolok ölelnek körbe. Az apró vas-oxid tűk jellemzően az olivin reakciózónához közeli részén jelennek meg, az olivinek magja azonban általában ép.

2. típus (CSOM2, 2. ábra, e): ide tartozik a kristálycsomók nagy része, méretük 2–3 mm, klinopiroxén ± olivint ± amfibolt tartalmaznak. Itt az olivin csak kismértékű rezorpciót mutat, nem jelennek meg benne vas-oxid tűk, és reakciózóna megjelenése sem jellemző rá. E kristálycsomók gyakran glomeroporfirós szövetet jellemezhetők, amelyekben alapanyag (plagioklász, Fe-Ti-oxidok, káli-földpát, kristályos SiO<sub>2</sub>) is található.

## Geokémia

### Adatok

Amely mintákból rendelkezésre áll megbízható, publikált olivin és/vagy klinopiroxén adatsor (megbízhatónak azokat az adatokat tekintettük, amelyek esetében a mérések ugyanabban a laborban történtek, mint ahol a saját elemzéseket végeztük: Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Labor für Elektronenstrahlmikrosondenanalytik), azokat felhasználtuk, a többi kőzet esetében pedig új méréseket végeztünk. A felhasznált szakirodalmi adatok a következők: Bárca (BARC): olivin adatok (HARANGI et al. 2013), Csomád (CSOM 1, 2): olivin adatok (Kiss 2014, Kiss et al. 2014), Kissomlyó (KS): olivin és klinopiroxén adatok (JANKOVICS et al. 2015), Ság-hegy (SAG): olivin adatok (SÁGI 2008), Sanovița (SAN): klinopiroxén adatok (TSCHEGG et al. 2010), Steinberg (ST): olivin (ALI et al. 2013, SÁGI 2008) és klinopiroxén adatok (ALI et al. 2013), Uzsabánya (UZSA): kiegészítő olivin adatok (SÁGI 2008).

Új mérésekre volt szükség az alábbi mintákból: Putikov vřšok (BRE), Sanovița (SAN): teljeskőzet-összetétel és olivin adatok, Uzsabánya (UZSA): olivin adatok.

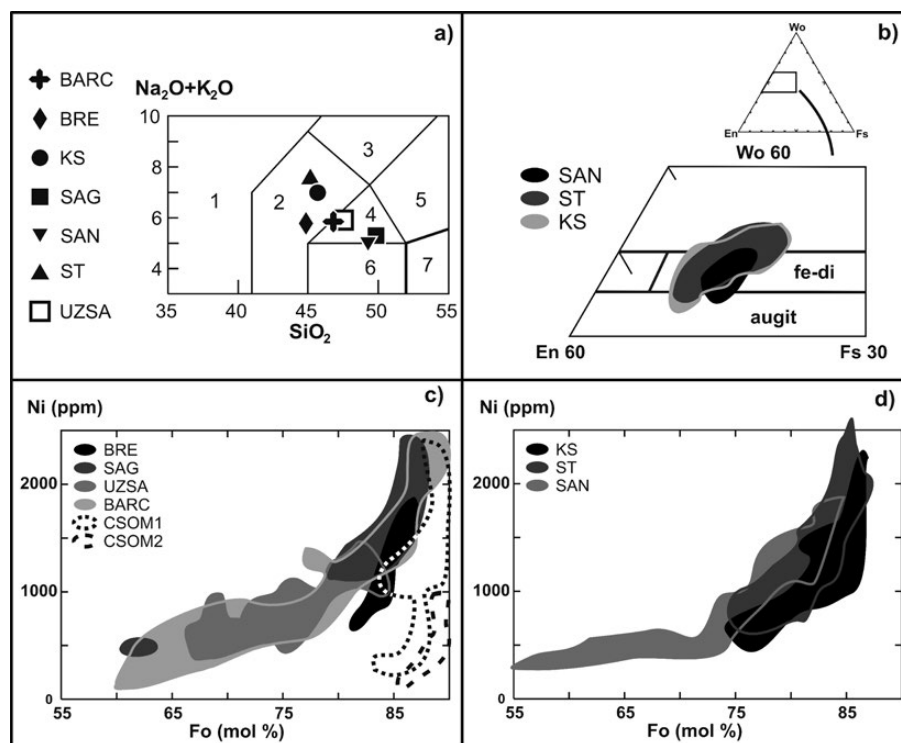
A teljeskőzet-összetétel adatokat — ahol rendelkezésre álltak — szintén a szakirodalomból vettük. BARC: HARANGI et al. (2013), KS: JANKOVICS et al. (2015), SAG: HARANGI et al. (1995), ST, UZSA: EMBEY-ISZTIN et al. (1993a, b).

### Teljeskőzet-geokémia

SiO<sub>2</sub>- és összalkália-tartalmuk alapján a vizsgált minták közül négy trachibazalt: BARC, SAG, SAN, UZSA és három bazanit: BRE, KS, ST (3. ábra, a). Főelem-összetételüket a II. táblázat tartalmazza. Két kőzet Mg#-a nagy (BRE: 67,9 és BARC: 67,2), négyé közepes (SAG: 64,6, UZSA: 64,1, SAN: 63,9, KS: 63,2) és egy mintáé kifejezetten kicsi (ST: 58,2). Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)×100, 0,15 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO arányt feltételezve, Mg és Fe<sup>2+</sup> kation molfrakció értékek.

### Olivin

Az olivinek döntő többsége esetében 80–85 mol% Fo-tartalom jellemző. A kristályok normál zónásak, magjuk



3. ábra. a) A modellezéshez használt alkáli bazaltok összetétele a TAS-diagramon (LE BAS et al. 1992)

1 - foidit, 2 - tephrit-bazanit, 3 - fonotephrit, 4 - trachibazalt, 5 - bazaltos trachiandezit, 6 - bazalt, 7 - bazaltos andezit. b) A felhasznált klinopiroxének összetétele. c) Az 1-es típusú alkáli bazaltok (szürke mezők) és a csomádi mafikus kristálycsomók olivinjeinek összetétele (pöttyözött és szaggatott körvonalú területek). d) A 2-es típusú (SAN) és a 3-as típusú (KS, ST) bazaltminták olivinkristályainak összetétele

Figure 3. a) Composition of investigated alkaline basalts on the TAS diagram (LE BAS et al. 1992).

1 - foidite, 2 - tephrite-basanite, 3 - phonotephrite, 4 - trachybasalt, 5 - basaltic trachyandesite, 6 - basalt, 7 - basaltic andesite. b) Composition of clinopyroxenes used in the modeling. c) Composition of olivines from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts (grey areas) and from mafic crystal clots of the Csomád dacite (areas with dotted and dashed outlines). d) Composition of olivines from the 2<sup>nd</sup> (SAN) and 3<sup>rd</sup> (KS, ST) types of alkaline basalts

**II. táblázat.** A vizsgált kőzetminták teljeskőzet-összetétele. Az oxidok és az izzítási veszteség (LOI) tömeg %-os értékben, a Ni és Cr pedig ppm-ben vannak megadva

**Table II.** Composition of investigated basaltic samples. Oxides and LOI are given in wt. %, Ni and Cr in ppm

Minta		SAG	UZSA	BRE	BARC	ST	SAN	KS
Lelőhely		Ság-hegy	Uzsa	Putikov vršok	Bárc	Steinberg	Sanovița	Kissomlyó
GPS	É	47,23058	46,88809	48,40336	45,95409	46,93337	45,81060	47,14819
	K	17,11614	17,31597	18,63353	25,35795	15,91738	21,71761	17,09849
SiO <sub>2</sub>		49,79	46,18	44,71	46,63	45,57	48,90	44,94
TiO <sub>2</sub>		2,13	2	2,46	1,77	2,02	2,19	2,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		15,83	15,2	13,18	15,95	15,08	14,68	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>total</sup>		9,98	10,16	11,6	10,12	11,70	10,71	10,72
MnO		0,14	0,16	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17
MgO		8,03	8,05	10,91	9,22	7,25	8,43	8,19
CaO		8,24	8,96	10,08	9,44	10,58	8,52	9,46
Na <sub>2</sub> O		3,33	3,65	4,04	3,91	5,45	3,39	4,36
K <sub>2</sub> O		1,96	2,09	1,72	1,91	2,14	1,63	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,49	0,71	0,77	0,48	0,89	0,60	0,88
LOI		0,88	2,4	0	0	0,50	0,80	1,10
Ni		205	129	219	179	79	170	114
Cr		350	171	342	315	181	247	236

Fo-tartalma jellemzően 75–90 mol% közötti, míg peremük magnéziumban szegényebb (55–75 mol% Fo, amelyek közül a többség a Fo<sub>65–75</sub> tartományba esik). Nikkeltartalmuk pozitívan korrelál a forsterittel, a magnéziumban gazdagabb kristálymagok esetében 1800–2600 ppm-et is elér a Ni koncentrációja, míg a szemcsék peremén jellemzően 700 ppm alatti, de akár 100 ppm-re is csökkenhet (3. ábra, c, d). A csomádi mafikus kristálycsomók esetében a CSOM 1 minta (1. típusú mafikus kristálycsomók) olivinjeinek Fo-tartalma 85–90 mol%, Ni-koncentrációja pedig 100–1000 ppm között változik. Ugyanezek az értékek a CSOM 2 minta (2. típusú mafikus kristálycsomók) olivinjei esetében 83–90 mol% Fo és 250–2450 ppm Ni (3. ábra, c).

### Klinopiroxén

A klinopiroxén fenokristályokat is tartalmazó minták (KS, ST, SAN) piroxénjeinek összetétele egymáshoz hasonló: többségük vas-diopszid és augit, de a steinbergi és a kissomlyói kőzetek esetében előfordulnak 60 mol%-nál több wollastonit komponenst tartalmazó kristályok is (3. ábra, b). A kristályok szektor zónásak, magjuk 12,9–15,9 m/m%, peremük pedig 10,4–13,9 m/m% MgO-t tartalmaz. CaO-tartalmuk 20,6–23,1 m/m% (mag) és 22,3–23,6 m/m% (perem) között változik.

### Olivin- és klinopiroxén frakcionáció modellezése

Kevésbé frakcionált alkáli bazaltok és főképp a belőlük származtatott primitív magma összetétele alapján következtethetünk a földköpenybeli forráskőzet összetételére, megolvadásának mértékére és mélységére, valamint a földköpeny potenciális hőmérsékletére (pl. HERZBERG & O'HARA 2002; NIU & O'HARA 2003; PUTIRKA 2005;

HERZBERG et al. 2007; HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; PILET et al. 2008; LEE et al. 2009; HERZBERG 2011).

A közismert primitív magma-kalkulátorokat (HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) óceáni szigeteki vagy platóbazaltok kőzetei alapján dolgozták ki, és ezek a teljes kőzet főelem-összetételhez való olivin-adagolással keresik a bazaltos olvadékok összetételét. Az olivin-hozzáadással történő számolás problémát jelenthet, amennyiben a forráskőzet nem tisztán peridotit, hanem részben vagy teljesen piroxenit, illetve még inkább pontatlansághoz vezet, ha a primitív magmából nem csak olivin, de klinopiroxén kristályosodása is történt (HERZBERG & ASIMOW 2008). Ez utóbbi esetben a ténylegeshez képest felül fogjuk becsülni a primitív magma MgO-tartalmát (akár több %-ponttal), Mg#-át és — mivel szoros függést mutatnak — a köpeny potenciális hőmérsékletét is (akár 100 °C-kal) (HERZBERG & ASIMOW 2008). Piroxenittartalmú peridotit olvadásának modellezésére a leginkább használható, a bazaltok és a lehetséges forráskőzetek nyomelem-összetételén alapuló modellt KIMURA & KAWABATA (2015) dolgozták ki, azonban ahogy a neve is mutatja (Ocean Basalt Simulator), ezt is OIB kőzetek alapján fejlesztették ki, továbbá piroxén frakcionáció esetében a primitív magma-összetétel modellezése kapcsán felmerülő problémák kiküszöbölésére ez sem jelent biztos megoldást.

Frakcionációs kristályosodás során mind a magma, mind a belőle kiváló kristályok összetétele folyamatosan változik. Amennyiben ezt az összetétel-változást nyomon tudjuk követni, lehetőségünk adódik az olvadékból frakcionálódott kristályok mennyiségének és a szülő (primitív) magma összetételének becslésére.

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter alkáli bazaltos kőzeteiből frakcionáció modellezés céljára olyanokat választottunk ki, amelyek kizárólag olivin vagy olivin + klinopiroxén fenokristályokat tartalmaznak.

### A modellezés alapja

Az alkáli bazaltos magmák olivinjei a kristályosodás előrehaladtával egyre csökkenő Mg (Fo)- és Ni-koncentrációval jellemezhetők. A magnézium mind a kristály, mind a magma szempontjából főelem, a nikkelt viszont mellék-/nyomelemként van jelen. Ennek megfelelően a Ni koncentrációját az olivinben és a vele egyensúlyt tartó olvadékban annak megoszlási együtthatója ( $D_{Ni}^{ol-olv}$ ) szabja meg. SATO (1977) eredményeit felhasználva KAWABATA et al. (2011) leírták, hogy az alkáli bazaltos olivin-összetételek a Fo–Ni diagramon egy közel exponenciális görbére illeszkednek a Ni- és a Fo-tartalom fokozatos csökkenése mellett, amennyiben az olvadékból csak olivin frakcionálódott, míg ha az olivinnel együtt klinopiroxén is kristályosodott, akkor a nikkelt és forsterit koncentrációjának csökkenése lineáris trendet mutat ugyanezen a diagramon. Az exponenciális görbe meredeksége a  $D_{Ni}^{ol-olv}$ , a lineáris trend meredeksége pedig a  $K_{D_{Ni}^{(ol+cpz)-olv}}$  (a nikkelt olivin+klinopiroxén ásványolvadék megoszlási együtthatója) függvénye. KAWABATA et al. (2011) kimutatták, hogy az alkáli bazaltok Fo- és Ni-gazdag olivinjei gyakran az exponenciális trendre, annak függőlegességhez közeli szakaszára illeszkednek (amely a kristályosodás korai szakaszát képviseli), majd hirtelen a trend megtörik és diagonálissá válik, amely a piroxén olivinnel való együttkristályosodását jelzi.

Ennek megfelelően, ha ki tudjuk zárni, hogy az olivinen és klinopiroxénon kívül más ásványfázis jelentős mértékű kristályosodása is befolyásolta az olvadék (és így a vele egyensúlyt tartó olivin) összetételét, akkor az olvinek Fo, Ni-tartalma és a vele egyensúlyt tartó olvadék összetételének kiszámítása segítségével megbecsülhetjük az olivin ± klinopiroxén frakcionációját.

Az alkáli bazaltos olvadék Mg-számát és a vele egyensúlyt tartó olvinek Fo-tartalmát elsősorban a két korai/uralkodó fenokristály fázis, az olivin és a klinopiroxén kristályosodása befolyásolja. Rajtuk kívül számottevő változást a Mg#-ban amfibol kristályosodása vagy magnetit bekebelezése (és beolvasztása) tudna okozni. A bazaltos magma és a belőle kristályosodott olvinek Ni-tartalmának változását olyan ásványok képződése befolyásolja, amelyek nikkeltre vonatkoztatott ásványolvadék-megoszlási együtthatója ( $D_{Ni}^{dsv-olv}$ ) nagyobb, mint egy. Ez az érték a magnetit esetében a legnagyobb, akár 30 is lehet (VILLEMANT et al. 1981), ettől nem sokkal marad el az olivin esetében mért felső érték (25), míg klinopiroxének esetében 1–3, amfiboloknál pedig 0,6–3 között változik (HART & DAVIS 1978, VILLEMANT et al. 1981, LEMARCHAND et al. 1987, LAUBIER et al. 2014).

A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjainak csak kis részében fordul elő amfibol és ott is megakristályként (DEMÉNY et al. 2005), a modellezéshez amfibolmentes kőzeteket használtunk.

A magnetit akcesszórius alapanyag fázis mindegyik vizsgált kőzetben, amely alig kimutatható Ni-koncentrációval jellemezhető. Így ezek a magnetit mikrolitok aligha befolyásolhatták a náluk sokkal korábban képződött fenokristályok Ni-tartalmát, főképp, hogy a bennük lévő kevés (200–700 ppm) nikkelt mellett nagyon nagy mennyiségben

kellett volna kristályosodniuk, amely viszont már az olvadék Mg#-át drasztikusan megváltoztatta volna. Szintén jelentős változást okozna, ha az olivinkristályokból erős oxidáció hatására vas válik ki, és így a Fo-tartalmuk relatíve megnövekszik, ami nagyon meredek Fo–Ni-trendet eredményezne (CORTÉS et al. 2006). Ilyen jelenség a vizsgált alkáli bazaltok esetében nem fordul elő.

### A modellezés lépései

A frakcionáció modellezést, két példán keresztül, az elektronikus mellékletben mutatjuk be.

1.) A  $K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}$  értékét 0,3-nek tekintve a megoszlási együttható és a teljes kőzet Mg#-a alapján kiszámoltuk a bazalt teljes kőzet főelem-összetételével egyensúlyban lévő olivin Fo-tartalmát a következő módon:

$$Fo \text{ (mol\%)} = 100 - (X/(1+X) \times 100),$$

ahol  $X = ([100 \times K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}] - [Mg\# \times K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}]) / Mg\#$ . Például ha a kőzet Mg#-a 66 és a  $K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}} = 0,3$ , akkor az egyensúlyi olivin Fo-tartalma 86,61 mol%.

A számoláshoz felhasznált teljeskőzet-összetételt a nyers adatokból a következő módon állítottuk elő: az izzítási veszteséget levontuk, majd ezt követően a  $Fe_2O_3$ -ként kifejezett összvastartalmat  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$  arány alkalmazásával szétosztottuk  $FeO$ -ra és  $Fe_2O_3$ -ra. A Ni és Cr (ppm) értékeket átszámítottuk NiO és  $Cr_2O_3$  (m/m %) értékekké.

Amennyiben a számolt egyensúlyi Fo-érték 0,1 mol%-nál nagyobb mértékben eltért a kőzet legprimitívebb, Ni-ben — és általában Fo-ben is — leggazdagabb olivinjének Fo-tartalmától, akkor a bazalt teljeskőzet főelem-összetételét úgy módosítottuk, hogy közöttük az egyensúly megvalósuljon. Ennek elérése céljából olivint adtunk hozzá vagy vontunk ki a teljeskőzet-összetételből 0,1 m/m%-os adagokban, mindig a pillanatnyi olvadékkal lehetőleg egyensúlyt tartó, a kőzetben mért, valós olivinkristályok összetételét felhasználva. Amennyiben a legprimitívebb valós, mért olivin Fo-ben szegényebb, mint a kőzet összetételével egyensúlyt tartó hipotetikus kristály, a számoláshoz kizárólag a legprimitívebb olivin összetételét kell felhasználni. Az egyensúly eléréséhez szükséges olivin mennyisége (m/m%) megadja az adott bazalt és a legnagyobb Ni-tartalmú olivinnel egyensúlyt tartó olvadék közötti olivin-frakcionáció mértékét.

Például a BARC minta esetében a legnagyobb Ni-tartalmú olivin Fo-tartalma 87,8 mol%, miközben a vizsgált bazalt 87,2 mol% Fo-tartalmú olivinnel tart egyensúlyt, e kettő közötti különbséget 1,5 m/m% olivin frakcionációval magyarázhatjuk.

2.) A legnagyobb Ni-tartalmú mért olivinkristály Ni-koncentráció értékét kiindulási pontként használva, HART & DAVIS (1978) kutatásai alapján változó (5–20)  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett modelleztük az első pontban meghatározott mértékű olivin frakcionációval járó, az olvinek Ni-koncentrációjában bekövetkező változást. Amennyiben a teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma kisebb, mint a legprimitívebb, Ni-ben leggazdagabb, mért olivinkristályé, úgy annak a kristálynak a Ni-tartalmát tekintjük a maximális értéknek, amelyhez képest a frakcionáció

előrehaladtával az olivinek Ni-tartalma folyamatosan csökken. Ha a teljeskőzet-összetétel és a legtöbb nikkelt tartalmazó olivin közti egyensúly eléréséhez legalább 1 m/m% olivin frakcionáció szükséges, úgy jó eséllyel szűkíthetjük a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  valószínű tartományát. Ebben az esetben az olivin frakcionációs modellezés eredményeként kapott, a teljes kőzettel egyensúlyt tartó, hipotetikus olivinhez tartozó, 5–20 közötti  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett lehetséges Ni-koncentráció értékeket össze kell vetni azoknak a mért olivinkristályoknak a Ni-tartalmával, amelyek a fent említett, modellezéssel kapott hipotetikus olivinkristályhoz legközelebb állnak Fo-tartalom szempontjából. A számolt Ni-koncentráció értékek közül elvetettük azokat, amelyek a mért és a modellezetthez leginkább hasonló Fo-tartalmú olivin koncentrációjától  $\pm 225$  ppm-nél nagyobb mértékben eltértek, így szűkítve a bazaltok lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét. A 225 ppm Ni-tűrészár biztossan nagyobb, mint az alkalmazott elektron-mikroszkopos kimutatási és hibahatára.

Amennyiben a teljeskőzet-összetétel és a legprimitívebb mért olivinkristály összetétele azért nincs egyensúlyban, mert a kőzet az olivinhez képest túl sok magnéziumot tartalmaz, akkor a legprimitívebb mért olivin Ni-tartalmát az 1. pontban meghatározott mértékű olivin frakcionációhoz tartozó minimum Ni-értéknek tekinthetjük, és a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét nem lehet szűkíteni, mivel csak a minimum olivin Ni-tartalomra lehet biztos feltételezésünk.

Pl. a BARC minta esetében a kezdeti 1,5 m/m% olivin frakcionációt — az olivinek Ni-koncentrációjára gyakorolt hatásának vizsgálata céljából — modelleztük 5 és 20  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett. A megoszlási együttható függvényében a frakcionáció során az olivinek Ni-tartalma a legmagasabb 2437 ppm értékről 2291–1818 ppm-re csökkenne. A teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma 87,2 mol%, a mért olivinek esetében ehhez a Fo-értékhez tartozó Ni-koncentráció 2043 ppm, azaz a modellezett Ni-koncentráció értékek közül az 1818–2268 ppm tartományt felhasználva a lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket 5,7–20 tartományra szűkítettük.

3.) A bazaltok mért teljes kőzet főelem-összetételéből — vagy ha az nem volt egyensúlyban a legmagasabb Ni-tartalmú olivinnel, akkor az első pontban kiszámolt elméleti teljeskőzet-összetételből — olivint kivonva, a kettes pontban meghatározott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  tartomány alapján, különböző Ni olivin-olvadék megoszlási együttható értékek mellett kiszámoltuk a kőzetmintához tartozó elméleti olivin-frakcionációs Fo–Ni görbét. Ennek első lépése a frakcionáció következtében az olvadékban — és így a vele egyensúlyt tartó olivinkristályokban a Mg-/Fo-tartalom csökkenésének becslése, mindig a pillanatnyi olvadékkal lehetőleg egyensúlyban lévő, mért olivinkristály összetételét vonva ki a kőzetből, 0,1 m/m%-os lépésekben, összesen 15–20 m/m% olivin-frakcionációig. Ezt követően modelleztük az olivin frakcionációval járó, az olvadékban és a vele egyensúlyt tartó olivinkristályokban bekövetkező Ni-koncentráció csökkenést (Rayleigh frakcionációt feltételezve) a 3. pontban meghatározott értékek mellett, kiindulási pontnak a legmagasabb Ni-koncentrációjú olivinkristályt felhasználva.

4.) A primitív olivin összetételei adatok a Fo–Ni dia-

gramon a kezdeti, tisztán olivin-frakcionáció következtében mindig exponenciális trendet rajzolnak ki (KAWABATA et al. 2011). A 3. pontban modellezett olivin Fo–Ni görbét összevetettük a mért értékekkel, és amelyek illeszkedett a kezdeti — gyors Ni-csökkenéssel járó — trendre, azt kiválasztva megkaptuk a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  pontos értékét. Az illeszkedés-vizsgálatnál a mért olivinkristályok közül a Fo-tartalom szempontjából a 75. percentilis feletti értékeket vetettük össze a 3. pontban modellezett elméleti Fo–Ni görbék Fo-tartalom szempontjából megfelelő szakaszával és a legkisebb négyzetek módszerét alkalmazva választottuk ki a bazaltra jellemző  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket. A vizsgált kőzetek esetében az olivinek Fo-tartalma alapján a 75. percentilis 77,38–85,63 mol% Fo-tartalom között, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke 8–16 között változik. Kivételt képez a „BRE” minta, ahol olyan kevés olivin esik a 75. percentilis fölé és olyan magas az olivinkristályok átlagos Fo-tartalma, hogy a  $Fo \geq 84$  mol% olivinek vettük figyelembe az illeszkedés-vizsgálatnál.

5.) Az elméleti, tisztán olivin-frakcionációs görbét a mért olivin összetételei adatokhoz hasonlítva megvizsgáltuk, hogy azok teljesen illeszkednek-e a görbére, vagy pedig egy ponton eltérnek tőle, és az exponenciális helyett lineáris trendet rajzolnak ki. Ennek a görbének a felső kiindulópontja (a 0 m/m% olivin-frakcionáció pontja) vagy a legnagyobb Ni-tartalmú olivin összetételével egyezik meg (ha annak Mg#-a nagyobb vagy egyenlő a teljeskőzet-összetétel alapján számolt egyensúlyi olivinével) vagy egy számolt, hipotetikus olivinével azonos (ha a legnagyobb Ni-tartalmú olivin Mg#-a kisebb a teljeskőzet-összetételből számolt egyensúlyi olivinénél).

6a) Amennyiben teljes mértékben illeszkedtek a mért olivin adatok a számolt exponenciális trendre, akkor egyszerűen a legkisebb Fo- és Ni-tartalmú olivinek alapján kiszámítottuk a magmából frakcionálódott olivin mennyiségét (gyakorlatilag csak le kell olvasni a görbéről). Ebben az esetben, itt a frakcionáció-számolás véget is ért és a 9. lépésre ugrunk.

6b) Amennyiben a mért olivin adatok által kirajzolt trend egy exponenciális és egy lineáris szakaszra bontható, úgy először kiszámoltuk a kezdeti, tisztán olivin frakcionáció mértékét (addig a pontig, ahol a mért adatok elhagyják az exponenciális görbét).

7.) Az olivin + klinopiroxén együttes kristályosodásának becslése. Elsőként a 6b pontban írt korai olivin-frakcionációs szakasz végét jelentő olivin-összetételhez kiszámoltuk az egyensúlyt tartó olvadék összetételét az 1. és 4. pontokhoz hasonló módon. A továbbiakban ezt az olvadék-összetételt („köztes olvadék”) használtuk fel a modellezéshez. Frakcionációs együttes kristályosodást feltételeztünk, valamint a számolásnál a 3. pontban kiválasztott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket és konstans  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értéket (2,8 — LAUBIER et al. 2014) használtunk. A lineáris olivin Fo–Ni trend elején és végén szereplő Ni-koncentráció értékeket vettük alapul a számoláshoz, és az e köztük történt ásvány-olvadék Ni-frakcionációt különböző olivin/piroxén arányok mellett számoltuk ki. A számolásnál az olivin mennyiségét 0,1 m/m%-os lépésként változtattuk a hozzá szükséges klinopiroxén-mennyiséggel

kiegészítve. Például ha a lineáris trenden a Ni-koncentráció 1100 ppm-ről 300 ppm-re csökken, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  pedig 12, akkor a Ni-tartalom változása modellezhető 11,2 m/m% olivin vagy 51,4 m/m% piroxén vagy a két ásvány együttes, a fenti értékeknél kisebb mértékű frakcionációjával. A „közetes olvadék” összetételéből a megfelelő mennyiségű olivint és klinopiroxént kivonva minden egyes olivin/piroxén Ni-frakcionációs arányhoz kiszámoltuk az egyensúlyt tartó olvadék összetételét, amelyből az azzal egyensúlyban lévő olivin Fo-tartalmát is ki tudtuk számolni. Amennyiben a számolt Fo-tartalom megegyezett a lineáris trend Ni-szegény végén található olivinek Fo-koncentrációjával, akkor az adott olivin/piroxén arányt (és mennyiséget) fogadtuk el, mint az együtt kristályosodásra jellemző frakcionációs érték.

8.) A 6b és a 7. pontban megkapott olivin, illetve olivin + piroxén mennyiségek összegzésével kiszámoltuk a kőzetre jellemző teljes olivin- és klinopiroxén-frakcionáció mértékét. A frakcionáció modellezést — az itt bemutatott lépések szerint — az elektronikus mellékletben részletezzük.

9.) A szülő- (primitív) magma főelem-összetételének becslése céljából a frakcionációs számítások során meghatározott mennyiségű klinopiroxént és olivint adtunk a teljes kőzet-összetételhez. A hozzáadott ásványok átlagos összetételét és a számolt primitív magma-összetételeket a *III. táblázat* tartalmazza.

10.) A kapott primitív magma-összetéleti adatokat összevetettük a LEE et al. (2009) tanulmányában publikált kalkulátor által a teljes kőzet-adatakból számolt primitív olvadékok összetételével (*III. táblázat*). Minden olyan kőzet esetében, ahol jelentős klinopiroxén-frakcionációt mutatunk ki, a LEE et al. (2009) módszert alkalmazva a sajátunkhoz képest jelentősen magasabb MgO-tartalmú szülő- (primitív) magmát kaptunk, míg a tisztán olivin-frakcionált

### III. táblázat. A primitív olvadék-összetétel számításokhoz felhasznált adatok és a kapott eredmények

Table III. Mineral compositions used for primitive melt calculation and the results of calculation

IIIa táblázat. A teljes kőzet-összetételhez hozzáadott olivin mennyisége és átlagos összetétele (m/m%)

Table IIIa. The amount and average composition of olivine added to the bulk rock composition (wt. %)

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS	CSOM
+ ol	19,62	12,40	23,19	7,44	16,53	5,40	*
SiO <sub>2</sub>	39,47	40,09	39,24	40,01	39,31	39,93	39,58
TiO <sub>2</sub>		0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02
FeO	16,42	11,74	17,66	13,05	16,73	14,74	15,13
MnO	0,25	0,24	0,35	0,20	0,24	0,25	0,41
MgO	43,41	46,76	42,22	46,23	43,22	44,53	44,49
CaO	0,28	0,27	0,28	0,21	0,24	0,27	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
NiO	0,18	0,24	0,19	0,23	0,18	0,19	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,04			0,05	0,02	0,01

\*A csomádi modellezésnél felhasznált olivinek átlagos összetétele.  
Average composition of olivines from the Csomád crystal clots used in the modeling.

IIIb. táblázat A teljes kőzet-összetételhez hozzáadott klinopiroxén mennyisége és átlagos összetétele (m/m%). A SAG, BRE és BARC minták esetében nem volt szükség cpx hozzáadására

Table IIIb. The amount and average composition of clinopyroxene added to the bulk rock composition (wt. %). There was no need for clinopyroxene addition to the samples of SAG, BRE and BARC

Minta	ST	SAN	KS
+ cpx	31,12	5,41	20,69
SiO <sub>2</sub>	50,67	48,70	50,08
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,86	1,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	4,69	3,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	3,19	2,97
FeO	2,70	4,27	2,70
MnO	0,13	0,13	0,14
MgO	14,99	14,00	14,95
CaO	22,56	22,40	22,89
Na <sub>2</sub> O	0,63	0,40	0,47
NiO			0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,03	0,43

IIIc. táblázat A tanulmányban közölt modellezéssel számolt primitív magma-összetételek

Table IIIc. Calculated primitive magma compositions based on our model

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS
SiO <sub>2</sub>	47,83	44,13	45,06	46,40	48,06	46,29
TiO <sub>2</sub>	1,71	2,15	1,37	1,93	1,77	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	11,53	12,31	10,76	12,63	11,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,21	0,93	1,81	1,09	1,57
FeO	9,54	9,52	10,28	7,75	9,14	7,74
MnO	0,16	0,18	0,21	0,16	0,16	0,17
MgO	14,98	15,39	16,90	12,56	14,18	11,65
CaO	6,69	8,85	7,35	13,44	7,69	11,86
Na <sub>2</sub> O	2,68	3,54	3,02	2,95	2,63	3,37
K <sub>2</sub> O	1,58	1,51	1,47	1,37	1,53	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,67	0,37	0,53	0,38	0,66
NiO	0,06	0,05	0,06	0,02	0,05	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,12
Mg#	73,68	74,24	74,55	74,30	73,45	72,85

Mg# =  $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$

IIId. táblázat. A primitív magma-összetétel modellezése LEE et al. (2009) alapján

Table IIIId. Calculated primitive magma compositions based on LEE et al. (2009) model

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS
SiO <sub>2</sub>	48,86	44,93	46,49	44,55	48,27	45,34
TiO <sub>2</sub>	1,80	2,13	1,54	1,50	1,82	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	11,43	13,92	11,25	12,20	12,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,50	0,44	0,44	0,44	0,44
FeO	9,19	10,33	9,21	10,94	9,91	10,06
MnO	0,12	0,15	0,15	0,13	0,12	0,14
MgO	14,78	16,75	14,90	17,62	15,96	16,29
CaO	6,96	8,74	8,24	7,89	7,08	7,83
Na <sub>2</sub> O	2,81	3,50	3,41	4,07	2,82	3,61
K <sub>2</sub> O	1,66	1,49	1,67	1,60	1,35	2,09
Mg#	74,13	74,28	74,26	74,18	74,15	74,26

magmák esetében a két módszer által számolt primitív magmák hasonló összetételűek.

### A modellezés korlátai

1.) A bemutatott modell segítségével csak abban az esetben tudjuk a klinopiroxén frakcionációját jelezni és megbecsülni, ha az olivinnel együtt kristályosodott, és ezáltal befolyásolta az olvadékkal egyensúlyt tartó olivin Ni-tartalmát. SMITH et al. (2008) bemutatták, hogy alkáli bazaltos magmák esetében — az olivint megelőzően — már a köpenyitoszférában bekövetkezhet ún. kriptikus klinopiroxén-frakcionáció. E folyamat az olivinkristályok összetételében nem tükröződik, így az általunk leírt frakcionációbecslés a kriptikus piroxénkristályosodás meghatározására nem alkalmas.

2.) Az olivin és klinopiroxén együttes frakcionációbecslése során a rendszerben állandó paraméternek paraméternek tekintettük a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  és  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értékét, előbbi a modellezés 4. pontjában leírt módon meghatározva, utóbbit pedig LAUBIER et al. (2014) alapján 2,8-nek tekintve. Változónak tekintjük a kristályosodott klinopiroxén és olivin mennyiségét, a két ásvány arányát és ebből fakadóan a köztes olvadékból számolt végső magmaösszetételt is. Mivel a rendszerben több változó paraméterrel számolhatunk, a két ásvány együttes frakcionációjának e pontban leírt becslése nehézkes, jelen tanulmányban csupán néhány mintán végeztük el a számolásokat. Gyorsabb és minden bizonnyal precízebb módszer lenne az olivin-frakcionációs trendre nem illeszkedő olivinkristályok legkisebb és legnagyobb Fo- és Ni-tartalma által kijelölt diagramterületen, a lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  és  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értékek alapján, pl. Monte Carlo-szimulációt végezni, így távlati célunk ennek kivitelezése a frakcionáció-becslő módszer fejlesztése szempontjából.

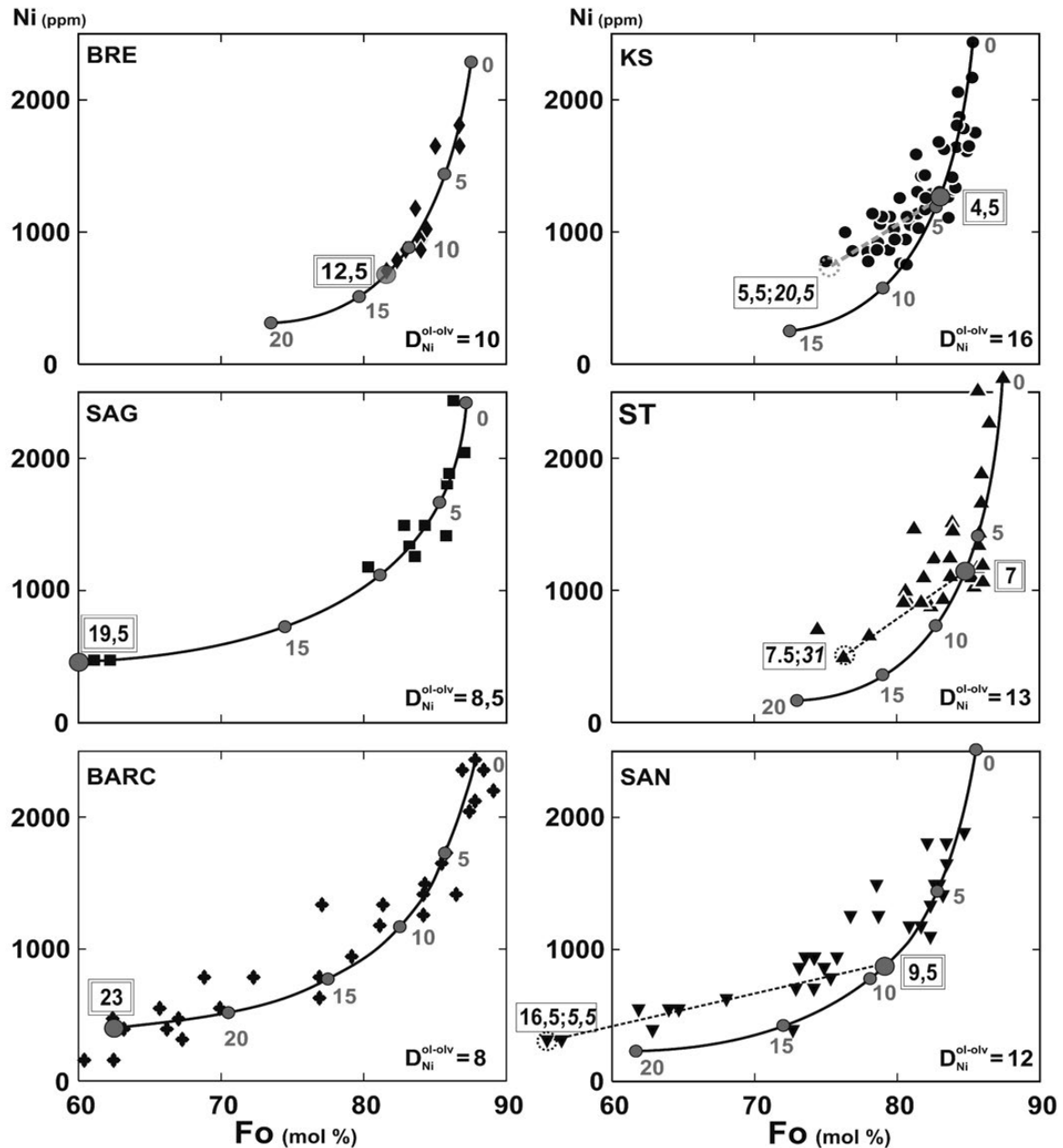
3.) Még ha a bazalt és olivinkristályai üdék is, a kőzet nem tartalmaz olivin- vagy Ni-gazdag magnetit xenokristályokat és jelentős mértékben csak olivin- és klinopiroxén-frakcionáció hatott a primitív magmák összetételére, akkor sem tudunk minden esetben megbízható frakcionációs modellezést végezni. Előfordulhat ugyanis, hogy a bazaltban megjelenő legrimitívvebb olivinek is olyan kis Fo- és Ni-tartalmúak, hogy nem lehet teljes bizonyossággal meghatározni a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét, és így a modellezés sem vihető végig. Ez esetben legfeljebb más, petrográfiailag és teljeskőzetösszetétel szempontjából hasonló kőzetek modellezéséhez hasonlíthatjuk a vizsgálandó olivineket, és ez alapján adhatunk becslést a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  közelítő értékére. Számos olyan alkáli bazalt lávakőzet ismert a Kárpát–Pannon térségben, amelyek legrimitívvebb olivinkristályai is csak 77–84 mol% forsteritet tartalmaznak, mint pl. a Szent-György-hegy, a Haláp, (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 2007), a Badacsony, a Hegyestű, a Kovácsi-hegy vagy Uzabánya alkáli bazaltja (s.l.) (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a, b; SÁGI 2008). Ezek közül az uzsai trachibazalt példáján mutatjuk be ezt a problémát (l. később 5. ábra, a). A kőzet petrográfiailag az 1-es típusba tartozik, ásványos és kémiai összetételében nagyon hasonlít

a ság-hegyi mintára (SAG), viszont magnéziumban leggazdagabb olivinkristályának Fo-tartalma mindössze 84,1 mol%, a legnagyobb Ni-koncentrációjú kristályé (1430 ppm Ni) 81,8 mol%. A teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó oliviné pedig 85,6 mol% lenne. Ezek az értékek egyértelműen kisebbek, mint a többi vizsgált alkáli bazalt esetében mért megfelelő koncentráció értékek. Az uzsai kőzettel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma sokkal kisebb, mint a többi bazalt esetében a frakcionációs számolás kiindulópontjaként alkalmazott valós vagy számolt olivineké (4. ábra). HERZBERG (2011) szerint a fertilis peridotit olvadékaival egyensúlyt tartó olivinek Fo-tartalma 89–93 mol%, a belőlük olivin-frakcionáció során képződött, 8–13 m/m% MgO-tartalmú magmák legnagyobb Mg-tartalmú olivinkristályainak Fo-tartalma pedig 86–89 mol%. Mindezek alapján kijelenthető, hogy 1.) az uzsai trachibazalt összetétele nem képviseli a primitív (szülő-) magmát, és 2.) a legmagasabb Fo- és Ni-tartalmú olivin fenokristályai jóval kevesebb magnéziumot tartalmaznak, mint a hasonló összetételű alkáli bazaltok legrimitívvebb példányai. A magasabb Fo- és Ni-tartalmú olivinek hiányának kérdése egyelőre még nem tisztázott, de feltételezzük, hogy a magmaképződés és frakcionáció ez esetben is a többi vizsgált, 1-es típusú bazaltéhoz hasonló lehetett, így minden bizonnyal a megfigyelteknél jóval magasabb Fo- és Ni-koncentrációjú kristályoknak is képződniük kellett. E feltételezés alapján összehasonlítottuk az uzsai olivin-összetéti adatokat három másik kőzet frakcionáció modellezésével (5. ábra). Az 1-es típusba tartozó BRE minta frakcionációs görbéjéhez ( $D_{Ni}^{ol-olv} = 10$ ) képest az eltérés jelentős, amely irreálisan nagymértékű klinopiroxén-frakcionáció esetén valósulhatna meg (5. ábra a).

Annak ellenére, hogy az UZSA minta az 1-es típusú alkáli bazaltok közé tartozik, tartalmaz elenyésző mennyiségű klinopiroxén fenokristályt, ezért összevetettük a 2-es típusú alkáli bazalt (SAN) frakcionáció modellezésével is (5. ábra b). A hasonlóság jóval nagyobb, mint az előző esetben, azonban még így is olyan mértékű olivin + klinopiroxén együttkristályosodással lehetne csak az uzsai olivinek frakcionációját modellezni, amely mintegy 0,4 piroxén/olivin arányt eredményezne.

A SAG minta olivin-frakcionációs modellgörbéjére nagyon jól illeszkednek az uzsai olivinek (5. ábra c). Ha feltételezzük, hogy a két kőzet hasonló szülőmagmából eredeztethető, akkor az UZSA minta esetében 8,5  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett mintegy 18 m/m%-os olivin-frakcionációt becsülhetünk.

Az olivinek Ni- és Fo-tartalma szempontjából konkrét, a modellezésre alkalmas tartományt nem tudunk kijelölni. Empirikus úton, a részletesen vizsgált, illetve az e pont elején említett alacsony maximális Fo- és Ni-koncentrációjú olivinkristályokat tartalmazó bazaltok alapján arra következtethetünk, hogy a modellezés annál biztosabb alapokon áll, minél inkább meredek Fo–Ni trend jellemzi az olivinpopuláció Fo-ben leggazdagabb csoportját (75. percentilis feletti értékek), amely lehetőleg a 2500–1200 ppm Ni- és a 89–82 mol% Fo-tartományba esik.



#### 4. ábra. Az olivin-piroxén frakcionáció modellezése

A bal oldalon az 1-es típusú alkáli bazaltok olivinjeinek összetételét ábrázoltuk, a jobb oldalon pedig a 2-es (SAN) és a 3-as típusú (KS, ST) kőzetekben lévőket. A fekete folytonos vonal a teljes kőzet-összetétel felhasználásával és a diagramokon feltüntetett  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel modellezett olivin frakcionáció görbéje. Kezdőpontja (0 m/m%) megegyezik a legnagyobb mért Ni-tartalmú olivin összetételével, vagy ha annak Mg#-a nem áll egyensúlyban a teljes kőzet-összetétellel, akkor a kettőből számított értékkel (Részletes magyarázat az 'Olivin- és klinopiroxén frakcionáció modellezése' c. fejezetben és az elektronikus mellékletben.).

Tisztán olivin frakcionáció becslése (bal oszlop). A folytonos fekete görbe mentén szürke számmal jeleztük a frakcionáció növekvő mértékét, a kettős keretben lévő szám mutatja az adott bazaltba számolt olivin frakcionációt (m/m%).

Olivin + klinopiroxén frakcionáció (jobb oszlop). Addig a pontig, amíg a mért olivin összetételek illeszkednek a tisztán olivin frakcionációs görbére, a modell nem különbözik a bal oldalitól. Utána viszont a mért értékek – az olivin + klinopiroxén együttkristályosodása révén – egy diagonális egyenesre illeszkednek (szaggatott vonal). A szaggatott vonal jobb végénél kettős keretben lévő szám mutatja a kezdeti, tisztán olivin frakcionáció mértékét, a vonal bal végénél a keretben lévő két szám pedig a teljes olivin- és klinopiroxén frakcionációt (utóbbi dőlt számmal)

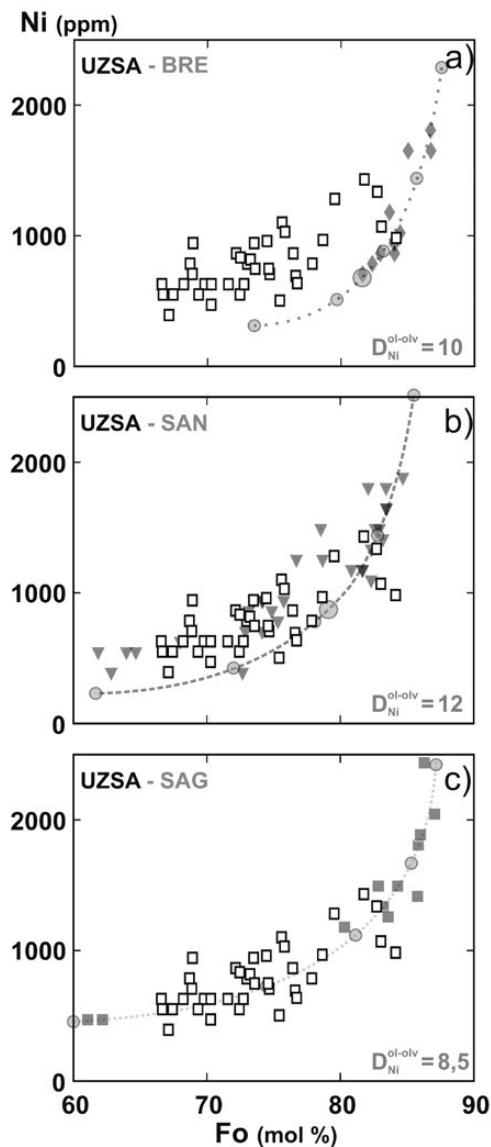
#### Figure 4. Modeling of olivine- and clinopyroxene fractionation

Olivines from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts are on the left, from the 2<sup>nd</sup> (SAN) and 3<sup>rd</sup> type (KS, ST) on the right

Black continuous curves show calculated compositions of olivines during an olivine-only fractionation from the given alkaline basaltic melt (applied values  $D_{Ni}^{ol-olv}$  are indicated on each diagram). Its upper starting point (0 wt. %) matches with the composition of the most Ni-rich olivine measured in the sample, or if that olivine has too low Mg# being in equilibrium with the host rock then starting point represents an artificial olivine composition calculated from the host rock and the most Ni-rich olivine.

Olivine-only fractionation (left column): grey numbers along the black continuous curve indicate the rising degree of olivine fractionation, numbers in double frame show the total amount of olivine fractionation for each sample (both are wt. %).

Olivine + clinopyroxene fractionation (right column): until the measured olivine compositions are fitting to the black continuous curve the model is the same as in the left side. From a given point in the Fo-Ni plot measured olivine data points will fit to a diagonal linear trend (dashed line) because of co-crystallization of olivine and clinopyroxene. In a double frame at the right end of this line a number indicates the amount of olivine that was crystallized in the early, olivine-only fractionation phase. The total amounts of olivine and clinopyroxene fractionation (latter one with italic numbers) are shown in a single frame at the left end of the dashed line (both are wt. %)



### A modellezés eredményei és azok értékelése

#### Tisztán olivin-frakcionált magmák

Három minta (BRE, SAG, BARC) esetében az olivinek a Fo–Ni diagramon jól illeszkednek egy tisztán olivin-frakcionációs görbére, a megadott sorrendben csökkenő  $D_{Ni}^{ol-olv}$  szerint, amelynek értéke 10 és 8 között változik. Ebben a sorrendben nő a frakcionálódott olivin mennyisége 12,5-től 23 m/m%-ig (4. ábra). Az így kiszámolt olivinnennyiségeket a teljeskőzet-összetételhez adva átlagosan 74,2 Mg-számú primitív olvadékokat kaptunk (III. táblázat).

#### Olivin- és klinopiroxén-frakcionált magmák

A másik három minta (KS, ST, SAN) esetében az olivinek kezdetben az exponenciális görbét követik, majd azt elhagyva egy lineáris trendet rajzolnak ki (4. ábra). A minták sorrendje szerint csökken a becsült  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke 16-ról 12-re, és ennek megfelelően ugyanebben a sorrendben

#### 5. ábra. Frakcionáció modellezés elégtelen olivinösszetételei adatsor esetén

Amennyiben a vizsgált kőzetben a legmagasabb Ni-tartalmú olivin, valamint a teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma is  $\leq 85$  mol%, a modellezés bizonytalaná válik, mivel a kezdeti, gyors olivin-frakcionációs szakasz hiányában a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket nem tudjuk megbecsülni és az elméleti olivin-frakcionációs görbét sem tudjuk elkészíteni. Ilyenkor geokémiaileg és petrográfiaileg hasonló kőzetek alapján végzett modellezés eredményével összevetve közelítő becslést adhatunk a magma frakcionációjára vonatkozóan.

A diagramokon egy olivin-firos alkáli trachibazalt (UZSA) olivin adatait (fehér négyzetek) hasonlítottuk össze a tanulmányban vizsgált három másik alkáli bazaltos kőzet frakcionáció modellezésével. Az olivin frakcionáció modellezése során alkalmazott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket minden diagramon feltüntettük

a) A Putikov vršok bazanitjának (BRE) olivin-frakcionációs görbéjéhez képest az uzsai olivinek akkora eltérést mutatnak, amit csak irreálisan nagymértékű klinopiroxén kristályosodással lehetne magyarázni, ami, ha egyáltalán lehetséges lenne, akkor egy klinopiroxén-firos bazalthoz vezetne

b) Az olivin-piroxén-firos sanoviítai alkáli trachibazalt (SAN) frakcionációs modelljéhez viszonyítva már nagyobb a hasonlóság, azonban nincs olyan olivin/piroxén arányú frakcionáció, amellyel a felett uzsai olivinek Fo- és Ni-tartalma egyszerűen modellezhető lennének (Fo: 70–67 mol%, Ni: ~500 ppm).

c) A ság-hegyi bazalt (SAG) olivin-frakcionációs görbéjére jól illeszkednek az uzsai olivinek. Ha feltételezzük, hogy az uzsai trachibazalt a ság-hegyihez hasonló olvadékból képződött, és csak a nagy Fo-tartalmú olivinek hiányoznak belőle, akkor a SAG mintához tartozó frakcionációs görbe alapján mintegy 18 m/m%-os olivin frakcionációval számolhatunk az UZSA esetében. A két kőzet nagyon hasonló főelem-összetétele és Mg#-a alapján e becslés reálisnak tűnik

#### Figure 5 Fractionation modeling based on unsatisfactory amount of olivine data.

If the olivine with highest Ni-content and the equilibrium olivine calculated from the bulk rock has  $\leq 85$  mol% Fo-content the modeling could be uncertain. The lack of the first rapid olivine fractionation period makes the calculation of the  $D_{Ni}^{ol-olv}$  and the hypothetical olivine-only fractionation curve impossible. In this case it is worth to compare olivine data with the fractionation modeling of rock samples with similar geochemical and petrographical characteristics to get at least an approximate estimate of melt fractionation.

Olivine data (white squares) from an olivine pyritic alkaline trachybasalt (UZSA) are compared to the fractionation modeling of three other alkaline basaltic rocks from the Carpathian-Pannonian Region. The applied values  $D_{Ni}^{ol-olv}$  are indicated in each diagram.

a) Compared to the olivine fractionation curve of the basanite from Putikov vršok (BRE) olivines from UZSA have a so huge difference which could be explained only with an unrealistically high degree of clinopyroxene fractionation. Even if that would be possible it would cause a pyroxene rich basalt.

b) There seem to be similarities with the fractionation modeling of the olivine-pyroxene pyritic alkaline trachybasalt of Sanovița (SAN), however not a single olivine/pyroxene ratio could lead to olivines with the Fo- and Ni-content like the primitive ones from UZSA sample (Fo: 70–67 mol%, Ni: ~500 ppm)

c) Olivines from UZSA are fitting well to the fractionation curve of SAG, an olivine pyritic alkaline trachybasalt. Assuming a similar parental melt for both basalts and the lack of high-Fo olivines from the UZSA sample an amount of 18 wt. % olivine fractionation is probable. The two rock samples have a very similar main elements composition and Mg# which makes the fractionation estimation realistic

nő a tisztán olivin frakcionációs szakaszban kristályosodott olivinek mennyisége is. Az olivin + piroxén együttkristályosodás szakaszában képződött olivinek aránya a legkisebb  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékű mintánál (SAN) a legnagyobb, ez hasonlít a leginkább a tisztán olivint kristályosító olvadékokhoz. Az így kiszámolt olivin és klinopiroxén mennyiségeket a teljeskőzet-összetételhez adva átlagosan 73,5 Mg-számú primitív olvadékokat kaptunk (III. táblázat).

#### A modellezés realitásának vizsgálata

A modell alapján azok az olvadékok, amelyekből klinopiroxén is kristályosodik, nagyobb  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel jellemezhetők. HART & DAVIS (1978) kísérletei alapján a bazaltos magma hőmérséklete és MgO-tartalma fordítottan arányos a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel. 5–10 m/m% MgO-tartalmú és 1250 °C hőmérsékletű olvadékra a nikkol olivinolvadék megoszlási együttható értéke 14–23, ugyanez a megoszlási együttható 10–17 m/m% MgO és 1350 °C mellett pedig már csak 7–12. Az általunk számolt primitív magmák összetétele és a

becsült értékek ezzel összhangban vannak. A kizárólag olivin-frakcionált olvadékokból (BRE, SAG, BARC) számolt primitív magmák 15–17 m/m% MgO-t tartalmaznak, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  becsült értéke pedig 8–10. A klinopiroxént is kristályosító olvadékokból (KS, ST, SAN) számolt primitív magmák jellemzően 11–14 m/m% MgO-t tartalmaznak, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke pedig 12–16.

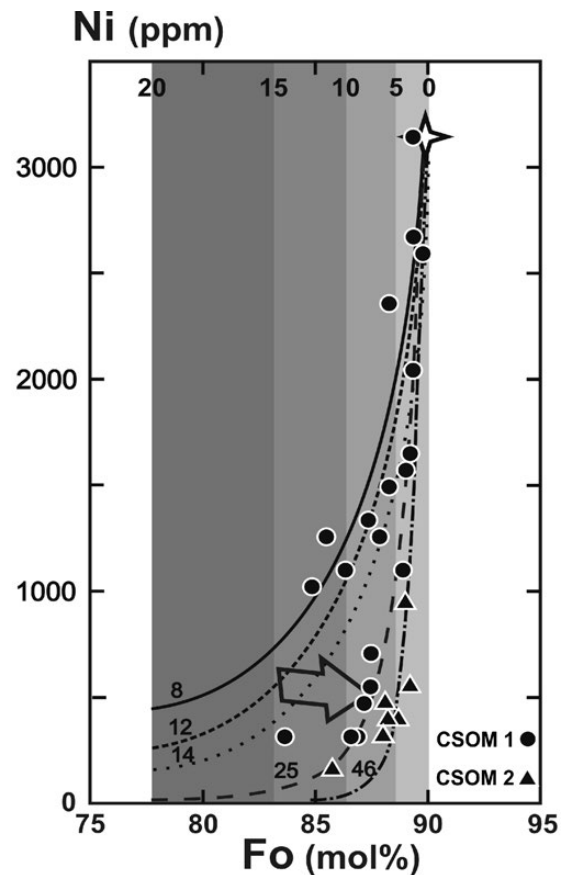
Számításaink eredménye egybevág a petrográfiai megfigyeléseinkkel is. Az 1-es típusú (olivin-firos) alkáli bazaltok (BRE, SAG, BARC) esetében a modell csak olivin frakcionációt mutatott ki. A 2-es típust képviselő SAN minta javarészt olivin fenokristályokat tartalmaz, de emellett mintegy 20–25% klinopiroxén is megjelenik. Frakcionáció-számolásunk eredménye 16,5 m/m% olivin és 5,5 m/m% klinopiroxén, amely az utóbbi ásvány 25%-os arányát jelenti. A 3-as típusú alkáli bazaltokban (ST, KS) a klinopiroxén a domináns fenokristály mintegy 70–80%-os aránnyal. Modellezésünk szerint ezeknél a mintáknál az olivin- és klinopiroxén-frakcionáció mértéke 7,5 és 31 m/m% (ST), illetve 5,5 és 20,5 m/m% (KS), ami 80,5%-os (ST) és 79%-os (KS) klinopiroxén aránynak felel meg.

Modellezésünk eredményeinek további ellenőrzése céljából a kiindulási teljeskörű főelem-összetételi adatokat felhasználva primitív magma-összetétel modellezést is végeztünk a LEE et al. (2009) által készített kalkulátorral (III. táblázat). Az így kapott primitív magmák Mg#-a hasonló ahhoz, amelyet az általunk kidolgozott modellel számoltunk, habár az egyes minták sokkal kisebb eltérést mutatnak egymástól. Saját eredményeinkhez képest e számolóprogram — mivel klinopiroxén-frakcionáció lehetőségével nem számol — nagymértékben túlbecsülte a primitív magma MgO-tartalmát két olyan minta esetében (KS, ST), amelyeknél jelentős klinopiroxén-frakcionációt mutattunk ki.

### Kitekintés a modellezés további felhasználási lehetőségére

A kifejlesztett olivin-frakcionáció modellezés robusztussága következtében használható lehet olyan esetekben is, amikor egy adott kőzetben idegen eredetű magmás olivin-kristályok találhatók, amelyek nagy összetételi változékonyságot mutatnak, és ennek eredetét szeretnénk feltárni. Egy ilyen eset bemutatására és a frakcionációs modell tesztelésére a Csomád dácitos lávakőzetében megjelenő, olivin ± klinopiroxén-tartalmú mafikus kristálycsomók olivinkristályait használtuk fel. Az itt felhasznált olivin-összetételi adatok Kiss (2014) PhD disszertációjából származnak.

A Fo–Ni diagramon (6. ábra) az 1. típusú mafikus kristálycsomók (CSOM 1) olivinjei egy Ni-gazdag és egy Ni-szegény populációt alkotnak, míg a 2. típusú kristálycsomókban (CSOM 2) található olivinek mind Ni-szegények. A legtöbb nikkelt tartalmazó olivin mint kiindulópont és a Persányi-hegység egyik alkáli bazaltos kőzete (BARC) alapján 8–46 között változó  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett modelleztük az olivin-frakcionáció okozta Fo–Ni trendeket (6. ábra). E



6. ábra. Hipotetikus olivin frakcionáció modellezés a csomádi dácitban megjelenő mafikus kristálycsomók olivin adatai alapján

A csillag jelképezi a frakcionáció kiindulópontját. Az egyes görbék a rajtuk jelzett  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel számolt tisztán olivin-frakcionációt mutatják. A modellezéshez alkáli bazaltként a persányi-hegységi BARC mintát használtuk fel. A különböző mértékű (5, 10, 15 és 20 m/m%) olivin frakcionációt szürke sávok jelzik

Az 1. típusú kristálycsomók (CSOM 1) olivinjei közül a Ni-gazdagok egy 8–14 értékű alkáli bazaltos olvadékból vezethetők le. Ugyanezen mintá Ni-szegény olivinjei javarészt egy sokkal nagyobb Ni olivin-olvadék megoszlási együtthatójú (25) trendre illeszkednek, ugyanakkor túl sok forsteritet tartalmaznak, hogysem a Ni-gazdagabb olivinnel egyensúlyt tartó magmából frakcionáció útján levezethetők lennének. A Ni-szegény olivinek nagy Fo-tartalma létrejöhett oxidáció és a vele járó Fe-vesztés révén, erre utalnak a bennük található vas-oxid tük. Az oxidáció okozta lehetséges Fo-növekedést a fekete nyíl mutatja.

A 2. típusú kristálycsomók (CSOM 2) olivinjei Ni-koncentrációjukhoz képest nagyon gazdagok Fo-ben. A persányi-hegységi bazaltmintá (BARC) alapján csak irreálisan nagy, 46-os érték mellett vezethetők le alkáli bazalt frakcionációjával. Mivel ezekben az olivinekben vas-oxid tük nem fordulnak elő és a kristályok gyakorlatilag üdék, a magas Fo-tartalmuk nem magyarázható oxidációval. Annnyi bizonyos, hogy a két kristálycsomó típus olivinjei nem származtathatók egyszázalékos bazaltos olvadékból

Figure 6. Hypothetic olivine fractionation modeling based on olivine data from mafic crystal clots of the Csomád dacite

Curves show olivine-only fractionation calculated with the values of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  that are marked on them. For the modeling composition of an alkaline basalt sample from the Persányi Mt (BARC) was used. Degree of olivine fractionation (5, 10, 15 and 20 wt.%) is marked by grey shaded bands.

The Ni-rich olivine crystals from the 1<sup>st</sup> crystal clot type (CSOM 1) could originate from an alkaline basaltic magma with a  $D_{Ni}^{ol-liq}$  value of 8–14. Ni-poor olivines with extremely high Fo-content from the same type fit to an olivine fractionation curve with a much higher value of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  (25). The submicrometer sized iron oxide needles in them suggest the oxidation of olivine crystals which could lead to an anomalously high Fo-content. Possible increase of Fo-content by oxidation are marked with a big black arrow.

Olivines from the 2<sup>nd</sup> crystal clot type (CSOM 2) have extremely high Fo-content compared to their Ni-concentration. Based on the modeling these high-Fo olivines could precipitate from an alkaline basalt with an unrealistically high value of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  (46) only. The lack of iron oxide needles in the relatively fresh, unaltered CSOM 2 olivines excludes the possibility of strong oxidation. Therefore it seems clear that the olivine crystals from the two crystal clot types cannot be derived from the same alkaline basaltic melt

modellezés alapján egyértelműen kijelenthető, hogy a két kristálycsomó-típus olivinjei nem származhatnak ugyanaból a szülőmagmából. A modellezéshez ugyanazt a primitív alkáli bazaltos magmaösszetételt felhasználva (BARC) a 2. típus olivinjei frakcionációval csak irreálisan nagy  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték (46) mellett vezethetők le e kiindulási magmaösszetételből, amely messze meghaladja a nikkellel elfogadott maximális  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét (VILLEMANT et al. 1981). Erre a jelenségre több lehetséges magyarázat is adható: az olivinek veszíthettek valamelyest az eredeti Ni-tartalmukból, vagy eleve sokkal Ni-szegényebb magmából származnak, vagy esetleg a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  felvehet ilyen nagy értéket is (ez a legkevésbé reális lehetőség) — viszont ez utóbbi esetben hiányoznak a Ni-gazdag olivinek a populációból.

Az 1. típusú kristálycsomók olivinjei közül a Ni-ben gazdagabbak reálisan levezethetők egy primitív alkáli bazaltos olvadékból 8–14 közötti  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett. Az 1000 ppm-nél kevesebb nikkelt tartalmazó olivinek viszont sokkal közelebb állnak a 2. típus olivinjeihez, habár azoknál magnéziumban szegényebbek. Amennyiben ezeket a kristályokat önállóan kezeljük, úgy többségük a kiindulási alkáli bazaltból 25-ös  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett vezethető le. Az 1. típusú kristálycsomók olivinjeinek ilyen nagy összetételbeli különbségére a két legvalószínűbb magyarázat: vagy ténylegesen két külön populációt alkotnak, vagy pedig az olivinkristályok egy részének jelentősen megváltozott a Fo- vagy a Ni-tartalma a kristályosodásukat követően. Petrográfiailag semmi nem támasztja alá az első lehetőséget, ugyanis az 1. típusú kristálycsomók olivinjei között nem tapasztalható szöveti különbség. Amennyiben egy, azonos populációt feltételezünk, az ilyen kicsi (<1000 ppm) Ni-tartalom mellett túl nagy a Fo mennyisége. Ennek magyarázata lehetne Ni-vesztés vagy Mg-dúsulás is. Az olivin és a szilikátos magmák nikkellelre vonatkoztatott megoszlási együtthatója mindig nagyobb, mint 1 (pl. MYSEN 1979, VILLEMANT et al. 1981), azaz Ni-vesztés nem valószínű. Az olivinből oxidáció hatására kiváló vas-oxid tűk következtében megnő a Mg aránya, vagyis a Fo-tartalom is (CORTÉS et al. 2006). Mindössze 5 m/m% vas-oxid képződéssel magyarázható lenne a nikkellel-szegény olivinek nagy magnéziumtartalma, amely okozhatja a 6. ábrán látható eltérést a 8–14  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel számolt olivin frakcionációs görbektől. Fontos petrográfiai megfigyelés, hogy az 1. típusú csomókban számos olivinkristály apró vas-oxid tűket tartalmaz.

Összességében tehát az olivinek Fo–Ni-tartalma alapján végzett modellezés és a petrográfiai megfigyelések arra utalnak, hogy a két mafikus kristálycsomó típus olivinkristályai nem vezethetők le egyazon primitív magmából, illetve, hogy egyikük származhat a Persányi-hegységben talál-

ható alkáli bazaltok szülőmagmájához hasonlóan primitív olvadékból.

## Összegzés

Modellezésünk lényege és egyben előnye, hogy viszonylag kevés, könnyen mérhető geokémiai adat alapján, egyszerű lépésekben tudunk becslést adni kontinentális alkáli bazaltok olivin ± klinopiroxén frakcionációjára, valamint ez alapján a bazaltok szülőmagmájának főelem-összetételére. További előnye, hogy az ismert és gyakran használt primitív magmaösszetétel kalkulátorokkal szemben (pl. HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) e módszer alkalmas a klinopiroxén-frakcionáció modellezésére és az alkáli bazaltos olvadékok egyedi  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékének kiszámítására is.

A modellezéshez szükséges adatok:

- 1.) a vizsgált kőzet petrográfiai tulajdonságai;
- 2.) a fenokristályok (mind az olivinek és klinopiroxének) és a kőzet főelem-összetétele és Ni-koncentrációja.

Modellünk abban az esetben működik megbízhatóan, ha:

- 1.) a vizsgált kőzet olivin- vagy olivin- és klinopiroxén-firos, üde alkáli bazalt;
- 2.) a kőzet — és így a benne található olivinek — nem oxidálódtak;
- 3.) a kőzetben nincs jelentős mennyiségű Ni-gazdag magnetit vagy földköpeny eredetű olivin xenokristály, és nagyfokú amfibol frakcionáció sem történt.

A modell gyengeségei:

- 1.) Alacsony maximális Fo- és Ni-koncentrációjú olivinpopuláció esetén a számolást — a kizárólag olivinkristályosodás jellemezte Fo–Ni trend hiányában — nem tudjuk elvégezni.
- 2.) Habár a frakcionáció számolás egyes lépései egyszerűek, a klinopiroxént is tartalmazó kőzetek esetében a számolás igen hosszadalmas és további — főképp programozási — fejlesztést igényel.
- 3.) Módszerünk nem alkalmas a nagy nyomáson történt, köpenylitoszféra-beli kriptikus klinopiroxén frakcionáció (SMITH et al. 2008) modellezésére/kimutatására.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönjük BATKI Anikónak és KOVÁCS Istvánnak a kézirat alapos, részletes és lényegre törő bírálatát. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok során nyújtott segítségért BENDŐ Zsoltot illeti köszönet. A tanulmány SÁGI Tamás „ELTE/12422/115 (2017)” azonosító számú ÚNKP pályázata révén az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-17-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.

## Irodalom — References

- ALI, S. & NTAFLÓS, T. 2011: Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. — *Lithos* **121**, 176–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001>
- ALI, S., NTAFLÓS, T. & UPTON, B. G. J. 2013: Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian–Pannonian Region, Styria, Austria. — *Chemical Geology* **337–338**, 99–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.12.001>
- BALÁZS E. & NUSSZER A. 1987: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa. (Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebiete Ungarns). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69**, 95–113.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica Petrographica (Szeged)* **28**, 75–94.
- BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, CS. 1994: K/Ar-alter Tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. — In: CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, 55–72.
- BALOGH K., LOBITZER, H., PÉCSKAY Z., RAVASZ C. & SOLTÍ G. 1990: Kelet-Stájerországi és Burgenlandi terciér vulkanitok K/Ar kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1988. évről* **I**, 451–468.
- CANÓN-TAPIA, E. 2016: Reappraisal of the significance of volcanic fields. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **310**, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.010>
- CORTÉS, J. A., WILSON, M., CONDLIFFE, E. & FRANCALANCI, L. 2006: The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy. — *Journal of Petrology* **47/7**, 1345–1373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl012>
- DEMÉNY, A., VENNEMANN, T. W., HOMONNAY, Z., MILTON, A., EMBEY-ISZTIN, A. & NAGY, G. 2005: Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene–Pleistocene basalts of the Carpathian–Pannonian region. — *Geologica Carpathica* **56/2**, 179–189.
- DOBOSI, G. & FODOR, L. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. — *Lithos* **28**, 133–150. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028-W)
- DOBOSI, G. & JENNER, G. A. 1999: Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, north Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. — *Lithos* **46/4**, 731–749. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00093-0)
- DOBOSI, G., DOWNES, H., MATTEY, D. & EMBEY-ISZTIN, A. 1998: Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. — *Lithos* **42**, 213–223. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00043-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00043-1)
- DOBOSI, G., FODOR, R. V. & GOLDBERG, S. A. 1995: Late Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: Petrology, source compositions and relationship to tectonics. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 199–207.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275–292. <https://doi.org/10.1007/BF01164531>
- DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKACS, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and Geochemistry of Late Tertiary Quaternary Mafic Alkaline Volcanism in Romania. — *Lithos* **35/1–2**, 6581. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)91152-Y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-Y)
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 155–166.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 2007: Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. — *Annales Musei Historico-naturalis Hungarici* **99**, 5–22.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H. & DOBOSI, G. 2001: Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 259–280.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993a: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic-Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central-Europe. — *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., JAMES, D., DOWNES, H., POULTIDIS CH. & SCHARBERT H. G. 1993b: A compilation of new major, trace element and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **16**, 5–26.
- FILLERUP, M. A., KNAPP, J. H., KNAPP, C. C. & RAILANU, V. 2010: Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. — *Lithosphere* **2/5**, 333–340. <https://doi.org/10.1130/L102.1>
- GÎRBACEA, R. & FRISCH, W. 1998: Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. — *Geology* **26/7**, 611–614. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0611:SITWPL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0611:SITWPL>2.3.CO;2)
- HARANGI, R. & HARANGI, SZ. 1995: Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Ság-hegy (Little Hungarian Plain volcanic field, Western Hungary). — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 189–197.
- HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44 2–3**, 223–258.
- HARANGI SZ. 2007: A Kárpát–Pannon térség legutolsó vulkáni kitérései — lesz-e még folytatás? (The last volcanic eruptions in the Carpathian–Pannonian Region — to be continued?). — *Földrajzi Közlemények* **131/4**, 271–288.
- HARANGI, SZ. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* Geological Society of America, Boulder, Colorado (USA), 67–92.
- HARANGI, SZ., VASELLI, O., TONARINZ C., SZABÓ CS., HARANGI, R. & CORADOSSI, R. 1995: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (western Hungary). — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 173–188.

- HARANGI, SZ., MOLNÁR, M., VINKLER, A.P., KISS, B., JULL, A. T. J. & LEONARD, A. G. 2010: Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul Volcano, Southeast Carpathians, Eastern-Central Europe. — *Radiocarbon* **52/3**, 1498–1507. <https://doi.org/10.1017/S0033822200046580>
- HARANGI, SZ., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: A combined whole-rock and mineral-scale investigation to reveal the origin of the basaltic magmas of the Perşani monogenetic volcanic field, Romania, eastern-central Europe. — *Lithos* **180–181**, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HARANGI, SZ., JANKOVICS, M.É., SÁGI, T., KISS, B., LUKÁCS, R. & SOÓS, I. 2015: Origin and geodynamic relationships of the late Miocene to quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern-central Europe. — *International Journal of Earth Sciences* **104**, 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-105-7>
- HART, S. R. & DAVIS, K. E. 1978: Nickel Partitioning between Olivine and Silicate Melt. — *Earth and Planetary Science Letters* **40/2**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90091-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90091-2)
- HERZBERG, C. 2011: Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins. — *Journal of Petrology* **52**, 113–146. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq075>
- HERZBERG, C. & ASIMOW, P. D. 2008: Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**, Q09001. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002057>
- HERZBERG, C. & ASIMOW, P. D. 2015: PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**, 563–578. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005631>
- HERZBERG, C. & O'HARA, M. J. 2002: Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. — *Journal of Petrology* **43/10**, 1857–1883. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.10.1857>
- HERZBERG, C., ASIMOW, P. D., ARNDT, N. T., NIU, Y., LESHNER, C. M., FITTON, J. G., CHEADLE, M. J. & SAUNDERS, A. D. 2007: Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8**, Q02006. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001390>
- INKEY B. 1878: Két magyarhoni doleritről. — *Földtani Közlemény* **8**, 223–231.
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ. & NTAFLÓS, T. 2009: A mineral-scale investigation of the origin of the 2.6 Ma Füzes-tó basalt, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary). — *Central European Geology* **52/2**, 97–124. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.2.1>
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ., KISS, B. & NTAFLÓS, T. 2012: Open-system evolution of the Füzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. — *Lithos* **140**, 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.020>
- JANKOVICS, M. É., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., KISS, B., SÁGI, T., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. — *Bulletin of Volcanology* **75**, 749. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ., NÉMETH, K., KISS, B. & NTAFLÓS, T. 2015: A complex magmatic system beneath the Kissomlyó monogenetic volcano (western Pannonian Basin): evidence from mineral textures, zoning and chemistry. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301**, 38–55.
- JANKOVICS, M. É., TARACSAK, Z., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., BATKI, A., HARANGI, SZ. & HAUZENBERGER, CH. A. 2016: Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics. — *Lithos* **262**, 120–134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.030>
- JUGOVICS L. 1937: A Sághegy felépítése és vulkánológiai viszonyai. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **56**, 1214–1235.
- JUGOVICS L. 1948: Adatok Tátika-Prága-Sarvaly-hegyek vulkánológiai felépítéséhez. — *Földtani Közlemény* **78**, 196–205.
- JUGOVICS L. 1972: A Kisalföld bazalt és bazalttufa előfordulásai. — *Magyar Állami Földtani intézet évi jelentése az 1970. évről*, 79–101.
- KAWABATA, H., HANYU, T., CHANG, Q., KIMURA, J. I., NICHOLS, A. R. L. & TATSUMI, Y. 2011: The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. — *Journal of Petrology* **52/4**, 791–838. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr003>
- KARÁTSÓN, D., TELBISZ, T., HARANGI, SZ., MAGYARI, E., DUNKL, I., KISS, B., JÁNOSI, C., VERES, D., BRAUN, M., FODOR, E., BIRÓ, T., KÓSIK, S., VON EYNATTEN, H. & LIN, D. 2013: Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **255**, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>
- KARÁTSÓN, D., WULF, S., VERES, D., MAGYARI, E. K., GERTISSER, R., TIMAR-GABOR, A., NOVOTHNY, Á., TELBISZ, T., SZALAI, Z., ANECHITEI-DACU, V., APPELT, O., BORMANN, M., JÁNOSI, CS., HUBAY, K. & SCHÄBITZ, F. 2016: The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomad) volcano, East Carpathians — A tephrostratigraphic approach for the 51–29ka BP time interval. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **319**, 29–51. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005>
- KIMURA, J.-I., & KAWABATA, H. 2015: Ocean Basalt Simulator version 1 (OBS1): Trace element mass balance in adiabatic melting of a pyroxenite-bearing peridotite. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**, 267–300. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005606>
- KISS B. 2014: A csomádi dácit petrogenézise: következtetések a magmatározó-rendszer felépítésére és folyamataira. — *PhD értekezés, ELTE Középtan-Geokémiai Tanszék, Budapest* 140 p.
- KISS, B., HARANGI, SZ., NTAFLÓS, T., MASON, P. R. D. & PÁL-MOLNÁR, E. 2014: Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**, 986. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0986-6>
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & BALOGH, K. 1999: Neogene–Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: Review of volcanic forms and evolution. — *Geologica Carpathica* **50**, 112–115.

- KOVÁCS, I., FALUS GY., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, CS., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- KOVÁČ, M., MÁRTON, E., OSZCZYPKO, N., VOJTKO, R., HÓK, J., KRÁLIKPVÁ, S., PLAŠIENKA, D., KLUČIAR, T., HUDÁČKOVÁ, N. & OSZCZYPKO-CLOWES, M. 2017: Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. — *Global and Planetary Change* **155**, 133–154. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
- LAUBIER, M., GROVE, T. L. & LANGMUIR, C. H. 2014: Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions. — *Earth and Planetary Science Letters* **392**, 265–278. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.053>
- LE BAS, M. J., LEMAITRE, R. W. & WOOLLEY, A. R. 1992: The Construction of the Total Alkali-Silica Chemical Classification of Volcanic-Rocks. — *Mineralogy and Petrology* **46/1**, 1–22. <https://doi.org/10.1007/BF01160698>
- LEE, C.-T. A., LUFFI, P., PLANK, T., DALTON, H. & LEEMAN, W. P. 2009: Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets. — *Earth and Planetary Science Letters* **279**, 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.020>
- LEMARCHAND, F., VILLEMANT, B. & CALAS, G. 1987: Trace-Element Distribution Coefficients in Alkaline Series. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51/5**, 1071–1081. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90201-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90201-8)
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **26**, 192 p.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2005: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissomlyó volcano (western Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **147/3–4**, 342–356. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.019>
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297**, 157–176. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- MATTSSON, H. B. 2012: Rapid magma ascent and short eruption durations in the Lake Natron-Engaruka monogenetic volcanic field (Tanzania): A case study of the olivine melilititic Pello Hill scoria cone. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **247**, 16–25. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.07.009>
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1937a: A celldömölki Sághegy bazaltos kőzete. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **55**, 938–958.
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1937b: A Tátika-csoport bazaltos kőzetei. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **55**, 75–103.
- MAURITZ B., HARWOOD, H. F., THEOBALD, L. S. & ENDRÉDY, E. 1948: A Dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — *Földtani Közlemény* **78**, 134–169.
- MCGEE, L. E., BEIER, C., SMITH, I. E. M. & TURNER, S. P. 2011: Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U-Th-Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162/3**, 547–563. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0611-x>
- MCGEE, L. E., SMITH, I. E. M., MILLET, M. A., HANDLEY, H. K. & LINDSAY, A. M. 2013: Asthenospheric Control of Melting Processes in a Monogenetic Basaltic System: a Case Study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. — *Journal of Petrology* **54/10**, 2125–2153. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egt043>
- MYSEN, B. O. 1979: Nickel partitioning between olivine and silicate melt: Henry's law revisited. — *American Mineralogist* **64**, 1107–1114.
- NÉMETH, K. 2010: Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 399–419. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0015-6>
- NÉMETH, K. & KERESZTURI, G. 2015: Monogenetic volcanism: personal views and discussion. — *International Journal of Earth Sciences* **104/8**, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- NIU, Y. & O'HARA, M. 2003: Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. — *Journal of Geophysical Research* **108**, 2209–2228. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002048>
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 15–28.
- PELTZ, S., VAJDEA, E., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1987: Contributions to the geochronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). — *D. S. Institutul de Geologie și Geofizică* **72**, 323 p.
- PILET, S., BAKER, M. B. & STOLPER, E. M. 2008: Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. — *Science* **320 (5878)**, 916–919. <https://doi.org/10.1126/science.1156563>
- POUCHOU, J. L. & PICOIR, F. 1991: Quantitative Analysis of Homogeneous or Stratified Microvolumes Applying the Model "PAP". — In: HEINRICH, K. F. J. & NEWBURY, D. E. (eds): *Electron Probe Quantitation*. Springer, Boston, 31–75. [https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2617-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2617-3_4)
- PUTIRKA, K. D. 2005: Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**, Q05L08. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC000915>
- PUTIRKA, K. D., PERFIT, M., RYERSON, F. J. & JACKSON, M. G. 2007: Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. — *Chemical Geology* **241/3–4**, 177–206. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.014>

- SÁGI T. 2008: Petrogenetikai következtetések a Pannon-medence nyugati részén előforduló alkáli bazaltok képződésére olivin és spinell összetétel adatok alapján. — *Diplomamunka*, ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszék, 93 p.
- SATO, H. 1977: Nickel Content of Basaltic Magmas - Identification of Primary Magmas and a Measure of Degree of Olivine Fractionation. — *Lithos* **10/2**, 113–120. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(77\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(77)90037-8)
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., VASELLI, O., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., & PÉCSKAY, Z. 2004: Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: A review. — *Tectonophysics* **393**, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.051>
- SEGHEDI, I., MAȚENCO, L., DOWNES, H., MASON, P. R. D., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. — *Tectonophysics* **502/1–2**, 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- SEGHEDI, I., POPA, R. G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perșani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78**: 69. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y>
- ŠIMON, & MAGLAY, J. 2005: Dating of sediments underlying the Putikov vrsok volcano lava flow by the OSL method. — *Mineralia Slovaca* **37**, 7–40.
- SMITH, I. E. M., BLAKE, S., WILSON, C. J. N. & HOUGHTON, B. F. 2008: Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/4**, 511–527. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0255-z>
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: The Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 145–153.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 2013: The relevance of volcanic hazard in Romania: is there any? — *Environmental Engineering and Management Journal* **12**, 125–135.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 21–37.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 2002: The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? — *Geologica Carpathica* **53**, 193–194.
- TSCHIEGG, C., NTAFLOR, T., KIRALY, F. & HARANGI, SZ. 2010: High temperature corrosion of olivine phenocrysts in Pliocene basalts from Banat, Romania. — *Austrian Journal of Earth Sciences* **103**, 101–110.
- VALENTINE, G. A. & CONNOR, B. C. 2015: Basaltic Volcanic Fields. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition). Academic Press, London, 423–439. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7>
- VILLEMANT, B., JAFFREZIC, H., JORON, J. L. & TREUIL, M. 1981: Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaîne-Des-Puys (Massif Central, France). — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45/11**, 1997–2016. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90055-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90055-7)
- VINKLER A. P., HARANGI SZ., NTAFLOR, T. & SZAKÁCS, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata — petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közöny* **137/1**, 103–128.
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164/4**, 193–204. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ, CS., HALTER, W. & PETTKE, T. 2007: Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. — *Journal of Petrology* **48/5**, 853–883. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm004>

Kézirat beérkezett: 2018. 02. 16.

**DR. KOLOSZÁR LÁSZLÓ**

1957–2018

2018. augusztus 26-án, életének 61. évében elhunyt dr. KOLOSZÁR László geológus kutató, a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat munkatársa.

KOLOSZÁR László 1957. augusztus 1-én született Budapesten. Gimnáziumi érettségijét az ELTE Radnóti Miklós Gyakorló Gimnáziumban szerezte 1975-ben, majd egy év katonai szolgálatot követően az ELTE földtudományi szakán kezdte meg egyetemi tanulmányait. Okleveles geológus diplomáját 1981-ben vette át az ELTE Természettudományi Karán.

Kutatói pályafutását a Magyar Állami Földtani Intézet Középhegységi Osztályán 1981-ben kezdte meg, ahol bekapcsolódott a Balaton-felvidék akkor induló földtani térképezési programjába. Részletes földtani felvételt készített a Keszthelyi-hegységben, a Káli-medencében és a Balaton-felvidék több területén. Szűkebb kutatási területe az alsó-triász képződmények rétegtani tagolása volt. Egyetemi doktori értekezését a Káli-medence földtanáról 1989-ben védte meg, ezen a területen később vízföldtani és környezetföldtani kutatásokban is részt vett. A Balaton-felvidék térképezési programjának lezárási szakaszában 1999-ben részt vett a tájegység földtani térképének megszerkesztésében és a hozzá tartozó magyarázó kötet megírásában.



A Magyar Állami Földtani Intézet átszervezését követően 1992-től a Somogy–Baranya térképezési projekt keretében végzett földtani térképezést többek között Paks környékén és a Villányi-hegységben. Az 1990-es évek közepétől kapcsolódott be a kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére irányuló földtani kutatásokba. Ezek keretében földtani térképezést végzett a Mezőföld és a tolnai Hegyhát területén az 1990-es évek második felében, majd az azt követő részletes kutatási fázisban a Mórággyi-rög területén, a 2000-es évek elején. 2003-ban részt vett a Püspökszilágyi radioaktív hulladéktároló környékének földtani kutatásában, majd 2004–2005. év során a nagyaktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére irányuló földtani kutatásban, a Nyugati-Mecsek területén. Kutatói pályafutásának ebben a szakaszában érdeklődése a fiatal képződmények felé fordult, kutatásait horvát–magyar TÉT pályázat és OTKA pályázat keretében sikerrel folytatta. Kutatási eredményeit több cikkben publikálta. Egyik legjelentősebb tudományos eredménye ebből az időszakból az Udvari–2A fúrás rétegsorának dokumentálása és sztratigráfiai értelmezése, amely Kárpát-medence legvastagabb és legteljesebb löszrétegsorának bizonyult.

2003-ban részt vett Líbia földtani térképezésében a Waw al Kabir jelű 1:250 000-es térképlap területén, később közreműködött a térképlap és a földtani magyarázó szerkesztésében is.

Tudományos fokozatát 2004-ben szerezte meg a Miskolci Egyetemen, amelynek témája a DK-Dunántúl negyedidőszaki képződményeinek környezetföldtani vizsgálata volt.

A 2010-ben bekövetkezett kolontári vörösiszap-katasztrófa után fordult figyelme a magyarországi földtani veszélyforrások felé. Foglalkozott a balatoni és a dunai magaspártok és egyéb gravitációs tömegmozgásos területek földtani kutatásával is.

A Paks-II atomerőmű bővítését megalapozó földtani kutatás keretében földtani térképezést végzett és fúrásokat dokumentált 2015–16. folyamán. Részt vett a projekt zárójelentésének összeállításában és földtani térképmellékleteinek szerkesztésében.

A magyarországi szénhidrogén- és geotermális koncessziós területek jellemzését összefoglaló érzékenységi tanulmányok készítésében elsősorban a földtani felépítés leírásában és a jelentések lektorálásában vállalt szerepet.

KOLOSZÁR László az oktatás és a tudományos ismeretterjesztés területén is aktív volt. 1989–1991 között oktatóként vett részt az ELTE és a Miskolci Egyetem geológus hallgatóinak sümegei térképezési terepgyakorlatán, de rendszeresen szervezett geológiai kirándulásokat földrajz tanároknak, gimnazistáknak és általános iskolásoknak is. Társzerzője volt a Balaton-felvidék magyar és német nyelven megjelent geológiai kirándulásvezetőjének, valamint Magyarország 1:200 000-es földtani atlaszának.

KOLOSZÁR László a Magyar Állami Földtani Intézetben tudományos segédmunkatársként (1981–84), tudományos munkatársként (1984–1990), majd tudományos főmunkatársként (1991–2017), ezt követően — haláláig — a Magyar

Bányászati és Földtani Szolgálat munkatársaként dolgozott. Jó kedélyű, szeretetre méltó ember volt, kollégái között nagy népszerűségnek örvendett (barátainak csak „Papa” volt). Az intézeti térképező geológus nemzedék egyik utolsó „konzervatív” képviselője volt, aki megfigyeléseit pontosan rögzítette, de a következtetésekkel sosem „szaladt túl” az általa megengedettnél vélt határokon.

### DR. KOLOSZÁR László nyomtatásban megjelent közleményei

#### 1987

BUDAI T. & KOLOSZÁR L. 1987: A Keszthelyi–hegység nóri–raeti képződményeinek rétegtani vizsgálata. — *Földtani Közöny* **117**, 121–130.

#### 1989

CSÁSZÁR G., CSILLAG G., BUDAI T., KOLOSZÁR L. & BIHARI D. 1989: A Keszthelyi–hegység és a Balaton-felvidék térképezésének eddigi eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 85–93.

#### 1991

KOLOSZÁR L. & CSONTOSNÉ KISS K. 1991: Balaton–felvidék, Sóly, vasútállomásnál (Csopaki Márga Formáció). — *Magyarország geológiai alapszelvényei*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 6 p.

KOLOSZÁR L. & CSONTOSNÉ KISS K. 1991: Balaton–felvidék, Hidegkút DK-i vége (Csopaki Márga Formáció). — *Magyarország geológiai alapszelvényei*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 6 p.

SZILÁGYI I., CSATHÓ B., CSILLAG G. & KOLOSZÁR L. 1991: Geoelectrical methods in geological mapping (case histories from the Balaton Highland, Hungary). — *European Association of Exploration Geophysicists, 53<sup>rd</sup> Meeting and Technical Exhibition, Florence, Italy. Abstract of Papers*, 370–371.

#### 1992

KOLOSZÁR L. 1992: Lombardiai (Olaszország) és Balaton–felvidéki alsó–triász szelvények litosztratigráfiai összehasonlítása. — *Általános Földtani Szemle* **26**, 311–317.

#### 1993

KOLOSZÁR L. 1993: Iszkahegyi Mészkö Formáció. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 38–40.

KOLOSZÁR L., TÓTHNÉ MAKK Á. 1993: Köveskáli Dolomit Formáció, Hidegkúti Formáció, Csopaki Márga Formáció, Aszfői Dolomit Formáció. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 22–37.

#### 1994

CSILLAG G., GONDÁRNÉ SÓREGI K. & KOLOSZÁR L. 1994: A földtani felépítés meghatározó szerepe a Káli-medence felszín alatti vízrendszerekben. — *Kárpát-medence vízkészlete és vízi környezetvédelme Kongresszus, Eger, 1994. október 17–21.*, 136–157.

#### 1995

CSILLAG, G., BUDAI, T., GYALOG, L. & KOLOSZÁR, L. 1995: Contribution to the Upper Triassic geology of the Keszthely Mountains (Transdanubian Range), western Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **38/2**, 109–127.

CSILLAG, G., GONDÁR, K., KISS, J., KOLOSZÁR, L. & VÉRTESY, L. 1995: Hydrogeology supported by geophysic. — *First Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Torino, Italy, 25–27/9/1995. Proceedings*. p. 260.

CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARSI, I. & PAPP, P. 1995: Integrated geological mapping of South-Transdanubia, Hungary. — *I. Hrvatski Geološki Kongres. First Croatian Geological Congress, Opatija, 18–21/10/1995. Zbornik radova. Proceedings* **1**, 143–146.

#### 1997

KOLOSZÁR, L. 1997: Geological evaluation of the Udvari–2A borehole (Az Udvari–2A fúrás földtani értékelése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1996/II**, 149–158.

KOLOSZÁR, L. & MARSI, I. 1997: Stratigraphy of the neogene and quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills (A Tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1996/II**, 173–190.

KOLOSZÁR, L. & HAAS, J. 1997: Iszkahegy Limestone Formation, Aszófő Dolomite Formation, Csopak Marl Formation, — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic lithostratigraphic units of Hungary. Magyarország litosztratiográfiai alapegységei, Táblázatok és rövid leírások.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 59–61.

KOLOSZÁR L., TÓTH-MAKK Á. & HAAS J. 1997: Hidegkút Formation, Köveskál Dolomite Formation, Arács Marl Formation. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic lithostratigraphic units of Hungary. Magyarország litosztratiográfiai alapegységei, Táblázatok és rövid leírások.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 61 p.

#### 1998

CSILLAG G., GONDÁRNÉ SÓREGI K., KISS J., KOLOSZÁR L., SZEILER R., TULLNER T. & VÉRTESY L. 1998: Földtani természetvédelem: Módszertani vizsgálatok a Káli-medencében. — *Földtani Kutatás* **35/2**, 9–18.

#### 1999

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **197**, Budapest, 257 p.

BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. M=1:50 000-es. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

KOLOSZÁR L. & MARSII I. 1999: Az Üvegghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. — *Földtani Közlemény* **129/4**, 521–540.

#### 2000

TRUNKÓ, L., MÜLLER, P., BUDAI, T., CSILLAG, G. & KOLOSZÁR, L. 2000: Ungarn. Bergland um Budapest, Balaton-Oberland, Südbakony. — *Sammlung Geologischer Führer, Band 91*, Gebr. Borntraeger, Berlin–Stuttgart, 158 p.

KOLOSZÁR, L., MARSII, I. 2000: Loess stratigraphy of the Eastern part of the Mórággy Hill (Hungary). — *2. Hrvatski Geološki Kongres. 2nd Croatian Geological Congress, Cavtat–Dubrovnik, 17–20/05/2000. Zbornik radova. Proceedings I. Appendix D-4.*

KOLOSZÁR, L., MARSII, I. & CHIKÁN, G. 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórággy Hills (A Mórággyi-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1999**, 117–149.

#### 2001

KOLOSZÁR L. & LANTOS M. 2001: DK–dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztratiográfiai korrelációja. — *Földtani Közlemény* **131/1–2**, 221–231.

KOLOSZÁR L., LANTOS M. & CHIKÁN G. 2001: A Görgeteg G–I és az Udvari U–2A fúrások negyedidőszaki képződményeinek párhuzamosítása. — *Földtani Közlemény* **131/3–4**, 443–460.

#### 2002

KOLOSZÁR L. & MARSII I. 2002: Posztpannóniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórággyi-rög térségében. — *Földtani Közlemény* **132/ks**, 133–149.

BUDAI T., CSILLAG G., KOLOSZÁR L., MÜLLER P., NÉMETH K. 2002: *Geológiai kirándulások I. A Balaton-felvidék.* — A Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság, Veszprém. 101 p.

#### 2004

MARSII, I., DON, Gy., FÖLDEVÁRI, M., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGYNÉ BODOR, E., ZILAHÍ-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórággy Block (A Mórággyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2003**, 343–359.

KOLOSZÁR L., MARSII I. 2004: A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. — *Földtani Közlemény* **134/1**, pp. 75–94.

KOLOSZÁR L. 2004: A Tengelic Formáció kifejlődései a DK–Dunántúlon. — *Földtani Közlemény* **134/3**, 345–369.

KOLOSZÁR L., MARSII I. 2004: Formations of Late Neogene and Pleistocene terrestrial sediments in the region of Mórággy Hill (Hungary). — *Abstract Volume: 32nd International Geological Congress (IGC) Florence, Italy, 20–28/08/2004*, 25–26.

#### 2005

FRANYÓ F., CHIKÁN G. & KOLOSZÁR L. 2005: *Magyarország földtani térképe 1:100 000, L–34–62 Baja.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa. Budapest.

KOLOSZÁR, L. & MARSII, I. 2005: Formations of Late Neogene and Pleistocene terrestrial sediments in the region of Mórággy Hill (Hungary). *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 317–337.

#### 2006

LESS, Gy., (ed.), TURKÍ, S. M., SUWESI, S. KH., PEREGI, Zs., FODOR, L., KOLOSZÁR, L., KALMÁR, J., SHERIF, KH., CSÁSZÁR, G., GULÁCSI, Z., DALUB, H. & AL TAJURI, A. 2006: *Geological map of Libya 1:250,000; Sheet: Waw al Kabir NG 33-12 Explanatory Booklet.* — Tripoli, Industrial Research Centre, 295 p.

TURKÍ, S. M., LESS, Gy., PEREGI, Zs., FODOR, L., KOLOSZÁR, L., KALMÁR, J., SUWESI, S. KH., AL SHERIF, K., DALUB, H., AL TAJOURI, A., AL GERBI, A., ABUZED, N., AL SWIH, A. & SIKHEGYI, F. 2006: *Geological map of Libya; NG 33-12 (Waw al Kabir); 1:250 000.* — Industrial Research Centre; Tripoli.

## 2009

- BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., GYALOG L., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS Gy., MARS I., MOLNÁR P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. & TÓTH Gy. 2009: A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozathoz (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 283 p.
- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P. & SELMECZI I. 2009: *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. (Geological Map of Hungary for Tourists)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 248 p.
- KOLOSZÁR L. & MARS I. 2009: The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian basin: the borehole Udvari–2A. — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L. & SMALLEY, I. (ed.): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08/31–09/03/2009*, p. 107.
- MAGYARI Á., CHIKÁN, G., KOLOSZÁR, L., MARS I., GALOVIC, L. & GRIZELJ, A. 2009: Late Pleistocene terrestrial sediments in the surroundings of Ilok (Croatia) and its possible correlation with South Transdanubian (Hungary) sediments. — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L., SMALLEY, I. (ed.): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08/31–09/03/2009*, p. 108.
- MAGYARI Á., UNGER Z., TÓTHNÉ MAKK Á., BABINSZKI E., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., MARS I., NÁDOR A. & TULLNER T. 2009: Az Alföld negyedidőszaki képződményeinek karotázs-szelvények átértékelése alapján szerkesztett talpmélység-térképe. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramaros-sziget, Románia, 2–5/04/2009, [Absztrakt kötet]*, p. 162.

## 2010

- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), ALBERT G., CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P., PRAKFAI P., SELMECZI I. & ZELENKA T. 2010: *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. (Geological Map of Hungary for Tourists)*. — 2. kiadás. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 276 p.
- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), ALBERT G., CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P., PRAKFAI P., SELMECZI I. & ZELENKA T. 2010: *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. (Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen)*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 272 p.
- KOLOSZÁR L. 2010: The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian basin: the borehole Udvari–2A. — *Central European Journal of Geosciences* **2/2**, 165–174.
- KOLOSZÁR L. & MARS I. 2010: A Kárpát-medence legvastagabb és legteljesebb löszrétagsora: Az Udvari–2A fúrás szelvénye és kvarter rétegtani jelentősége. — *Földtani Közöny* **140/3**, 251–262.
- HEĆIMOVIĆ, I., MARS I., BANAK, A., CHIKÁN, G., FERIĆ, P., GRIZELJ, A., HORVAT, M., KOLOSZÁR, L. & MAGYARI, Á. 2010: Correlation of Quaternary and Tertiary sediments of Drava valley at Selje–Slatina Sheet, scale 1: 100 000/Korelacija kvartarnih i terciarnih sedimenata doline Drave sa lista Selje–Slatina, M 1: 100 000. — In: HORVAT, M. (ed): *4. Hrvatski geoloski kongres s međunarodim sudjelovanje. Knjiga sažetka = 4. Croatian Geological Congress. Abstracts Book, Šibenik, Croatia, 14–15/10/2010*, Hrvatski Geoloski Institut, Zagreb, 369–370.

## 2012

- MARS I., SELMECZI, I., KOLOSZÁR, L., VATAI, J., SZENTPÉTERY, I., MAGYARI, Á., RÓTH, L. 2012: Geological mapping and environmental analyses in the vicinity of the damaged red sludge reservoir at Kolontár. — *Central European Geology* **55/3**, 307–328.

## 2013

- WACHA, L., GALOVIC, L., KOLOSZÁR, L., MAGYARI, Á., CHIKÁN, G., MARS I. 2013: The chronology of the Sarengrad II loess-palaeosol section (Eastern Croatia). — *Geologia Croatica* **66/3**, 191–203.

## 2014

- UDVARDI B., KOVÁCS I., KÓNYA P., VATAI J., KOLOSZÁR L., FEDOR F., ÁCS P., MIHÁLYI J., NÉMETH CS., DEÁK ZS.V., FÜSI B., SZALAI Z., SZABÓ CS., FALUS Gy. & FANCSIK T. 2014: A felszínmozgás zónájában előforduló üledékes kőzetek ásványos összetételének és fizikai tulajdonságainak vizsgálata Kulcs területén. (Physical properties and mineral composition of sediments from sliding zone at Kulcs area). — *Magyar Geofizika* **55/3**, 121–133.

## 2015

- HORVÁTH Z., SÁRI K., BARCZIKAINÉ SZEILER R., NAGYNÉ BARS I., KOLOSZÁR L., KERÉK B., SCHAREK P. & MEZEI É. 2015: Aggregátum típusú építőipari ásványi nyersanyagok potenciáljának felmérése és a Fenntartható Aggregátum Tervezés DK-Európában (SNAP-SEE) projekt bemutatása. — *Talajtani Vándorgyűlés, III. szekció, Földtan, légkör-tan*, 87–99.

## Események, rendezvények

### Beszámoló a 21. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről

2018. május 23–26, Félixfürdő

Immár 21. alkalommal rendezte meg az MFT Őslénytani és Rétegtani Szakosztálya a Magyar Őslénytani Vándorgyűlést, melynek keretében a szakosztály tisztújítására is sor került. Ezúttal határon túli helyszínen, a Nagyvárad melletti Félixfürdőn voltak az előadási napok. A végleges résztvevők száma 61 fő volt, akik 17 hazai és 4 külföldi intézmény képviselőjében mutatták be az elmúlt év legérdekesebb őslénytani eredményeit.

Idén harmadik alkalommal rendeztünk „nulladik”, ismeretterjesztő napot, ezúttal Nagyváradon a Szent László Római Katolikus Líceumban, ahol HARÁCSEK Klementina aligazgató asszony fogadott bennünket. A 0. nap szervezői BODOR Emese és VENCZEL Márton voltak, szakmai vezetője VIRÁG Attila. A program lebonyolításában részt vett KARÁDI Viktor. Az előadás témája az Év ősmaradványa, a *Balatonites* volt. Majd Őslénytan a gyakorlatban címmel interaktív foglalkozást tartottunk, melyre a bemutató anyagot az ELTE Természettudományi Múzeuma biztosította. Az előadást közel 120-an, az iskola felső tagozatos diákjai hallgatták meg, míg a foglalkozáson mintegy 30 érdeklődő vehetett részt.

A háromnapos szakmai blokkban a hagyományoknak megfelelően az első és harmadik napon hangzottak el szakmai előadások. A kollégák összesen 6 szekcióban 29 előadást tartottak és 10 posztert mutattak be. A változatos program során a triász bordás medúzáktól kezdődően a recens földikutya őslénytani jelentőségéig ismerhettük meg az aktuális eredményeket. A szakosztály vezetősége idén is díjazta a legjobb hallgatói előadásokat és posztereket.

#### Hallgatói kategória

Első helyezett: BOTKA Dániel (ELTE TTK Őslénytani Tanszék), második helyezett: GÁL Vazul (SZTE, TTIK, Földtani és Őslénytani Tanszék).

#### PhD kategória

Első helyezett: SZABÓ Bence (ELTE TTK Őslénytani Tanszék), második helyezett CSOMA Vivien (ELTE TTK Őslénytani Tanszék).

A jubileum alkalmából a 20. Vándorgyűlésen, a program-sorozat ötletgazdája, PÁLFY József díjat alapított, amivel a legelőremutatóbb fiatal kutatók munkát kívánja jutalmazni („Progressive Palaeo Prize”). A díjat ezúttal egy népes szerzőgárda érdemelte ki VIRÁG Attila vezetésével: VIRÁG Attila, SZABÓ Bence, PAZONYI Piroska, KARÁDI Viktor és CSOMA Vivien, akik legkülönbözőbb ősmaradvány csoportokon mutatták be az alakelemző módszerek közül az automatizált landmarkban rejlő lehetőségeket.

A rendezvény második napja hagyományosan terepjárás. A program során a Királyhágóig mentek a résztvevők és onnan visszafelé négy klasszikus, híres őslénytani lelőhelyet látogattak meg VENCZEL Márton vezetésével. Elsőként a nagyfeketepataki felső-kréta rudistás mészkövet, majd a révi középső-jura ammoniteszes rétegeket, végül két gerinces lelőhelyet Kőalján és Betfián.

A vándorgyűlésről készült 56 oldalas programfüzetet VIRÁG Attila és BOSNAKOFF Mariann szerkesztették. A kiadvány az elő-

adások és poszterek kivonata mellett a kirándulásvezetőt is tartalmazza. ISBN azonosítója 978-963-8221-70-4.

A rendezvényt a Nemzeti Kulturális Alap 201108/01583 azonosítójú pályázata támogatta. Az NKA pályázat fedezte az ismeretterjesztő nap kiadásait, valamennyi résztvevő busz költségét, melyeken felül 7 hallgató támogatására is lehetőség volt. A hallgatók támogatása a határidőre beadott előadás kivonatok értékelése alapján történt. A következő hallgatók részesültek részvételi díj támogatásban: BOTKA Dániel, CSOMA Vivien, GERE Kinga, KARANCZ Szabina, KÖVECSI Szabolcs Attila, SZABÓ Bence, VINCZE Ildikó

\*\*\*

Idén került sor a szakosztály rendes tisztújítására is. A jelölőbizottságot PAZONYI Piroska vezette. A választáson az elnökjelöltek közül a legtöbb szavazatot FÖZY István, titkárjelöltek közül SZIVES Ottilia kapta. A vezetőség tagjai lettek: PÁLFY József, ŐSI Attila, BOSNAKOFF Mariann, HÍR János és MOHR Emőke. A Vezetőség póttagjai GALÁCZ András, BOTFALVAI Gábor és GASPARIK Mihály.

A konferenciakötet nyomtatását a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat tette lehetővé. A rendezvényt támogató Hantken Miksa Alapítványnak, a nagyváradi Muzeul Țării Crișurilor-nak, a Magyar Természettudományi Múzeumnak és végül, de nem utolsó sorban a Nemzeti Kulturális Alapnak köszönhetően minden résztvevő szakmai ismeretekkel és szép élménnyel gazdagodva térhetett haza a Félixfürdőről.

BODOR Emese Réka  
MTA, CSFK, FGI

## A 2018. évi tisztújítás eredménye

### A Magyarhoni Földtani Társulat 2018. évi 168. Tisztújító Közgyűlésén megválasztott tisztségviselői

Elnök: BUDAI Tamás

Társelnökök: GEIGER János, HAAS János, LEÉL-ŐSSY Szabolcs, ZAJZON Norbert

Főtökár: BABINSZKI Edit

Titkár: BARTHA István Róbert. (időközben BARTHA István Róbert a posztjáról lemondott, az elnökség a Közgyűlésen harmadik legtöbb szavazatot kapott KOVÁCS KISS Viktóriát a kéri fel a titkári teendők ellátására, második legtöbb szavazatot kapott Kis Annamária nem vállalta a tisztséget.)

#### A Választmány megválasztott tagjai:

BODOR Emese Réka, CSERNY Tibor, CSILLAG Gábor, DULAI Alfréd, FÖLDVÁRI Mária, HARANGI Szabolcs, HARTAI Éva, KÁZMÉR Miklós, KERCSMÁR Zsolt, Kis Annamária, LEMBERKOVICS Viktor, MAGYAR Imre, PÁLFY József, PÁL MOLNÁR Elemér, PAPP Gábor, PÓSFALVAI Mihály, RAUCSIK Béla, SZABÓ Csaba, SZAKÁLL Sándor, SELMECZI Ildikó, SÓREG Viktor, SZTANÓ Orsolya, UNGER Zoltán, ZELEI Gábor

Póttagok: KOMLÓSSY György, KOROKNAI Balázs, PALOTÁS Klára

### A szervezeti egységek 2018–2021. évi időszakra megválasztott tisztségviselői

#### Területi szervezetek

##### Alföldi Területi Szervezet

*Elnök:* SZANYI János

*Titkár:* KISS Károly

*Vezetőségi tagok:* KISS Balázs, BUDAY Tamás, RAUCSIKNE VARGA Andrea, M. TÓTH Tivadar, KÖRMÖS Sándor

##### Budapesti Területi Szervezet, Általános Földtani Szakosztály

*Elnök:* MAROS Gyula

*Titkár:* BOTFALVAI Gábor

*Vezetőségi tagok:* FODOR László, SEBE Krisztina SZTANÓ Orsolya

##### Dél-Dunántúli Területi Szervezet

*Elnök:* HAMOS Gábor

*Titkár:* ISTOVICS Krisztina

*Vezetőségi tagok:* HALÁSZ Amadé, HORVÁTH Zsolt, KOVÁCS László, SÁMSON Margit

*Póttagok:* CSICSÁK József, FEDOR Ferenc

##### Észak-Magyarországi Területi Szervezet

*Elnök:* LESS György

*Titkár:* MÓRICZ Ferenc

*Vezetőségi tagok:* BÁRI Enikő, HARTAI Éva, LATRÁN Béla, MÁDAI Ferenc, NÉMETH Norbert,

#### Szakosztályok

##### Agyagásványtani Szakosztály

*Elnök:* TÓTH Erzsébet

*Titkár:* KOVÁCS Ivett

*Vezetőségi tagok:* BALÁZS Réka, FARKAS Izabella, KOVÁCSNÉ KISS Viktória, KRISTÓF János, NÉMETH Tibor, RAUCSIK Béla, SIPOSS Péter. póttag: WEISZBURG Tamás

##### Ásványtan- Geokémiai Szakosztály

*Elnök:* WEISZBURG Tamás

*Titkár:* TÓTH Erzsébet

*Vezetőségi tagok:* BAJNÓCZI Bernadett, B. Kis Gabriella, FARKAS Izabella, PAPP Gábor, ZAJZON Norbert

##### Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

*Elnök:* FEDOR Ferenc

*Titkár:* HATVANI István Gábor

*Vezetőségi tagok:* Trásy Balázs, Unger Zoltán, HORVÁTH Janina, M. TÓTH Tivadar, SZANYI János

##### Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

*Elnök:* TÖRÖK Ákos

*Titkár:* GÖRÖG Péter

*Vezetőségi tagok:* BÖGÖLY Gyula, CSERNY Tibor, CZINDER Balázs, Kárpáti Pápay Zita, Kuti László, Puzder Tamás, RÓZSA Péter, SCHAREK Péter, VÁSÁRHELYI Balázs

##### Nyersanyagföldtani Szakosztály

*Elnök:* HOLODA Attila

*Titkár:* B. KISS Gabriella

*Vezetőségi tagok:* FÖLDESSY János, HORVÁTH Zoltán, MÁRTON István. *Póttag:* TAKÁCS Ágnes

##### Őslénytani- Rétegtani Szakosztály

*Elnök:* FÖZY István

*Titkár:* SZÍVES Ottilia

*Vezetőségi tagok:* ÓSI Attila, PÁLFY József, BOSNAKOFF Mariann, HIR János, MOHR Emőke

*Póttagok:* GALÁCZ András, GASPARIK Mihály

##### Progeo Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály

*Elnök:* SZEPESI János

*Tiszteletbeli elnök:* HORVÁTH Gergely

*Titkár:* NOVÁK Tibor

*Vezetőségi tagok:* ALBERT Gáspár, CSILLAG Gábor, KARANCSI Zoltán, PRAKALVI Péter, VERES Zsolt

*Póttagok:* HORVÁTH Gergely, SÜTŐ László

##### Tudománytörténeti Szakosztály:

*Elnök:* HÁLA József

*Titkár:* ZSADÁNYI Éva

*Vezetőségi tagok:* DOBOS Irma, KECSKEMÉTI Tibor, PAPP Péter, RÓZSA Péter, VICZIÁN István, VITÁLIS György

## Személyi hírek

### Kitüntetések

Augusztus 20-a alkalmából állami kitüntetésben részesültek következő kollégáink: Dr. MÁDAI Ferenc Magyar Arany Érdemkereszt polgári tagozat kitüntetését kapott.

Magyar Ezüst Érdemkereszt polgári tagozat kitüntetését vehette át Dr. PIROS Olga, és Dr. PÜSPÖKI Zoltán László.

### Gyászír

Fájdalommal tudatjuk, hogy örökre eltávozott: AJTAYNÉ CSILLAG Éva (1936–2018), Dr. KASZAP András (1934–2018), Dr. KOLOSZÁR László (1957–2018).

Emléküket megőrizzük, nyugodjanak békében!

## Egyéb hírek

### Servicio Geológico de Cuba

2018. augusztus 20-tól az új kubai kormány egyik rendelete értelmében az Instituto de Geología y Paleontología (IGP – Földtani, Paleontológiai Intézet) nemzeti és nemzetközi fórumokon Földtani Szolgálatként (Servicio Geológico de Cuba) képviseli az ország érdekeit.

A 60 éves múltú visszatekintő IGP először a Kubai Tudományos Akadémia, később a változó nevű ipari tárca felügyelete alá tartozott. Húsz éven keresztül (1970–1990) jelentős magyar szakértői tevékenység folyt az intézetben, közte az egykori Oriente tartomány 1:250 000 méretarányú földtani térképezése az 1970-es években.

Az IGP új státusza a földtani kutatások és a költségvetési támogatás jelentős bővülésével párosul. Újra szabályozták, nyitottabbá tették a földtani kutatási tevékenység, beleértve a koncessziós alapú nyersanyagkutatás feltételrendszerét, a földtani adatbázisok

kezelésének kérdéseit. A tudományos kutatási feladatok között hangsúlyosan szerepel a nemzeti rétegtani lexikon aktualizálása. Új elemként, a kormányzati érdekek képviselője és a szakmai felügyeleti feladatok ellátása érdekében megalakul a Consejo

Nacional de Geología (Nemzeti Földtani Tanács). Forrás: <https://www.gacetaoficial.gob.cu>

BREZSNYÁNSZKY Károly

