

Lösz²

13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés

Előadás és poszter kivonatok

Szerkesztette:
Varga Andrea



2023. szeptember 21–23., Szekszárd

Szegedi Tudományegyetem, Természettudományi és Informatikai Kar
Földrajzi és Földtudományi Intézet
Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

A kötetben közölt cikkek tartalmáért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

Szerkesztette
Varga Andrea

Kiadja
© Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
Minden jog fenntartva!

Felelős kiadó
M. Tóth Tivadar
tanszékvezető

ISBN 978-963-306-961-5

Címlapkép
Alsó kréta korú, alkáli bazalt párnaláva a Petrác-völgyben
(fotó és borítóterv: Schubert Félix)

13. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés

2023. szeptember 21–23.

Szervezőbizottság

M. Tóth Tivadar (SZTE)

Pál-Molnár Elemér (SZTE)

Raucsik Béla (SZTE)

Schubert Félix (SZTE)

Varga Andrea (SZTE)

Támogatók

UNICAM Magyarország Kft., Nanotest Hungary Kft., Vacuum Service Kft., Struers GmbH
Magyarországi fióktelep, SZETÁV Szegedi Távfűtő Kft., Apokoromát Kft., TDE Services
Kft., Petrits Mézeskalács Kft., ATOMKI, SZTE Földrajzi és Földtudományi Intézet, SZTE
Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék



KOMPLEX FÁZISEGYÜTTESÉK VIZSGÁLATA 3D RAMAN TÉRKÉPEZÉSEL, MULTIFÁZISÚ FLUIDUMZÁRVÁNYOK PÉLDÁJÁN

Aradi László Előd^{1,2}, Spránitz Tamás^{1,3}, Justine L. Myovela^{4,5}, Guzmics Tibor¹, Berkesi Márta^{1,3}

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, ELTE TTK, Budapest

² Department of Earth Sciences, University of Padua, Padova, Olaszország

³ MTA-FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport, Földfizikai és Űrtudományi Intézet, Sopron

⁴ Földrajzi és Földtudományi Intézet, PTE TTK, Pécs

⁵ University of Dodoma, Department of Geology, Dodoma, Tanzánia

e-mail: aradi.laszloelod@gmail.com

A fluidumok és olvadékok kulcsszerepet játszanak a földtani folyamatok során, legyen szó lemeztektonikáról (pl. szubdukció, vulkanizmus) vagy gazdasági hasznosításról (pl. geotermia, ércesedések). Ezért különösen fontos vizsgálatuk, melyhez a legközvetlenebb és ezáltal sokszor az egyik leghasznosabb bizonyítékot a fluidumzárványok adják. A zárványok képviselik azokat a fluidumokat és olvadékokat, melyek az ásvány élete során jelen voltak az adott földtani környezetben. Összetételük alapján következtethetünk a fluidum összetételére, illetve a befogadó ásványt ért hőmérsékleti és nyomásviszonyokra.

A fluidumzárványok vizsgálatára leggyakrabban alkalmazott módszer a mikrotermometria, mely sok esetben nem használható. Ennek oka lehet a zárvány kis mérete, a zárványban található szilárd fázisok jelenléte vagy a nagy nyomáson történő csapdázódás, mely sokszor akadályozza a zárvány légköri nyomáson történő homogenizációját. A Raman mikrospektroszkópia lehetővé teszi ezen zárványok összetételének meghatározását is: látható fényrel gerjesztve a vizsgált zárványokat információt kaphatunk a bennük lévő fázisokról, azok halmazállapotától függetlenül (szilárd+olvadék+gáz). Pontmérések mellett 2 dimenziós térképek is készíthetők, melyek jobban segítik a zárványokban lévő szilárd fázisok detektálását. A Raman konfokális jellegéből adódóan azonban képes a minta felszíne alatt, kis vertikális felbontással (~1 µm) megismételni ezen 2D-s térképeket, így háromdimenzióssá bővíthető a mért adathalmaz. Ezáltal sokkal pontosabban tudjuk leképezni a zárványokban lévő fázisokat, valamint így térfogatarányuk is meghatározhatóvá válik, melyből pontosabban meghatározható a fluidum vagy olvadék összetétele. Jelen munkánkban a 3D-s Raman térképezés alkalmazását mutatjuk be fluidumzárványokon, illetve bemutatjuk a térképek feldolgozásához ajánlott módszerünket, melyet reményeink szerint Raman műszertől függetlenül lehet majd alkalmazni.

A kutatás során a Cabo Ortegal Komplexum (ÉNY-Spanyolország) granulit és eklogit kőzeteiben található gránátok multifázisú fluidumzárványait (multiphase fluid inclusion, MFI) vizsgáltuk. Ezen zárványok azonban nem homogenizálhatók, és komplex fázisegyüttessel rendelkeznek, hiszen szobahőmérsékleten több szilárd (karbonátok, rétegszilikátok, kvarc, korund, grafit), illetve többkomponensű gáz fázist (CO₂, CH₄, N₂) tartalmaznak. Összetételük alapján az MFI-k a befogadó gránát és a csapdázódott fluidum reakciójának eredményeként jöttek létre (Spránitz et al., 2022).

A 3D-s Raman térképek kiértékelésekor különösen nagy szerepe van a zárványban lévő fázisok relatív Raman hatáskeresztmetszetének. Kidolgozott módszerünkben a térképek elkészítéséhez használt modellek bemeneti paramétereit, amik minden egyes fázis referencia spektrumai, a tapasztalati úton meghatározott Raman hatáskeresztmetszetükkel korrigáltuk (Aradi et al., 2023). Ehhez segítséget nyújtott ugyanezen zárványok fókuszált ionsugaras (FIB-SEM) feltárása, mely adatai alapján korrigálni tudtuk a modelleket. Eredményeink alapján a befogadó gránát jellemzően felülreprezentált a térképeken, míg a CO₂-CH₄ fluidum alul. Előbbi esetben a gránát Raman intenzitását 3–4-szeresére véve korrigálhatók a térképek, míg a fluidumok esetében a korrigált gránát intenzitásának 30%-ára módosítva kapunk reális Raman térképeket. A szilárd fázisok esetében nem alkalmaztunk szisztematikus korrekciót; ehhez további mérések szükségesek, különösen az olyan erősen anizotróp ásványok esetében, mint a rétegszilikátok.

Méréseink az ELTE TTK KKIC Raman laboratóriumának Horiba LabRAM HR800-as készülékén készültek. További összehasonlító méréseket végeztünk a Padovai Egyetem WITec alpha300 R Raman mikrospektroszkópján. Előzetes adataink alapján a kidolgozott módszer (Aradi et al., 2023) alkalmas arra, hogy más Raman hardver-szoftver rendszereken is alkalmazható legyen, így széles körben elterjedhet, nem csak a fluidumzárványok kutatásában.

A kutatás létrejöttét Berkesi Márta NKFIH FK OTKA pályázata (132418) támogatta. Aradi László Elődöt a PNRA 2018 (HOT ANTARCTICA project, PNRA18_00103) támogatta. Köszönjük a WITec GmbH rendszeren történő mérés lehetőségét Fabrizio Nestolának (Padovai Egyetem), Jan Toporskinak (WITec GmbH) és Kálmán Gergelynek (Auro-Science Kft.).

Irodalomjegyzék

Aradi, L.E., Spránitz, T., Myovela, J.L., Guzmics, T., Patkó, L., Berkesi, M. (2023): Journal of Raman Spectroscopy, <https://doi.org/10.1002/jrs.6564>

Spránitz, T., Padrón-Navarta, J. A., Szabó, Cs., Szabó, Á., Berkesi, M. (2022): Journal of Metamorphic Geology, **40**, 1291–1319.

KAPCSOLT IZOTÓP TERMOMETRIA: MINTAEŁKÉSZÍTÉSI MÓDSZEREK ÉS MÉRÉSI EREDMÉNYEK ÖSSZEHAŠONLÍTHATÓSÁGA A DUNASZEKCSŐI LÖSZ-PALEOTALAJ SZELVÉNY CSIGAHÉJ- ÉS BIOSZFEROID-KARBONÁT VIZSGÁLATAI ALAPJÁN

Czébely Andrea^{1,2}, Túri Marianna³, Kiss Diána³, Újvári Gábor⁴, Rinyu László³

¹ Debreceni Egyetem, Földtudományok Doktori Iskola, 4032 Debrecen, Egyetem tér 1.

² Isotoptech Zrt., 4026 Debrecen, Bem tér 18/c.

³ Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (ICER), Atommagkutató Intézet (ATOMKI), 4026 Debrecen, Bem tér 18/c.

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

e-mail: czebelyandrea@isotoptech.hu

A karbonátok a paleoklíma-rekonstrukció gyakori célanyagai, mivel kristályosodásuk/átkristályosodásuk során izotóp-összetételük, valamint rácsszerkezetük információt tárol környezeti hőmérsékletükről. A hagyományosan széles körben vizsgált mollusca, foraminifera és kokkolit minták mellett az utóbbi időben a kutatások célpontjában a bioszferoidok is megjelentek, amelyek a földgiliszták által kiválasztott másodlagos karbonátok.

A tradicionális, kalcit-víz oxigénizotóp-frakcionáción alapuló hőmérséklet meghatározásra szolgáló módszer egyik nagy kihívást jelentő problémája, hogy ismernünk kell annak a fluidumnak az izotóp-összetételét is, amelyből a vizsgált karbonát képződött. Paleoklimatológiai kutatások során a legtöbb esetben erre vonatkozóan csak becslések állnak rendelkezésre, ezért a kapott eredmények bizonytalansága nagy. A hagyományos módszertől eltérően a kapcsolt izotóp termometria (Wang et al., 2004; Eiler, Schauble, 2004; Eiler, 2007) a rácsszerkezetben lévő ¹³C és ¹⁸O izotópok közötti kötések gyakoriságát vizsgálja, mivel a karbonát ásványok kristályrácsában a ¹³C¹⁸O¹⁶O²⁻₂ -ioncsoport kialakulása erős hőmérsékletfüggést mutat.

Jelen tanulmány célja, hogy tesztelje a földgilisztá bioszferoidok mint hőmérséklet-proxy-k használhatóságát, összehasonlítva a korábban vizsgált szárazföldi csigahéjakból származó eredményekkel. Erre a célra a dél-magyarországi Dunaszekcső melletti lösz szelvényt választottuk ki, mely nagy felbontású ¹⁴C kronológiával rendelkezik (Újvári et al., 2014, 2016, 2019), aminek révén az üledékfelhalmozódási rátákban nyomon követhetők az észak-atlantikumi Dansgaard-Oeschger eseményeknek megfelelő stadiális-interstadiális változások. Emellett a talaj karbonátokból és puhatestűekből származó, kapcsoltizotóp hőmérséklet adatok (Újvári et al., 2019, 2021) is rendelkezésre állnak ebből a szelvényből.

Nyolc mintát gyűjtöttünk 10 cm-es felbontásban a 850–770 cm közötti löszrétegekből, amelyek a GI-5.1 időszakot (30840–30600 év b2k) és a környező stadiálisokat reprezentálják (Újvári et al., 2021). A rétegekből származó csigahéjak (*Trochulus hispidus*, *Succinella oblonga*) korábbi kapcsoltizotóp mérései alapján az őshőmérsékleti eredmények 8–15 °C között adódtak (Újvári et al., 2021).

A Δ_{47} mérések eredményét többek között befolyásolhatja a mintaelőkészítés módja is. Így az említett löszrétegekben talált

csigahéjakon (*Trochulus hispidus*) két különböző mintaelőkészítési módszert teszteltünk. Egy korábban publikált mintaelőkészítésnél 1 m/m%-os HCl-oldatot alkalmaztak a minták felülettisztítására a Δ_{47} méréseket megelőzően (Újvári et al., 2021). Az általunk tesztelni kívánt mintaelőkészítés vákuum alatti tisztítás 3 m/m%-os H₂O₂ oldatban, rövid ultrahangos tisztítás mellett. Mindkét módszert teszteltük a Venac márvány és PLA belső standard mintákon is, amelyek jól ismert izotóppszétételűek. Emellett egy harmadik módszert is kipróbáltunk, mely csupán ultratiszta vizet, és rövid ideig tartó ultrahangos tisztítást foglalt magába, de ez utóbbit már csak bioszferoid mintákon. Ugyanebből a rétegből származó, az első két módszerrel előkészített bioszferoid mintákon is kapcsoltizotóp méréseket végeztünk, és a számított hőmérsékleteket összehasonlítottuk a korábbi eredményekkel.

Méréseink szerint a csigahéjak Δ_{47} értékei alapján rekonstruált hőmérsékletek jellemzően a 7–13 °C (HCl-es előkezelés), illetve 9–14 °C (H₂O₂-dal történt előkezelés) közé estek, jó egyezésben a korábbi eredményekkel (Újvári et al., 2021). Egy-egy esetben 18–21 °C közötti eredmény is előfordult, de ezek mindegyike a GS-5 periódusra esett, nem pedig a GI-5 interstadiálisra. Generálisan elmondható, hogy a bioszferoidok Δ_{47} értékei alapján rekonstruált hőmérsékletek valamivel alacsonyabbnak bizonyultak, mint a csigahéjak alapján számolt hőmérsékletek. Az adatok 1–16 °C közé estek, jellemzően 8–12 °C közé. Ennek oka egyfelől a szezonális is lehet (csigák és giliszták részben eltérő aktív periódusa), másfelől pedig, hogy a giliszta-karbonátok a talajhőmérsékletet és nem a léghőmérsékletet reprezentálják.

Vizsgálataink további fontos célja a giliszta-bioszferoidok kapcsolt izotópos analízisével annak felderítése, mennyire befolyásolják a kapott Δ_{47} eredményeket az élettani hatások, mennyire léphetnek fel kinetikai frakcionációs folyamatok a bioszferoid-karbonátok képződése során.

Irodalomjegyzék

- Eiler, J.M. (2007): Earth and Planetary Science Letters, **262**, 309–327.
Eiler, J.M., Schauble, E. (2004): Geochimica et Cosmochimica Acta, **68**, 4767–4777.

- Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J., Várhegyi, A. (2014): *Quaternary Science Reviews*, **106**, 140–154.
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B. (2016): *Quaternary Geochronology*, **35**, 43–53.
- Újvári, G., Kele, S., Bernasconi, S.M., Haszpra, L., Novothny, Á., Bradák, B. (2019): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **518**, 72–81.
- Újvári, G., Bernasconi, S.M., Stevens, T., Kele, S., Páll-Gergely, B., Surányi, G., Demény, A. (2021): *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **36**, 10.1029/2020PA004170
- Wang, Z., Schauble, E.A., Eiler, J.M. (2004): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 4779–4797.

SPATIAL VARIABILITY OF SOIL SURFACE CO₂ FLUX DENSITY IN EXCEPTIONALLY HIGH GEOGAS UPWELLING AREAS

István Csige^{1,2}, Sándor Gyila³, Hunor Beke², Erzsébet Sóki¹

¹ Institute for Nuclear Research, H-4026, Debrecen, Bem tér 18/c, Hungary

² University of Debrecen – ATOMKI, Department of Environmental Physics, Debrecen

³ Dr. Benedek Géza Hospital of Cardiology, RO-525200, Covasna, Romania

e-mail: csige.istvan@atomki.hu

1. Introduction

Carbon dioxide seepages related to post-volcanic activity can be a potential source of danger in themselves, which is further enhanced by the fact that in the near-surface layers these deep origin gases can be significantly enriched with radon gas. The knowledge of nature and behaviour of these subsurface gas flows is the basis for effective protection against them.

In this work we measured the ground surface flux density of carbon dioxide gas in two areas characterized by exceptionally high flux densities, on the one hand, in Mátraderecske, in the surroundings of the Carbon Dioxide Spa; on the other hand, in the areas of the city of Kovászna (Transylvania) most affected by carbon dioxide leakage. We measured the flux density at hundreds of measurement points at both locations. The purpose of the measurements is primarily the statistical characterization of the spatial variability of the carbon dioxide flux density at the soil surface from a scale of 10 cm to a scale of a few kilometers, as well as the use of these results to formulate the conceptual model of the deterministic (partial differential equation system) transport models of near-surface geogas flows and to convert them into mathematical form. In the case of the carbon dioxide flux density measurements in Mátraderecske, a comparison was made with the results of the radon flux density measurements. According to our experience, the radon flux density (radon exhalation) is affected by the radon content of the soil gas at least as much as the flux density of the carrier gas.

2. Site descriptions

The measurements were carried out in the vicinity of the Darnó fault line running through Mátraderecske, Hungary and in the so called Mátraderecske Carbon Dioxide Spa, which is one of Hungary's most famous mofette. Covasna area is situated in the inner part of the Carpathians bend, merely 50 km far from one of the most active seismic zones in Europe, the so called Vrancea region.

2.1. Mátraderecske

Mátraderecske is a small village situated at the northern foot of the Mátra Mountain which is one of the largest units of the calc-alkaline Inner Carpathian volcanic arc, additionally the largest Tertiary volcanic range of Hungary. The so-called Darnó line is a few km wide seismically active tectonic zone, which crosses the North Hungarian Central Range. Mátraderecske is located in the region of this line,

which is one of the most mobile crustal parts of Hungary (Czakó, Zelenka, 1981).

Underneath the village at a depth of about 600 meters the basement consists of Triassic limestone. Upper Eocene subvolcanic andesite intruded into this carbonate bedrock. Over the 0.4 km thick andesite a few meters thick layer of clay has been accumulated by the Oligocene sea. The fragmented Triassic limestone serves as a karstic aquifer. The water is saturated with gas (10–16 m³ gas/m³ water), containing mostly carbon dioxide (cca. 95%) (Szilágyi, 1992). From this karst water reservoir at ~1000 m depth deep origin geogas migrates upwards along the faults and fractures within the andesite. It escapes to the surface mainly where the Oligocene sediment is thin enough to let the gas through, or is completely missing (Vásárhelyi et al., 1997; Csige et al., 2002). As the results of carbon isotope ratio study done by Hertelendi et al. (see in Szilágyi, 1992) have shown CO₂ has geological origin. Due to the high heat flow coming from the intrusion of andesite magma during the process of contact metamorphism (also called thermal metamorphism) CO₂ is created by thermal dissociation of limestone.

In this region radon is produced from the uranium content of tuffite layer accumulated under the clay sediment. The enrichment is due to the process that sea waves flushed out the lighter materials from tuffite, while the heavier minerals, such as uranium, remained (Tóth et al., 1996).

2.2. Covasna

Covasna area is situated on the middle course of the Olt River in the arc of Neogene volcanic range of the Eastern Carpathians. It is referred to as the land of mofettes, table waters and spas. The city is well-known for its mineral waters and richness in carbon dioxide seepages (Gyila et al., 2017). The Covasna area is made up of Palaeocene and Cretaceous sedimentary deposits (Néda et al., 2008 a). The geogenic CO₂ is derived from both mantle derived processes and thermometamorphism of recently subducted limestones (Vaselli et al., 2002).

3. Methods

Both for radon and carbon dioxide flux measurements we have used the accumulation chamber methods. However, because of the sampling period of measurements was 10 minutes for radon and 1 second for carbon dioxide, the mathematical derivation of the fluxes from the measured concentrations differs significantly.

3.1. Radon flux measurements

Radon (^{222}Rn) is a colourless, odourless, tasteless radioactive noble gas with a half-life of 3.8 days. This naturally occurring inert gas is a decay product of radium, which can be found in rocks and soils, and part of the uranium decay chain. Despite its relatively low concentration, it can be easily measured due to its radioactivity, so radon can be a good natural tracer of some subsurface flow processes.

Radon concentrations were measured with AlphaGUARD PQ2000 ionization chamber radon detector in diffusion mode for 10 minutes integration periods. Based on the response of AlphaGUARD PQ-2000 to sudden changes in the radon concentration, theoretical calculations are used to determine the response of the detector to the time-varying radon concentrations in the collection vessel during the measurement. In the case of specific measurements, we estimate the value of radon exhalation by fitting the parameters of the resulting response function to the measurement data.

Measurement process: To be used, the ionization chamber must be placed on the surface and covered with a closed container. The rim of the so called collection container have to be pressed into the ground at least 5 cm deep and the soil around the rim have to be compacted to minimize ventilation. Make sure that the outlet openings are open so that overpressure does not develop in the collection container. After placing the collection container in its final state, the outlet openings are closed and a low-power fan is operated during the measurement in order to evenly mix the air.

We assume that the Φ ($\frac{\text{Bq}}{\text{m}^2\text{s}}$) ^{222}Rn flux density under the measuring vessel is constant over time. v (s^{-1}) is the ventilation rate of the measuring vessel. Thus the activity concentration of ^{222}Rn in the measuring vessel changes according to the following equation:

$$C_E(t) = C_{E0} + \frac{\Phi}{vh}(1 - e^{-vt})$$

Where C_{E0} is the activity concentration of ^{222}Rn in the measuring vessel at $t = 0$ and "h" is the height of the measuring vessel. ^{222}Rn can enter the ionization chamber of AlphaGUARD by diffusion. The change in the ionization chamber can be determined with the following differential equation:

$$\frac{dC_1(t)}{dt} = k(C_E(t) - C_1(t)),$$

where k (s^{-1}) is a transmission factor. By expressing this differential equation for the problem of exhalation measurement, we can get the following expression as a result:

$$C_1(t) = C_{E0} + \frac{\Phi}{vh}\left(1 - \frac{k}{k-v}e^{-vt}\right) + \left(C_{i0} - C_{E0} + \frac{\Phi}{h(k-v)}\right)e^{-kt}$$

where C_{i0} is the ^{222}Rn activity concentration in the ionization chamber at $t = 0$.

AlphaGUARD measures the average ^{222}Rn activity concentration in its ionization chamber in the i -th measurement cycle:

$$\bar{C}_{li} = C_{E0} + \frac{\Phi}{vh} + \frac{\Phi}{v^2hT}\frac{k}{k-v}(1 - e^{vT})e^{v iT} - \frac{1}{kT}\left(C_{i0} - C_{E0} + \frac{\Phi}{h[k-v]}\right)(1 - e^{kT})e^{-k iT}$$

where T (s) is the length of the measurement cycle. Let y_i be the ^{222}Rn activity concentrations measured in the i -th measurement cycle and let σ_i be their errors. Then the values of the parameters Φ, v, C_{E0} can be obtained by minimizing the following weighted sum of squares:

$$S(\Phi, v, C_{E0}) = \sum_i \frac{(y_i - \bar{C}_{li})^2}{\sigma_i^2}$$

The transmission factor k of AlphaGUARD was determined by measurements carried out in a radon chamber (using a 140-liter plastic barrel). After placing the AlphaGUARD and the constant intensity ^{222}Rn source in the barrel, the barrel is sealed at the start of a measurement cycle. According to the measurements, the ^{222}Rn time series measured in the barrel by AlphaGUARD could be described with a model close to the above

3.2. Carbon dioxide flux measurements

Diffusion of CO_2 gas from the soil was carried out with an EGM-5 Portable CO_2 Gas Analyser. The device handles several accessories that characterize different parameters of the soil, so that diverse information can be obtained from them.

The open circuit design of the instrument enables continuous, unsupervised air sampling, as the pump continuously supplies fresh air to the sample gas testing component, IRGA (infrared gas analyser), which forms the core of the measuring system. The term non-dispersive infrared (NDIR) refers to the transmission of broadband infrared wavelengths.

The mathematical model of the measurement:

The instrument determines the amount of carbon dioxide flow according to the following equation.

$$F_{\text{CO}_2} = \frac{(C_n - C_0)}{T_n} \times \frac{V}{A}$$

where:

F_{CO_2} is the soil respiration rate, the flux density of carbon dioxide, $\left[\frac{\text{g}}{\text{m}^2\text{s}}\right]$

C_0 is the concentration of CO_2 at time 0

C_n is the concentration at time T_n

A is the surface area of the test soil [m^2]

V is the total volume of the system (respiration chamber + holding cylinder)

The following formula can be used to determine the flux:

$$F_{\text{CO}_2} = \frac{dC}{dT} \times \frac{P}{1013} \times \frac{273}{273 + T_{\text{air}}} \times \frac{1 \text{ mol}}{22,414} \times \frac{Vm^3}{Am^2} \times \frac{10^3 L}{m^3}$$

where:

$\frac{dC}{dT}$ change of carbon dioxide at the instant of time

P air pressure [hPa]

T_{air} air temperature in $^{\circ}\text{C}$

V is the volume of the measuring cylinder [m^3]

A is the area covered by the cylinder [m^2]

4. Results

As an example Figure 1 shows the highly variable carbon dioxide flux ranges in relatively small areas on the main square of Covasna. On the upper part of the picture the 1–2 $\text{g}/(\text{m}^2 \text{d})$ flux values can be considered as the biological background. Living organisms in the soil usually produce carbon dioxide the exhalation of which is in this

order of magnitude. Significantly higher fluxes (up to about 500 g/(m² d) can be observed just a few meters away along the line between the “Pokolsár” and the spring of Covasna.

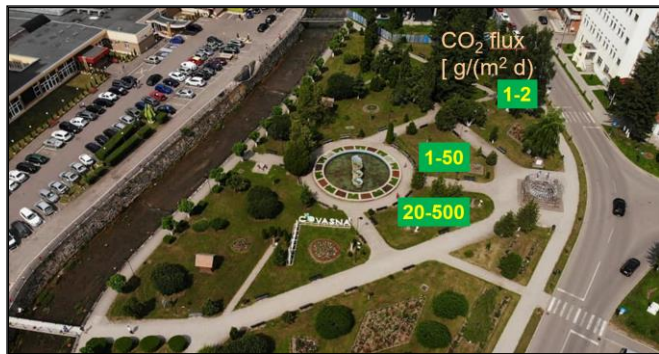


Figure 1 – Aerial view of the main square of Covasna with ranges of measured carbon dioxide fluxes

In order to get an idea of spatial variability of carbon dioxide flux we have measured it with ever greater spatial resolution at the Mátraderecske test area. The results shown in Figure 2 suggest that the variability does not change with the scale ranging from 10 cm-s to some 10 meters. This feature makes extremely difficult to design appropriate sampling technique in order to estimate larger area average fluxes.

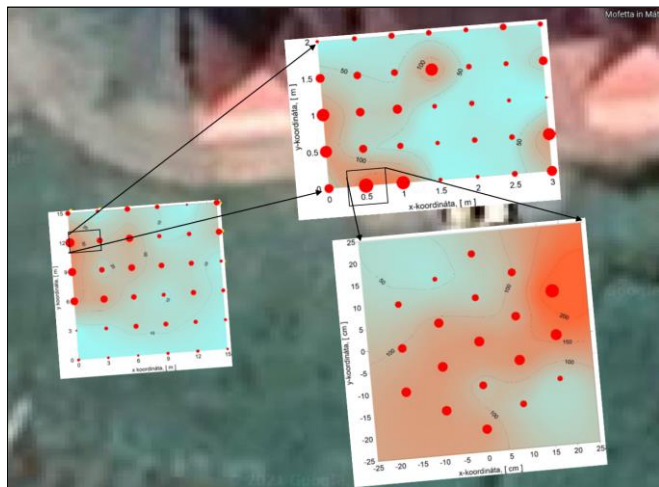


Figure 2 – Areal distribution of measured carbon dioxide fluxes at three different scales

Finally Figure 3 shows that we have not found strong correlation between radon and carbon dioxide fluxes at the Mátraderecske area. This result is again difficult to interpret as higher flux of carbon dioxide was supposed to carry radon with it. One possibility is that these fluxes of carbon dioxide is mainly driven by concentration gradient diffusion but advection.

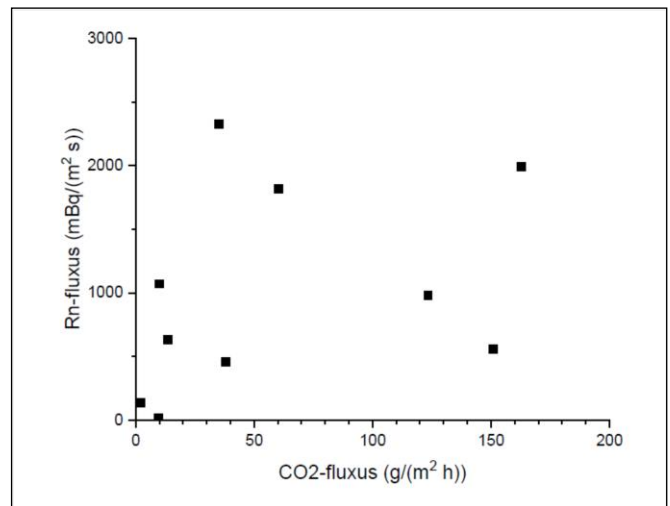


Figure 3 – Comparison of radon and carbon dioxide fluxes at the Mátraderecske test site

Acknowledgements

The research was partly supported by the European Union and the State of Hungary, co-financed by the European Regional Development Fund in the project of GINOP-2.3.2-15-2016-00009 ‘ICER’.

References

- Czakó, T., Zelenka, T. (1981): *Advances in Space Research*, **1/10**, 289–298. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(81\)90406-3](https://doi.org/10.1016/0273-1177(81)90406-3)
- Csige, I. (2002): *Geogáz feláramlás vizsgálata. Final report (Zárójelentés), A Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézete, Debrecen.* (in Hungarian)
- Gyila, S., Csige, I., Sóki, E. (2017): Újkeletű szeizmo-tektonikus jelek kovásznai ásványvizek és CO₂-feltörések geofizikai paramétereiben. In: *Mineral Waters in the Carpathian Basin 13th International Scientific Conference*, 65–76. (in Hungarian)
- Néda, T., Szakács, A., Cosma, C., Mócsy, I. (2008): *Journal of Environmental Radioactivity*, **99**, 1819–1824. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2008.07.007>
- Szilágyi, G. (Ed.) (1992): *The nature of gas escapes and possibilities of prevention at Mátraderecske. Research Report, Budapest.* (in Hungarian)
- Tóth, E., Marx, Gy, Nagy, B. (1996): *Magyar Tudomány*, **41/4**, 423–432. (in Hungarian)
- Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakács, A. (2002): *Chemical Geology*, **182**, 637–654. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00348-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00348-5)
- Vásárhelyi, A., Hunyadi, I., Csige, I., Haki, J., Hertelendi, E., Borossay, J., Torkos, K. (1997): In: *Virk, H.S. (Eds.): Rare Gas Geochemistry Applications in Earth and Environmental Sciences. Guru Nanak Dev University, Amritsar*, 221–238.

A TARI DÁCIT LAPILLITUFA FORMÁCIÓ LEGFONTOSABB SZELVÉNYEINEK KORRELÁLÁSA TAR ÉS DEMJÉN KÖZÖTT

Gál Péter^{1,2}, Lukács Réka^{2,3}, Albert Gáspár⁴, Pál Márton⁴, Pecsmány Péter⁵, Fodor László^{6,7}, Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Térképtudományi és Geoinformatikai Intézet, Budapest

⁵ Miskolci Egyetem, Természetföldrajz Intézeti Tanszék, Miskolc

⁶ Földfizikai és Űrtudományi Intézet, Sopron

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

e-mail: galpeti93@gmail.com

1. Bevezetés

A Tari Dácit Lapillitufa Formáció (TDLF) a miocén egyik legnagyobb méretű kiterjedésének (Demjéni Ignimbrít egység) a döntően piroklasztár üledékeit tartalmazza hazánk területén. A Mátra és Nyugat-Bükkalja közötti ignimbrít előfordulások a badeniben, mintegy 14,9 millió évvel ezelőtt halmozódtak fel változatos földtani környezetben, akár 190 m vastagságban (Zelenka, 2010; Lukács et al., 2018, 2022). A TDLF egyedi nyomelemgeokémiai összetétele (szegényedett minden ritkaföldfém tekintetében) és ásványtani jellegzetességei (gyakori benne az amfibol, kvarc csak nyomnyi mennyiségű) jól elkülöníthető a környező otnangi–badeni riolitos piroklasztitoktól (Lukács et al., 2022).

A TDLF az előfordulásai nagy részén jelentősen fedett, kisebb feltárásokkal jellemezhető. Hosszan és folytonosan követhető felszíni szelvényei korlátozott számúak. A TDLF fedő és fedő képződményeivel való kapcsolatáról, illetve a vulkanológiai felépítéséről eddig nem készült átfogó munka, az eddigi legjobb publikált leírása a sztratotípusáról, a tari Fehérkő-bánya előfordulásáról történt (Zelenka et al., 2005).

2. Céltűzés

A Sirok környékén és Felnémet–Demjén közötti területen végzett földtani térképezésünk eredményeképp sikerült több jól lehatárolható területet kijelölnünk, ahol megrajzolható a TDLF elvi vulkanológiai szelvénye több, egyértelműen beazonosítható helyzetű feltárás alapján. A vizsgált feltárássorozatok esetében a TDLF fekével és fedővel való kapcsolata is egyértelmű, továbbá a rétegdőlések meghatározásával kiserkeszthető a TDLF vastagsága. Jelen munkánkban 5 elvi szelvényt mutatunk be 4 különböző területről (Tar, Sirok, Felnémet és Demjén). Ezek mindegyikéből rendelkezésre állnak publikált kor és geokémiai adatok (Lukács et al., 2015, 2018, 2021), vagy új cirkon U-Pb kor és geokémiai összetétel meghatározást végeztünk. A kőzeteket továbbá számos vékonycsiszolat segítségével is elemeztük. A térképezés során az olyan területekről, ahol nem készült vékonycsiszolat, a nyers kőzetpéldányok sztereomikroszkópos vizsgálatával megerősítettük a TDLF kulcsásványának, az amfibolnak a jelenlétét, illetve a kvarc szinte teljes hiányát.

A TDLF legjelentősebb feltárásának, a siroki Vár-hegy sziklafalának a 3D modelljét is elkészítettük a terepen felvett rétegsor pontosítása érdekében. Ehhez egy DJI Phantom 4 Pro V2.0

drónt használtunk. A felmérés sztereofotogrammetriai úton feldolgozott RGB felvételei szolgáltak a modellezés alapjául. A 3D-s vizualizációt használva térinformatikai szoftverben lehetőség nyílt nemcsak a földtani viszonyok jobb értelmezésére, hanem réteghatárok vektoros rögzítésre is.

3. Eredmények

A TDLF közvetlen feképződménye az elvi szelvényekhez tartozó területeken a Mátrai Andezit Komplexum Hasznosi Vulkanoklasztit egysége, továbbá Egertől délre riolitos vulkanoklasztitok. Számos helyen sikerült feltárni a TDLF alsó részét, amely szerint az andezites (riolitos) vulkanoklasztitok felszínére eróziós diszkordanciával mindenhol egy átlagosan 1 méter vastag alapi torlóár réteg települ, amely fölött ignimbrít egységek következnek, területileg eltérő módon.

A TDLF a vizsgált területeken 40–140 m vastagságú, döntően lapillitufa litológiájú, néhány feltárásban bomba méretű horzsaköveket tartalmazó részeket és vékony szórt rétege(ke)t is tartalmaz, felső részén számos helyen enyhén összesült vagy változó mértékben kovásodott. A kőfejtős feltárásokban ritkán csatornabevágódások és gázkifúvási csatornák is megfigyelhetők. A TDLF fedőképződményei változatos andezites-dácitos-riolitos vulkanoklasztitok, amelyek szintén enyhe eróziós diszkordanciával települnek általában egy vékony szórt rétegre. A fedő andezites-riolitos vulkanoklasztitok alsó részén ismertek döntően áthalmazott jellegű dácittufa-lapillitufa betelepülések, ritkán max. 1–2 méter vastagságú dácittufa rétegek is.

A szelvények közül négy esetben a szórt rétegek 5–60 m vastagságú piroklasztár egységeket választanak szét, azonban területi alapon nem lehet egyértelmű vastagsági tendenciákat megállapítani. Térképező munkánk eredménye szerint az oldaleltolódásos szerkezeti elemeknek jelentős szerepe van a különböző felépítésű és vastagságú szelvények jelenlegi elhelyezkedésében.

Köszönetnyilvánítás

A munka az NKFIH FK131869 projekt támogatásával készült. LR munkáját Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatta. AG és PM közreműködése a TKP2021-NVA-29 számú projekt a Kulturális és Innovációs Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs

Alapból nyújtott támogatásával, a TKP2021-NVA pályázati program finanszírozásában valósult meg.

Irodalomjegyzék

Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contributions to Mineralogy and Petrology, **170/5–6**, 1–26.

Lukács R., Harangi S., Guillong M., Bachmann O., Fodor L., Buret Y.,

Dunkl I., Sliwinski J., von Quadt A., Peytcheva I., Zimmerer M. (2018): Earth-Science Reviews, **179**, 1–19.

Lukács R., Guillong M., Bachmann O., Fodor L., Harangi Sz. (2021): Frontiers in Earth Science, **9**, 1–20.

Lukács, R., Harangi, S., Gál, P., Szepesi, J., Di Capua, A., Norini, G., Sulpizio, R., Gropelli, G., Fodor, L. (2022): Geologica Carpathica, **73/2**, 137–158.

Zelenka, T. (2010): In: Baráz, Cs. (Ed.): A Bükk Nemzeti Park Igazgatóság Monográfiái, **4**, 27–38.

Zelenka, T., Póka, T., Mártonné Szalay, E., Pécskay, Z. (2005): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004, 73–84.

GYULLADÁSOS METAMORF KŐZETEK VIZSGÁLATA A SALGÓTARJÁNI-MEDENCE RÓNABÁNYÁN KIBUKKANÓ MIOCÉN RÉTEGSORÁBAN

Horváth Laura¹, Vágó Sándor¹, Weiszbürg Tamás¹, Prakfalvi Péter², Benkó Zsolt³, Biró Máté¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

² Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

³ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

e-mail: horvaath.laura@gmail.com

A gyulladási metamorfózis különleges kőzetegyütteseket hoz létre, melyek leginkább a modern kerámiákra és ipari salakokra hasonlítanak (Grapes, 2011). Az általunk vizsgált képződmény a Salgótarjáni-medence ÉK-i felében, Rónabánya település határában bukkan ki, és főként metaaleurolitból – kerámiából –, buchtitból, illetve paraláva-kőzetekből áll, melyek centiről centire változó litológiával jellemezhetők feltárás és kézipéldány léptékben egyaránt. A kőzetek a Gyulakeszi Riolituffára települő miocén Salgótarjáni Barnakőszén Formáció szénösszletének rétegsorában jelennek meg. A legmagasabb fokú átalakulást a szén izzása során felszabaduló és begyulladó gázok által izított kürtőkben, ún. kémény-struktúrákban (Cosca et al., 1989) észleltük a Gusztáv IV. számú táró szájánál, ahol az olvadt, illetve parciálisan olvadt kőzetek jellemzőek. A legalacsonyabb fokú átalakulást a metaaleurolit kőzetegységek, „cserepek”, szenvedték el a kémény-szerkezetektől távolodva egyre csökkenő metamorf fokkal. A terepi megfigyeléseket követően komplex műszeres vizsgálati sort (polarizációs fénymikroszkópia, röntgen pordiffrakció, elektronmikroszkópia, differenciális termikus analízis) alkalmaztunk a kőzettípusok ásványtani és petrográfiai leírásához.

A metamorf kőzetek mindegyikére jellemző ásvány a kvarc, többnyire reliktszemcséként, ezen felül minden kőzet tartalmaz még Ca-gazdag plagioklász, több generációban. Mindezek mellett az egyes kőzetegységek sajátos metamorf ásványtársulással jellemezhetők. A metaaleurolit biotitot, ilmenitot, a buchtit üveges alapanyagban megjelenő tús Na-K-Ca földpátot, tridimitet, zónás piroxént, az üveges mátrixú paraláva-kőzetek pedig cordieritet, piroxént, szanidint és változatos oxid fázisokat tartalmazhatnak a kvarc és plagioklász mellett. A fénymikroszkópi és elektronmikroszkópi petrográfia során a metaaleurolit kőzetek esetén a reliktszemcsés, vagy parciálisan olvadt, de még felismerhetően üledékes szövet volt jellemző, míg a parciálisan olvadt, olvadt kőzetek interszertális, ritkábban – főleg lokálisan – spinifex szövettel jellemezhetők, illetve a plagioklász gyakran szimplektites, a piroxén pedig mikrokristályos, zónás csomóként jelenik meg éles alakzatok mentén, feltehetően eredeti üledékes ásványszemcsék helyén pszeudomorfózásként. A buchtitnál a tridimit-piroxén-anortit-kőzetüveg rendszer (Anderson, 1915), míg a paraláva kőzet esetén a cordierit-tridimit lokálisan egyensúlyi ásványtársulás alapján (Grapes, 2011) a metamorfózis, illetőleg a kristályosodás csúcshőmérséklete 1220–1335 °C közötti lehetne száraz rendszer esetén a kémény-struktúrákban, míg a legkisebb fokú átalakulást szenvedett kőzetek valószínűleg az 573 °C hőmérsékletet sem lépték

át. Ezen hőmérsékleti adatok megegyeznek a külföldi analógiákban dokumentált képződési hőmérsékletekkel a komplexum egyes részeire. A valós hőmérséklet vélhetőleg elmarad ezen becsült értékektől a rendszerben jelen volt illók miatt. Észleléseink alapján kijelenthető, hogy a Rónabánya mellett kibukkanó kőzetegység Magyarország első dokumentált gyulladási metamorf komplexuma.

Irodalomjegyzék

- Anderson, O. (1915): *American Journal of Science*, **39/232**, 407–454.
Cosca, A.M., Essene, E.J., Geissman, J.W., Simmons, W.B., Coates, D.A. (1989): *American Mineralogist*, **74**, 85–100.
Grapes, R. (2011): *Pyrometamorphism*, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 377 p.

ÁSVÁNYOS EREK A KANTAVÁRI KŐFEJTŐBEN

Hrabovszki Ervin^{1,2}, Körmös Sándor^{1,3}, Tóth Emese¹, Steinbach Gábor⁴, M. Tóth Tivadar¹, Schubert Félix^{1,4}

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ MOL Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság, Budapest

⁴ ELKH Szegedi Biológiai Kutatóközpont, Mikroszkópos Sejtanalízis Laboratórium, Szeged

e-mail: ervin.hrabovszki@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A Nyugati-Mecsekben elhelyezkedő kantavári kőfejtőben késő ladin-kora karni korú, szürke színű márga, mészmárga tárul fel. A képződmény jelentősen tektonizált, a kőzettestben különböző szerkezetű és szövétű erek figyelhetők meg. Az érrendszer egy tagja szintektonikus, szénhidrogén (CH)-tartalmú fluidumzárványokat tartalmaz (Szigeti, 2016). Jelen tanulmányban betekintést nyújtunk a megfigyelt ásványos erek jellemző fluidumzárvány mikrotermometriai, kapcsolt izotóp és C-O-Sr stabilizotóp-arány adataiba, amelyek alapján az érképző fluidumok egy lehetséges eredetét vázoljuk fel.

2. Előzetes eredmények

A kőfejtőben három érgeneráció különíthető el. A közel Ny-K-i csapású érgeneráció tagjai számos, érfallal párhuzamos kőzetzárványokból álló sávot tartalmaznak. A fő érképző ásvány kalcit, amely döntően a szilárdzárvány sávokon átívelő, megnyúlt morfológiájú kristályokból áll (Hrabovszki et al., 2022). Ezen szöveti bélyegek alapján az erek ismételt repedésképződés és bezáródás mechanizmus (*crack-sealing*; Ramsay, 1980) eredményeként jöttek létre. Ilyen típusú szerkezetfejlődéshez emelkedett fluidumnyomás, mi több, hidraulikus repedések kialakulása szükséges. Az egyes repedések cementálódása során CH-tartalmú fluidumok voltak jelen, amelyről elsődleges eredetű, azaz az ásványok kiválásával egyidejűleg képződött fluidumzárványok árulkodnak (Hrabovszki et al., 2023).

Hasonló mikroszerkezetű, többfázisú fejlődéstörténetről árulkodó érgeneráció tagjai a réteglapok mentén jelennek meg. Az egyedüli érképző ásvány kalcit, amelyben szintén megjelennek CH-tartalmú fluidumzárványok. A fenti két érgeneráció időbeli kapcsolatáról metsződési viszonyaik hiányában nincs információ.

A „*crack-seal*” ereket egyértelműen elmesző, legfiatalabbnak vélt érgeneráció tagjai ÉÉNy-DDK-i csapásiránnyal rendelkeznek. Fő érképző ásványuk kalcit, alárendelt mennyiségben dolomit, kvarc, barit-cölesztin, fluorit és dickit is megfigyelhető. Ezen erekben CH-tartalmú fluidumzárványok nem jelennek meg.

3. Fluidumzárványok

A kristályok növekedése során bezáródó, elsődleges fluidumzárványok fázisátalakulásai az ásvány képződésének körülményeiről hordoznak információt. A Ny-K-i csapásirányú érgeneráció kalcit cementjének elsődleges fluidumzárvány együttese egyaránt tartalmaznak CH-tartalmú és vizes fluidumzárványokat. A CH-tartalmú zárványok (n = 77) többsége 50 és 65 °C között, míg a velük szingenetikus vizes zárványok (n = 43) döntő része 100 és 130 °C között homogenizálódott. A CH-tartalmú zárványok mért UV fluoreszcens paraméterei alapján a csapódott

szénhidrogén könnyű olajnak minősül (Skaare et al., 2011). A vizes zárványok végső olvadási hőmérséklete (n = 30) alapján a sótartalom 0,7–5,1% (wNaCl_{eq}).

A réteglapok mentén elhelyezkedő erek vizes fluidumzárványai (n = 23) túlnyomóan 80 és 110 °C között homogenizálódtak. A zárványok detektált UV fluoreszcens paraméterei a szénhidrogének hasonló API (*American Petroleum Institute*) sűrűségére utalnak.

Az ÉÉNy-DDK-i csapású érgeneráció kalcit cementjében mért vizes fluidumzárványok (n = 39) homogenizációja többségében 95 és 125 °C között történt. A sótartalom (n = 15) 0,2–4,0% (wNaCl_{eq}).

4. Stabilizotópok

Az ásványos erek kalcit cementjén, illetve a kőzetanyagban $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$, valamint $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mérések történtek (n = 54), amelyeket a kalcit generációkon végzett kapcsoltizotóp-geokémiai (Δ_{47}) mérések (n = 5) egészítik ki. Néhány kiugró értéktől eltekintve az adatok egy szűk tartományban ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$: 0,6–1,9‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$: 19,8–24,1‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,707885–0,707974) összpontosulnak, amely az ásványok anyagát szolgáltató fluidumok hasonló eredetére utalhat. A kapcsoltizotóp-értékek alapján a Ny-K-i csapású erek 100–140 °C, a réteglapok mentén elhelyezkedő erek 60–70 °C, míg az ÉÉNy-DDK-i csapású erek 110–120 °C hőmérsékleten képződtek, amely értékek figyelemre méltó hasonlóságot mutatnak a fluidumzárványok homogenizációs hőmérsékleteivel (Kele et al., 2015).

5. Következtetések

A Ny-K-i csapású erek kialakulása emelkedett fluidumnyomás hatására, szénhidrogén-tartalmú fluidumok jelenlétében mehetett végbe, 100–130 °C hőmérsékleten. Az UV fluoreszcens paraméterek alapján a szénhidrogén könnyű olaj lehetett, amely a réteglap menti erek kialakulása során is megjelenhetett a törésrendszerben. Az emelkedett fluidumnyomás kialakulásában szerepet játszhatott a szénhidrogén-generálódás, amelynek anyakőzete esetlegesen a nagy szervesanyag-tartalmú mellékkőzet lehetett. A kalcit kiválások $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ értéke, illetve a fluidumzárványok homogenizációs hőmérséklete alapján a frakcionációs faktor (O’Neil, 1969) alkalmazásával következtethetünk a szülőfluidumok $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ értékére. Mindez alapján a megfigyelt ereket képző fluidum medence eredetű sósvíz lehetett; ugyanakkor a viszonylag kis sótartalom (<5%) eltérő fluidumok keveredésére utalhat.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az Országos Tudományos Kutatási Alaprogram (K-138919) támogatásával készült. Az izotópos mérésekért az Atommagkutató Intézet munkatársait illeti köszönet.

Irodalomjegyzék

- Hrabovszki, E., Körmös, S., Tóth, E., M. Tóth, T., Schubert, F. (2022): 12. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 56–57.
- Hrabovszki, E., Tóth, E., Körmös, S., Lukoczki, G., Steinbach, G., M. Tóth, T., Schubert, F. (2023): 19th meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG), 32–33.
- Kele, S., Breitenbach, S.F.M., Capezzuoli, E., Meckler, A.N., Ziegler, M., Millan, I.M., Kluge, T., Deák, J., Hanselmann, K., John, C.M., Yan, H., Liu, Z., Bernasconi, S.M. (2015): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **168**, 172–192.
- O’Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. (1969): *The Journal of Chemical Physics*, **51**, 5547–5558.
- Ramsay, J.G. (1980): *Nature*, **284**, 135–139.
- Skaare, B., Kihle, J., Torsvik, T. (2011): In: Lee, K., Neff, J. (Eds.): *Produced Water: Environmental Risks and Advances in Mitigation Technologies*. Springer, New York, 115–126.
- Szigeti, M. (2016): *Diplomamunka, Szegedi Tudományegyetem*, 53 p.

ARANYKUTATÁS A MECSEKALJA-ZÓNÁBAN: ÚJ ÉRCFÖLDTANI, GEOFIZIKAI ÉS GEOMIKROBIOLÓGIAI EREDMÉNYEK

Jáger Viktor¹, Lukács Tamás², Héja Gábor Herkules¹, Molnár Ferenc³, Török Kálmán¹

¹ SZTFH Földtani Igazgatóság, Földtani és Laboratóriumi Osztály, Budapest

² SZTFH Földtani Igazgatóság, Geofizikai Osztály, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

e-mail: viktor.jager@sztfh.hu

1. Bevezetés

A korábbi kutatások alapján a Mecsekalja-zóna paleozoos metamorfittjai és lepusztulási termékei terméсарanyat tartalmaznak (Jáger et al., 2022). Szálkőzetben eddig egyedül az Ófalu melletti Goldgrund-völgy É-i részén feltáródó pirites gneiszből mutattunk ki terméсарanyat (Jáger et al., 2022), de a Mecsekalja-zónát felépítő kőzettípusok és a kőzeteket ért deformációs események, valamint az orogén aranytelepekre jellemző földtani modellek alapján további indikációk és akár telepek is előfordulhatnak a zóna területén. Kérdés, hogy mennyi és milyen minőségű érc pusztult eddig le, találunk-e a recens torlatok mellett paleotorlatokat a törmelékes üledékekben, illetve a felszínközélemben található-e olyan terület a zóna mentén, ahol számottevő és körülhatárolható ércesedés van elfedve.

A folyamatban lévő kutatás során geoelektromos méréseket végeztünk az Ófalu melletti Goldgrund-völgyben, a térképezett kőzettípusok és a pirites zóna geofizikai módszerekkel történő elkülönítéséhez.

A Mecsekalja-zóna paleozoos kőzeteit harántolt fúrásokból sajnálatos módon csak néhány fúrás részleges anyaga őrződött meg, mely minták műszeres anyagvizsgálata jelenleg folyamatban van.

2. Módszerek

Az egyenáramú geoelektromos méréseket 2023 márciusában, alapvetően optimális talajnedvesség mellett végeztük az Ófalu melletti Goldgrund-völgyben, a korábban Jáger et al. (2022) által publikált 7. mintavételi pont mentén (EOV középponti koordináta: X096991, Y612338). A mérés során 72 elektródával Wenner-Schlumberger elrendezésben mértünk 0,5 méteres elektródaközszel. A nyers mérési adatok minősége jónak tekinthető.

A röntgendiffrakciós felvételek az SZTFH Földtani Igazgatóságának laboratóriumában Bruker D2 Phaser diffraktométerrel készültek (CuK α , 30 kV, 10 mA) LynxEye detektorral, Bragg-Brentano geometriában, Theta/Theta módban az alábbi beállításokkal: lépésköz: 0,006° 2 θ , lépéssidő: 0,15 mp/lépés.

A nyomelemvizsgálatok az SZTFH Földtani Igazgatóságának laboratóriumában történtek PerkinElmer AVIO 200 induktív csatolású plazma optikai emissziós spektroszkóp (ICP-OES) és PerkinElmer NexION 1000 induktív csatolású plazma tömegspektrométer (ICP-MS) készülékek segítségével AR-feltárással.

A szkennung elektronmikroszkópos (SEM) és energiadisziperzív spektroszkópos (EDS) vizsgálatok az SZTFH Rákócibányai telephelyén, ThermoFischer Scientific Prisma E készülék segítségével történtek grafittal gőzölt mintákon, 25 kV gyorsítófeszültség mellett.

3. Szulfidokat tartalmazó variszkuszi kőzetfeltárások és a kristályos aljzatot harántolt, szulfidokat tartalmazó fúrómaganyagok a Mecsekalja-zónában

A Mecsekalja-zóna felső zöldpala-fáciesű képződményeinek feltárásai egyedül Pusztakisfalu–Erdősmecske, Ófalu–Bátaapáti térségében és Pécs belvárosában találhatóak meg. Az eddigi kutatások alapján a Pécs belvárosában felszínen lévő kőzettípusok csak kis mennyiségű szulfidot tartalmaznak (hematit-eres gneisz, Somogyi pince; kloritos márvány, Bagoly-dűlő). A korábban publikált, Ófalu melletti Goldgrund-völgy É-i részén található pirites zónán kívül (Jáger et al., 2022) egy újabb, de enyhén pirites zónát találtunk: a völgyben feltáródó serpentin-it-test É-i része melletti gyűrt-töredezett, albit, káliföldpát, klorit és kvarc-tartalmú fillonit földpátos-kvarcos alapanyaga és kvarcerezései finom eloszlású, goethitesedő, barit-tartalmú, maximum 1 mm-körű piritet és nagyon ritkán pár μ m-es gerssdorfot (SEM-EDS vizsgálatok alapján) tartalmaznak.

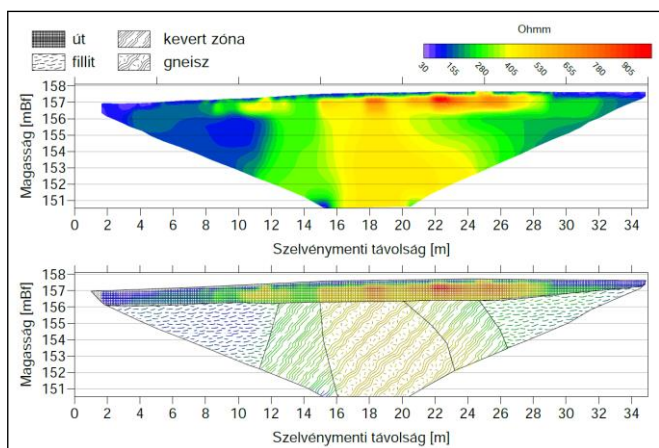
A Mecsekalja-zóna variszkuszi orogenezisen átesett képződményeit harántoló, viszonylag nagyobb számú fúrások anyagának nagy része megsemmisült. Kiemelendő a Pécssett, a Rigóderalja utca mellett 1958-ban mélyített, 927,8 m talpmélységű Pécs-7 (P-7) fúrás, melynek anyagából csak nagyon kevés számú dokuládás fúrómag található meg (572–855 m között mintázva). A megmaradt anyag az Ófalu Metamorfit Komplexum kőzeteit tartalmazza, ezek főleg biotitgneiszek (ritkábban muszkovitgneisz és szericitfillit), vékony pirites erekkel.

A szintén Pécssett, a Csontos Gyula utca mellett 1978-ban, 1614,7 m talpmélységgel mélyült 4716/1 fúrás anyaga őrződött meg legnagyobb mértékben. A mélyfúrás az Ófalu Metamorfit Komplexum és a Mórágai Metagránit Komplexum képződményeit több száz méteres hosszban tárta fel. A Pécs-7 fúrás túlnyomórészt biotitos gneisz maganyagával ellentétben, a 4716/1 fúrásban a mintázott kőzeteket a meglévő 898–1029 m közötti szakaszon főleg szericitese, erősen foliált metamorfitek képviselik, melyekben nagy szervesanyag-tartalmú metapélites közbetelepülések jelennek meg 910–922 m között. A fúrás 920–922 m közötti pirites szakasza kézi röntgen-fluoreszcens (XRF) vizsgálat alapján ezüstöt tartalmaz. A metamorfit maganyagban végig gyakoriak a dolomitos-sziderites, pirit-tartalmú erezések. Az adattári leírások alapján a 4716/1 fúrásban a metamorfitek hasonló mélységben, mint a Pécs-7 fúrás esetében, 557 m-en (a fúrás felszínétől 257 m mélységben) elérhették, de ez a fúrómagszakasz is megsemmisült.

Meglepetésként a szépvízéri magraktárból előkerült a Zsibrik–1 fúrás elveszettnek hitt maganyagának egy része. A fúrást 1943–1944 között feketeszénkutató céllal mélyítették a Zsibrik 852/1 helyrajzi számú parcellán. A fúrás 198–206,5 m között harántolta a kristályos aljzatot. Ebből a mélységek közül a meglévő dokuládás fúromaganyag az Ófalui Metamorfit Komplexumba tartozó foliált, pirites, kvarcosodott dolomárványt tartalmaz, melyben kevés magnezit is megjelenik.

4. Geoelektromos mérési eredmények

A geofizikai inverzió során létrehozott fajlagos elektromos ellenállásszelvény felső zónája a mérési helyszínként szolgáló Ófalu melletti Goldgrund-völgyi erdészeti út hatása, mely kompaktiója miatt egyes szakaszokon nagy ellenállással jelentkezik, így a vizsgált geológiai objektum értelmezéséhez nem használható. A felső zóna alatti tartomány relatív éles ellenálláskontrasztokkal jellemezhető részekre tagolódik (1. ábra). A szelvény elején és végén jelentkező fillit alacsony ellenállással jelentkezik, jó összhangban a felszíni leírással. A középső, masszív, pirites gneisz zónája egyértelműen azonosítható, széles törmelékes-keveredett zónával a szélén. A gneisz ellenállástartománya (400–500 Ohmm) a gneisz mállottságát-repedezettségét jelzi.



1. ábra – Az Ófalu melletti Goldgrund-völgyben készült egyenáramú geoelektromos szelvény feldolgozott fajlagos elektromos ellenállásképe (felül) és értelmezett képe (alul)

Az indukált (gerjesztett) polarizációs (IP) mérések, melyeket a pirites kőzetszakaszok további lehatárolásához végeztünk, inkonzluzív eredményeket szolgáltattak. Az előzetes IP mérési eredmények további paramétermérésekhez és helyszínspecifikus beállításokhoz szolgáltattak értékes adatokat, így újabb térképező mérések váltak kijelölhetővé.

5. Az aranykoncentrációk előzetes eredményei

A Goldgrund-völgyi szelvény mentén 50 cm-es közönként mintázott pirites kőzetekben (gneisz, amfibolit, teljeskőzet elemzés) az ICP-MS vizsgálatok alapján az arany 0,24 ppm-ig dúsul. A szelvénytől ÉK-re 50 m-re lévő horhosban foliált amfibolit táru fel, melyet ÉK-DNy-i csapású alsó kréta karbonátos-hematitos injekciós telérek járnak át. A telérek anyagában kőzetalkotó mennyiségben található 0,5 µm körüli hematitáblákból álló, 80–100 µm hosszúságú, csavart struktúrák, egykori vasoxidáló-baktériumok nyomfossziliái (Jäger et al., *in prep*). Meglepő módon a hematitos injekciós telérek anyagában 0,25–0,4 ppm közötti az aranykoncentráció.

6. Diszkusszió

A fajlagos elektromos ellenállásszelvény alapján a pirites, nagyobb ellenállású gneisz-zóna jól elkülöníthető az alacsony ellenállású fillittől.

Feltételezésünk szerint a Mecsekalja-zóna mentén a kora krétában extenziós feszültségmező alakult ki, mely az alpi Tethys északi ágának riftesedéséhez kapcsolódott. E riftesedéshez köthetőek a területen is megjelenő alkálizált telérek (Harangi, 1993), valamint az ÉK-DNy-i csapású injekciós telérek, melyek a metamorf aljzat repedéseit töltik ki (Jäger et al., *in prep*). Az injekciós telérek a Goldgrund-völgy több szakaszán is megfigyelhetőek és irodalmi adatok alapján valószínűleg elterjedési területük még tágabb. A karbonátos injekciós telérekben embrionális ammonitesz fossziliák és több %-os mennyiségben vasoxidáló baktériumok (*Gallionellaceae*, illetve *Mariprofundaceae* rokonság) hematitos nyomfossziliái találhatóak (Jäger et al., *in prep*). A hematitosodott bakteriális nyomfossziliákat kőzetalkotó mennyiségben tartalmazó, és ezen kívül szinte kizárólag kalcitból álló kőzetben a környezetéhez képest kiugró aranykoncentráció mérhető. Aranykomplexek vas-oxihidroxidokon történő adszorpciója gyakran figyelhető meg az elsődleges aranylelőhelyek közelében (Boyle, 1979; Webster, Mann 1984), ami annak a következménye, hogy a vas- és kénoxidáló baktériumok képesek feloldani az aranytartalmú szulfidásványokat, és aranyat juttatni a környezetbe (Reith et al., 2007; Southam et al., 2009). Mindez arra utal, hogy a mezozoikumban tenger alatt lévő, arany-tartalmú pirites kőzetek intenzív mikrobiális bontásnak voltak kitéve, és a nagy fajlagos felületű vas-oxihidroxidokon (ami később hematitá alakult) jelentős mértékű aranyadszorpció valósulhatott meg.

Mivel a Zengővárkony–Alsónána közötti kb. 20 km-es szakaszon a Mecsekalja-zóna variszkuszi, kristályos képződményei maximálisan 150 m-es fedettségben találhatóak, és e területről mind a kréta időszakban, mind a miocénben, közvetett módon bizonyítható az aranyat tartalmazó kőzetek lepusztulása és másodlagos aranyakkumulációk, a terület további kutatása mindenképpen indokolt. A nagyon kisszámú, de még meglévő mélyfúrási maganyag és a zóna kibukkanásainak, valamint egykori lepusztulási termékeinek összetett vizsgálata kedvező eredmények esetén új fúrások kijelölését teheti szükségessé.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet Bereczki László Főosztályvezetőnek (Ásványi Nyersanyagkutató és Geofizikai Főosztály, SZTFH) és kollégáinak a geofizikai mérések megvalósításáért és a folyamatban lévő módszerfejlesztésekért. Köszönet az SZTFH Földtani és Laboratóriumi Osztály munkatársainak a mintaelőkészítésekért és elemzésekért. A geomikrobiológiai célú kutatásokat az NKFI támogatta (124636 PD-OTKA).

Irodalomjegyzék

- Boyle, R.W. (1979): Geological Survey of Canada Bulletin, **280**, 583 p.
 Harangi, Sz., (1993): Földtani Közölny, **123/2**, 129–165.
 Jäger, V., Molnár, F., Király, E. (2022): Földtani Közölny, **152/4**, 307–329.
 Reith, F., Lengke, M.F., Falconer, D., Craw, D., Southam, G. (2007): International Society of Microbial Ecology Journal, **1**, 567–584.
 Southam, G., Lengke, M.F., Fairbrother, L., Reith, F. (2009): Elements, **5**, 303–307.
 Webster, J.G., Mann, A.W. (1984): Journal of Geochemical Exploration, **22**, 21–42.

VARISZKUSZI, S-TÍPUSÚ GRANITOIDOK A CODRU-TAKARÓRENDSZERBEN (ERDÉLYI-KHG.): A GALSAI PLUTON KŐZETTANI-GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA ÉS KORRELÁCIÓJA A TISZAI-FŐEGYSÉGBEN

Jákri Barnabás¹, Szemerédi Máté^{1,2}, Dunkl István³, Kovács Zoltán^{2,4}, Pál-Molnár Elemér^{1,2}

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen

⁴ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

e-mail: jakribarnabas@gmail.com

A Tiszai-főegység prealpi aljzatában előforduló, kétcstillámú granitoidokról kőzettani jellemzések és radiometrikus kormeghatározások csak korlátozott mértékben állnak rendelkezésre, korrelációs szempontú vizsgálatokat pedig még nem végeztek e kőzeteken, az egyes képződmények között tapasztalható nagyfokú hasonlóságok ellenére sem (pl. ásványos összetétel, szövet). Kutatásunk során a galsai kőfejtő (Hegyes-hegység, Erdélyi-középhegység, Codru-takarórendszer) granitoid kőzeteinek részletes petrográfiai jellemzését, teljes-kőzet geokémiai elemzését és cirkon U-Pb kormeghatározását végeztük el, majd a kőzeteket a Tiszai-főegység hasonló képződményeivel vetettük össze. Célunk a galsai granitoidok petrogenetikájának megértése, valamint a képződmény lokális és regionális korrelációjának vizsgálata.

A galsai granitoidok petrográfiját Jákri (2023) alapján mutatjuk be a következőkben. A granitoidok a mintavétel helyén, a galsai kőfejtőben (ÉNy-Hegyes-hegység) dominánsan középszemcsés, ekvigranuláris, hipidiomorff szemcsés szövetű monzogranitok (gránit s.s.), amelyeket apilit- és pegmatiterek járnak át. A gránitok fő kőzetalkotó ásványai: kvarc > káliföldpát > plagioklász > muszkovit > biotit. Az aplitban és a pegmatitban a kvarc, a mikroklin és a muszkovit részaránya magasabb a gránitokhoz képest, a plagioklászé alacsonyabb, az ortoklászé közel megegyező, míg biotit nem jelenik meg bennük. Jellemző járulékos ásvány az apatit és a cirkon, illetve kevesebb monacit is kristályosodott, melyek leggyakrabban a csillámok zárványaként jelennek meg. Az aplitban gyakori a Mn-gazdag gránát is, míg a pegmatitokban egyes apatit kristályok rendelkeznek jelentős Mn-tartalommal. A vizsgált granitoidok enyhén átalakultak (a földpátok szericitesedtek, a biotit epidotosodott), továbbá rideg- és képlékeny deformációs bélyegek is jellemzik őket. A muszkovit- és biotittáblák két – egymásra közel merőleges – orientációban helyezkednek el, amelyet feltehetően az intrúzió során fellépő nyírófeszültség hatására vehettek fel.

A posztmagmás átalakulások ellenére a granitoidok alapvetően megőrizték eredeti kémiai összetételüket. Mindegyik kőzetminta szubalkáli, enyhe-mérsékelt peraluminios összetételű. Dominánsan mészkáli és magnéziumos karakterűek, azonban az aplitok alkáli-kalciumosak és Mg-tartalmuk extrém alacsony a Fe-tartalmukhoz képest. Az erek a gránitokhoz képest lényegesen kevésbé dúsultak nehéz ritkaföldfémekben (RFF) és csekély mértékben könnyű RFF-ekben. Nyomelem-alapú diszkriminációs

vizsgálatok (pl. Sr/Y és La/Yb arányok) eredményeként az aplitok és pegmatitok esetében szinkollíziós eredet, míg a gránitoknál – a számos S-típusú bélyeg (pl. elsődleges muszkovit és biotit együttes jelenléte, gránát és monacit előfordulása) ellenére – vulkáni ív környezet rajzolódik ki. Ezáltal a gránitok legvalószínűbb kéregeredete mellett nem zárható ki az összetett, kéreg-köpeny eredetük sem, míg az aplitok és pegmatitok feltételezhetően időben később és sekélyebb mélységben keletkezett, tisztán kéregeredetű olvadékot képviselhetnek. Ez megfelel a kőzetek teljes-kőzet összetételéből számolt cirkon szaturációs hőmérsékleteknek is (gránit: 740–780 °C, apilit és pegmatit: 580–600 °C).

Eredményeinket a battonyai granitoidokról rendelkezésre álló korábbi (Pál-Molnár et al., 2001; Pál-Molnár, Kovács, 2002) és jelenleg zajló petrográfiai és geokémiai vizsgálatainkkal összevetve nagyfokú hasonlóságot találunk: a két granitoid ásványos összetételében és szövetében alig különbözik, azonban a legfigyelemreméltóbb hasonlóság a kémiai összetételükben, legfőképp a fő- és nyomelem geokémiai eloszlásaikban tapasztalható. Ez arra utalhat, hogy a két képződmény egyazon kollíziós környezetben létrejött kéregolvadékot képviselhet.

A battonyai granitoid rendelkezésre álló cirkon U-Pb koradata (Szemerédi et al., 2020) alapján a magmatizmus fő periódusa a kora karbonban, kb. 356 millió évvel ezelőtt zajlott. A korrelációs felvételek egyértelmű bizonyításához szükséges cirkon U-Pb geokronológiai vizsgálatok folyamatban vannak.

Irodalomjegyzék

- Jákri, B. (2023): OTDK dolgozat, 36. Országos Tudományos Diákköri Konferencia, 41 p.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G. (2002): Acta Mineralogica-Petrographica, **43**, 65–69.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001): Acta Mineralogica-Petrographica, **42**, 21–31.
- Szemerédi, M., Pál-Molnár, E., Dunkl, I., Lukács, R. (2020): 11. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés absztraktkötet, p. 81.

MILYEN PALEOKÖRNYEZETI KÉRDÉSEKRE ADHAT VÁLASZT A TAVI ÜLEDÉKEK GEOKÉMIAI ELEMZÉSE?

Karlik Máté^{1,2}, Bozsó Gábor²

¹ ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet

² Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

e-mail: karlikmate@gmail.com

1. Bevezetés

A paleoklíma és paleokörnyezet rekonstrukció számos geológiai képződmény segítségével elvégezhető. Ezen formációk közös jellemzője, hogy rétegzettségüket mutatnak. Ezen rétegződések paraméterei – mely lehet akár vastagság, összetétel – tekinthetők egyfajta megőrződött történeti pillanatfelvételnak, mivel ideális esetben megőrzik az akkori környezeti viszonyokat.

A köztudatban leismertebb geológiai rezervoárok a különböző jégfuratok, melyek megalapozták a paleoklíma kutatás népszerűségét. Hazánkban elsősorban a cseppkő és lösz adatsorok vizsgálata élvez reflektorfényt. Módszertanilag elmondható, hogy minél komplexebb egy adott rezervoár, annál komplexebb és szerteágazóbb kutatási módszertant igényel.

A tavi üledékek esetén figyelembe kell vennünk a szerves és szervetlen komponenseket, a víztestben és üledékben végbement folyamatok termékeit és természetesen a vízgyűjtő területéről származó anyagokat. A helyes és korrekt környezetrekonstrukció létrehozásához mindezen komponensek ismerete és kritikus vizsgálata szükséges. Jelen tanulmány keretein belül a Bolätäu–Feredeu esettanulmányán keresztül kerül bemutatásra a különböző vizsgálati módszerek együttes alkalmazásának fontossága.

2. Anyag és módszer

A Bolätäu–Feredeu-tó (47° 37' 20.74" É, 25° 25' 54.43" K) a mai Románia területén található Bukovina régióban. A tó a Feredeu-hegység közelében található, közvetlenül az Obcina Feredeu csúcs alatt (1364 m tszl) és az lezer-tó szomszédságában. A tó legnagyobb mélysége 5,2 m, felszíne 0,3 ha. A vízgyűjtő átmérője mindössze 700 m, de a vízgyűjtőn belüli magassági amplitúdó jelentős, kb. 227 m, területe kb. 30 ha (Karlik et al., 2018). A tó érdekességét üledéke adja, mely jól rétegzett, így egyedülálló lehetőséget teremt részletes paleokörnyezeti rekonstrukciót célzó kutatások végzésére. A kutatás során az elérhető technológiák széles repertoárja került alkalmazásra.

Az elemalanitikai összetétel meghatározása Rigaku Supermini hullámhossz diszperzív röntgen spektrométerrel történt. A kapott értékek értelmezése önállóan és mállási indexekként is interpretálásra került. A stabil izotóp és C/N arány mérése preparálás és csomagolás után izotóp arányt mérő tömegspektrométerrel (IR-MS) történt. Szerves geokémiai vizsgálathoz, a minták szervesanyag-tartalma extrahálása megtörtént. A kromatogramok felvétele Fisons 8000 GC gázkromatográfval valósult meg. Az n-alkánok csúcsintenzitásából indexek számítása történt (Karlik et al., 2018). A mintákon szemcseméret meghatározás történt lézer diffrakciós szemcseméret analízátor segítségével (Karlik et al., 2021). A minták nagy felbontású elemzéséhez Fourier-transzformációs infravörös

spektroszkópiát (FTIR), Raman spektroszkópiát és pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) méréseket alkalmaztunk.

3. Eredmények

A mért és számolt paraméterek önálló és együttes interpretálását követően meghatározásra kerültek az alábbi időszakok a Bolätäu–Feredeu-tó üledékéből:

i. Kr. u. ~1500 – Kr. u. 1620 – Lágyszárú növényzet a vízgyűjtőn: A mért értékek azt mutatják, hogy a korábbi zárt erdei vegetációban lágyszárú növények jelentek meg. E növények elterjedése ökológiai rések megnyílását (pl. fakivágás) igényelte.

ii. Kr. u. 1620 – Kr. u. 1700 – Hideg időszak a vízgyűjtő területen: A hideg időszak hatásai, mint számos publikációban leírtak szerint a Bolätäu–Feredeu-tó vízgyűjtő területén is éreztették hatásukat. A vízgyűjtő területen a hőmérséklet csökkenése a növényzet termelékenységének csökkenéséhez vezetett. A csökkenés a lágyszárú növényzet csökkenésével párhuzamosan a növényzet szűrőhatásának csökkenése is, amely a víztestbe kerülő nagyobb üledék részecskék bejutását eredményezte.

iii. Kr. u. 1700 – Kr. u. 1780 – Szinte stabil időszak: A vízgyűjtő területet csak rövid ideig tartó, a vízgyűjtő területre jellemző események jellemzik, amelyek nem okoznak jelentős változásokat.

iv. Kr. u. 1780 – Kr. u. 1860 – Hideg időszak és erdőirtás a vízgyűjtő területen: A hideg időszak alatt a térségben megjelent az emberi hatás a vízgyűjtő területen. Az erdőirtás a területen főként Kr. u. 1811 és Kr. u. 1820 között zajlott.

v. Kr. u. 1860 – Kr. u. 2010 – Modern tájtalakulás a vízgyűjtő területen. Az erdőirtás hatására számos ökológiai fülke nyílt meg a változó növényzet számára. Az így kialakult növénytakaró ma is látható a vízgyűjtő területen.

A kapott eredményeket összevetettük a környező rendelkezésre álló adatsorokkal, mely alapján jól megfigyelhető a Dalton minimum hatása a régióban (Karlik, 2022).

Irodalomjegyzék

- Karlik, M. (2022): The environmental change in the Lake Bolätäu - Feredeu basin over the last 500 years. PhD dissertation, University of Szeged, Szeged, 106 p.
- Karlik, M., Vancsik, A., Szalai, Z., Mîndrescu, M., Grădinaru, I., Vágási, S., Bozsó, G., Fekete, J. (2021): Hungarian Geographical Bulletin, **70/4**, 339–351.
- Karlik, M., Fekete, J., Mîndrescu, M., Grădinaru, I., Bozsó, G., Bíró, L., Kern, Z. (2018): Quaternary International, **493**, 166–175.

IKAIT–ACC–KALCIT ÁTALAKULÁS FOLYAMATÁNAK NYOMONKÖVETÉSE ANALITIKAI MÓDSZEREKKEL

Karlik Máté, Lázár Anett, Németh Péter, Demény Attila

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet
e-mail: karlikmate@gmail.com

1. Bevezetés

A kalcium-karbonát módosulatok széles körben megtalálhatóak a természetben (cseppkövek, üledékes kőzetek, biológiai szervezetek váza), valamint az építő-, papír-, élelmiszer- és gyógyszeriparban is nagy mennyiségben hasznosítják. A kalcium-karbonát fázisok között megkülönböztetünk vízmentes (kalcit, vaterit, aragonit) és víztartalmú karbonátokat (monohidrokalcit, ikait, amorf kalcium-karbonát). Felszíni nyomáson és hőmérsékleten a kalcit a termodinamikailag stabil módosulat, de magas Mg-tartalom mellett az aragonit, alacsony hőmérsékleten és magas pH-n ($\text{pH} > 9$) az ikait (kalcium-karbonát-hexahidrát) képződése preferált.

Az ikait egy erősen hidratált, kriogén hőmérsékleten képződő kalcium-karbonát, amely 7°C feletti hőmérsékleten kalcitá alakul át. Korábbi kutatások során megfigyelték, hogy az ikaitból képződő kalcitok őrzik az ikait morfológiát (Zou et al., 2018; Vickers et al., 2018; Lázár et al., 2023), és a múltbéli környezet vizsgálatára használhatók (Vickers et al., 2018). Kutatások szerint az ikait–kalcit átalakulása során az amorf kalcium-karbonát (ACC) fázis is jelen van, mely módosíthatja az eredeti geokémiai jelet (Demény et al., 2013; Zou et al., 2018; Lázár et al., 2023), és így megkérdőjelezi az ikaitból képződő kalcitok izotópos adatainak felhasználását az őskörnyezet vizsgálatában.

Kutatásunkban az ikait–kalcit átalakulását vizsgáljuk különböző pH-jú oldatokban (pH : 9, 10, 12) és műszeres analitikai módszerekkel (mikro-röntgendiffraktometria, infravörös spektroszkópia) mutatjuk ki az ACC jelenlétét az átalakulás során. Az előadásomban bemutatom a folyamat nyomonkövetésének módjait, azok elvi határait és a vizsgálati módszerekben rejlő további lehetőségeket.

2. Anyag és módszer

A minőségi és mennyiségi módszertan kidolgozásához első lépésként előállítottuk a tiszta ACC és ikait fázisokat (Lázár et al., 2023). Kalcit mintaként laboratóriumi tisztaságú referencia anyagot alkalmaztunk. Elsődleges célként tűztük ki az ikait–ACC–kalcit átalakulás pontos vizsgálatát, ezért előállítottuk az egyes fázisok eltérő arányú keverékeit. A mennyiségi meghatározás lehetőségének céljából minden kísérleti sor öt elemet tartalmazott, melyek lefedték a 0–100%-ig terjedő tartományt.

A kísérletek során két fő vizsgálati eszközre fókuszáltunk melyek a következők: (1) Mikro-röntgendiffraktometria (μXRD): A pormintákat Rigaku DMax RapidII Micro-röntgendiffraktométerrel vizsgáltuk. A diffraktométert $800\ \mu\text{m}$ -es kollimátorral ellátott Cu anódos mikrofókuszú röntgen csővel, $50\ \text{kV}$ -on és $0,6\ \text{mA}$ -en működtetik. A diffrakciós adatokat 2D képlemez detektorrendszerrel vettük fel, és a mérés során a goniométer tengelyét 20° ω -ra állítottuk, hogy a közvetlen sugárnyalábot elfedjük. A mintaelőkészítés során $4\text{--}5\ \text{mg}$ mintát egy alacsony háttérrel rendelkező, előre lehűtött szilícium egykristály tartóra

helyeztük, és 2° -tól 70° 2θ -ig tartományban mertük 5 perc felvételi idővel. (2) Infravörös spektroszkópia (FTIR): Az elemzéseket a Bruker Vertex 70 Fourier-transzformációs infravörös spektrométerrel végeztük, amely Bruker Platinum ATR gyémánt tartozékkal rendelkezett. Hatvannégy szkennelést rögzítettünk és összegeztünk a $4000\text{--}400\ \text{cm}^{-1}$ spektrális tartományban, $4\ \text{cm}^{-1}$ felbontással. Körülbelül $3\ \text{mg}$ mintát háromszor mértünk, szobahőmérsékleten.

3. Eredmények

Az ikait–ACC–kalcit átalakulás során komoly kihívás az *in situ* elemzés, az egyes komponensek pillanatnyi mennyiségének meghatározása, illetve az amorf anyag jelenléte. Metastabil anyagok vizsgálata során előnyös a μXRD alkalmazása, amellyel rövid idő alatt ($2\text{--}5$ perc) felvehető a diffraktogram. A detektor–röntgen cső–minta konfigurációja a mérés során állandó, így minden szögterületről egy időben gyűjthető információ. A módszer hátránya, hogy a csúcsintenzitások aránya nem jellemző az adott anyagra, ebből kifolyólag nem alkalmas mennyiségi meghatározásra.

FTIR esetén a kémiai kötések minőségéről és mennyiségéről kapható információ. Mérési idő tekintetében közel megegyező a μXRD mérési idejével. A rövid mérési idő (jelen kísérletekben ~ 1 perc), lehetőséget biztosít az éppen átalakuló anyag vizsgálatára. FTIR esetén a közel azonos kémiai összetétel és szerkezet miatt az egyes karbonát fázisok sávjai átfednek. A vizsgálatunk alapján lehetséges az ikait, ACC, kalcit komponensek mennyiségi becslése a fázisokhoz tartozó csúcsok és csúcs alatti területek felhasználásával.

Az általunk kidolgozott kalibrációk alapja az egyes sávok (ROI-k: *Regions of Interest*) arányaiban bekövetkező változás mértéke, például az ikait–ACC esetén jó közelítéssel alkalmazható ($1600\text{--}1200\ \text{cm}^{-1}$ és a $800\text{--}900\ \text{cm}^{-1}$) az összetétel becslésére.

Irodalomjegyzék

- Demény, A., Németh, P., Czuppon, Gy., Leél-Őssy, Sz., Szabó, M., Judik, K., Németh, T., Stieber, J. (2016): *Scientific Reports*, **6**, 39602
- Lázár, A., Molnár, Zs., Demény, A., Kótai, L., Trif, L., Béres, K.A., Bódis, E., Bortel, G., Aradi, L.E., Karlik, M., Szabó, M.Z., Pekker, Á., Németh, G., Kamaras, K., Garvie, L.A.J., Németh, P. (2023): *CrystEngComm*, **25**, 738–750.
- Vickers, L.M., Vickers, M., Rickaby, R.E.M., Wu, H., Bernasconi, S.M., Ullmann, C.V., Bohrmann, G., Spielhagen, R.F., Kassens, H., Schultz, B.P., Alwmark, C., Thibault, N., Korte, C. (2022): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **334**, 201–216.
- Zou, Z., Bertinetti, L., Habraken, W.J.E.M., Fratzl, P. (2018): *CrystEngComm*, **20**, 2902–2906.

KÁLIMETASZOMATIZÁLT VULKANIT KŐESZKÖZ SZERENCSS–TAKTAFÖLDVÁR LELŐHELYRŐL

Kereskényi Erika¹, Szakmány György², Kristály Ferenc³, Kasztovszky Zsolt⁴, Fehér Béla⁵

¹ Bay Zoltán Alkalmazott Kutatási Nonprofit Kft., Miskolc

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közvetlen-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Miskolci Egyetem Nyersanyagkutató Földtudományi Intézet, Miskolc

⁴ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁵ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

e-mail: erika.kereskenyi@bayzoltan.hu

1. Bevezetés

Archeometriai vizsgálatokat végeztünk a 74.44.5. leltári számú kőbaltán, amely a tiszai kultúrához sorolt (Selján, 2005) Szerencs–Taktaföldvár régészeti lelőhelyről került elő.

A kőzetkémiai roncsolásmentes prompt-gamma aktivációs eljárással (PGAA) határoztuk meg. Az ásványkémiai elemzések a kőeszköz eredeti felszínén történtek elektronmikroszkopos energiadisziperzív-spektrométeres (EDS/SEM) alkalmazásával, valamint röntgendiffrakciós (XRD) vizsgálattal.

2. Makroszkópos megjelenés

A kőeszköz fekete színű, melyben helyenként kb. 0,3 mm-es vörös foltok szabad szemmel is felfedezhetők. Tömött szövetű és meglepően nagy sűrűségű, nehéz az eszköz. Régészeti tipológiáját tekintve lapos kőbalta (1. ábra, A), melynek hossza 12,5 cm, szélessége 6,8 cm, vastagsága 2,4 cm. Mágneses szuszceptibilitása kiugró értéket ($76,57 \cdot 10^{-3}$ SI) vesz fel.

3. Kőzetkémia

A kőzet összalkália-tartalma extrém magas (10,19 tömeg %), melyből a Na_2O 3,67 tömeg%, a K_2O 7,43 tömeg%. Az Al_2O_3 -tartalma szintén emelkedett (21,70 tömeg%), CaO -tartalma rendkívül alacsony (0,56 tömeg%), az SiO_2 mennyisége pedig 50,70 tömeg%.

4. Petrográfia, ásványkémia és XRD elemzés

Az átnézeti BSE-képre tekintve szembevetendő a szövet kétfélesége, melyben a vizsgált felület egyik felén az inekvigranuláris, porfiros szövet káliföldpát megakristályokkal látható, míg a másik része finomszemcsés (1. ábra, B). A káliföldpátok mérete meghaladja az 1 mm-t is. A káliföldpátok összetétele változó, Ba-tartalma a magtól a szegély felé növekszik (0,03–0,10 apfu), de ez nem minden káliföldpátoszemcsénél figyelhető meg. Ugyanakkor a kőzet tartalmaz Ba-mentes, valamint Ba-dús káliföldpátokat is (1. ábra, C–F). A plagioklász a kőeszközben oligoklász ($\text{An}_{16,68-24,66}$) (1. ábra, B–F, 2. ábra, A és B és 3. ábra).

Egy relikv szöveti helyzetben előforduló enszattiszemcsét is megfigyeltünk (1. ábra, F és 4. ábra).

A mért epidotok ritkaföldfémeket tartalmaznak: Ce = 0,18–0,27, La = 0,06–0,07, Nd = 0,08–0,12, Sm = 0,01–0,02, Gd = 0,01 apfu (1. ábra, E).

A biotitlemezkék mérete kb. 50 μm (1. ábra, D). A Fe/(Fe+Mg) arány szűk tartományban, 0,35–0,42 között változik. Figyelemre méltó a megemelkedett Al-tartalom mind a tetraéderes, mind az oktaéderes pozícióban ($\text{Al}_{\text{tot}} = 1,78-1,88$ apfu), így az ásvány összetétele az eastonit felé mozdul el.

A fengit szemcsék mérete eléri a 120 μm -t (1. ábra, E).

Kloritot nagy mennyiségben tartalmaz a kőeszköz (1. ábra, E és F), ez összetételét tekintve klinoklor.

A kőeszközben drávitos összetételű turmalin is megfigyelésre került (2. ábra).

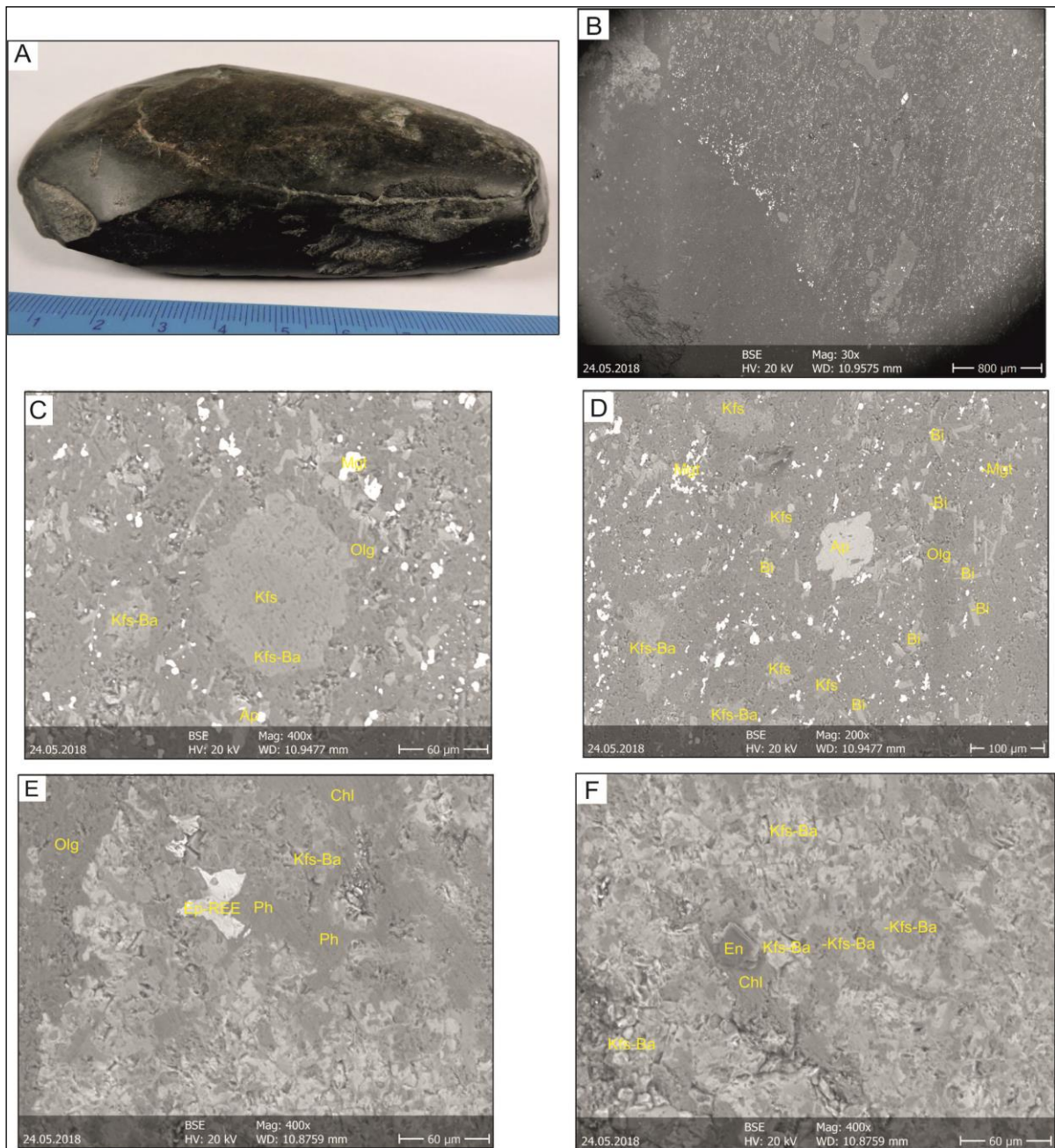
A magnetit és az ulvöspinell egyenletesen oszlik el a mintában, a kőeszköz nagy mennyiségben tartalmazza mindkét fázist. A legnagyobb ulvöspinell/magnetit mérete kb. 100 μm , de átlagosan 5–20 μm mérettartományban mozog (1. ábra, B–D). Zárványként TiO_2 -módosulatot tartalmaz (2. ábra, B).

Az XRD vizsgálatok megerősítették a sanidin, földpát, magnetit és az enszattit jelenlétét (5. ábra).

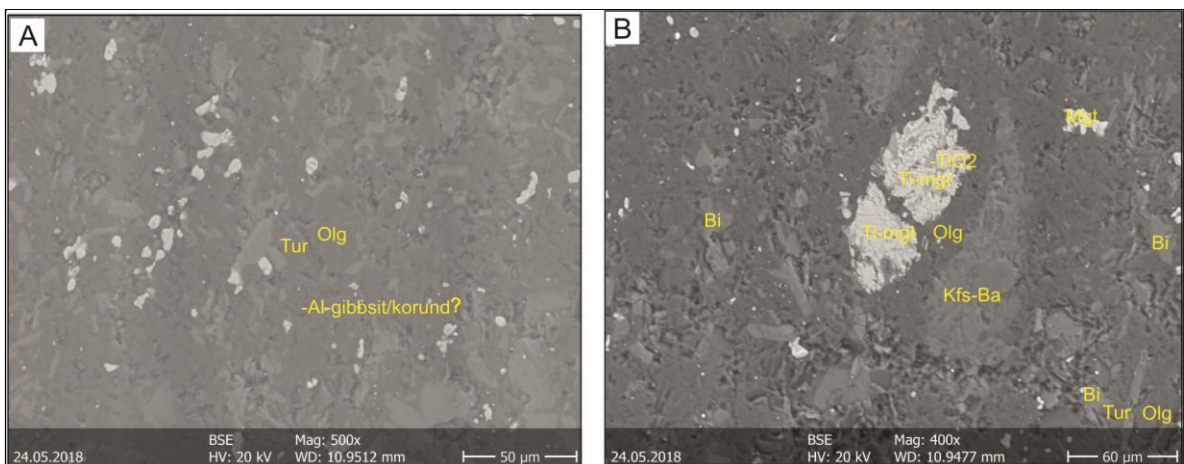
5. Diskusszió – Lehetséges forrásterület

A 74.44.5 leltári számú kőbalta kőzetkémiai elemzéseivel kimutatott magas alkáliatartalom és a megfigyelt nagy mennyiségű és méretű káliföldpátok alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a vulkanikus kőzetet kálimetaszomatózis érthette. A Kárpát-medencében ehhez hasonló kőzet, melynek SiO_2 -tartalma 50 tömeg% körüli és kálimetaszomatizált, a Mátrából, Telkibányáról és Nagybányáról ismert kálitrachitként (Kubovics, 1966). Ezek a forrásterületek viszont kizárhatók a kőeszköz vastartalma alapján, az ugyanis jóval magasabb értéket vesz fel, mint a felsorolt forrásterületeken előforduló vulkanitoké. Ismeretes, hogy a Veporikumban és a Gömörikumban is számos helyen történt kálimetaszomatózis, bár ott savanyúbb, gránitos kőzeteket ért ilyen hatás (Šimurková et al., 2016). Lehetséges forrásterületként szóba jöhetnek még a Szlovák-érchegység vulkanitjai, pl. Tiszovec környéke, ahonnan hialofánt írnak le magnetitesedett kőzetben (Hurai, Huraiová, 2011), továbbá egy másik tanulmányban pedig drávítot említenek ugyaninnen (Bačík et al., 2015). A kőeszköz számos egyedi jegye ellenére (nagy alkáliatartalom, Ba-tartalmú káliföldpát, turmalin jelenléte) a kőeszköz forrásterületét egzaktnak nem tudjuk megállapítani. Elképzelhető, hogy déli vidékekről (Bánát, Balkán) került Szerencs–Taktaföldvár lelőhelyre a kőbalta, hiszen a tiszai kultúra széles területen terjedt el, lefedte a Duna–Tisza-közét és a teljes Tiszántúlt is (Kreiter et al., 2017), ezentúl megjelent a Bánság vidékén (Selján, 2005) és a Délvidéken elterjedt Vinča-kultúrával sok párhuzamot mutatva (Raczy, 1992).

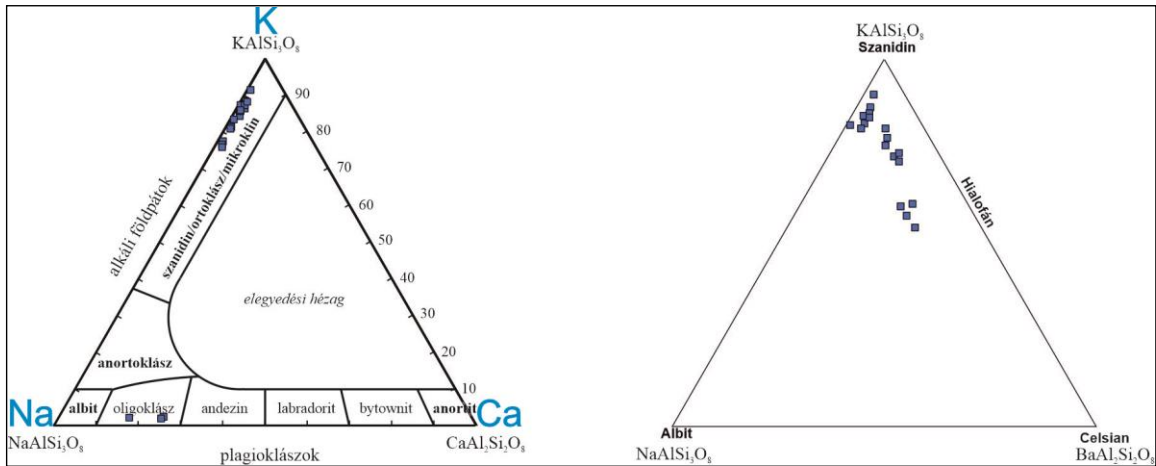
A különleges ásvány- és kőzettani jegyei és egyedi előfordulása alapján előfordulhat, hogy távoli területről származó kőeszköz lehet.



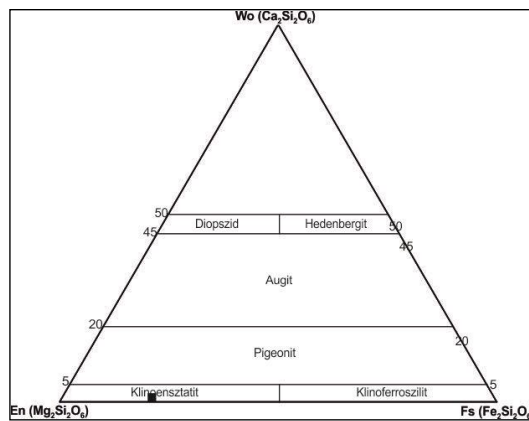
1. ábra – A 74.44.5 leltári számú kőeszköz makroszkópos és BSE-felvételei. A: Makroszkópos kép; B: Átnézeti BSE-kép; C: Kálicföldpát Ba-mentes maggal és Ba-dús szegéllyel; D: Ba-dús és Ba-mentes kálicföldpát szemcsék; E: Ritkaföldfém-tartalmú epidot; F: Relikt enzstatit szemcse a mintában



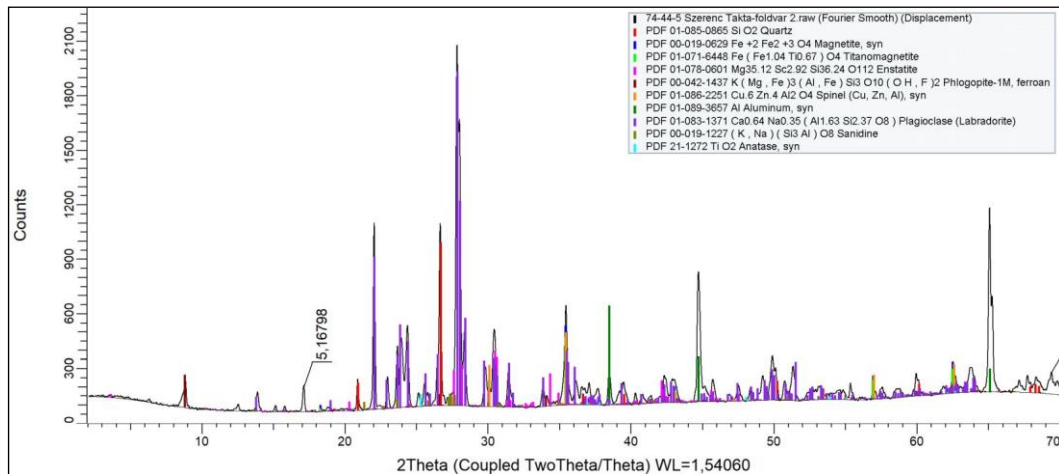
2. ábra – A: Turmalin a 74.44.5 leltári számú kőeszközben; B: Titanomagnetitben TiO_2 -fázis (rutil?)



3. ábra – Földpátók ásványkémiai elemzése az Or-Ab-An és az albit-szanidin-celsian háromszögdiagramokban



4. ábra – Piroxének kémiai összetétele az En-Fs-Wo háromszögdiagramban ábrázolva (Morimoto, 1989)



5. ábra – A 74.44.5 leltári számú kőszék XRD-felvétele

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Herman Ottó Múzeum régészeinek, hogy a kőszéket rendelkezésre bocsátották.

A kutatást az NKFIH-OTKA K 131814. támogatta.

Irodalomjegyzék

Bačík, P., Ertl, A., Števko, M., Giester, G., Sečkář, P. (2015): The Canadian Mineralogist, **53**, 221–234.
 Hurai, V., Huraiová, M. (2011): Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, **188/2**, 119–134.

Kreiter, A., Kalicz, N., Kovács, K., Siklósi, Zs., Viktorik, O. (2017): Journal of Archaeological Science: Reports, **16**, 589–603.
 Kubovics, (1966): Földtani Közlöny, **96/1**, 13–26.
 Morimoto, N. (1989): The Canadian Mineralogist, **27**, 143–156.
 Raczky, P. (1992): In: Samardžić, R. (Ed.): Hommage á Nikola Tasić á l’occasion des ses soixante ans, Balcanica 23, Beograd, 147–165.
 Selján, É. (2005): A Tiszai kultúra települése Szerencs–Taktaföldváron a késő neolitikum időszakában. Diplomadolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 105 p.
 Šimurková, M., Ivan, P., Gargulák, M. (2016): Acta Geologica Slovaca, **8/1**, 87–98.

WATER CONTENT OF PERIDOTITE XENOLITHS FROM KAAPVAAL CRATON KIMBERLITES: IMPLICATIONS ON BARREN NATURE OF KIMBERLITES

Sahroz Khan¹, Nóra Liptai^{2,3}, István J. Kovács^{2,3}, Yana Fedorchuk⁴, Tivadar M. Tóth¹

¹ Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Egyetem Str. 2, 6722 Szeged, Hungary

² MTA FI Lendület Pannon LitH₂Oscope Research Group, Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary

³ Institute of Earth Physics and Space Science, Eötvös Loránd Research Network, Sopron, Hungary

⁴ Department of Earth and Environmental Sciences, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia B3H 4R2, Canada

e-mail: sahz.khan21@gmail.com

Hydrogen abundance (commonly called water) in the nominally anhydrous mantle minerals has been extensively analyzed to determine relative ascent rates for economic kimberlite magmas and extended to comment on diamond preservation. However, the H₂O distribution and estimation studies include very few uneconomic kimberlites. In this study, we analyze hydrogen abundance in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and garnet in 11 xenoliths from three barren (Matsoku, Thaba Putsoa and Pipe 200) and one economic kimberlite (Bultfontein) in the Kaapvaal craton using Fourier-transform infrared (FTIR) spectroscopy. All xenoliths are harzburgites with spinel and/or garnet. Primary clinopyroxene occurs in few xenoliths. In others, clinopyroxene occurs as a metasomatic reaction product of garnet breakdown, forming an assemblage of spinel, clinopyroxene and phlogopite and are affected by partial melting. All xenoliths show protogranular texture except one from Bultfontein showing porphyroclastic texture. The FTIR spectroscopy of olivine shows absorption peaks mainly in Group 1A (P > 2 GPa) pressure of hydrogenation. The garnets show peaks for only contamination and are assumed to be dry. The H₂O concentration of olivine (17–61 ppm), orthopyroxene (21–175 ppm), and clinopyroxene (87–833 ppm) were determined using the method of Kovács et al. (2008) for unoriented grains. The water distribution coefficient between orthopyroxene and olivine in kimberlite xenoliths defines two trends. These trends can also be differentiated using the pressure estimates of kimberlite xenoliths wherein all the studied barren kimberlites fall in the lower equilibration pressure trend ($D_{H_2O}^{opx/ol} = \sim 1.0$ to 9.1). Furthermore, within the low P trend, the difference between the diamond-bearing and barren kimberlites is apparent in uneconomic kimberlites' lower olivine and orthopyroxene H₂O content. This lower H₂O content could be attributed to metasomatism or subsequent dehydration events during partial melting keeping also the extremely high values for both $D_{H_2O}^{melt/ol}$ and $D_{H_2O}^{melt/opx}$ in mind. The petrographic signatures of partial melting and low water content of orthopyroxene and olivine with the melt hint towards dehydration of the barren kimberlite. Therefore, analyses of water content have potential in kimberlite diamond preservation determination.

1. Introduction

Hydrogen in the earth's mantle occurs as structurally bound hydroxyl (OH⁻) in nominally anhydrous minerals (NAMs; Bell et al., 1992). The H contents in these nominally anhydrous minerals is reported as ppm H₂O by weight and can reach up to hundreds of ppm H₂O (Peslier, 2010). It is known to affect the physio-chemical properties of mantle rocks such as melting temperature, thermal/electrical conductivity, deformation properties, etc (Patkó et al., 2019 and references therein). It is also known to be the dominant component of volatiles in the mantle fluids which are known to accentuate the diamond dissolution. Wherein, the CO₂ and H₂O produce different dissolution features and water content affects the morphology (Fedortchouk et

al., 2007; Khokhryakov, Palyanov, 2010). Mantle xenoliths entrained by the fast ascending magmas (especially, kimberlite) provide an opportunity to study the H distribution patterns and its contents of the mantle because of inadequate time for complete diffusion of H. Many articles have tried to compute the water content of continental lithosphere using the xenoliths entrained by kimberlites from cratonic setting (Bell, Rossman 1992; Kurosawa et al., 1997; Grant et al., 2007; Peslier, 2010; Baptiste et al., 2012; Peslier et al., 2012, 2017; Schmädicke et al., 2013; etc.). However, the calculated water concentration in Kaapvaal craton kimberlites spreads over a large range which is attributed to local variation due to depletion or enrichment. For example, in northern Lesotho, Letseng le Terae and Liqhobong kimberlites of similar age show very low and very high-water concentration respectively even though they are in close proximity to each other (15 kms) and are attributed to differing metasomatism (Peslier et al., 2012). The temporal variation is evident in the lower water concentration of Group II Premier kimberlite (Ingrin, Grégoire, 2010) as compared to relatively younger group I kimberlites (~90 Ma). The variation with depth has been characterized as a region with water poor olivines at the base of lithosphere as compared to water enrichment at shallower depths (Peslier et al., 2010; Doucet et al., 2014; etc.). While the different studies of Kaapvaal craton kimberlite xenolith NAMs have identified differences in the water concentration they focus primarily on economic kimberlites, particularly those from Republic of South Africa (RSA). In this study we present water content from 11 peridotite xenoliths from 3 uneconomic kimberlites from Lesotho (Matsoku, Thaba Putsoa and Pipe 200) and 1 economic (Bultfontein) kimberlite from RSA and compare the water contents with that of economic kimberlites from literature.

2. Geological setting

The Kaapvaal craton formed and stabilized between 3.7 and 2.6 Ga ago, and it is composed of Archaean greenstone belts and TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) gneiss complexes intruded by different generations of granitoid plutons. It is bounded in the north by the Late Archaean Limpopo belt, which joins the Zimbabwean craton at 2.8–2.5 Ga (de Wit et al., 1992). The Namaqua Natal orogenic belt formed by continental collision and arc accretion bounds the craton to the south. Whereas the 2.0–1.7 Ga Khesi orogenic belt bounds the Kaapvaal craton in the east, and the Lebombo monocline (Donnelly et al., 2012) bounds it in the west.

Between 1.8 Ga and 60 Ma, kimberlite intrusions punctuated the Kaapvaal craton, with main pulses around the Mesozoic (Jelsma et al., 2009). All four kimberlite pipes studied are Group I kimberlites. The Matsoku, Thaba Putsoa, and Pipe 200 kimberlites are in northeastern Lesotho and are part of a geographically isolated cluster of about 60 kimberlites that intruded into the volcanic plateau highlands (Fig. 1). The Lesotho Kimberlite Province is located on the Kaapvaal craton's margin, where Group I kimberlites intrude the Kaapvaal craton rocks (Nixon, 1973). The geology of the province consists of Karoo sedimentary rocks capped by Late Jurassic basaltic lavas and associated dolerite intrusions (Skinner, Truswell, 2006). Lesotho Formation is made up of basaltic lavas from the Karoo Supergroup. Bultfontein is part of the Kimberley cluster, which also includes the De Beers, Dutoitspan, Wesselton, Kimberley, and possibly Kamfersdam kimberlites, as well as a number of smaller pipes and sill systems (Field et al., 2008). The cluster is located in the Kaapvaal craton's southwest corner (Fig. 1). The host lithologies are Karoo sedimentary rocks, primarily Dwyka formation shales intruded by Karoo dolerite sills.

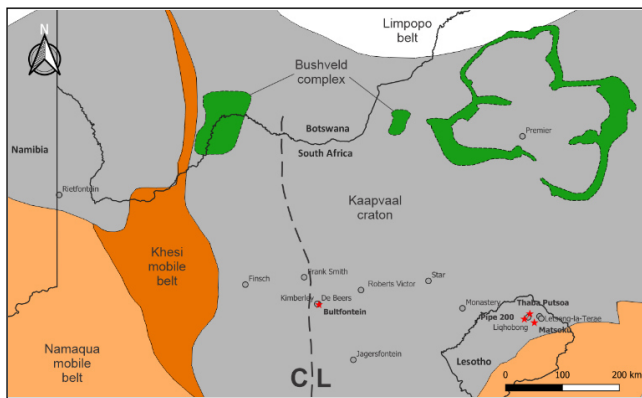


Figure 1 – Geological map of southern Africa showing the outline of the Archean Kaapvaal craton and surrounding Proterozoic terranes and mobile belts. The kimberlites from this study (red star) are shown along with other kimberlites from literature (grey circles); CL: Colesberg Lineament.

3. Materials and methods

All 11 xenolith thick sections are garnet harzburgites with variable amount of primary spinel and clinopyroxene (Table 1). The xenoliths from economic Bultfontein kimberlite (RSA) is affected by shearing and show primary garnets with thin kelyphitic rims. Whereas, the xenoliths from uneconomic kimberlites in northern Lesotho show protogranular texture and are affected by varying degree of metasomatism. The metasomatized garnets are characterized by its breakdown to form assemblage of spinel, phlogopite and clinopyroxene (Table 1). The olivine and orthopyroxene occur as large crystals with smooth curved grain boundaries.

FTIR microscopic analysis was conducted on unoriented samples to study hydrogen distribution and calculate water contents in the NAMs of the 11 selected thick sections. The analysis was carried out at the Institute for Geological and Geochemical Research, Budapest, using Bruker FTIR Vertex 70 spectrometer equipped with a Global light source and MCT-A detector was coupled to a Bruker Hyperion 2000 microscope and at Budapest University of Technology and Economics, using the Perkin Elmer Spectrum 400 infrared spectrometer along with a coupled Spotlight 400 FTIR imaging system. The double-polished thick sections have a thickness of 256–447 μm (Table 2). The analyses were carried out using unpolarized

light. The olivine, pyroxene and garnet measurements were collected between 4000 and 400 cm^{-1} , using an aperture of 50 \times 50 μm . The measurements were performed using a 'Global' light source, a KBr beam splitter and an MCT detector. Both background and sample scans were carried out at 128 scans at 4 cm^{-1} resolutions. The analysis, data correction and processing details are described in Patkó et al. (2019) and Liptai et al. (2021).

Table 1 – Mineral assemblage of the three uneconomic kimberlites from northern Lesotho and economic kimberlite from RSA. The samples with garnet breakdown assemblage (in bracket) are in bold.

Xenolith	Pipe	Assemblage	Metasomatism
26-8A	Matsoku	Ol + Opx + Grt + Di	–
26-8B		Ol + Opx + Grt + Chr + (Chr + Phl + Di)	+
26-9		Ol + Opx + Grt + Phl + (Chr + Phl + Di)	+
26-16A	Thaba Putsoa	Ol + Opx + Grt + Chr + (Chr + Phl + Di)	+
26-16B		Ol + Opx + Grt + Chr + Di + (Spl + Phl + Di)	+
26-29A	Pipe 200	Ol + Opx + Grt + Di + Chr	–
26-29B		Ol + Opx + Grt + Di + Chr	–
26-32B		Ol + Opx + Grt + Chr + (Chr + Phl + Di)	+
26-32C		Ol + Opx + Grt + Di + Chr + Phl + (Chr + Phl + Di)	+
51	Bultfontein	Ol + Opx + Grt + Di + Chr	–
55A		Ol + Opx + Grt + Chr	–

4. Results

The olivine absorption peaks are in Group 1 region of OH infrared absorption bands (3415–3653 cm^{-1}). It is calculated using at least five differently oriented grains. The suggest hydrogenation pressure of Group 1A ($P > 2$ GPa) (Matveev, Stachel, 2007) with the main and highest absorbance at ~ 3571 cm^{-1} . The subsequent absorption band is at ~ 3591 cm^{-1} except in the Pipe 200 xenoliths where the peak at ~ 3638 cm^{-1} has higher absorbance than the one at ~ 3591 cm^{-1} . One of the two Bultfontein xenolith's (51) olivine shows characteristic broad peak at 3324 cm^{-1} which is controlled by elevated water or hydrogen fugacity (Matveev, Stachel, 2007). Other absorption bands are at ~ 3624 , ~ 3612 , ~ 3638 , ~ 3534 cm^{-1} . The peak at ~ 3534 cm^{-1} is characteristic of H in a Ti-clinohumite point defect (Berry et al., 2005). Extreme care was taken to not measure serpentine, the data was checked for ~ 3690 cm^{-1} serpentine peak. Profile measurement carried out on olivine grains are flat and do not show diffusion profiles. The calculated water concentration is tabulated in Table 2 with 41–62 ppm in Bultfontein, 24–27 ppm in Matsoku, 25–30 ppm in Thaba Putsoa and 17–33 ppm in Pipe 200 kimberlite.

All orthopyroxenes show absorption band at ~ 3515 , ~ 3540 , and a broad band at ~ 3596 – 3600 cm^{-1} . However, the Pipe 200 xenoliths affected by metasomatism have the dominant peak at ~ 3590 cm^{-1} . Other low intensity peaks include broad peaks at ~ 3400 , ~ 3310 and ~ 3055 cm^{-1} . The high intensity peak at 3690 with asymmetric shoulder is due to serpentine (Post, Borer, 2000). The water concentration is calculated using a single or two to three differently oriented orthopyroxene crystals. However, it may be underestimated because of removal of serpentine peaks, especially in the xenoliths from Pipe 200. The calculated water concentration shows a large variation 21–230 ppm (Table 2) with the xenoliths from Pipe 200 having the lowest orthopyroxene water concentration at 41–94 ppm.

Table 2 – Calculated water concentration in the NAMs from the three uneconomic kimberlites from northern Lesotho and economic kimberlite from RSA. The samples with garnet breakdown assemblage due to metasomatism are in bold.

Xenolith	Thickness	Olivine		Orthopyroxene		Clinopyroxene		$D_{H_2O}^{opx/ol}$
		Absorbance	H ₂ O ppm	Absorbance	H ₂ O ppm	Absorbance	H ₂ O ppm	
26-8A	447	2.2	27	20.9	94	9.3	87	3.5
26-8B	388	1.7	24	22.0	115	30.6	331	4.7
26-9	446	–	–	32.0	145	48.8	460	–
26-16A	427	2.3	30	26.3	125	–	–	4.1
26-16B	385	1.7	25	43.6	230	–	–	9.1
26-29A	429	2.5	33	19.6	92	–	–	2.8
26-29B	377	1.8	27	8.3	45	66.1	737	1.7
26-32B	256	0.9	20	–	–	–	–	–
26-32C	286	0.9	17	3.0	21	56.8	833	1.2
51	425	3.1	41	36.8	175	61.1	604	4.3
55A	379	4.1	62	11.3	60	–	–	1.0

Clinopyroxene shows broad absorption peaks at ~3634–3640, ~3450–3452 cm⁻¹. Only Bultfontein xenolith shows an additional peak at ~3570 cm⁻¹. The calculated clinopyroxene water concentration (87–833 ppm) is slightly overestimated and higher than that reported in literature. The Pipe 200 xenoliths have the highest water concentration whereas the Matsoku xenoliths have lower water concentration with samples having unmetasomatized garnet having lowest water concentration (87 ppm). The garnets show only bands associated with contamination and are assumed to be dry.

5. Discussion

The measured olivine water concentration is between 17–62 ppm (Table 2). It is in the 0–86 ppm range reported in Peslier et al. (2008, 2010) for Kaapvaal craton xenoliths. The economic (Bultfontein) kimberlite has higher water content (41, 62 ppm) as compared to uneconomic kimberlites from northern Lesotho (17–33 ppm). Within the xenoliths from northern Lesotho, the ones affected by metasomatism (phlogopite + spinel + diopside assemblage) has lower olivine water content than those with primary garnets. Furthermore, the flat diffusion profiles in all the olivine when combined with the low water absorbance in the uneconomic kimberlites hint towards its diffusion and re-equilibration. The orthopyroxene water concentration of 21–230 ppm covers a large range and falls well within that (40–250 ppm) of the Kaapvaal craton peridotite xenoliths measured in Peslier et al. (2012). The serpentine peak at ~3690 cm⁻¹ affects the orthopyroxene water concentration and it is underestimated. In the Matsoku orthopyroxene which are unaffected by serpentine the xenoliths with garnet breakdown assemblage have higher water concentration as compared to those with primary garnets. The water concentration in clinopyroxene covers a large range (87–833 ppm) and is higher than that (150–400 ppm) mentioned in Peslier et al. (2012). This higher water concentration is due to overestimation due to removal of serpentine.

In all the xenoliths affected by metasomatism, the olivine has lower water concentration than those with primary garnets. In the case of Matsoku xenoliths, both orthopyroxene and clinopyroxene (unaffected by serpentine) show higher water concentration in those with metasomatic garnet breakdown assemblage. The olivine and to an extent orthopyroxene water concentration in the economic kimberlite (Bultfontein) is higher as compared to the uneconomic kimberlites from northern Lesotho. The ratio of water contents in orthopyroxene and olivine (inter-mineral H₂O partition coefficient) is calculated to be 1.6 ± 0.2 for megacrysts from Kaapvaal craton (5

GPa) by Bell et al. (2004) and 0.61 by Withers et al. (2011) (6 GPa). The calculated $D_{H_2O}^{opx/ol}$ is higher and goes up to 9.1 for uneconomic kimberlites and 4.3 for economic Bultfontein kimberlite. The $D_{H_2O}^{opx/ol}$ is higher than that mentioned in literature.

The distribution of water concentration between the olivine and orthopyroxene when compared with the data from literature (Bell, Rossman 1992; Kurosawa et al., 1997; Peslier, 2010; Grant et al., 2007; Baptiste et al., 2012; Peslier et al., 2012, 2017; Schmädicke et al., 2013; etc.) in Figure 2 highlights the overall lower olivine water content of economic kimberlites. Furthermore, when compared with the equilibration pressure of these xenoliths from literature, they define two different trends defined by lower (<5 GPa) and higher (>5 GPa) pressures with the higher-pressure kimberlites having lower olivine water content. This observation is similar to that of enrichment of shallower mantle by fluids and melt and dry metasomatism at the base of lithospheric mantle. All the studied xenoliths fall within the lower pressure range where the difference between the economic and uneconomic kimberlites is evident (Fig. 2) with the uneconomic kimberlites having lower orthopyroxene water concentration as compared to the economic kimberlites representing the same shallower mantle (<5 GPa). Therefore, the metasomatic events at higher pressure have resulted in the removal of water in the olivine at higher pressure. However, despite the enrichment the uneconomic kimberlites have lower orthopyroxene content.

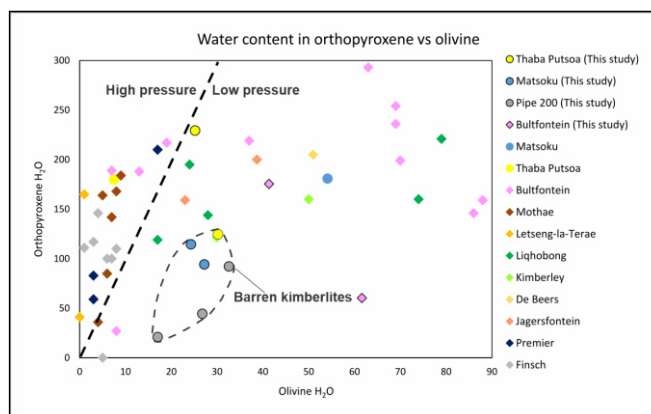


Figure 2 – Orthopyroxene vs olivine water concentration in the economic (rhombus) and uneconomic (circles) kimberlites from the Kaapvaal craton from this study (black outline) compared with those from literature (no outline)

References

- Baptiste, V., Tommasi, A., Demouchy, S. (2012): *Lithos*, **149**, 31–50.
- Bell, D.R., Rossman, G.R. (1992): *Science (New York, N.Y.)*, **255/5050**, 1391–1397.
- Bell, D.R., Rossman, G.R., Moore, R.O. (2004): *Journal of Petrology*, **45/8**, 1539–1564.
- Berry, A.J., Hermann, J., O'Neill, H.S.C., Foran, G.J. (2005): *Geology*, **33**, 869–872.
- de Wit, M.J., de Ronde, C.E.J., Tredoux, M., Roering, C., Hart, R.J., Armstrong, R.A., Green, R.W.E., Peberdy, E., Hart, R.A. (1992): *Nature*, **357**, 553–562.
- Donnelly, C.L., Griffin, W.L., Yang, Jin-H., O'Reilly, S.Y., Li, Qiu-L., Pearson, N.J., Li, Xian-H. (2012): *Journal of Petrology*, **53/12**, 2497–2522.
- Doucet, L.S., Peslier, A.H., Ionov, D.A., Brandon, A.D., Golovin, A.V., Goncharov, A.G., Ashchepkov, I.V. (2014): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **137**, 159–187.
- Fedortchouk, Y., Canil, D., Semenets, E. (2007): *American Mineralogist*, **92**, 1200–1212.
- Field, M., Stiefenhofer, J., Robey, J., Kurszlaukis, S (2008): *Ore Geology Reviews*, **34/1–2**, 33–75.
- Grant, K., Ingrin, J., Lorand, J.P., Dumas, P. (2007): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154/1**, 15–34.
- Ingrin, J., Grégoire, M. (2010): *EGU General Assembly Conference 12*, 13028
- Jelsma, H., Barnett, W., Richards, S., Lister, G (2009): *Lithos*, **112**, 155–165.
- Khokhryakov, A., Palyanov, Y. (2010): *American Mineralogist*, **95/10**, 1508–1514.
- Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H.S.C., Gerald, J.F., Sambridge, M., Horvath, G. (2008): *American Mineralogist*, **93**, 765–778.
- Kurosawa, M., Yurimoto, H., Sueno, S. (1997): *Physics and Chemistry of Minerals*, **24**, 385–395.
- Liptai, N., Lange, T.P., Patkó, L., Pintér, Z., Berkesi, M., Aradi, L.E., Szabó, C., Kovács, I.J. (2021): *Global and Planetary Change*, **196**, 103364
- Matveev, S., Stachel, T. (2007): *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **71**, 5528–5543.
- Nixon, P.H. (Ed) (1973): *Lesotho Kimberlites*, Lesotho National Development Corporation, 48–56.
- Patkó, L., Liptai, N., Kovács, I.J., Aradi, L.E., Xia, Q., Ingrin, J., Mihály, J., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Wesztergom, V., Szabó, C. (2019): *Chemical Geology*, **507**, 23–41.
- Peslier, A.H. (2010): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **197/1–4**, 239–258.
- Peslier, A.H., Woodland, A.B., Wolff, J.A. (2008): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 2711–2722.
- Peslier, A.H., Woodland, A.B., Bell, D.R., Lazarov, M. (2010): *Nature*, **467/7311**, 78–81.
- Peslier, A.H., Woodland, A.B., Bell, D.R., Lazarov, M., Lapen, T.J. (2012): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **97**, 213–246.
- Peslier, A.H., Schönbacher, M., Busemann, H., Karato, S.-I. (2017): *Space Science Reviews*, **212/1**, 743–810.
- Post, J.L., Borer, L. (2000): *Applied Clay Science*, **16/1–2**, 73–85.
- Schmädicke, E., Gose, J., Witt-Eickschen, G., Brätz, H. (2013): *American Mineralogist*, **98/10**, 1870–1880.
- Skinner, E.M.W., Truswell, J.F. (2006): In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (Eds.): *The geology of South Africa*, Geological Society of South Africa and Council for Geoscience, Johannesburg, Pretoria, 651–659.
- Withers, A.C., Hirschmann, M.M., Tenner, T.J. (2011): *American Mineralogist*, **96/7**, 1039–1053.

AZ ALGYŐ–FERENCSZÁLLÁS–KISZOMBOR KRISTÁLYOS ALJZAT METAMORF FEJLŐDÉSE

Kondor Henrietta, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: kondor.henrietta@gmail.com

1. Bevezetés

A Pannon-medence aljzata a mezozoos–neogén többfázisú tektonikai fejlődésnek köszönhetően meglehetősen bonyolult, mozaikos felépítésű. Az elmúlt évtizedek kutatásai rámutattak arra, hogy a Pannon-medence részét képező, Magyarország DK-i területének aljzatát felépítő kőzettestek a fedő üledékes rétegek mellett szintén jelentős szénhidrogén készletekkel rendelkeznek, melyekben főként a repedezett vetőzónák játszanak fontos szerepet (pl. Dorozsma, Szeghalom, Mezősas–Furta, Kiskunhalas). Ezek a kristályos aljzati képződmények mind kőzettani felépítésükben, mind szerkezetükben bonyolultak, több, különböző metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető kőzetblokk építi fel őket, amelyek között feltételezett posztmetamorf szerkezeti határok húzódnak.

A DK-Alföld szénhidrogén rendszerének megismeréséhez a medenceüledékek mellett kiemelten fontos részletesen ismerni a preneogén aljzat felépítését, különös tekintettel a fő metamorf kőzettípusokra. Kutatásunk célja a Magyarország legjelentősebb szénhidrogén előfordulásának aljzatát képező Algyő–Ferencszállás–Kiszombor kristályos kiemelkedés megismerése. A cél érdekében a területen fúrt valamennyi, aljzati elért mélyfúrás elérhető fúrómagját és vékonycsiszolatát megvizsgáltuk, mely során meghatároztuk a területet felépítő kőzettípusokat, majd ásványkémiai és termobarometriai adatokkal összekapcsolva megalkottuk a terület metamorf fejlődéstörténeti modelljét.

2. Földtani, kőzettani áttekintés

Algyő–Ferencszállás–Kiszombor területe ÉNy–DK orientációjú kristályos hátat alkot ~2,0–3,0 km-rel a felszín alatt. A kristályos hátakat neogén normál vetők mentén Ny-ról a Szegedi-medence, K-ról a Makói-árok határolja. Algyő, valamint Ferencszállás és Kiszombor területe két különálló blokkot alkot, melyeket sekély almedence választ el egymástól.

A terület petrográfiai felépítéséről, metamorf fejlődéséről kevés információ áll rendelkezésünkre. A kristályos hátak legnagyobb részét gneisz és csillámpala építi fel, melyekben amfibolit betelepülések a jellemzők. Szembetűnő továbbá a Ferencszállás területén dokumentált gránit test, valamint a kőzetekbe nyomult telérrkőzetek és kapcsolódó turmalin dúsulások. Algyő területén jól lehatárolható blokkban zöldpala fáciesű progresszív fejlődésű klorit palát és retrográd fejlődésű epidot-tartalmú granitoid típusú kőzeteket írtak le (Szalay, 1977; Kondor, M. Tóth, 2021), melyek feltételezett szerkezeti határok mentén érintkeznek az ÉNy-i és DK-i gneisz blokkokkal. A gneisz és csillámpala kőzetek első metamorf eseményére Horváth és Árkai (2002) 520–560 °C és 820–1010 MPa P-T körülményt határozott meg, staurolit megjelenésével. A ferencszállási gneiszek második eseményére 570–650 °C és 600–900 MPa értéket, míg Algyő területére 650–680 °C és 500–600 MPa értéket határozott meg, mely a staurolit szétesésével kianit keletkezését eredményezte. A gneiszekben általánosan leírt kianit

szemcsehalmazokat Lelkes-Felvári és munkatársai (2003, 2005) andaluzit utáni pszeudomorfózákként értelmezi, míg Kondor és M. Tóth (2021) feltételezése szerint a kőzeteket ért regionális, amfibolit fáciesű metamorfózist követő magmás intrúzióhoz köthető, felfűtéssel és nyomás csökkenéssel járó kontakt metamorfózis (metaszomatózis) eredményeként keletkeztek. Sm-Nd koradatok alapján a gneiszek korai metamorfózisa perm korú lehet (273 ± 2 millió év), míg a második esemény másodlagos muszkoviton mért Ar-Ar hűlési korok alapján késő kréta (82–95 millió év) korú lehet (Lelkes-Felvári et al., 2003).

A késő kréta során a környező területeket gránit, granodiorit (banatit) intrúzió érintette (Szalay, 1977; Szederkényi, 1984). A gneiszekben leírt turmalin, muszkovit, valamint Mo, Sn, W dúsulásokat és kontakt metasomatikus felülbélyegzéseket Szederkényi (1984) ezen banatit intrúziók hatásaként értelmezi, azonban a Ferencszállás területén feltárt gránit testet idősebb, perm korúnak gondolja. Kondor és M. Tóth (2021) az algyői gneiszekben dokumentált posztkinematikus turmalint, továbbá a klorit palákban ércesedéssel együtt járó propilites átalakulást szintén egy fiatal gránit intrúzió metasomatikus, hidrotermás hatásaként értelmezi.

Geofizikai értelmezések szerint a terület tágabb környezetében lévő aljzati kiemelkedések NyDNy–KÉK irányban egy magkomplexum rendszerhez kapcsolódó blokkok sorozatát alkotják, melyek a magkomplexum kialakulása előtt a litoszférában eltérő kéregmélységben helyezkedtek el. Rumpel és Horváth (1988), Posgay és munkatársai (1996), valamint Tari és munkatársai (1999) feltételezése szerint a terület fő tömegét adó Algyői-hát miocén metamorf magkomplexum, melyre a gneiszekre meghatározott középső miocén, 17 ± 0,8 millió éves hasadvány-nyom (fission track, FT) korok is utalnak. Kondor és M. Tóth (2021) feltételezése szerint az algyői kristályos hátat felépítő eltérő metamorf fejlődésű blokkok a miocén extenzió során kialakult posztmetamorf normál vetők szerkezetek mentén kerülhettek egymás mellé.

3. Módszerek

3.1. Petrográfiai vizsgálat

Az átfogó petrográfiai vizsgálat elkészítéséhez a terület aljzatát elért közel 150 db fúrás fúrómagját és vékonycsiszolatát vizsgáltuk meg, majd a pre-, szín- és posztkinematikus paragenezisek, a szöveti és mikroszerkezeti jellemzők alapján meghatároztuk a területet alkotó kőzettípusokat és azok kvalitatív metamorf fejlődését.

3.2. Analitikai módszer

Az ásványkémiai mérések az ELTE TTK Központi Kutató és Műszeres Centrumában Quantax75 EDS-SDD műszerrel kombinált Hitachi TM4000Plus mikroszkópon készültek. A mérés során 15 kV-os gyorsítófeszültséget, 200 pA-os sugáráramot és 30 s mérési időt alkalmaztunk.

3.3. Termobarometria

A kőzetek P-T körülményének becslésére az ásványok kémiai összetételén alapuló, kalibrált termométereket és barométereket alkalmaztunk. A becslés során a kőzettípusok jó összehasonlíthatósága érdekében cél volt ugyanazon módszer alkalmazása, ez azonban az egyes metamorf eseményeket jellemző eltérő ásványparagenezisek miatt limitált. Hőmérséklet becslésére Ti-in-Bt (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015) és gránát-biotit (GB) (Holdaway, Lee, 1977; Perchuk, Lavrenteva, 1983; Holdaway, 2000) termométereket alkalmaztunk, melyeket nyomás becslésére alkalmas biotit-muskovit (Wu, 2020), gránát (Wu, 2019), továbbá Si-in-phengite (Caddick, Thompson, 1997) geobarométerekkel kombináltunk. A kapott értékeket ezt követően minden módszer esetében a mérési eredmények mediánjával és interkvartilis (IQR) értékével jellemeztük.

4. Eredmények

4.1. Kőzettípusok

Az átfogó petrográfiai vizsgálatok alapján a terület legnagyobb tömegét gránátos paragneisz, gránátos, kianitos gneisz és andaluzitos gneisz építi fel. A *gránátos paragneisz*t főleg muszkovit, biotit, kvarc és földpát alkotja, melyek mellett szinkinematikus gránát porfiroblasztokat, valamint helyenként grafitot és piritet tartalmaz. Az ilmenit, rutil, apatit, titanit akcesszóriák mellett a legtöbb mintában nagy mennyiségben turmalin figyelhető meg. A kőzetben relikvifoliációs sík (S1) és muszkovit, biotit és grafit szalagok által jelölt S2 foliációs sík jellemző. A *gránátos, kianitos gneisz*eket uralkodóan kvarc, káliföldpát, biotit és muszkovit alkotja, melyek mellett gránát porfiroblasztokat és kianit aggregátumokat tartalmaznak. Akcesszóriás fázisként rutil, ilmenit, turmalin jellemző. A kőzet fő foliációs síkjával (S2) szöveget bezáróan egy korábbi foliációs sík is látható (S1). A nagyméretű gránát porfiroblasztok kvarc, biotit, muszkovit, rutil, ilmenit és staurolit zárványokat tartalmaznak. A tús, kisméretű kianit szemcsehalmazok jellemzően az M1 gránátok körül pszeudomorfózát alkotnak, vagy az S2 foliációs sík irányába rendeződnek. A kőzetben jellemzők a kisméretű gránát idiolblasztok is. Az *andaluzitos gneisz*eket uralkodóan szericit, muszkovit, kvarc, biotit és földpát alkotja, melyek mellett gránát és albit porfiroblasztok, valamint kianit és staurolit kristályokból álló aggregátumok figyelhetők meg. Az ilmenit, rutil, apatit akcesszóriák mellett nagy mennyiségben hintetten zónás idiomorf turmalin jellemző. A kőzetet kissé fejlett foliáció jellemzi, a foliációs síkot a muszkovit, szericit és biotit tartalmú kötegek, valamint kvarc és földpát tartalmú szalagok adják. A gránát porfiroblasztok erősen töredezték, nyírtak. A finomszemcsés kianit és staurolit kristályokból álló aggregátumok finomszemcsés fehér csillám által burkolt andaluzitra hasonlító rombusz, kereszt alakú, ujj-szerű pszeudomorfózákat alkotnak.

A fő kőzettípusok mellett jellemző kőzettípus a klorit pala, az epidotós gneisz és a metagránit. A klorit palát uralkodóan klorit, kvarc, alárendelten biotit és földpát alkotja, melyek mellett helyenként igen jelentős az epidot, valamint a hintetten megjelenő idiomorf, hipidiomorf magnetit, pirit és kalkopirit jelenléte. Az epidotós gneiszeket kvarc, földpát, muszkovit és kloritosodott biotit alkotja. A fő fázisok mellett jelentős az epidot és klinozoit mennyisége, melyek gyakran alkotnak földpát utáni pszeudomorfózákat. Az S1 foliációját a kloritosodott biotit és muszkovit adja. A földpát klasztok nagyméretű táblás, idiomorf megjelenésűek, dominánsan poliszintetikus plagioklász ikerkristályok. Jellemzők a mirmekites szövétű klasztok és a

poligonális szemcseilleszkedések is. A metagránit ekvigranuláris szövétű, gyenge S1 gneisz foliáció jellemzi. Uralkodóan kvarc, földpát, muszkovit és biotit alkotja. A kőzetben a gránitra jellemző szöveti jellegek figyelhetők meg (120°-os poligonális szemcseilleszkedés, mirmekites szemcsék, pertitesedett mikroklin).

4.2. Termobarometria

A területet felépítő három fő gneisz típus (gránátos paragneisz, gránátos, kianitos gneisz, andaluzitos gneisz) éltérő szöveti helyzetű parageneziseire végeztünk termobarometriai becsléseket (1. táblázat). Ez alapján a gránátos paragneiszek esetében gránát magjában és peremén, valamint a mátrixot alkotó paragenezisekre, a gránátos, kianitos gneiszek esetében a nagyméretű gránát szemcsékre (Gar₁), a mátrix anyagát alkotó korai Ms₁ + Bt₁ paragenezisre (Mátrix 1), a mátrixot alkotó, második metamorf eseményhez köthető Ms₂ + Bt₂ együttesre (Mátrix 2), valamint a kisméretű második generációs gránátra (Gar₂), továbbá az andaluzitos gneiszek esetében a gránát szemcsékre, a mátrixot alkotó Ms₁ + Bt₁ paragenezisre (Mátrix 1) és a mátrixot alkotó finomszemcsés Ms₂-ra (Mátrix 2) határoztunk meg P-T viszonyokat.

Henry és munkatársai (2005) kalibrációja mindhárom kőzettípus esetében jól alkalmazható módszer volt, ahol a geotermometriai számítás a biotit Ti és Mg / (Mg + Fe) arányán alapul. Mivel Wu és Chen (2015) biotit-muskovit geobarométerrel összekapcsolt Ti-in-biotit termométere Al₂SiO₅-tartalmú metapelitokra került kalibrálásra, a gránátos paragneiszek esetében nem volt alkalmazható. Henry és munkatársai (2015) becslése alapján a gránátos paragneiszek gránát magjában 558 ± 33 °C, a peremen 603 ± 3 °C, míg a mátrixban 588 ± 24 °C értékek adódtak. A gránátos, kianitos gneiszek mátrix anyagát alkotó Bt₁-re Henry és munkatársai (2015) alapján 600 ± 40 °C, míg a korai, nagyméretű gránát porfiroblasztokra 640 ± 0 °C adódott. Legmagasabb, 655 ± 25 °C hőmérséklet a mátrixban megfigyelhető nagyméretű Bt₂ lemezekre adódott. A kisméretű, második generációs gránát szemcsék (Gar₂) keletkezési körülményére 610 ± 38 °C érték volt meghatározható. A kőzetben Wu és Chen (2015) becslése minden szöveti helyzetre ennél magasabb hőmérsékletet adott. A módszer Al-szilikát fázistól mentes metamorf események meghatározására azonban bizonytalan becslést ad. A becslés alapján a Gar₂ szemcsék biotit zárványaira a legmagasabb, 633 ± 24 °C érték volt becsülhető, míg a Bt₂ lemezekre a legalacsonyabb, 478 ± 37 °C hőmérséklet volt meghatározható. A Gar₁ blasztokra 594 ± 43 °C, míg a korai Bt₁ lemezekre 572 ± 7 °C értékek adódtak. Az andaluzitos gneiszek esetében Henry és munkatársai (2005) Ti-in-Bt termométere alapján csak az első metamorf esemény hőmérséklete becsülhető, mivel a kőzeteken ért második metamorf esemény nem társult biotit keletkezésével. A finomszemcsés muszkovit keletkezési hőmérsékletének Ti-in-Bt alapú becslésére a vele kalibrált Bt-Ms geobarométerrel (Wu, Chen, 2015) van lehetőség, ahol a muszkovit szöveti megjelenése alapján különíthető el a két esemény. Henry és munkatársai (2005) kalibrációja alapján a gránát szemcsék zárványait alkotó biotit lemezekre 558 ± 3 °C hőmérséklet adódott. Wu és Chen (2015) kalibrációjának alkalmazására a gránát szemcsék erősen töredezett megjelenése miatt nem volt lehetőség. A mátrixban megjelenő nagyméretű M₁ és Bt₁ paragenezisre 545 ± 8 °C és 472 ± 87 °C értékek, míg a finomszemcsés, Ms₂ és vele előforduló Bt₁ lemezekre 548 ± 13 °C hőmérsékleti értékek adódtak.

Wu és Chen (2015) Ti-in-Bt termométerrel összekapcsolt Bt-Ms barométere alapján a gránátos, kianitos gneiszek Gar₁ zárványaira 7,5 ± 1,3 kbar míg a Ms₁ + Bt₁ paragenezisre 6,1 ± 1,4 kbar volt becsülhető. A késői, Ms₂ + Bt₂ együttesre 8,0 ± 0,9 kbar, míg az idiomorf Gar₂ blasztok zárványaira 5,0 ± 0,7 kbar nyomás adódott.

1. táblázat – Az alkalmazott termobarometriai becslések eredményei

Kőzettípus	Szöveti helyzet	Ti-in-Bt (°C)		GB (°C)			Bt-Ms (kbar)	Gar (kbar)	Si-in-phengite (kbar)
		(Henry et al., 2005)	(Wu, Chen, 2015)	(Perchuk, Lavente'va, 1983)	(Holdaway, Lee, 1977)	(Holdaway, 2000)	(Wu, Chen, 2015)	(Wu, 2019)	(Caddick, Thompson, 2008)
Gránátos paragneisz	Gar mag	558 ± 33	–	680 ± 23	702 ± 30	728 ± 31	–	11,5 ± 1,3	8,1 ± 0,5
	Gar perem	603 ± 3	–	587 ± 33	591 ± 41	626 ± 36	–	9,9 ± 0,5	–
	Mátrix	588 ± 24	–	590 ± 30	588 ± 36	625 ± 29	–	10,0 ± 0,7	7,3 ± 1,3
Gránátos, kianitos gneisz	Gar ₁	640 ± 0	594 ± 43	557 ± 33	547 ± 39	–	7,5 ± 1,3	–	6,3 ± 0,4
	Mátrix 1	600 ± 40	572 ± 72	587 ± 30	584 ± 38	–	6,1 ± 1,4	–	6,4 ± 0,8
	Mátrix 2	655 ± 25	478 ± 37	598 ± 18	597 ± 23	–	8,0 ± 0,9	–	4,3 ± 1,8
	Gar ₂	610 ± 38	633 ± 24	593 ± 23	591 ± 28	–	5,0 ± 0,7	–	5,2 ± 0,8
Andaluzitos gneisz	Gar	558 ± 3	–	559 ± 4	550 ± 6	579 ± 5	–	6,7 ± 0,1	–
	Mátrix 1	545 ± 8	472 ± 87	517 ± 0	546 ± 29	564 ± 26	4,1 ± 1,5	4,9 ± 0,6	5,3 ± 1,4
	Mátrix 2	–	548 ± 13	–	–	–	5,4 ± 0,2	–	5,8 ± 2,1

A kőzetek nyomás becslésére GASP barométer használatára egyik kőzettípus esetében sem volt lehetőség, mivel a gránátos paragneiszek nem tartalmaznak Al_2SiO_5 fázist, a gránátos, kianitos gneiszekben nem volt mérhető plagioklász földpát, továbbá az andaluzitos gneiszekben mért plagioklász földpát blasztok közel 100% albit összetételűek. Az ilyen típusú metapelitokra került kalibrációra Wu (2019) gránát barométere, mely a gránát kristályrácscon belüli nyomásérzékelő $Fe^{2+}-Ca^{2+}$ ioncserén alapul. A módszer jól alkalmazható volt a gránátos paragneiszek és az andaluzitos gneiszek esetében, melyek ásványkémiai mérések alapján magasabb Ca-tartalmú gránát szemcséket tartalmaznak. A gránátos, kianitos gneiszekre azonban nem alkalmazható, mivel azok gránát szemcséi közel Ca-mentesek, így minimum nyomás értékek számolhatók. Wu (2019) gránát geobarométerre Holdaway (2000) GB termométerével került kalibrálásra, így a kőzetek P-T viszonyai együttesen voltak meghatározhatók. Az eredmények alapján a gránátos paragneiszek gránát magjában $11,5 \pm 1,3$ kbar és 728 ± 31 °C P-T, a peremen ennél alacsonyabb, $9,9 \pm 0,5$ kbar és 626 ± 36 °C, míg a mátrixban $10,0 \pm 0,7$ kbar és 625 ± 29 °C P-T jellemző. Az andaluzitos gneiszek gránát magjában $6,7 \pm 0,1$ kbar és 579 ± 5 °C, míg a gránát perem és mátrixban $4,9 \pm 0,6$ °C és 564 ± 26 °C becsülhető.

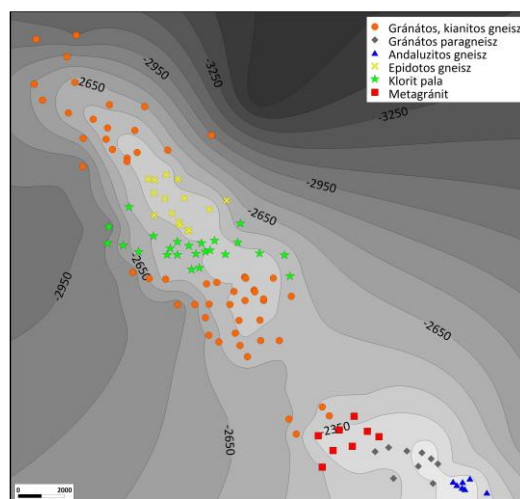
A kőzetek metamorf hőmérsékletének becslésére további Fe-Mg reakción alapuló GB termométereket is alkalmaztunk, melyek közül legkisebb szóródást Perchuk és Lavente'va (1983), valamint Holdaway és Lee (1977) termométere adta. A két módszer alapján származtatott értékek között jelentős különbség nem mutatkozik. A gránátos paragneiszek GB becslésére referencia nyomásként a gránát barométer alapján becsült nyomás értékeket vettük alapul. A gránát magban ~10–13 kbar esetén 680 ± 23 °C és 702 ± 30 °C, a gránát peremén ~9–10 kbar esetén 587 ± 33 °C és 591 ± 41 °C, míg a mátrixban ~9–10 kbar nyomás esetén 590 ± 30 és 588 ± 36 °C hőmérséklet értékek voltak meghatározhatók. A gránátos, kianitos gneiszek esetében a Bt-Ms geobarométer alapján meghatározott nyomás értékeket vettük alapul. A Gar₁ ~6–8 kbar nyomás körülményen 557 ± 33 °C és 547 ± 39 °C, míg a Bt₁ lemezekre ~5–7 kbar esetén 587 ± 30 °C és 584 ± 38 °C értékek voltak számíthatók. A Gar₂ blasztok és azok biotit zárványaira ~4–6 kbar esetén 593 ± 23 °C és 591 ± 28 °C, míg a mátrixban lévő Bt₂ szemcsékere ~7–8 kbar körülményen 598 ± 18 °C és 597 ± 23 °C hőmérséklet értékek határozhatók meg. Az andaluzitos gneiszek esetében a gránát szemcsék referencia nyomásként a gránát barométer alapján becsült nyomás értéket vettük alapul, így ~6–7 kbar esetén 559 ± 4 °C és 550 ± 6 °C hőmérséklet adódott, míg a mátrixban ~4–5 kbar nyomás esetén 517 ± 0 °C és 546 ± 29 °C hőmérséklet adódott.

A kőzetek nyomás becslésére Caddick és Thompson (2008) KFMASH rendszerben, az általános, alacsony-közepes metamorf fokú metapelitek muszkovitjára kalibrált Si-in-phengite barométerét is alkalmaztuk. A módszer a vizsgált kőzetek elem összetételét

figyelembe véve megfelelően alkalmazható módszerek bizonyult mindhárom kőzettípus esetén. A gránátos paragneiszek gránát peremére $8,1 \pm 0,5$ kbar, míg a mátrixban megjelenő muszkovit lemezekre $7,3 \pm 1,3$ kbar nyomás értékek adódtak. A gránátos, kianitos gneiszek Gar₁ zárványaira $6,3 \pm 0,4$ kbar, míg a Ms₁ szemcsékre $6,4 \pm 0,8$ kbar nyomást határoztunk meg. A Gar₂ zárványaira $5,2 \pm 0,8$ kbar, míg a Ms₂ lemezekre $4,3 \pm 1,8$ kbar nyomás érték adódott. Az andaluzitos gneiszek esetében gránát körüli, nagyméretű Ms₁ lemezekre $5,3 \pm 1,4$ kbar, míg a késői, finomszemcsés Ms₂-re $5,8 \pm 2,1$ kbar nyomás érték adódott.

4.3. A kőzettípusok térbeli kiterjedése

A területen azonosított fő kőzettípusok a ponttérképen való ábrázolás alapján jól lokalizálható területeken jelennek meg (1. ábra). A terület legnagyobb tömegét a gránátos, kianitos gneisz adja, mely az algyői kristályos hát ÉK és DNY-i oldalán, valamint Ferencszállás É-i részén jellemző. Ferencszállás K-i részének legjellemzőbb kőzettípusa a gránátos paragneisz, míg az andaluzitos gneisz Kiszombor területén jellemző kőzettípus. A kiskökü klorit pala és epidotos gneiszek kizárólag Algyő központi részén, jól körülhatárolható területen, míg metagránit a ferencszállási fúrásokban volt azonosítható.



1. ábra – A kőzettípusok térbeli kiterjedése

5. Diszkusszió

A vizsgált terület kőzettani szempontból rendkívül heterogén, eltérő metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető különböző kőzettípusok építik fel. Mindazonáltal az elkülönített kőzetek között alkothatók csoportok úgy, hogy azok metamorf fejlődése legalább részben hasonló egymáshoz.

Minden szempontból unikálisnak tekinthetők a kizárólag az algyői magaslat központi területén egy tömbben megjelenő kis-közepes metamorf fokú képződmények, a klorit pala és az epidotós gneisz. Hozzájuk hasonló kőzetek a vizsgált területen nem fordulnak elő, így nyilvánvalóan önálló szerkezeti egységeket definiálnak. Metamorf fejlődésük lényegesen eltér a szomszédos kőzetestektől, így az azoktól elválasztó határuk feltételezett posztmetamorf, tektonikus.

A metagránit kivételével a kőzetek a metapelit, valamint a kvarc-földpát rendszerben keletkezett paragneiszek, csillámpalák. Korai progresszív metamorf fejlődésüket ugyanaz a paragenezis jellemzi; kvarc, földpát, biotit (\pm muszkovit) mellett a kőzetek rendszerint tartalmaznak gránátot, valamint rutilt és ilmenitet. A gránát kivétel nélkül minden esetben prekinematikus a fő foliációhoz viszonyítva. A különböző altípusok gneiszjei közötti ásványtani eltérés a protolit kémiai összetételének változékonyságára vezethető vissza.

A gránátos gneisz altípusok közötti számottevő eltérést a második metamorf esemény eredményeként keletkezett ásványok, ásványtársulások jelentik, melyek kiinduló kőzetét a monometamorf gránátos paragneiszek képviselik. A többi gneisz típus közös tulajdonsága, hogy keletkezésük minden esetben visszavezethető valamely intenzív felfűtéssel, esetenként metasztatikus felülbélyegzéssel járó eseményre.

A gránát utáni kianit minden vizsgált mintában rendkívül apró méretű szemcsék halmazaként jelenik meg. Bár a kianit a gránátnál nagyobb hőmérsékleten keletkezik, így regionális metamorf viszonyok között nagyméretű szemcséket kellene alkotson, a finom szemcseméret nagyon intenzív nukleációt és nagy fűtési rátát sugall. Ilyen fűtési ráta lényegében csak a metamorf tömegbe nyomuló magmás intrúzió környékén kialakuló kontakt metamorf környezetben lehetséges. A kianit kontakt metamorf/metasztatikussá válásra történő keletkezését a feltételezhető metamorf ásványreakció is valószínűsíti. Metapelit rendszerben progresszív (hőmérséklet növekedésével járó) hidratációs (víz belépésével járó) metasztatikus reakció kizárólag kontakt viszonyok között mehet végbe.

A kiszombori fúrások jelentős részének speciális szöveti jellegzetessége az általános gránátos biotitgneiszben andaluzitra hasonlító rombusz, kereszt, ujj-szerű megjelenésű kianit + staurolit szemcsehalmazok jelenléte. Az andaluzit jellegzetesen kontakt metamorf ásvány, keletkezése kis nyomáshoz, nagy hőmérséklethez kötődik. Így, összevetve a kianittal, kialakulása hasonlóan növekvő hőmérsékletet, de az ott jellemzőnél kisebb nyomást feltételez. Az andaluzit utáni kianit helyettesítés a felfűtés lecsengéséhez köthető retrográd folyamat eredménye.

Szintén a teljes területre jellemző kontakt metamorf felülbélyegzés fontos szöveti bélyege a posztkinematikus turmalin szemcsék megjelenése. Metamorf kőzetekben turmalin, mint a legfontosabb bór-tartalmú ásvány alapvetően két módon keletkezik. Regionális metamorf viszonyok között, kémiailag lényegében zárt rendszerben, a protolit bór-tartalma használatos a nagyon széles P-T viszonyok között stabil turmalin keletkezésére. Erre szerves anyagban gazdag agyagos üledékekben esetenként elegendő bór található. Fontos megfigyelés, hogy a vizsgált gránátos gneiszekben pre- vagy szinkinematikus turmalin nem jelenik meg, azaz az ásvány keletkezése nem regionális metamorf folyamatok terméke. Minthogy a turmalin a teljes metamorf P-T fizikai térben stabil, keletkezésének kritériuma a rendelkezésre álló bór mennyisége (de la Cruz, 2021). Esetünkben, minthogy a protolitból nem keletkezett turmalin, a bór szükségképpen valamely külső forrásból származik. Ismerve, hogy a ferencszállási metagránit a környező gneiszekben megfigyelten minden optikai tulajdonságában azonos turmalint tartalmaz, feltételezhető, hogy a bór forrása a gneisz tömegbe

nyomuló gránit magma lehetett. Világszerte ez a másodlagos turmalin legfontosabb keletkezési módja; ahol a metasztatikus átalakulás a greizenesedés, a keletkező kőzet pedig a greizen. A tömegesen megjelenő, posztkinematikus turmalin keletkezésének legfontosabb limitáló tényezője mindezek alapján a granitoid eredetű posztmagmás fluidumok által szállított bór rendelkezésre állása. Ez az intrúzió valamely nem túl széles, néhány 10, legfeljebb néhány 100 méteres környezetében jellemző.

A turmalin mellett a gneiszekben igen szembetűnő a foliációs síkok mentén irányítottan, illetve a metasztatizált mellékkőzet részeken igen nagy mennyiségben hintetten megjelenő tús, saját alakú ilmenit és rutil szemcsék. Posztkinematikus szöveti helyzetük alapján ezen ásványok keletkezése szintén nem köthető regionális metamorf folyamatokhoz. A turmalint is létrehozó greizenesedés során a földpát és biotit instabil fázisokká válnak, majd a metasztatizáció során kvarc + muszkovit együttesekké alakulnak. A biotit szétesése, mint a metapelitek fontos Ti tartalmú ásványa TiO₂ fázisok (rutil, ilmenit) keletkezését generálja. A legtöbb rutil/ilmenit ilyenkor a Ti-gazdag prekursor fázis szöveti helyzetének megfelelő pozícióban növekszik, megjelenését és mennyiségét a Ti-tartalmú fázis mennyisége limitálja (Rabbia et al., 2009).

Mindezek alapján Algyő, Ferencszállás és Kiszombor területén feltárt kőzettípusok egy egységes metamorf fejlődési modellben értelmezhetők, ahol a granitoid intrúzió és a befoglaló gránátos gneiszek kontakt metamorf kölcsönhatásának eredményeként kéregben elfoglalt helyzetüktől függően különböző gneisz típusok keletkeztek. Mivel ezen eltérő metamorf fokú és metamorf fejlődésű kőzettípusok jelenleg közel azonos mélységben egymás mellett helyezkednek el, az egyes kőzetanilag homogén blokkok között posztmetamorf szerkezeti határok feltételezhetők.

Irodalomjegyzék

- Caddick, M., Thompson, A.B. (2008): Contributions to Mineralogy and Petrology, **156**, 177–195.
- de la Cruz, E. (2021): Master Thesis, Department of Geosciences and Natural History Museum, University of Oslo, 149 p.
- Henry, D., Guidotti, C., Thomson, J. (2005): American Mineralogist, **90**, 316–328.
- Holdaway, M.J. (2000): American Mineralogist, **85**, 881–892.
- Holdaway, M.J., Lee, S.M., (1977): Mineralogy and Petrology, **63**, 175–198.
- Horváth, P., Árkai, P. (2002): Acta Geologica Hungarica, **45/1**, 1–27.
- Kondor, H., M.Tóth, T. (2021): Central European Geology, **64/2**, 91–112.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Geologica Carpathica, **54**, 267–280.
- Lelkes-Felvári, G., Schuster, R., Frank, W., Sassi, R. (2005): Acta Geologica Hungarica, **48**, 371–394.
- Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V., (1983): In: Saxena, S.K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Springer-Verlag, Berlin, 199–239.
- Posgay, K., Takács, E., Szalai, I., Bodoky, T., Hegedűs, E., Jánváriné, K.I., Tímár, Z., Varga, G., Bérczi, I., Szalay, Á. (1996): Geophysical Transactions, **40/1–2**, 1–44.
- Rabbia, O.M., Hernandez, L.B., French, D.H., King, R.W., Ayers, J.C. (2009): Mineralium Deposita, **4**, 849–866.
- Rumpler, J., Horváth, F. (1988): AAPG Memoir, **45**, 53–169.
- Szalay, Á. (1977): Acta Mineralogica–Petrographica, **23/1**, 49–69.
- Szederkényi, T. (1984): MTA doktori értekezés, 183 p.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Ștefănescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): Geological Society, London, Special Publication, **156**, 215–250.
- Wu, C.M. (2019): Minerals, **9**, 540
- Wu, C.M. (2020): Lithos, **372–373**, 105668
- Wu, C.M., Chen, H.X. (2015): Science Bulletin, **60**, 116–121.

A SÁRISÁP ÉS BAJNA KÖRNYÉKI KAOLINITES HOMOKKÖVEK RÉSZLETES ÁSVÁNY-KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Kónya Péter¹, Kerckmár Zsolt¹, Török Kálmán¹, Cseresznyés Dóra², Besnyi Anikó¹, Kocsisné Bodnár Nikolett¹, Fűri Judit¹

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Földtani Igazgatóság, Földtani Főosztály, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litosphere Research Group, Budapest

e-mail: peter.konya@sztfh.hu

1. Bevezetés

Az ásványi nyersanyagok iránti hazai és nemzetközi igények fokozatos növekedése felvetette néhány fontosabb nyersanyag, többek között a dunántúli-középhegységi kaolinites homokkő újvizsgálatának szükségességét.

A jelenlegi ásvány-közettani kutatások célja a felszíni (Sárisáp kaolínbánya) és felszín alatti (Sárisáp és Bajna környéki fúrások) kaolinites homokkővek közettani vizsgálata, valamint ásványtani és kémiai összetételének meghatározása. Ezekon kívül iszapolással elválasztjuk a kaolint a kvarctól, melyet követően 3 szemcsefrakcióban végzünk (<2, 2–30, illetve 30–60 µm) szintén részletes ásványtani és geokémiai elemzéseket. A fúrómagok azon homokkőveiből is mintákat veszünk, melyeket korábban nem vizsgáltak, vagy kérdésesen a kaolinites homokkővekhez soroltak. Ezáltal pontosítani szeretnénk a homokkő összlet vastagságát, mely az ásványvagyron számítások alapjául szolgál. Az ásványtani kutatásokkal egy időben zajlik a Dorogi-medence rendszeres földtani térképezése, mely ezt a területet is érinti. Ennek során folyamatosan pontosítjuk a terület eocén–oligocén rétegsorának genetikáját és rétegtani helyzetét.

2. Földtani háttér

A Vértes–Gerecse–Pilis hegységek és előterük területén számos kisebb-nagyobb kaolinites homokkőtelepet találunk, melyek három rétegtani szintben figyelhetők meg: az eocén bázisán (Dorogi Formáció), a Tokodi Formációban és az oligocén bázisán (Muntyán et al., 1985; Gyalog, 2005). A Sárisáp és Bajna környéki kaolinites homokkő kiterjedését a mindezidáig nem tisztáztott, jelenleg is kutatás alatt álló paleogén szerkezeti események és az azt követő lepusztulás szabta meg (infraoligocén denudáció). A paleogén követő tektonikai események következtében a kaolinos telepek különböző magasságokban a felszínre kerülve részben vagy teljesen lepusztultak.

Az alapközet a Tarján–Dág vonaltól DK-re dolomit (Fődolomit), ÉNy-ra mészkő (Dachsteini Mészkő). A mezozoos alaphegység a kréta közepén kiemelkedett, rögökre szakadt szét, az eocén elején lepusztult, karsztosodott. Az eocénben meginduló transzgresszió és a medencéket alakító szerkezeti események következtében a Ny-i, mélyebb területeken 100 m-t is meghaladó vastagságban, a tengeri üledékeket megelőző szárazföldi, folyóvízi és tavi durva- és finomszemcsés törmelékes sorozatok (Dorogi Formáció Bajnai Tagozata) képződtek, köztük nagyobb vastagságú kaolinos agyag és homok, amelyek a Gerecse DNy-i és a Vértes ÉNy-i térségében a széntelepek fekjét jelentik.

Az eocén szinszediment szerkezeti események következtében a korábban egységesebb medencesüllyedést differenciáltabb

medencefejlődés váltotta fel. A tektonikai események és a bartoni végi kisebb vízszintesés következtében a szárazföld felől nagy mennyiségben sziliciklasztos törmelék áramlott a medencékbe, ami változatos delta környezetben normál tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi agyagmárga, márga, meszes homokkő, homok, szén és szenes agyag rétegsorokat hozott létre (Tokodi Formáció; Kerckmár et al., 2018). A homokkő földpáttartalma – ahol ezt meszes cementáció nem akadályozta – elmállott, így jött létre a cikluskezdő törmelékekben található jóval csekélyebb kaolinites homokkő. A Bajna település északi részén található kaolinos homokkővek egy része valószínűleg eocén korú, és a Dorogi Formációba sorolható.

A kora oligocénben megindult a felszínre került alaphegységi karbonátok karsztosodása. Ennek következtében a Gerecse É, ÉK-i részén az eocén rétegsor (főként a Dorogi Formáció) lepusztuló és áthalmazódó kaolinos homokja a felső triász Dachsteini Mészkő szerkezeti mozgások által meghatározott törésrendszere mentén, annak hasadékaiban, paleokarsztosodott járatrendszerében és töbreiben, majd a szárazföldi felhalmozódást követő folyóvízi környezetben keletkezett (sárisápi bánya, a Sárisáp környéki fúrások, valamint a Bajna környéki fúrások nagy része). Az újabb paleogén üledékciklus bázisrétegeként meghatározott kaolinos és bauxitos homokkővet, kavicsos homokkővet Kerckmár és munkatársai (2022) a környező fúrások rétegsorait is figyelembe véve, a Csatkai Kavics Formációba sorolta, amit közvetlenül a Törökbálinti Formáció szenes agyagos alluviális mocsári képződményei fednek.

Az oligocén korú homokkőves képződményeket földtanilag korábban a „nem típusos” Hárshegyi Homokkő Formációhoz sorolták (Korpás, 1981; Báldi, 1983; Muntyán et al., 1985), majd fúrások és rétegtani megfontolások alapján Bernhardt és Ince (1989) és Selmecei (2018) a Csatkai Formáció Sárisápi Tagozataként különítette el. Aktuális rétegtani vitát jelent, hogy az új litosztratifráfiai kötetben (Arató et al., 2023) az MTA Magyar Rétegtani Bizottságának Paleogén Munkacsoportja a kaolinites homokkő és tűzálló agyag rétegekként definiált Sárisápi Tagozatot továbbra is a Hárshegyi Homokkő Formáció alsó részére helyezi, azzal a megjegyzéssel, hogy ez a sorozat Esztergom környékén szenes összletet is tartalmaz.

3. Módszertan

3.1. Fázisanalítika

A röntgendiffrakciós felvételeket Bruker D2 Phaser diffraktométerrel végeztük (CuK α , 30 kV, 10 mA) LynxEye detektorral, Bragg-Brentano geometriában, Theta/Theta módban az alábbi beállításokkal: lépésköz: 0,006° 2 θ , lépésidő: 0,15 mp/lépés. Az agyagásványok rendezettségének pontosabb méréséhez az eredeti és az iszapolt mintákból részletesebb felvételt készítettünk az alábbi beállítási paraméterekkel: lépésköz: 0,04° 2 θ , lépésidő: 3 mp/lépés. A 2 µm

alatti frakcióról kezelési eljárást végeztünk etilén-glikollal és hevítéssel.

A termoanalitikai vizsgálatokat Netzsch STA 449 F5 Jupiter automata mintaváltós készülékekkel végeztük (TG, DSC), korund téglában, 1100 °C-ig 10 °C/perc felfűtési sebességgel és Al₂O₃ inert anyaggal készültek 50 mg minta bemérésével.

Az infravörös spektroszkópiai vizsgálatok (ATR FTIR) során gyengített totálreflexiós infravörös spektrometriai módszert (egyreflexiós Bruker Platinum ATR feltétellel felszerelt Bruker Vertex 70 infravörös spektrométer) használtunk. A mintákat a mérés előtt 80 °C-on legalább 30 percen keresztül szárítottuk. Az ásványokhoz rendelhető sávok és a karakterisztikus infravörös sávterületek meghatározásához az OPUS 7.2 infravörös spektrumkiértékelő szoftvert használtuk.

3.2. Szedimentológia

Izapolás: A mintákat achát mozsárban 4–7mm-es darabokra törtük, majd porcelánedényben áztattuk. A szuszpenziót időnként óvatosan átdörzsöltük a kaolinit szemcsék kvarctól történő elválasztása céljából. Az izapolás következtében nagy mennyiségű 63 µm alatti frakciót kaptunk, így lehetőség volt több szemcsefrakció leválasztására. A kapott szuszpenziót 63 µm-es szitán mostuk át Atterberg-hengerekbe 2 µm alatti, 2–30 µm és 30–63 µm közötti leválasztás céljából.

Szemcseméret elemzés: A szemcsenagyság meghatározására a 0,063–0,002 mm szemcsetartományban a Köhn-féle módszert, a 0,063 mm fölötti szemcsék elkülönítésére szitasort alkalmaztunk.

3.3. Kémiai elemzések

A főelemek meghatározása az SZTFH Kémiai laboratóriumában LiBO₂ feltárással Jobin Yvon ULTIMA 2C induktív csatolású plazma (ICP) emissziós spektrométeren, a nyomelemek meghatározása Perkin-Elmer NexION 100 típusú ICP tömegspektrométeren történt.

4. Eredmények

4.1. Sárisápi kaolinbánya és fúrások

A szürkésfehér, fehér, fehéresszürke, mállott felszínén sárga vagy rozsdabarna színű, elszórtan 0,5–1,5 cm-es szürke, fehér kvarckavicsokat tartalmazó kaolinites homokkő az alsó szakaszán alig vagy nem, a felső szakaszán gyengén vagy rosszul rétegzett. A kaolinites közép- és durvaszemcsés homok jól vagy közepesen cementált, összeáll, egyes helyeken azonban elmálló, porlódó.

A kaolinites homokkő uralkodó ásványa a kvarc, mellette csökkenő sorrendben kaolinit, majd csillám jelenik meg. Karbonátásvány nyomnyi mennyiségben csupán egy mintában volt kimutatható.

Csillám: Színtelen, pikkelyes kristálytöredékeket alkot. A *nyers* mintákról készült porfelvételeken a kaolinit és a kvarc mellett a szenes agyag alóli kaolinites homokkő kivételével minden mintában megjelenik 1–8% (TG: 3–10%) közötti mennyiségben. A 002 bázisreflexió nagyon kicsi, éles, értéke 9,93–10,09 Å közötti. A vizsgálatok alapján 2M politípus jelenik meg a mintákban. Az *iszapol*t mintákban mennyisége a nagyobb szemcsenagyságú frakciókban csökken (<2 µm: 10–25% (TG: 7–27%), 30–63 µm: 8–10% (TG: 10–13%)). A 002 bázisreflexió éles, értéke 9,922–10,041 Å közötti, félértékszélessége a szemcseméret emelkedésével csökken (<2 µm: 0,4–0,68° 2theta; 30–63 µm: 0,14–0,16° 2theta).

Kaolinit: A röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint a *nyers* mintákban a kvarc után a második leggyakoribb összetevő a kaolinit, 15–22% (TG: 16–24%) közötti mennyiségben. A 001 és 002

bázisreflexiók élesek, a hkl reflexiók kicsik, diffúzak, a minták egy részében részben összeolvadnak, másik részében nem. A 001 bázisreflexió 7,133–7,162 Å között jelenik meg, félértékszélessége 0,21–0,31° 2theta, Hinckley-indexe (HI) 1,05–1,2 közötti. Ezen értékek alapján a kaolinit szerkezete jól rendezett.

A röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint az *iszapol*t minták leggyakoribb ásványa. Mennyisége általában csökken a szemcseméret növekedésével, de még a 30–63 µm közötti frakcióban is uralkodó (<2 µm: 68–88% (TG: 69–91%), 30–63 µm: 46–64% (TG: 47–62%)). A 001 és 002 bázisreflexiók élesek, a hkl reflexiók jól szétválnak, ami már önmagában is jól rendezett szerkezetre enged következtetni. A 001 bázisreflexió 7,132–7,169 Å közötti, félértékszélessége 0,193–0,85° 2theta, a szemcsemérettel csökkenő tendenciát mutat. HI értéke a legkisebb a 2 mikron alatti frakció kaolinitjének, 1,153–1,341 közötti. A szemcseméret növekedésével az index értékében emelkedés figyelhető meg (1,218–1,546). Az indexértékek alapján a kaolinit szerkezete jól rendezett.

A 2 mikron alatti frakcióról kezelési eljárással készült felvételeken a 001 bázisreflexiók élesek, a hkl csúcsok nagyon gyengék. A 001 bázisreflexió értéke 7,082–7,138 Å, félértékszélessége 0,19–0,27 Å közötti. A kaolinit mennyisége 90–98% közötti.

Az infravörös spektroszkópiás felvételeken a kaolinit O-H vegyértékrezgési sávjai 3691–3698 között, 3667–3668, 3652–3653 és 3620 cm⁻¹-nél jelennek meg. A Si-O vegyértékrezgési sávja 1115 cm⁻¹ körül, az Al-OH deformációs rezgés sávja 937 cm⁻¹ körül jelenik meg.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a kaolinit saját alakú pszeudohexagonális kristályokként fordul elő könnyvlapszerű összenövéseket alkotva.

Kvarc: A homokkővek uralkodó ásványa, mennyisége 63–76% közötti. Az *iszapol*t mintákban a szemcseméret növekedésével mennyisége is nő (2–30 µm 10% körüli, a 30–63 µm 30–40% közötti).

Ti-ásványok: A vizsgált *nyers* és *iszapol*t homokkővek mindegyikében megtalálható, mint anatóz és rutil, összesen 1%, illetve 2% mennyiségben.

Vermikulit?: Az *iszapol*t minták közül csupán az északi oldal alsó kavicsos homokkővében nem jelenik meg. A 2 mikron alatti kezelési eljárással készült felvételeken szintén azonosítható a homokkővekben. 14,2–14,4 Å körül nagyon kicsi és diffúz csúcs jelenik meg, mely etilén-glikolra sem változik, hevítésre viszont eltűnik. Mivel 4,7 Å -nél nem jelenik meg reflexió, ezért az ásvány nem klorit, hanem valószínűleg vermikulit. Az ásvány pontosabb meghatározásához további vizsgálatok szükségesek.

4.2. Bajna környéki fúrások

Részletesen a Bnt-1a és a Bnt-6 számú fúrásokat vizsgáltuk. A kaolinos homokkő fehér, fehéresszürke, világosszürke, ritkán vörös foltokkal vagy lilászvörös árnyalattal (Bnt-6 134,4–135,0 m). Rétegzetlen, egyenetlen törésű, általában finomszemcsés, ritkábban középszemcsés, elvéve durvaszemcsés kvarcsemmcsékből épül fel. Kisebb mennyiségben kvarcsemmcsék is előfordulnak. Rendszerint tömött, de könnyen törhető. Általában mézsmentes, elvéve azonban karbonátosan kötött, kemény (Bnt-1a: 296,4–296,6, 300,9–301,1 és 314,4–314,6 m).

A kaolinites homokkő uralkodó ásványa a kvarc, mellette csökkenő sorrendben kaolinit, csillám és sziderit jelenik meg. Titánásványok közül az anatóz a gyakoribb, rutil csak elvéve jelent meg a felvételeken. Mindkettő mennyisége 0,5% alatti. Kalcit, kálföldpát és pirit néhány mintában, hematit és goethit csak a

vörösgyagos magmintában volt kimutatható (Bnt-1a 292,0–292,2 m).

Csillám: A homokkövekről készült porfelvételeken a kaolinit és kvarc mellett minden mintában megjelenik (RTG: 0,2–4,4%, TG: 1–5% (Bnt-1a), illetve 1–3% (Bnt-6) közötti mennyiségben. Ez alól a Bnt-1a fúrásban csak a vörösgyagos és a fehérgyagos minták (292,0–292,2 m: 9,7%, illetve 314,4–314,6 m: 9,3%), míg a Bnt-6 fúrásban az aleuritos és tarka homokkő minták (115,9–121,3 m) kivételek. A vizsgálatok alapján 2M politípus jelenik meg a mintákban. A 2 mikron alatti frakcióról *kezelés* eljárással készült felvételeken a 002 bázisreflexiók élesek, a hkl csúcsok nagyon gyengék. A muszkovit mennyisége 1–8% (Bnt-1a), illetve 6–19% (Bnt-6).

Kaolinit: A kvarc után a második leggyakoribb összetevő ((RTG: 9,1–26,3%, TG: 11–25% (Bnt-1a) és 14–24% (RTG: Bnt-6)) közötti mennyiségben. Ez alól a Bnt-1a fúrásban csak – a csillámhoz hasonlóan – a vörösgyagos és a fehérgyagos minták (292,0–292,2 m: 35,6%, illetve 314,4–314,6 m: 42,7%), a Bnt-6 fúrásban pedig a tarka homokkő minta (38%) kivétel. A 001 és 002 bázisreflexiók élesek, a hkl reflexiók kicsik, diffúzak, a minták egy részében részben összeolvadnak, HI értéke nem mérhető. A 63 µm alatti *iszapolt* mintákban a HI értéke 0,89–1,43 közötti. A 2 µm alatti frakcióban a mennyisége 88–99% (Bnt-1a) és 81–94% (Bnt-6).

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a kaolinit saját alakú pszeudohexagonális kristályokként fordul elő könyvlapszerű összenövéseket alkotva.

Sziderit: Narancssárga romboéderez kristályok kvarcsezemcséken, illetve sárgásbarna-vörösesbarna gömbös aggregátumok kvarccal, ritkábban pirittel összenöve (1. ábra).



1. ábra – Barna szideritből és fehér kvarcból álló aggregátumok (Bajna Bnt-1a 262,7–262,9 m; képszélesség: 1 cm)

A Bnt-1a fúrás rétegsorában végig megfigyelhető, általában 1% alatti mennyiségben, néhány minta esetében viszont eléri a 1,3–2,2%-ot is. A Bnt-6 fúrásban a sziderittartalom 0,5–6% közötti. A röntgen-difraktogramok értékelése során megfigyelhető volt a sziderit legnagyobb intenzitású csúcsának (d_{104}) a kisebb d -értékek felé történő eltolódása, mely Ca^{2+} , Mg^{2+} - és Mn^{2+} -ionok beépülését jelzi a kristályszerkezetbe.

Pirit: Zöldesszürke, szürkésfekete kristálycsoportok, gömbös aggregátumok kvarccal, ritkábban sziderittel összenöve.

Ti-ásványok: A vizsgált homokkövek egy részében kimutatható az anatóz és/vagy rutil, összesen 0,5% vagy kisebb mennyiségben.

Vermikulit?: A Bnt-1a fúrás 300,9–301,1 m minta 2 mikron alatti *kezelés* eljárással készült felvételein volt azonosítható. 14,38 Å körül nagyon kicsi és diffúz csúcs jelenik meg, mely etilén-glikolra sem változik (14,41 Å), hevítésre viszont eltűnik. Mivel 4,7 Å-nél nem jelenik meg reflexió, ezért az ásvány nem klorit, hanem valószínűleg vermikulit.

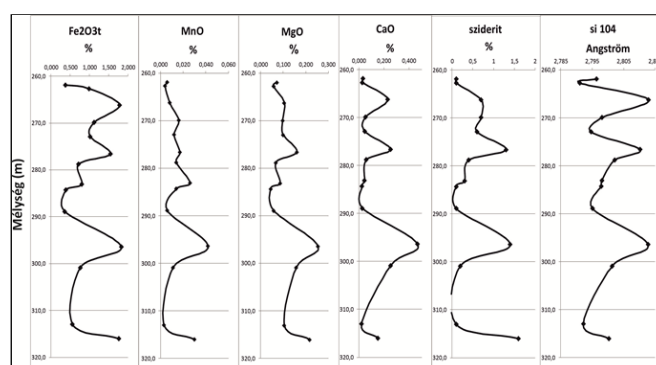
A 63 µm alatti frakció iszapolt frakció a nyers mintákhoz képest abban különbözik, hogy a kvarctartalom a legtöbb minta esetében harmadára, ritkábban negyedére vagy felére csökkent. A kaolinit- és csillámtartalom négy-, ötszörösére nőtt. Az anatóz és rutil mennyisége minden iszapolt homokkőben kimutatható volt (nyom–2%) a nyers mintával ellentétben. Mellettük még amorf fázis is megjelenik minden mintában. Szideritet a homokkövek felében, míg piritet és jarositot csupán egy-egy mintában azonosítottunk.

4.3. Geokémia

A korábbi irodalmak (pl. Bihari, Drazsdik, 1987) a kaolinos homokkő kémiai összetételét a 0,06 mm alatti és feletti frakción vizsgálták (közel 100 minta). A 0,06 mm alatti frakcióból csupán az Al_2O_3 , az FeO, az Fe_2O_3 és a TiO_2 , míg a 0,06 mm feletti frakcióból a SiO_2 , a TiO_2 , az Al_2O_3 , az FeO, az Fe_2O_3 , az Na_2O és a K_2O mennyiségét határozták meg. Így az eredmények nem reprezentálják megfelelően a nyers homokkő összetételét.

2022-ben a sárisápi bányából 5, 2023-ban a Bnt-1a fúrásból 14, a Bnt-6 fúrásból 4 mélységközből végeztünk teljes kémiai elemzéseket (fő- és nyomelemek).

A nyers mintákban a SiO_2 mennyisége a kvarctartalommal, az Al_2O_3 mennyisége a kaolinitartalommal, a K_2O mennyisége a csillámtartalommal mutat nagyon jó egyezést, ugyanis ez a három domináns ásvány a homokkövekben. Az Fe_2O_3 , CaO, MgO, MnO mennyisége nagyon jó egyezést mutat a sziderit eloszlásával a mélység szerint. Tehát feltételezhető, hogy a Ca^{2+} , Mg^{2+} és Mn^{2+} a sziderit kristályszerkezetébe épülnek be az Fe-ionok helyére. Ennek alátámasztására lemértük a sziderit legnagyobb intenzitású csúcsának (d_{104}) pozícióját a röntgen-difraktogramokon (a d_{104} csúcs pozíciója a fent említett kationok beépülése esetén a nagyobb d -értékek felé tolódik el). A 2. ábrából jól látható, hogy ahol a Ca^{2+} , Mg^{2+} és Mn^{2+} mennyisége megemelkedik, ott a legnagyobbak a d_{104} -értékek, tehát ezen ionok teljes egészében vagy legalábbis nagyrészt a szideritbe épülnek be.



2. ábra – A sziderit mennyisége, d_{104} csúcsának eltolódása és az Fe_2O_3 , MnO-, MgO- és CaO-tartalom közötti összefüggések (Bajna Bnt-1a)

Az iszapolt minták (<2 µm, 2–30 µm és 30–63 µm) szemcsefrakcióinak kémiai összetétele jól egyezik az ásványos összetétellel. A szemcseméret növekedésével a kaolinit és csillám mennyisége csökken, a kvarc mennyisége növekszik. Ezt a

tendenciát figyelhetjük meg a kémiai elemzésekben is: a szemcseméret növekedésével csökkenő Al_2O_3 - (<2 μm : 34,3–39,5% (Bnt-1a), 30–63 μm : 17,0–23,0% (Bnt-1a) és K_2O - (<2 μm : 0,3–2,4% (Bnt-1a), 30–63 μm : 0,3–0,66% (Bnt-1a), valamint növekvő SiO_2 -tartalom (<2 μm : 44,0–46,5% (Bnt-1a), 30–63 μm : 64,8–74,2% (Bnt-1a). Az Fe_2O_3 -tartalom a szemcseméret növekedésével szintén csökken: <2 μm : 0,48–1,79%, 30–63 μm : 0,30–0,99%. A TiO_2 mindig a 2 mikron alatti frakcióban dúsul (átlag 1,65%), míg mennyisége a 30–63 μm közötti frakcióban a legkevesebb (átlag 0,94%). Egyetlen kivételt a Bnt-1a 278,8–279,0 m közötti minta TiO_2 -tartalma jelenti, mely az összes vizsgált homokkő közül a legmagasabb (2,03%).

5. Ásványvagyon

Az 1985-ös prognózis összeállítása során a legnagyobb problémát a vizsgálatok hiánya jelentette. Az 1100 km^2 -es területről csupán 9 fúrást és a Sárísáp Babál-hegyi felszíni előfordulás kaolinites homokkővet vizsgálták. A kisszámú elemzés természetesen kihatott a vagyonszámításokra is, hiszen a készleteket csak becslött mennyiségnek tekinthetjük a legpontosabb számítások mellett is.

Jelen kutatásaink legfőbb célja minél több fúrás megmintázása, valamint egy jóval pontosabb prognózis és ásványvagyon-számítás elkészítése. 2022–2023-ban sikerült magmintát venni a szépvízéri magraktárban fellelhető összes sárísápi és bajnai fúrásból. Ezek közül a sárísápi fúrások feldolgozása meg is történt. Már az eddigi eredményekből is látható, hogy Muntyán és munkatársai (1985) által készített prognózistérkép jelentősen módosulni fog. Például számos fúrásban, a korábbi leírások alapján kaolinites homokkővet valószínűsítettek, viszont az újabb elemzések az ellenkezőjét igazolták.

6. Minőség

A korábban kialakított minőségi osztályozás szerint (Virágh, 1963 és Bihari, Drazsdik, 1987) I. osztályú nyersanyagként számítanak a 0,7% alatti Fe_2O_3 -tartalommal rendelkező kaolinites homokkővek. A sárísápi üde kaolinites homokkővekben fázisanalitikai módszerekkel vasásványokat nem azonosítottunk. A kémiai elemzések által kimutatott összes vastartalom (0,24–0,33%) alapján a minták megfelelnek a fentebb említett minőségi követelményeknek.

Azonban a homokkő mállott felszíne sárga vagy rozsdabarna színű (limonit?), illetve a képződmény felső szakaszán gyakran 1–5 cm átmérőjű, zöldesszürke, nagyrésztben mállott pirit gumók jelennek meg. A röntgendiffrakciós felvételeken a gumókban a pirit mellett annak bomlásterméke, a szomolnokit ($\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), a limonitos bevonatban pedig jarosit ($\text{KFe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) volt azonosítható. Ez utóbbi eredmények már lényegesen rontják a kaolinites homokkő minőségét.

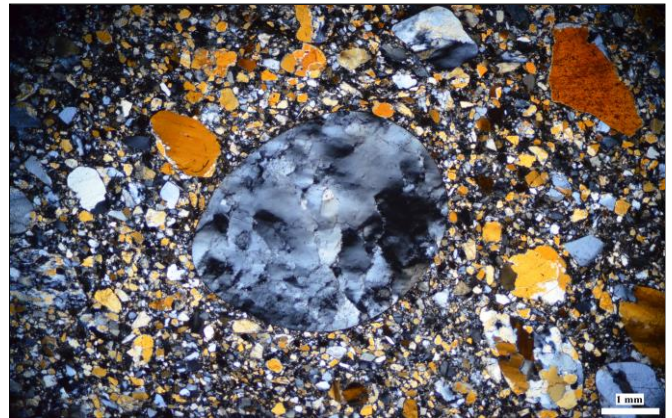
A Bnt-1a fúrásban sziderit minden mintában, pirit csupán néhány mintában volt kimutatható fázisanalitikai módszerekkel. A kémiai elemzések szerint az összvastartalom négy minta kivételével 0,7% fölötti (0,72–1,82%), mely szerint ezen kaolinites homokkővek már csak II. osztályú nyersanyagként jöhetnek számításba.

A Bnt-6 fúrásban a minták fele 0,7% alatti (0,272–0,695%), másik fele 0,7% fölötti (0,708–0,922%) összvastartalommal rendelkezik. Tehát I. és II. osztályú nyersanyagok is előfordulnak a rétegsorban.

7. Összefoglalás

A kaolinites homokkő genetikája és rétegtani helyzete sem teljesen tisztázott, ennek fő oka a részletes ásványtani, geokémiai és földtani vizsgálatok hiánya. A vékonycsiszolat vizsgálatok alapján a különböző méretű polikristályos kvarcsemmek, a metamorf kőzetsemmek, a

muszkovit, turmalin, rutil és klorit megjelenése az alapanyag metamorf eredetére utalnak (3. ábra).



3. ábra – Polikristályos kvarckavics finomszemcsés kvarcos alapanyagban (Sárísáp; keresztezett nikolok, csiszolatvastagság: 40 μm)

A kaolinit eredetileg a földpátok átalakulásával keletkezett a fedőben megjelenő középső eocén kőszételepek szerves maradványainak bomlása miatt savassá vált környezetben. A sziderit megjelenése redukív képződési feltételeket jelez.

A legújabb vizsgálatok megerősítik a földtani megfigyelések alapján levont következtetéseket (Kercsmár et al., 2022), miszerint a kaolinites homokkő sziliciklasztos törmeléke és a képződményben található kaolin is másodlagosan, feltehetően a középső eocén Dorogi Formációból halmozódhatott át. A kaolinites homokkő viszonylag kicsi, 10–20%-os kaolintartalma jól jelzi a törmelékes áthalmozódást és a másodlagos felhalmozódást. A kaolinit jó rendezettsége és a kristályok morfológiája arra enged következtetni, hogy az áthalmozódás során a szállítás rövid távú lehetett.

Irodalomjegyzék

- Arató, R., Babinszki, E., Bakacsi, Zs. et al. (2023): Magyarország litosztratigráfiai egységeinek rövid leírása II., Kainozoos képződmények, SZTFH, Budapest, 179 p. https://sztfh.hu/downloads/foldtan/kainozoos_online.pdf
- Báldi, T. (1983): Magyarországi oligocén és alsóiocén formációk, Akadémiai Kiadó, Budapest, 291 p.
- Bernhardt, B., Ince, Sz. (1998): Az Északkelet-Dunántúli oligocén képződményeinek litosztratigráfiai tagolása, Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Geokomplex Kft., Miskolc L502, 50 p.
- Bihari, Gy., Drazsdik, L. (1987): Sárísápi kaolinos homokkő előfordulás összefoglaló földtani jelentése és készleteinek ártérkékelése, Kézirat, SZTFH Adattár, 33 p.
- Gyalog, L. (Ed.) (2005): Magyarországi fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása), MÁFI, Budapest, 188 p.
- Kercsmár, Zs. (2018): In: Budai, T. (Ed.) A Gerecse hegység földtana: magyarországi Gerecse hegység tájegységi földtani térképéhez (1:50000), MBFSZ kiadványa, Budapest, 57–106.
- Kercsmár, Zs., Budai, T., Héja, G., Kónya, P. (2022): In: Piros, O., Kercsmár, Zs. (Eds.): A jövő ösvényein. Előadás-kivonatok, kirándulásvezető, Földtani és Geofizikai Vándorgyűlés, Budapest, 2022. október 14–16., Magyarhoni Földtani Társulat és Magyar Geofizikusok Egyesülete kiadványa, 77–81.
- Korpás, L. 1981: MÁFI Évkönyve, **64/1**, 3–80 p.
- Muntyán, I., Muntyán, I.-né, Muntyán, Cs. (1985): A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének kaolinos homokkő prognózisa, Kézirat, Magyar Állami Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, T.13366, 167 p.
- Selmecei, I. (2018): In: Budai, T. (Ed.) A Gerecse hegység földtana: magyarországi Gerecse hegység tájegységi földtani térképéhez (1:50000), MBFSZ kiadványa, Budapest, 106–114.
- Virágh, J. (1963): A sárísápi kaolinos kvarchomokkő előfordulás összefoglaló földtani zárójelentése és készletszámítása, Kézirat, SZTFH Adattár, 534 p.

NÉVLEGESEN VÍZMENTES ÁSVÁNYOK SZERKEZETI HIDROXIL-TARTALMÁNAK VIZSGÁLATA DÉL-HARGITAI SHOSHONITOKBAN

Kovács Dániel¹, Gál Ágnes², Szakács Sándor³, Lange Thomas Pieter^{1,4,5,6}, Kővágó Ákos^{1,4,7}, Szabó Csaba^{1,4}, Kovács István János^{4,6}

¹ Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Magyarország

² Geológiai Intézet, Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár, Románia

³ Sabba S. Ştefănescu Geodinamikai Intézet, Román Akadémia, Bukarest, Románia

⁴ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Budapest, Magyarország

⁵ Környezettudományi Doktori Iskola, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Magyarország

⁶ MTA FI Lendület Pannon LitH₂Oscope Kutatócsoport, Magyarország

⁷ Földtudományi Doktori Iskola, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Magyarország

e-mail: kovacsDani829@gmail.com

A Kárpát–Pannon régió keleti területén húzódó Kelemen–Görgény–Hargita neogén vulkáni vonulat legdélebbi és egyben egyik legfiatalabb vulkáni képződményei a dél-hargitai shoshonitok. A shoshonitos összetételű kőzetek két helyen bukkanak a felszínre, ezek a Sepsibükszádtól délnyugatra található Kis-Murgó és a Málnásfürdőtől északra fekvő Lüget lávadómok. Munkánk során a Lüget területén működők közül az északi és a déli kőfajtók shoshonitjait vizsgáltuk meg. A begyűjtött kőzetminták a lávadóm, illetve a kőfajtók különböző területeiről származnak annak érdekében, hogy feltárjuk a lávadóm különböző részein található kőzetek petrográfiai és geokémiai sajátosságait. A kutatásunk fő célja a kőzettani vizsgálatok és a petrogenetikai következtetések mellett a névlegesen vízmentes ásványok (NAMs) szerkezeti hidroxil-tartalmának a mérése és ennek segítségével a forrásmagma eredeti víztartalmának a meghatározása volt. A begyűjtött kőzeteket makroszkóposan polarizációs mikroszkóp, energiadisziperzív detektorral felszerelt pásztázó elektronmikroszkóp (SEM-EDS) és Fourier-transzformációs infravörös spektrometria (FTIR) segítségével vizsgáltuk. A makroszkópos szöveti bélyegek alapján kiválasztottunk

10 kőzetpéldányt, amelyek a következő csoportokba sorolhatóak: homogén színezetű shoshonitok, foltos shoshonitok és sávos shoshonitok. Mindegyik kőzetminta tartalmaz biotit, amfibol, ortopiroxén, klinopiroxén, plagioklász és olivin fenokristályt, valamint kvarc xenokristályt, amelyekhez járulékos apatit és titanit társul. Ezen ásványok közül a klinopiroxén és az olivin kimutatási határérték alatti igen alacsony, míg a kvarc 16 ± 6 ppm szerkezeti hidroxil-tartalmat mutat. Az eredményeink azt mutatják, hogy a vizsgált névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil-tartalma nem szolgáltat értelmezhető információt a vulkáni dóm forrásmagmájának eredeti víztartalmáról, mivel a szin- és poszteruptív folyamatok – mint például a dóm lassú hűlésével járó diffúzió és oxidáció – során szerkezeti-hidroxil tartalom veszteség ment végbe. Figyelembe véve a kapott szerkezeti hidroxil-tartalomra vonatkozó eredményeket és a vizsgált shoshonitos összetételű lávadóm lassú lehűlésével járó utólagos folyamatokat, feltételezhető, hogy a lávadómok esetében általában nem határozható meg az eredeti H₂O-tartalom a névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil-tartalma alapján.

TALAJGÁZ IZOTÓPOS VIZSGÁLATI MINTAVÉTELEZÉS MÓDSZERTANA ÉS FÖLDTANI JELENTŐSÉGE

Kővágó Ákos^{1,2,3}, Lange Thomas Pieter^{2,3,4,5}, Gelencsér Orsolya^{2,4}, Palcsu László^{6,7}, Szabó Csaba^{2,3}, Berkesi Márta^{2,3,7}, Kovács István János^{2,3,5}

¹ ELTE TTK, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest

² ELTE TTK Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium (LRG), Budapest

³ ELKH Földfizikai és Űrtudományi Kutató Intézet, Sopron

⁴ ELTE TTK, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest,

⁵ MTA FI Pannon LiH₂Oscope Lendület kutatócsoport

⁶ ELKH Atommagkutató Intézet, Debrecen

⁷ MTA FI FluidsByDepth Lendület kutatócsoport

e-mail: kovago.akos@gmail.com

A kutatás célja egy olyan mintavételezési módszer kidolgozása, amely gázkomponens- és izotóp-összetelt meghatározó mérésekre alkalmas talajgáz minták gyűjtését teszi lehetővé. A módszer kifejlesztése azért fontos, mert a föld- és környezettudományokban jelenleg nincsen rutinszerűen használt módszer talajgázok tanulmányozására alkalmas minták gyűjtésére.

A talajgázok vizsgálata fontos, egyre több figyelmet kapó terület, ilyen többek között a talajgázok potenciális földrengés prekurzorként való vizsgálata például az Integrált Geodinamikai Állomáson, vagy tajvani kutatók által (pl. Fu et al., 2017). Azonban a talajgázok használhatók akár érctelepek–szénhidrogén-telepek kutatására is (pl. Plet, Noble, 2023), továbbá a környezeti kármentesítés során is használhatók a felszín alatti szennyezések lehatárolása során (pl. Byrnes, 2022). Ezek mellett fontos még kiemelni a diffúz CO₂ kigázosodások vizsgálatát is, ahol fontos szempont a CO₂ eredetének meghatározása, aminek megismerése hozzájárulhat a globális szén körforgás jobb megértéséhez, ami a klímaváltozással összefüggésben kiemelten fontos. A franciaországi Lacq-Rousse-ban egy CO₂ visszasajtolási kísérleti tanulmány részeként monitorozták a talajgáz összetételét, és mérték a CO₂ izotóp arányát is azt vizsgálva, hogy történik-e CO₂ szökés a tározóból (Gal et al., 2019). A fentebb említett érdeklődés tükrében a talajgáz minták izotópos vizsgálata egy fontos előrelépés lehet a jövőbeni kutatásokban. Az izotópos vizsgálatok segítségével további információk nyerhetők a talajban lejátszódó folyamatokról, valamint lehetőséget adhatnak a gáz komponensek eredetének meghatározására.

A mintavételi módszer kidolgozása már rendelkezésre álló eszközök innovatív kombinálásával történik. A módszer tesztelése terepi mintavételezésből (az Integrált Geodinamikai Állomások területén), majd ezt követően a begyűjtött minták analitikai vizsgálatából áll (Papp et al., 2012).

Az egyik fontos kihívás a módszer fejlesztése során az atmoszferikus kontamináció minél alaposabb kiszűrése a mintavétel

során. A kontamináció kiszűréséhez a mintavétel során a mintatartókból kiáramló gáz CO₂ koncentrációjának folyamatos monitorozása történik. Ezen felül a minta kémiai összetételének, δ¹³C, δ¹⁸O, He és Ne izotóparányainak meghatározása információt szolgáltat a kontamináció mértékéről.

Az új technika nagyban segítheti többek között olyan mély eredetű gázkiáramlások azonosítását, amik mély törésekhez kapcsolódnak, a talajban megtalálható gázok következetes mintavételezésén és mérésén keresztül. Továbbá minden olyan talajban lejátszódó jelenség megfigyelésére is alkalmas lehet, ami befolyásolja a talajgázok időben változó kémiai összetételét és izotóp arányát.

Kutatásunkat az NKFIH NN141956 Topo-Transylvania OTKA pályázat és a MTA FI Pannon LiH₂Oscope és MTA FI FluidsByDepth Lendület kutatócsoportok támogatták.

Irodalomjegyzék

- Byrnes, M.E. (2022): *Field Sampling Methods for Remedial Investigations*, 3rd edition, CRC Press, Boca Raton, 434 p.
- Plet, C., Noble, R.R.P. (2023): Soil gases in mineral exploration: A review and the potential for future developments. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, <https://doi.org/10.1144/geochem2023-008>
- Fu, C.C., Yang, T.F., Tsai, M.C., Lee, L.C., Liu, T.K., Walia, V., Chen, C.H., Chang, W.Y., Kumar, A., Lai, T.H. (2017): *Chemical Geology*, **469**, 163–175.
- Gal, F., Pokryszka, Z., Labat, N., Michel, K., Lafortune, S., Marblé, A. (2019): *Applied Sciences*, **9/4**, 645
- Papp, L., Palcsu, L., Major, Z., Rinyu, L., Tóth, I. (2012): *Isotopes in Environmental and Health Studies*, **48/4**, 494–511.

TÖRÉSES ÉS KÉPLÉKENY SZERKEZETI ELEMKEHEZ KAPCSOLÓDÓ ÉRRENDSZEREK AZ ÓBÁNYAI ÖREG-PATAK VÖLGYBEN (KELETI-MECSEK)

Ladányi Lili, Hrabovszki Ervin, Schubert Félix

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: lili99ssu@gmail.com

Az ÉK–DNY-i irányban húzódó óbányai Öreg-patak völgyében klasszikus szerkezetföldtani módszerek alkalmazásával kíséreltük meg rekonstruálni a kibukkanó képződmények szerkezetfejlődését.

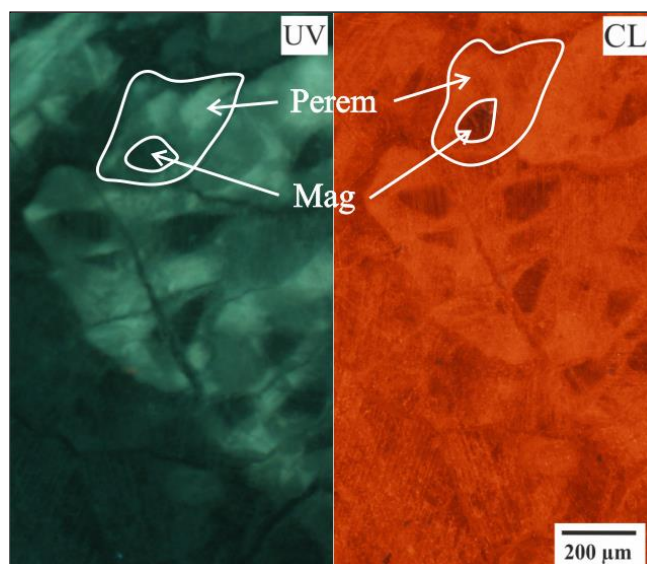
A réteglapok és törési síkok orientációja alapján egyetlen deformációs esemény két mechanizmusát mutattuk ki: egy redőződést és egy balos értelmű eltolódást. A repedésekben áramló fluidum összetétele feltehetően folyamatosan változott, amelynek hatására eltérő összetételű kalcit tölti ki azokat. A terepi felméréseink során begyűjtött kőzetmintákon makroszkópos megfigyeléseken túl polarizációs, katódlumineszcens (CL) és UV-fluoreszcens mikroszkópos, továbbá mikrotermometriai vizsgálatokat végeztünk.

Makroszkóposan három ércsoport különíthető el – zónás, homogén és breccsa erek –, amelyeket a mikroszkópos vizsgálatok eredményeként öt kalcit érgenerációba soroltunk: tömbös érgeneráció (Ca_T), mag-perem szövetű érgeneráció (Ca_{MP}), breccsa érgeneráció (Ca_{BRE}), megnyúlt-tömbös érgeneráció (Ca_{MT}) és rostos érgeneráció (Ca_{ROS}). A breccsák esetében a klasztok mérete szerint az egyes szerzők különböző breccsatípusokat különítenek el (1. ábra; Woodcock, Mort, 2008), mely értelmében a Ca_{BRE} érgenerációt további két algenerációba kategorizáltuk: mikrobreccsa és finomszemcsés breccsa (Spry, 1969). A klasztok alakja és elhelyezkedése (Jebrak, 1997) emelkedett fluidumnyomás hatására végbemenő (hidraulikus) breccsásodásra utal.

mm	Wentworth (1922)	Spry (1969)	Higgins (1971)	Laznicka (1988)
8	kavics	breccsa		(mezo-) breccsa
4	murva	finom- szemcsés breccsa		
2				mikro- breccsa
1	homok	mikro- breccsa	mikro- breccsa	
0,5				
0,25				
0,125			kata- klázit	
0,0625	kőzet- liszt			
0,03125				

1. ábra – Breccsatípusok a klasztok mérete alapján (Woodcock, Mort, 2008, módosítva)

Szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványok kizárólag a Ca_T érgenerációban figyelhetők meg, amelyek jellemzően kétfázisúak és eltérő fluoreszcens szint mutatnak. A Ca_{MP} érgenerációt döntően mag-perem szövetű szemcsék építik fel (2. ábra), melyek peremi része egyfázisú fluidumzárványokban gazdag, míg magjuk zárványszegény.



2. ábra – Mag-perem szövetű kalcit szemcsék UV és CL felvételen. A fehér vonal a mag és a perem rész határát jelöli

Az Öreg-patak völgyében fellelhető változatos összetételű kalcit érgenerációk az orientációs adatok alapján a területen feltérképezett redőződéshez (Ca_{BRE} , Ca_T és Ca_{ROS}) és balos értelmű eltolódáshoz (Ca_{BRE}) köthetők.

Irodalomjegyzék

- Higgins, M.W. (1971): Cataclastic rocks, Geological Survey Professional Paper 687, United States Government Printing Office, Washington, 97 p.
- Jebrak, M. (1997): Ore Geology Reviews, **12**, 111–134.
- Laznicka, P. (1988): Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores, Elsevier, Amsterdam, 832 p.
- Spry, A. (1969): Metamorphic Textures, Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Wentworth, C.K. (1922): Journal of Geology, **30**, 377–392.
- Woodcock, N.H., Mort, K. (2008): Geological Magazine, **145/3**, 435–440.

NANO-SZILIKÁT OLVADÉKZÁRVÁNY JELENTŐSÉGE A PERSÁNY-HEGYSÉG (ERDÉLY) ALATTI FÖLDKÖPENYBEN

Lange Thomas Pieter^{1,2,3,4}, Pálos Zsófia^{5,6}, Berkesi Márta^{1,4,8}, Pekker Péter⁷, Szabó Ábel¹, Szabó Csaba^{1,4}, Kovács István János^{3,4}

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Földrajz- és Földtudomány Intézet, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

² Környezettudományi Doktori Iskola, Eötvös Loránd Tudományegyetem

³ MTA FI Pannon LithOscope Lendület kutatócsoport

⁴ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁵ Földtani és Geokémiai Kutatóintézet, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Budapest

⁶ Mineral Resources and Geofluids Group, Department of Earth Sciences, Genfi Egyetem, Svájc

⁷ Nanolab, Bio-nanotechnológiai és Műszaki Kémiai Kutatóintézet, Pannon Egyetem, Veszprém

⁸ MTA FI FluidsByDepth Lendület kutatócsoport

e-mail: lange.thomas@epss.hu

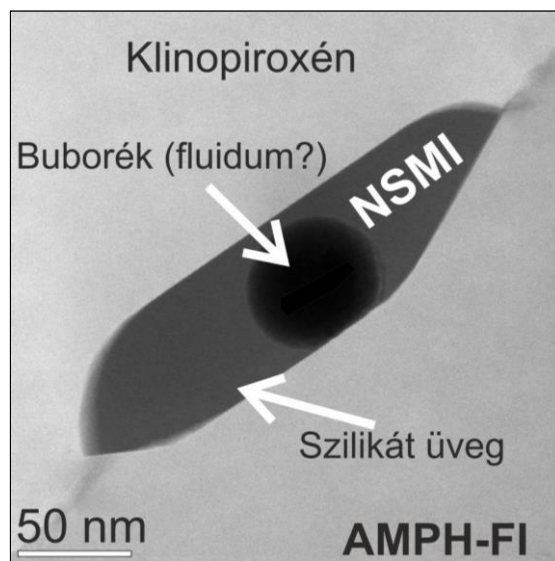
A földköpenyben lejátszódó metasomatikus folyamatok a földköpeny reológiájának és geokémiájának fontos hatótényezői. Illó-gazdag fluidumok peridotitba történő benyomulása során egyaránt lejátszódhatnak nano- és mikroléptékű metasomatikus folyamatok, azonban ezek hasonlóságáról vagy különbségéről napjainkig igen kevés információ áll rendelkezésre. A léptékbeli mechanizmus-eltérések pontosítása érdekében megvizsgáltunk egy Persány-hegységből (Erdély) származó amfibol-tartalmú földköpeny kőzetzárványt, annak klinopiroxén-amfibol fázishatáron található nano-szilikát olvadékszárványait.

Az amfibol lamella mikrométer-nagyságrendi mérettartománnyal jellemezhető fluidumzárványok fluidumának és a befogadó klinopiroxénnek a reakcióterméke. Raman vizsgálat során bebizonyosodott, hogy a csapdázódott fluidum CO₂-gazdag, ami mellett H₂O, N₂ és H₂S jelenik meg. Az amfibol-képződést követően az újonnan létrejött klinopiroxén-amfibol-fluidumzárvány hármas fázishatárok mentén fluidumkiszökés következett be, aminek hatására transzmissziós elektronmikroszkóppal (TEM) jól megfigyelhető nano-szilikát olvadékszárványok jöttek létre (1. ábra). A nano-szilikát olvadékszárványok ~80 tf%-a kőzetüveg, amihez ~20 tf% buborék társul. Pásztázó-TEM vizsgálat alapján a szilikátüveg összetétele SiO₂-ben (>60 tömeg%) és Al₂O₃-ban (>20 tömeg%) gazdag; míg CaO-ban, FeO-ban és MgO-ban (összesen <8 tömeg%) szegény. Mivel a pásztázó-TEM vizsgálatok az üveg illótartalmáról nem adhatnak információt, a nano-szilikát olvadék eredeti összetételét Monte Carlo szimulációval becsültük meg a fluidumban feltételezett hidratált komplexek figyelembevételével. Az eredmények alapján a nano-szilikát olvadékszárványokban csapdázódó olvadék eredeti összetétele SiO₂-ben (~43,6 tömeg%) szegény, ellenben Al₂O₃-ban (~15,5 tömeg%), Na₂O-ban (~11,9 tömeg%) és H₂O-ban (~30,3 tömeg%) gazdag.

A mikrométerű fluidumzárvány és a nano-szilikát olvadékszárvány összetételének különbsége alapján elmondható, hogy az utóbbi jelentősen eltér a csapdázódott fluidum CO₂-gazdag összetételétől. A fázishatáron lejátszódó nanoléptékű folyamatok segítik az ásványok kialakulását és növekedését. Továbbá a fő metasomatózist követően a metasomatikus folyamatok nano-léptékben folytatódnak a szükséges elemek (pl. Na, Al) dúsulása által, elnyújtva a köpeny metasomatózis időtartamát. Végezetül eredményeink új megvilágításba helyezik a litoszférában lejátszódó

fluidum-kőzet kölcsönhatást a vízgazdag ásványok stabilitási régiójában, amelyek jelentős hatással bírhatnak a litoszféra reológiájára vonatkozóan is (Lange et al., 2023).

Munkánkat az MTA Pannon LithOscope Lendület és a NKFIH-NN141656 Topo-Transylvania OTKA pályázat támogatta.



1. ábra – Nano-szilikát olvadékszárvány klinopiroxén-amfibol fázishatáron

NSMI = Nano-szilikát olvadékszárvány, AMPH-FI = Fluidumzárványhoz kötődő amfibol. Lange és munkatársai (2023) után módosítva

Irodalomjegyzék

Lange, T.P., Pálos, Z., Pósfai, M., Berkesi, M., Pekker, P., Szabó, Á., Szabó, Cs., Kovács, I.J. (2023): Lithos, **454**, 107210

IKAIT (KALCIUM-KARBONÁT-HEXAHIDRÁT) – ACC (AMORF KALCIUM-KARBONÁT) – KALCIT ÁTALAKULÁS FOLYAMATA ÉS JELENTŐSÉGE A PALEOKLÍMA KUTATÁSBAN

Lázár Anett, Karlik Máté, Demény Attila, Németh Péter

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

e-mail: lazar.anett@csfk.org

1. Bevezetés

A kristályos vízmentes és víztartalmú kalcium-karbonát módosulatok széles körben elterjedtek a Föld felszínén. Az elsőként képződő karbonát egy rendkívül metastabil amorf módosulat, melyet amorf kalcium-karbonátnak nevezünk (ACC; Radha et al., 2010). Az ACC → kristályos kalcium-karbonát átalakulás folyamatát számos tényező – pH, hőmérséklet, nyomás, környező ionok – befolyásolja (Rodríguez-Blanco et al., 2017; Wang et al., 2022). A paleoklíma kutatással foglalkozók egyre nagyobb jelentőséget tulajdonítanak a kriogén hőmérsékleten képződő kalcium-karbonátokra. Jelentőségük ellenére azonban a képződésükre, eredetükre, összetételükre és átalakulási folyamataikra vonatkozó ismereteink hiányosak.

A prekursor ACC fagyponthoz közeli hőmérsékleten ikaitá (kalcium-karbonát-hexahidrát) kristályosodik. Az ikait laboratóriumi körülmények között tipikusan 7 °C alatt képződő módosulat, de akár 10 °C felett is előállítható, ha az oldat PO_4^{3-} -tartalmát növeljük a CO_2 koncentráció csökkentése mellett (Brooks et al., 1950; Zou et al., 2018). A 7 °C alatt képződő ikait a hőmérséklet emelkedésével a felszíni körülmények között stabil módosulattá, kalcitá vagy vateritá kristályosodik át (Zou et al., 2018). Az átalakulás folyamatának megértése fontos az üledékekben található glendonitok (ikait utáni kalcit alak) paleoklimatológiai adatainak értelmezéséhez.

Tollefsen és munkatársai (2020) az ikait–kalcit átalakulás folyamatára a feloldódás és újra kiválás mechanizmust javasolták. Ezzel szemben Vickers és munkatársai (2022) egy kvázi szilárd halmazállapotú ikait–kalcit átalakulást javasoltak, és feltételezték, hogy a glendonitok izotóp adatai felhasználhatók a paleoklíma rekonstruálásához. A természetben azonban az átalakulási folyamatok diagenetikus körülmények között történnek. A jelenlévő oldatok kölcsönhatásba léphetnek az átalakuló ásványokkal, ezért szükséges az ikait–kalcit átalakulás vizsgálata jól szabályozható laboratóriumi körülmények mellett.

Az előadásomban bemutatom a mesterségesen előállított prekursor ACC (ACC (I)) ikaitá kristályosodását, majd követem az ikait → kalcit átalakulást laboratóriumi körülmények között. A kísérletek során megfigyeltük, hogy az ikait hirtelen vízvesztés hatására ismét amorf karbonátá alakul, azonban az új amorf fázis (ACC(II)) tulajdonságai az ACC (I)-től eltérőek. Meghatároztuk az ACC(I) és ACC(II) stabilitását az idő és hőmérséklet függvényében, és követtük az ACC(I) → ikait → ACC(II) → kalcit átalakulást.

A különböző ACC típusok az anyagtudománnyal foglalkozók számára hasznosak lehetnek eltérő tulajdonságaik (porozitás, víztartalom, szemcseméret) miatt. Az ACC(II) jelenléte a paleoklíma

kutatásban is releváns, mivel ennek az amorf fázisnak a kialakulása az ikait eredeti geokémiai jelét megváltoztathatja.

2. Anyag és módszer

ACC (I) szintézis: Radah és munkatársai (2010) módszerét követve 1,6 g NaOH-ot tartalmazó 200 ml 0,02 M Na_2CO_3 - és 200 ml 0,02 M CaCl_2 -oldatokat elegyítettünk mágneses kevertetés mellett 0–4 °C-on. A szinte azonnal képződő terméket vákuumszűréssel eltávolítottuk a szülőoldatból és acetonnal mostuk. További vizsgálatokig fagyasztozóban tároltuk.

Ikait szintézis: A képződő ACC (I) csapadékot a szülőoldatában tartottuk 0–4°C-on, ~30 percen keresztül. A terméket vákuumszűréssel távolítottuk el az oldatból. További vizsgálatokig fagyasztozóban tároltuk.

ACC(II) szintézis: A szülőoldatából eltávolított ikait hirtelen vízvesztés hatására ACC (II)-vé alakul. A dehidratációt okozhatják (1) víz elvonására képes szerves oldószerek (abs. EtOH, MeOH) ultrahangos kevertetés mellett, (2) alacsony nyomású (~10⁻³ mbar) kezelés és (3) hirtelen felmelegítés (0 °C → 30 °C/perc). A képződő terméket a további vizsgálatokig fagyasztozóban tároltuk.

Röntgendiffrakció (XRD): A szilárd minták szobahőmérsékletű XRD vizsgálatát egy Rigaku DMax RapidII Micro X-Ray diffraktométerrel végeztük a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézetében (CSFK-FGI). A diffraktométer 800 μm-es kollimátorral ellátott Cu-anód mikrofókuszcsovéval működik, 50 kV-on és 0,6 mA-en. A mintaelőkészítés során 4–5 mg mintát helyeztünk egy alacsony hátterű egykristály mintatartóra és 2–70° 2θ tartományban mértük 2–10 perc mérési idővel.

Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópia (FTIR): Az FTIR felvételek egy Bruker Platinum ATR feltétellel felszerelt Bruker Vertex 70 spektrométerrel készültek a CSFK-FGI-ben. A szobahőmérsékletű mérések során 3–4 mg minta FTIR spektrumát vettük fel 4000–400 cm⁻¹ tartományban.

Termogravimetria (TG): A termikus mérések egy Setaram gyártmányú, LabsysEvo TG-DSC készülékben történtek, áramló (90 mL/perc) nagy tisztaságú (99,999%, 5.0) nitrogén atmoszférában. A vizsgálni kívánt mintákat egy félmikro mérleg segítségével közvetlenül 100 μL térfogatú korund tégelyekbe mértük be. A vizsgálatok során referencia anyagot nem használtunk. A vizsgálatok hőmérsékleti tartománya 25 °C – 900 °C, 10 °C/perc felfűtési sebesség mellett. A kapott termogramokat alapvonal korrekció után a termomérleg kiértékelő szoftverével (Calisto Processing, v2.08) dolgoztuk fel. A termomérleg hőmérsékleti skálájának pontossága,

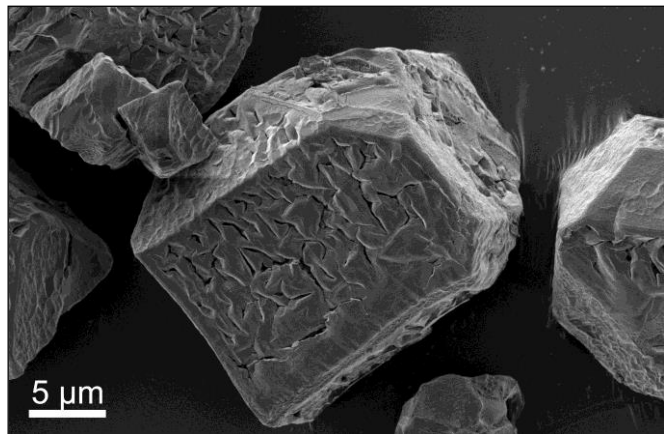
valamint a DSC rúd érzékenysége egy speciális, többpontos kalibrációs módszerrel volt kalibrálva, mely során a felhasznált 7 különböző referencia anyag lefedte a készülék teljes működési tartományát. A mérések a Természettudományi Kutatóközpontban készültek.

Pásztázó elektronmikroszkópia (SEM): A JEOL JEC-530 Auto Carbon Coater készülékkel szenezett mintákat egy JEOL JSM IT700HR pásztázó elektronmikroszkóppal vizsgáltuk a CSFK-FGI-ben. A szekunder elektron- (SE) és a visszaszórt (BSE) elektronképek 3, illetve 10 keV-on készültek.

Transzmissziós elektronmikroszkópia (TEM): Az etanoszuszpenzióban összetört mintákat TEM rézrostélyokra helyeztük és egy 200 keV-on működő FEI Talos F200X G2 pásztázó transzmissziós elektronmikroszkóppal vizsgáltuk a Nanolab-ban, a Pannon Egyetemen.

3. Eredmények

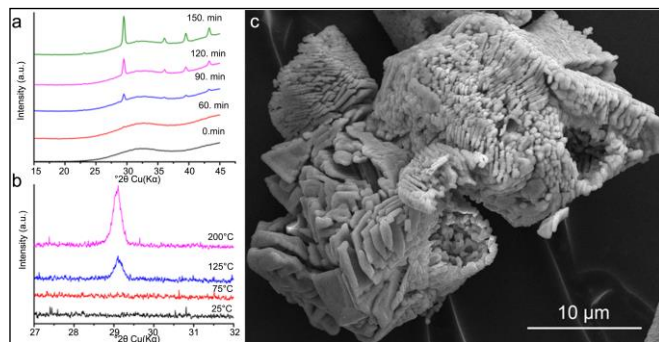
A laboratóriumban 0–4 °C-on képződő ~100 nm átlagos átmérőjű gömb alakú szemcséket tartalmazó ACC (I) a szülőoldatában tartva a képződés hőmérsékletén (0–4 °C) ikaita kristályosodik. Az ikait egy erősen hidratált kriogén karbonát, amely hirtelen dehidratáció hatására ACC(II)-vé alakul át. A SEM vizsgálatok alapján az átalakulás során az ACC(II) az eredeti ikait morfológiát megőrzi, így mikronos méretű saját alakú részecskék képződnek (1. ábra). Az ACC(I) és ACC(II) víztartalomban is különböznek. Az ACC (I) esetében 1 mol CaCO₃ egységre 0,96 mol, míg az ACC (II) esetében 0,6 mol víz jut. Az ACC (I) és ACC(II) kalcitá alakulását vizsgálva a hőmérséklet és az idő függvényében megállapítható, hogy az ACC(I) a stabilabb módosulat, hiszen szobahőmérsékleten, légköri nyomáson közel két hétig stabil, és a fűtési kísérletek alapján is csak 300 °C felett alakul kalcitá. Ellenben az ACC(II) szobahőmérsékleten a 90. percen már a kalcitra jellemző diffrakciós maximumokat mutatja, és a 125 °C-ra való hevítés eredményeképp is kalcitá alakul (2. ábra).



1. ábra – Az ikaitból vákuum alatt, hirtelen dehidratáció hatására képződő, ikait morfológiát őrző ACC(II) SEM felvétele. A szemcsék felületén látható repedéseket a távozó víz okozta

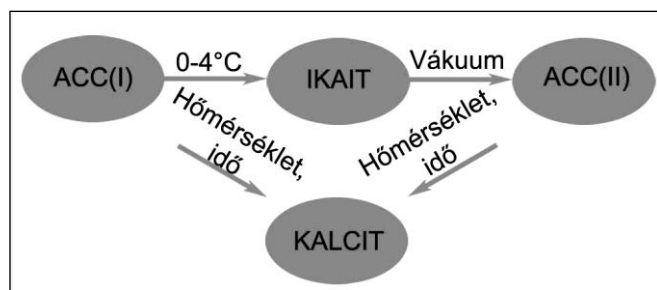
Vizsgáltuk az ikait → ACC(II) → kalcit átalakulást a szülőoldatok pH-jának függvényében (pH: 9, 10, 12). Az XRD és FTIR vizsgálatok az ACC(II) egyértelmű jelenlétét csak a 12-es pH-jú oldatban igazolták, míg a 10-es és 11-es pH-jú oldatokban nem látunk amorf anyagra utaló jeleket. Az ACC(II) képződése azonban nem zárható ki, de további vizsgálatok és FTIR módszerfejlesztés szükséges az ikait, ACC(II) és kalcit elválasztására és mennyiségi meghatározására.

Kísérleteink alapján az ikait → kalcit átalakulásra egy olyan két lépcsős folyamatot javasolunk, ahol első lépésben az ikait → ACC(II)



2. ábra – Az ACC (II) átalakulása (a): idő, (b) hőmérséklet függvényében; (c) Az ACC(II)-ből hevítés hatására képződött kalcit SEM felvétele

szilárd fázisú átalakulása, majd második lépésben az ACC(II) → kalcit átalakulása megy végbe (3. ábra; Lázár et al., 2023). Feltételezzük, hogy az amorf fázis jelenléte az ikait–kalcit átalakulás során az eredeti geokémiai jelet megváltoztatja hasonlóan a cseppkövekben megfigyelt izotópadatokhoz (Demény et al., 2016).



3. ábra – Az ACC(I) → ikait → ACC(II) → kalcit átalakulás összefoglalása

Irodalomjegyzék

- Brooks, R., Clark, L.M., Thurston, E.F. (1950): Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, **243/861**, 145–167.
- Demény, A., Németh, P., Czuppon, G., Leél-Őssy, S., Szabó, M., Judik, K., Németh, T., Stieber, J. (2016): Scientific reports, **6/1**, 39602
- Lázár, A., Molnár, Z., Demény, A., Kótai, L., Trif, L., Béres, K.A., Bódis, E., Bortel, G., Aradi, L.E., Karlik, M., Szabó, M.Z., Pekker, Á., Németh, G., Kamaras, K., Garvie, L.A.J., Németh, P. (2023): CrystEngComm, **25/5**, 738–750.
- Radha, A.V., Forbes, T.Z., Killian, C.E., Gilbert, P.U.P.A., Navrotsky, A. (2010): Proceedings of the National Academy of Sciences, **107/38**, 16438–16443.
- Rodriguez-Blanco, J.D., Sand, K.K., Benning, L.G. (2017): In: Van Driessche, A.E.S., Kellermeier, M., Benning, L.G., Gebauer, D. (Eds.): New Perspectives on Mineral Nucleation and Growth: From Solution Precursors to Solid Materials, Springer, 93–111.
- Tollefsen, E., Balic-Zunic, T., Mörth, C.M., Brüchert, V., Lee, C.C., Skelton, A. (2020): Scientific Reports, **10/1**, 8141
- Vickers, M.L., Vickers, M., Rickaby, R.E., Wu, H., Bernasconi, S.M., Ullmann, C.V., Bohrmann, G., Spelhagen, R.F., Kassens, H., Schultz, B.P., Alwmark, C., Thibault, N., Korte, C. (2022): Geochimica et Cosmochimica Acta, **334**, 201–216.
- Wang, Q., Zou, Z., Wang, H., Wang, W., Fu, Z. (2022): Journal of Colloid and Interface Science, **611**, 346–355.
- Zou, Z., Bertinetti, L., Habraken, W.J., Fratzl, P. (2018): CrystEngComm, **20/21**, 2902–2906.

AL-TARTALMÚ CIRKON VULKÁNI KŐZETEK BEN ÉS PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE

Lukács Réka^{1,2}, Marcel Guillong³, Olivier Bachmann³, Maxim Portnyagin⁴, Samuel Müller⁵, Harangi Szabolcs^{2,6}

¹ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ ETH Zürich, Svájc

⁴ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Németország

⁵ Institute for Earth Sciences, Christian-Albrecht University of Kiel, Németország

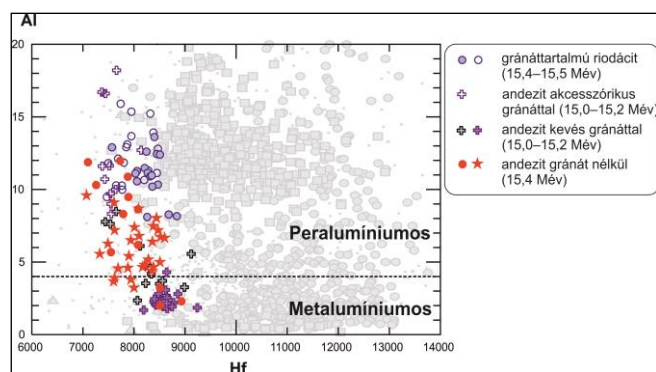
⁶ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: reka.harangi@gmail.com

A Pannon-medencében zajló középső miocén vulkanizmussal foglalkozó kutatási eredmények meghatározó jelentőségűek a térség fejlődéstörténetének megértésében (pl. Harangi et al., 2001; Seghedi, Downes, 2011; Harangi, Lukács, 2019). Az első vulkáni termékek (metalumínios andezitek, peralumínios dácitok-riodácitok) gyakran tartalmaznak almandin gránát kristályokat, amik világszerte nagyon ritka elegyrészek vulkáni kőzetekben. Munkánkban a Visegrádi-hegység és a Börzsöny legelső vulkáni képződményeiben előforduló cirkon kristályok U-Pb, valamint Hf izotóp és nyomelem összetételeit vizsgáltuk és értelmeztük, kiegészítve a gránát, amfibol és kőzetüveg fázisok kémiai összetétel adataival.

Az *in situ* lézer ablációs induktív csatolású plazma tömegspektrometriás (LA-ICP-MS) cirkon U-Pb geokronológiai eredmények alapján a Visegrádi-hegység és a Börzsöny kezdeti vulkáni kitöréseinek kora 15,5 és 15,0 millió év közötti. Az elsődleges, magmás almandin kristályok közepes Ca-tartalmúak (CaO = 4,5–8,1 tömeg%), azonban előfordulnak alacsony kalcium-tartalmú változatok is (CaO <3 tömeg%), amelyek xenokristályok, és az alsó kéreg metapélites kőzeteiből kerültek bele a magmába. Az elsődleges kiválású gránátok nagy nyomáson (>700 MPa) alakultak ki, nyomelem összetételük cirkonnal történt együttes kristályosodásra utal. A peralumínios kőzetekben lévő cirkon kristályoknak egyedi kémiai összetétele van, Al-tartalmuk jellemzően 10–15 ppm közötti, amire nincs további példa a Pannon-medencében máshol előforduló, hasonló korú felzikus kőzetekben. Ugyancsak ritka az ilyen összetétel általában is vulkáni kőzetekben lévő cirkon kristályokban, a néhány publikált Al-tartalmú cirkon összetétel értelmezése még nem történt meg. E munka elsőként hangsúlyozza e különleges cirkon összetétel jelentőségét, ami egyértelműen jelzi a befogadó magma peralumínios jellegét (1. ábra).

Az ezekkel a képződményekkel egyidős metalumínios jellegű andezitekben előforduló cirkon kristályok Al-tartalma szintén emelkedett (5–10 ppm közötti), vélhetően ezek peralumínios magmából keveredtek be. A peralumínios kőzetekben lévő cirkonok nagy Dy/Yb és viszonylag alacsony Th/U aránnyal jellemezhetők, ami az egyidejű gránát kristályosodását jelzi. Az erős nehézföldfém kimerülés a kőzetek üvegszilánk összetételében is látható. A cirkon kristályok epsilon Hf értékei -4 és +2 között változnak, ami földköpeny- és földkéreg eredetű magmák keveredésére utal. Ezek az adatok összhangban vannak a teljes kőzet Nd-Sr izotóp- és nyomelem összetételekből számolt petrogenetikai modellek eredményeivel (Harangi et al., 2001), ami szerint gazdagodott litoszféraköpeny eredetű mafikus magma keveredett alsó kéreg metaüledékes eredetű magmákkal. A nagy nyomáson



1. ábra – A Visegrádi-hegységben vizsgált kőzetekben előforduló cirkon kristályok Al- és Hf-tartalma (ppm) Peralumínios / Metalumínios határvonal: Trail és munkatársai (2017) alapján. A háttérben szereplő szimbólumok: szürke négyzet: Új-Zéland, szürke kör: Andok, szürke háromszög: Aleuti-szigetek (GEOROC adatbázis)

stabil almandin gránátok jelenléte a vulkáni kőzetekben gyors magma feláramlási sebességre utal az extenziós környezetben. Ezzel szemben némely magma csomag megállhatott a felső földkéregben és a bennük lévő gránátok részben vagy teljesen visszaoldódtak. Ezek a kőzetek is nagy Al-tartalmú cirkont tartalmaznak, ami a kezdeti (szülő) magma peralumínios jellegére utal. A visszaolvadás megemelte a kőzetolvadék Y- és nehéz RFF-tartalmát. A korai metalumínios andezitek amfiboljaiban ez a geokémiai jelleg megfigyelhető.

Támogatás: NKFIH FK131869, Bolyai János Kutatási Ösztöndíj és ÚNKP-ELTE/13043/1(2021) Lukács Réka részére.

Irodalomjegyzék

- Harangi, Sz., Lukács, R. (2019): Földtani Közlöny, **149/3**, 197–232.
- Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, C., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D. (2001): Journal of Petrology, **42/10**, 1813–1843.
- Seghedi, I., Downes, H. (2011): Gondwana Research, **20**, 655–672.
- Trail, D., Tailby, N., Wang, Y., Harrison, T.M., Boehnke, P. (2017): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, **18**, 1580–1593.

SZERKEZETI ÉS CIKLUSSZTRATIGRÁFIAI FEJLEMÉNYEK A BODAI AGYAGKŐ KUTATÁSA KAPCSÁN

Maros Gyula¹, Héja Gábor¹, Lantos Zoltán¹, Markos Gábor¹, Palotai Márton¹, Kovács József², Hatvani István³, Benkó Zsolt⁴

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH),

² Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE),

³ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont (MTA CSFK FGI),

⁴ Atommagkutató Intézet (ATOMKI)

e-mail: jozsef.gyula.maros@sztfh.hu

1. Bevezetés

A Nyugati-Mecsek-i antiklinális és a Gorica-i blokk területén felszínen és mélyfúrásokban előforduló Bodai Agyagkő Formáció (BAF; Chikán, Konrád, 1982; Konrád et al., 2010) fúrómagjait vizsgáltuk. Munkánkban az Ibafa, Ib-4 (Hámos et al., 2017), a Boda, BAF-3 és folytatásaként mélyült BAF-3A, valamint a Boda, BAF-4 fúrás maganyagát magszkenneltük ImaGeo magszkennerrel, értékeltük ImaGeo CoreDump szoftverrel, majd eredeti térbeli helyzetébe forgattuk a Geo-Log Kft. által mért akusztikus lyukfaltelevíziós mérések alapján. A térben orientált földtani objektumok száma a fúrásokban 37 163 db.

2. Elvégzett elemzések, vizsgálatok

A szkennelés, az eredeti térbe forgatás és kiértékelés módszertanát (Maros et al., 2020) tartalmazza. Az értelmezett objektum-sereget sztereogramokon és pólussűrűségi diagramokon ábrázoltuk alsó félgömb vetületben. Ezek az eloszlásokat mutató ábrázolások az értékelt adatbázis egyes jelenségeire (pl. rétegzés, zárt törések) vagy azok részalmazaira vonatkoznak. Az értelmezett jelenségek térbeli eloszlásának mélységfüggését „*tad-pole*” diagramokon elemeztük. Az elmozdulásokat orientált vetőkarcok és a szkennelt képeken értelmezett kinematikai indikátorok alapján rögzítettük. A törészónák között voltak szkennelhető és nem szkennelhető magállapotú szakaszok. Ez utóbbiak dőlését a BHTV („*Borehole televiewer*”) adatok segítségével a határoló mester törések alapján, részben a zónákban található törési síkok statisztikai elemzésével becsültük meg. A BAF dolomitos aleurolit rétegeknek a talpát és tetejét is rögzítettük, amelyeket a szoftver számára rétegzónaként értelmeztünk. Geomatematikai módszerekkel vizsgáltuk a Jakabhegyi Homokkő keresztlemezességének (Maros et al., 2020), a Kővágószőlősi Homokkő keresztarétegzett rétegeinek és a Bodai Agyagkő dolomitos aleurolit rétegei mélységének, réteglapjaik dőlésirány és dőlésszög értékének ciklusosságát. A magas konfidencia-szintű (0,99) periódushosszakot periodogramokon, a szignifikáns periódushosszak fúrásokon belüli mélység-lokalizációját „*wavelet*”-diagramokon vizsgáltuk. Mintáztuk a tektonikai dokumentáció során észlelt törészónák magzónáit és agyagosabb kitöltésű kárzónáit, a mintákon K/Ar abszolút korvizsgálatokat végeztünk a SZTFH GeoCore laboratórium és az ATOMKI kivitelezésében.

3. A térbeli eloszlások vizsgálata

Az egyes földtani és szerkezeti objektumok eloszlását elemeztük a Jakabhegyi Homokkő, a Kővágószőlősi Homokkő (Maros et al., 2020) és a Bodai Agyagkő Formációkban (Maros et al., 2022).

A rétegdőlés csapásainak eloszlásai nagy vonalakban megfelelnek a térképi rajzolatnak, a dőlésirányokban a Kővágószőlősi Formáció esetében mutatkozik anomális irány. A BAF-4 fúrás az antiklinális szárnyának, a BAF-3 és -3A fúrás az antiklinális magzónájának várható eloszlását mutatja. Az Ib-4 fúrás dőléseloszlása szintén jó közelítéssel ÉK felé dől.

A törések eloszlása az antiklinálisban mélyült fúrásokban hasonló. Ha az eloszlásból eltávolítjuk a rétegmenti töréseket, akkor széles tartományokat lefedő, de maximumhelyeit tekintve egyszerű kép marad, két konjugált, diagonális töréspár KÉK-NyDny és ÉÉNy-DDK csapással. A nyílt és a zárt törések eloszlása eltérő hangsúlyokkal, de hasonló ehhez. A törések eloszlása a Gorica-i blokkban ettől kissé eltérő. A nyílt törések a rétegzéssel párhuzamos csapásban, de meredekebb dőlésszöggel és a rétegekre merőlegesen, a zárt törések pedig széles sávban, É-D csapásmaximummal jelentkeznek.

A rétegdőlések mélységi eloszlása változékonysága az Ib-4 és BAF-4 fúrásokban kicsi, a BAF-3 és BAF-3A fúrásokban nagy.

4. Ciklicitás vizsgálat

A Jakabhegyi Homokkő ciklicitását Maros és munkatársai (2020) tanulmányában elemeztük, a BAF ciklusos felépítését már korábbi munkákban is vizsgálták (Halász, 2011; Halász, Halmai, 2012), majd Maros és munkatársai (2022) munkájukban elemezték részletesen. Jelen tanulmányunk a Kővágószőlősi Formáció ciklicitás elemzésével és a különböző formációk ciklusparamétereinek összehasonlításával egészíti ki a mecseki permotriász rétegsor ciklussztratigráfiai elemzését.

5. Szerkezeti eredmények

A Mecsekérc Zrt-től kapott prekainozoos földtani térkép, a területen mélyült fúrások és szakirodalmi tanulmányok (pl. Wéber, 1977; Horváth et al., 2018; Cserkész-Nagy et al., 2020) alapján 3D modellt szerkesztettünk a Nyugati-Mecsek területére. Modellünkben elhelyeztük a vizsgált fúrásokat, valamint azok értelmezett adatait, és mindezek alapján egy vázlatos szelvényt szerkesztettünk É-D-i

irányban a BAF–3 és –3A fúráson keresztül (Maros et al., 2022). Szerkezeti modellünk és a fúrások komplex vizsgálata alapján több szerkezeti esemény különíthető el:

(i) késő triász riftesedés abszolút kor adatok alapján 207 és 210 Mév korokkal,

(ii) kora kréta feltolódásokhoz és rétegmenti elmozdulásokhoz kapcsolódó alkáli bazalt telér benyomulások mai helyzetben, feltételezett ÉNy–DK-i csapású összenyomással,

(iii) késő kréta redőződéshez kapcsolódó feltolódások, parazita redők és/vagy „*fold accommodation fault*”-ok képződése, ennek következtében a rétegsorok látszólagos kivastagodása a maximális kompresszióval jellemezhető térrészekben,

(iv) feltehetően kainozoos feltolódások, ferde normál vetők, majd eltolódások képződése.

Vizsgálataink igazolták a szerkezeti zónák többszörös felújulását. Eltérő deformációk jellemzik az antiklinális redőszárnyán, annak magjában és a Gorikai blokkban mélyült fúrások maganyagát (Maros et al., 2022).

Irodalomjegyzék

Chikán, G., Konrád, Gy. (1982): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról, 169–186.

Cserkész-Nagy, Á., Bauer, M., Takács, E., Csabafi, R., Gúthy, T., Kóborné Bujdosó, É., Török, I., †Redlerné Tátrai, M., Szóts, G., Kovács, A.Cs., Hegedűs, E. (2020): Földtani Közlöny, **150/1**, 151–168.

Halász, A. (2011): A Bodai Aleurolit Formáció ciklussztratigráfiai vizsgálata, Kézirat, PhD Doktori értekezés, Pécsi Tudományegyetem, 129 p.

Halász, A., Halmi, Á. (2012): Földtani Közlöny, **142/2**, 125–135.

Hámos, G., Sámson, M., Bernáth, Gy., Csurgó, G., Darvas, K., Konrád, Gy., Kovács, A.Cs., Kovács, L., Krupa, Á., Ludmann, L., Maros, Gy., Máthé, Z., Rőczei, N., Somodi, G., Szegő, I. (2017): Ib–4 fúrás dokumentáló és értékelő jelentése, Kézirat, RHK-N-004/17, RHK Kft. Adattár, Paks, 228 p.

Horváth, J., Hámos, G., Benő, D., Menyhei, L., Sámson, M., Szamos, I., Halász, A., Konrád, Gy. (2018): Geology and Structural Geology of study area of Boda Claystone Formation (Western-Mecsek Mts, Southwest Hungary), Bodai Agyagkő Formáció kutatás szakmai előadói nap kiadványa, 2018. november 14. Pécs, 83–90.

Konrád, Gy., Sebe, K., Halász, A., Babinszki, E. (2010): Geologos, **16/1**, 27–41.

Maros, Gy., Szabadosné Sallay, E., Ádámné Incze, Sz., Hatvani, I.G., Palotás, K., Kovács, J., Gyenis, Á., Gróf, Gy., Pásztor, Sz., Andrásy, L., Mara, J., Vihar, L., Szongoth, G. (2020): Földtani Közlöny, **150/1**, 81–102.

Maros, Gy., Héja, G., Lantos, Z., Markos, G., Palotai, M., Kovács, J., Hatvani, I., Benkó, Zs. (2022): Bodai agyagkővet harántolt fúrások magszkennelési eredményei – Új adatok a Mecsek hegység szerkezetfejlődésének megértéséhez, A Bodai Agyagkő Formáció (BAF) kutatásának legújabb eredményei, Pécs, 2022. december 8., extended abstract volume, 90–95.

Wéber, B. (1977): Földtani Közlöny, **107**, 27–37.

A NYUGAT-MECSEKI SZÁSZVÁRI FORMÁCIÓ KÉTCSILLÁMÚ GRÁNITKAVICSAINAK PETROGRÁFIAI ÉS EREDETIVIZSGÁLATA

Máthé Árpád¹, Szemerédi Máté^{2,3}, Sebe Krisztina⁴, Máthé Zoltán⁵, Józsa Sándor⁶, Sági Tamás⁶, Pál-Molnár Elemér^{2,3}

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

⁴ Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék, Pécs

⁵ Mecsekérc Zrt., Kővágószőlős

⁶ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: arpad.mathe@sztfh.hu

1. Bevezetés, célok

A Pannon-medence kialakulása extenziós medencefejlődéssel és riftesedéssel kezdődött a neogénben (Horváth et al., 2006), amelynek korai, szinrift fázisa alatt folyóvízi üledékképződés zajlott (Hámor et al., 2001). Ilyen körülmények között képződött a jelen kutatásban vizsgált Szászvári Formáció durvatörmelékes összelete, amely a Nyugat-Mecsek miocén képződményeinek sorában nagy területi elterjedése miatt bír jelentős szereppel. A formáció kőzetanyaga dominánsan polimikt konglomerátum, melyet mintegy húsz különböző kavics típus alkot (Józsa et al., 2009). A Nyugat-Mecsek környezetében feltehetően D–DNy-i irányból érkező, nagy energiájú felső–középszakasz jellegű folyók rakták le hordalékukat (Jámbor, Szabó, 1961); a formáció kavicsanyaga döntően a mai elterjedési területétől délre elhelyezkedő alaphegységi képződmények lepusztulási termékeiből áll (Barabás, 2010). A képződmény legkérdésebb eredetű kavics típusa a felszíni feltárásokban és a formációt nagy vastagságban feltáró nyugat-mecseki mélyfúrásokban egyaránt gyakran előforduló kétcsillámú, andaluzitos leukogranit (Szakmány, Józsa, 1994; Varga, 2010; Benei, 2014), amelynek forrásterülete a mai napig nem ismert. Jelen kutatásban a nyugat-mecseki leukogranitok petrográfiai összehasonlítását végeztük el a Kárpát–Pannon térség (pl. Papuk, Pannon-medence aljzata, Erdélyi-középhegység), illetve a Cseh-masszívum (Aalfang, Ausztria) hasonló képződményeivel.

2. Petrográfiai eredmények

A vizsgált minták többsége középszemcsés, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés szövétű, és nem mutat irányítotttságot. A fő kőzetalkotókat döntően a szürkésfehér káliföldpát, a sárgás árnyalatú plagioklász és az üvegfényű, szürke kvarc kristályok képviselik, emellett változó mennyiségben színes elegyrészek (gyakran átalakult biotit, muszkovit) is megfigyelhetők. A kavicsanyagban kisebb mennyiségben előfordulnak nagyobb átlagos szemcseméretű és színes elegyrészt alig tartalmazó pegmatitos kőzetváltozatok is.

A minták meghatározó fázisai a földpátok: káliföldpát és plagioklász egyaránt jelen van (összmenyiségük meghaladja a 60 V/V%-ot), közöttük leggyakoribbak a változatos méretű (0,5–7 mm) káliföldpát kristályok (ortoklász és mikroklin) (~35–40 V/V%). Utóbbiak idiomorf-hipidiomorf kifejlődésűek, gyakran jellemző rájuk a karlsbadi ikresedés, egyes kristályok továbbnövekedési szegéllyel rendelkeznek. Kis mennyiségben kvarc és földpát granofiros

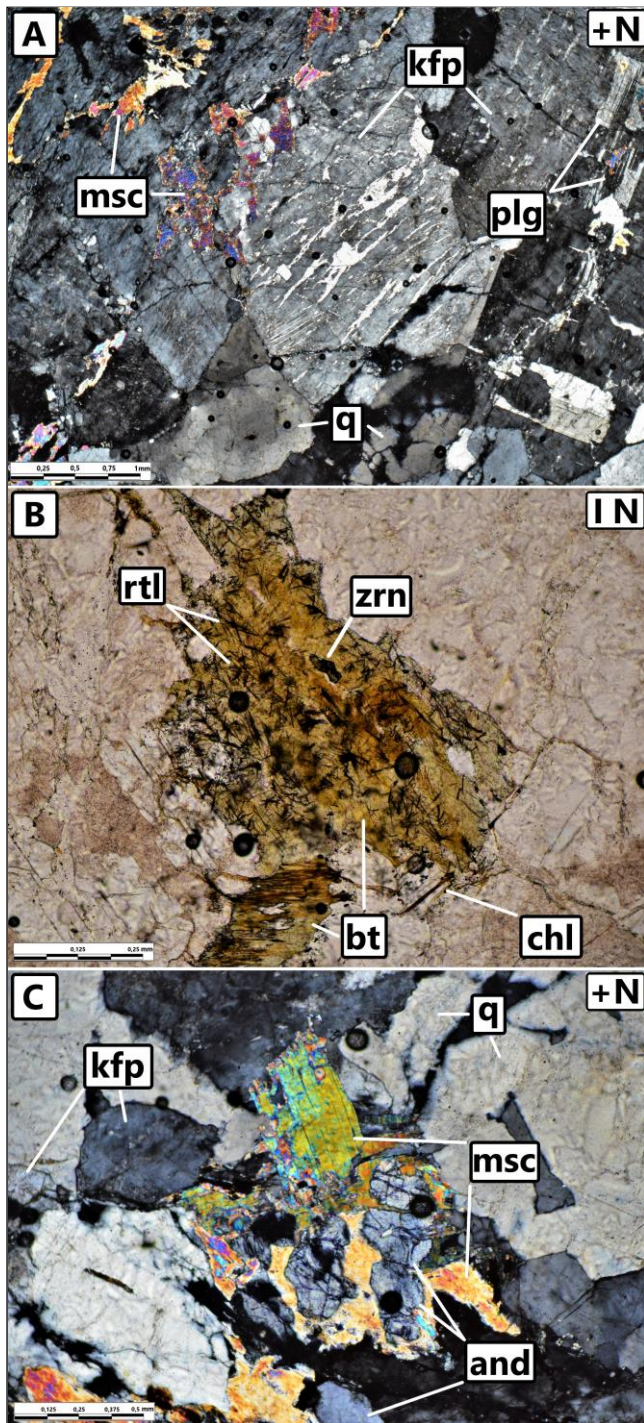
összenövése is előfordul. A káliföldpátok mindegyike kisebb-nagyobb mértékben átalakult, gyakran járják át őket vékony, karbonáttal, kvarccal és szericittel kitöltött repedések. Szinte minden ortoklász kristályt érintett a pertites szételegyedés (1. ábra, A). Zárványként apatit, kvarc, opak ásványok és elvéve cirkon figyelhető meg a káliföldpátokban.

A plagioklász földpátok (~20–25 V/V%) átlagos kristálméretükben némileg elmaradnak a káliföldpát kristályoktól (0,5–3 mm), jellemzően (hip)idiomorf kifejlődésűek, legtöbbször erősen átalakultak (szericitté és agyagásványokká) és repedezettek, azonban egyes példányok poliszintetikus ikerlemezei is megfigyelhetők. A vékony repedéseket hematitos-limonitos erek töltik ki, előfordul kvarcmozai és biotit zárvány is a kristályokban. A viszonylag üde plagioklászok szimmetrikus zónájában mért maximális kioltási szögek (6–22°) alapján az összetételük albit/oligoklász. Gyakran nőnek össze káliföldpáttal és biotittal. Egyes plagioklászok káliföldpáttá alakultak, amiről a poliszintetikus ikerlemezek még azonosítható reliktumai árulkodnak.

A mintákban jelenlévő porfíros kvarckristályok (~25–30 V/V%) 1–3 mm-esek, és hipidiomorf-xenomorf kifejlődésűek. Egyes kristályok szélei hullámosak, nem éles határvonalúak, továbbnövekedési szegély figyelhető meg rajtuk. Gyakori jelenség az ásványok növekedése következtében kialakuló, a kristályok közti térbe benyomuló lángnyelves szegélyzőna (előfordulnak részlegesen bekebelezett kristályok is), amely esetenként alkáliföldpátokkal összefogódva jelenik meg. Egyes kvarckristályok repedezettek, ezeket legtöbbször szericit- vagy karbonáterek töltik ki. Zárványként szericitesedett földpátot, biotitot, muszkovitot, cirkont és apatitot is tartalmaznak.

A kétféle színes elegyrész hasonló gyakorisággal jelenik meg a mintákban (~5–10 V/V%), ezek egyike a könnyen felismerhető sötétbarna, erősen pleokroos biotit. Az ásványszemcsék mérete 0,1–2 mm között változik; a kisebb szemcsék inkább vékonylemezesek, míg a nagyobb szemcsék táblásak. A biotit kristályok nagy része jelentősen átalakult (opacitosodott, baueritesedett), egyes szemcsék erőteljesen kloritosodtak, míg helyenként a szételegyedés hatására, a biotit titán-tartalmának kiválásával szagenitrács alakult ki (1. ábra, B). A biotit leggyakrabban földpát kristályok és muszkovit környezetében helyezkedik el, de előfordulhat repedésekben is. A szételegyedett példányok zárványgazdagok, viszonylag sok apatitot, rutilt, esetleg brookitot, hematitot és cirkont tartalmaznak, utóbbiak körül esetenként kiterjedt pleokroos udvar is megfigyelhető. A muszkovit megjelenése legtöbbször lángszerű, zegzugos, gyakran

fordul elő szemcsék közt, illetve más ásványok hézgaiban. Szemcsemérete a pár mikrontól a néhány mm-ig terjed. Gyakran figyelhető meg biotittal összenöve és földpátok repedéseiben is.



1. ábra – A Nyugat-Mecsek kétsillámú leukogranit kavicsainak polarizációs mikroszkópos felvételei: A) Bükkösd–35 fúrás 167 m: pertites ortoklász, polyszintetikus ikres plagioklász, kvarc és muszkovit; B) Cserdi–14 fúrás 155 m: erőteljesen szételegyedett biotit kristályból kiváló rutiltűk (szagenitrács szerkezet) klorittal és cirkonnal; C) Bükkösd–35 fúrás 167 m: muszkovittal együtt megjelenő andaluzit kristályok
Jelmagyarázat: kfp – kálföldpát; plg – plagioklász; q – kvarc; bt – biotit; msc – muszkovit; zrn – cirkon; rtl – rutil; and – andaluzit.

Az akcesszórius elegyrészek közül kiemelendő a legtöbbször muszkovit közelében vagy azzal együtt megjelenő barackvirág pleokroizmusú andaluzit. A kristályok mérete 0,1–0,8 mm között

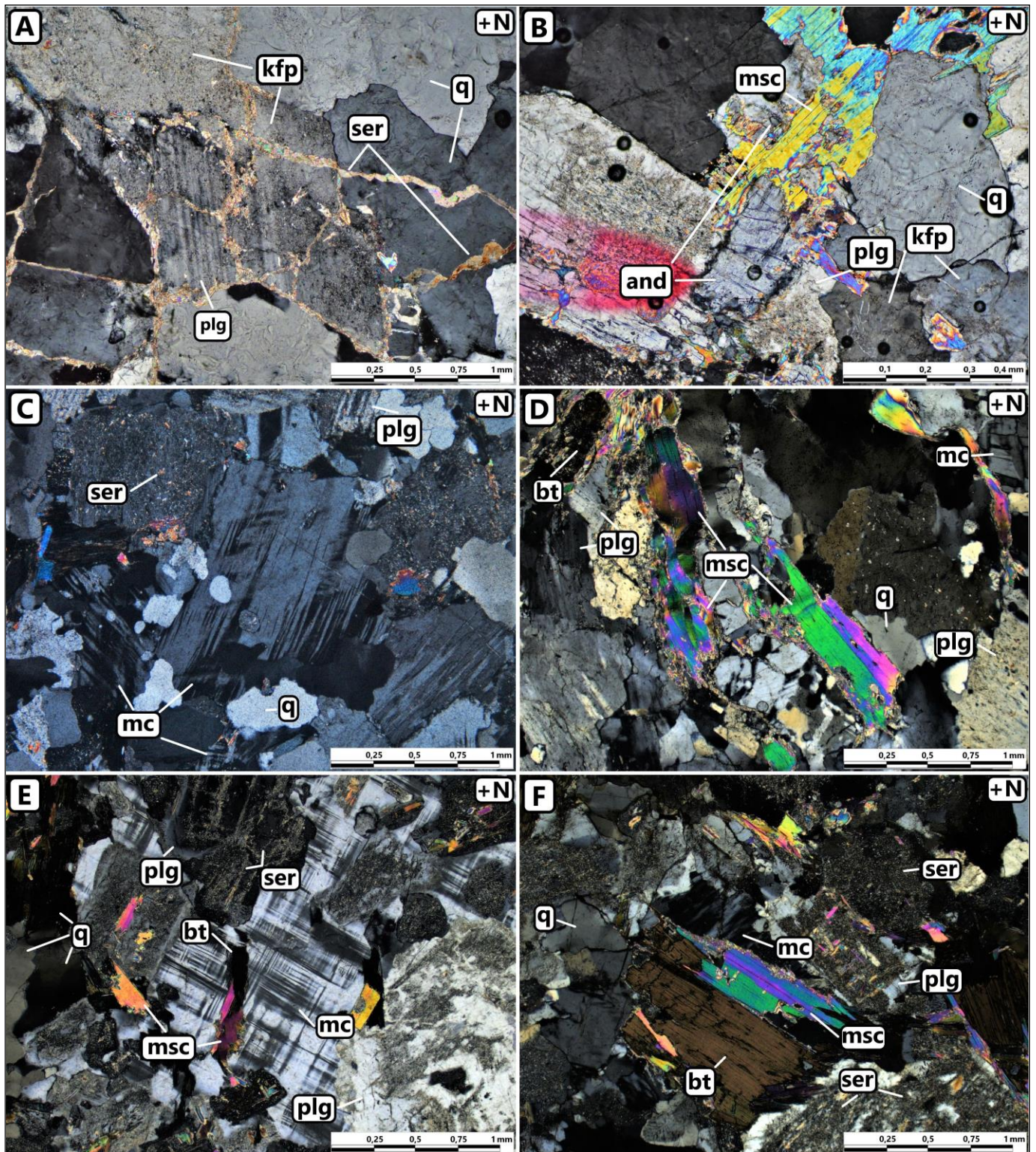
változik, a nagyobb szemcséken megfigyelhetők a jellegzetes hasadási nyomvonalak (1. ábra, C). Esetenként halmazokat alkot muszkovitban. Akcesszórius elegyrészként továbbá cirkon, titanit és apatit gyakori, emellett rutil és hematit is előfordul a fő kőzetalkotó kristályok közötti térben és zárványként egyaránt, leggyakrabban az erőteljesen átalakult színes elegyrészekben. Általában idiomorf-hipidiomorf megjelenésűek, egyes cirkonkristályok töröttek, és kiterjedt pleokroos udvarral rendelkeznek. Átlagos méretük 50–100 µm. Másodlagos elegyrészként szericit, karbonát, limonit és agyagásványok helyettesítik az andaluzit kristályokat.

3. Diszkusszió

A miocén Szászvári Formáció nyugat-mecseki feltárásainak és fúrásanyagainak kétsillámú leukogranit kavicsai modális összetételük alapján szienogranitok (kálföldpát > plagioklász), petrográfiai alapú besorolásukat azonban megnehezítik a mintákban előforduló, másodlagos (feltételezhetően metasztatikus eredetű) kálföldpát kristályok, amelyek az eredeti kálföldpát / plagioklász arányt is módosíthatták (2. ábra, A). A fő kőzetalkotó ásványok, pl. a biotit és a muszkovit együttes jelenléte, illetve az akcesszórius andaluzit kristályok (2. ábra, B) egyértelműen a granitoidok erőteljesen peraluminios jellegére és kontinentális kéreg eredetére utalnak (S-típusú gránitok), amit a folyamatban lévő teljes kőzet fő- és nyomelem-geokémiai vizsgálatainkkal is igyekszünk alátámasztani.

A Tiszai-főegységben belül 4 fő elterjedési területről is ismerünk variszkuszi vagy annál idősebb S-típusú granitoidokat, a vizsgálati területtől délre elhelyezkedő Papukból (Szlávoniai-sziget-hegység) (2. ábra, C), mélyfúrásokból DK-Magyarország aljzatából (Algyő–Ferencszállás aljzatmagaslat és Battonya–Pusztaföldvári-hát; 2. ábra, D és E), illetve az Erdélyi-középhegység nyugati–déli nyugati részéről (Béli- és Hegyes-hegységek, Codru-takarórendszer; 2. ábra, F). A Szászvári Formációban megjelenő leukogranit kavicsok eredetének és az egykori lehordási irányoknak a vizsgálatához első lépésként a mintákat a fent említett képződmények kőzetanyagaival vetettük össze. A Papuk, DK-Magyarország és az Erdélyi-középhegység variszkuszi S-típusú granitoidjainak közös jellemvonása, hogy szövetük jellemzően irányított (Erdélyi-középhegység: enyhén, Battonyai-hát: enyhén–mérsékelt), gyakran nyírt, törésesen és/vagy képlékenyen deformált, az Algyő–Ferencszállás aljzati hátton helyenként, míg a Papukban általánosan gneiszes szövetet mutatnak. Ezzel szemben a Szászvári Formáció általunk vizsgált gránitkavicsai nem mutatnak irányítottságot és bennük – a Tiszai-főegység többi paleozoos S-típusú granitoidjával szemben – az enyhe–erőteljes deformáció mikroszöveti bélyegei sem jelennek meg. Ásványos összetételüket tekintve a fent említett 4 analóg terület kétsillámú granitoidjai monzogranitok vagy granodioritok (plagioklász > kálföldpát); szienogranitok ezekből a képződményekből nem ismertek, ahogyan másodlagos kálföldpát sem jelenik meg a területekről eddig általunk vizsgált kőzetekben (jellemző átalakulások a szericitesedés, albitosodás, karbonátosodás és kloritosodás). Akcesszórius elegyrészként leggyakrabban apatit, cirkon, monacit és (aplitokban) gránát található bennük, andaluzitot a Tiszai-főegység többi S-típusú granitoidjának kőzetanyagában eddig nem azonosítottunk.

Az általunk vizsgált minták petrográfiai tulajdonságait összevetettük a Tiszai-főegységtől ÉNY-ra elhelyezkedő Cseh-masszívum déli pereméről (Aalfang, Ausztria) származó hasonló megjelenésű leukogranittal. A képződmény ásványos összetételét tekintve nagyfokú hasonlóságot mutat a nyugat-mecseki mintákkal, és szintén megjelenik benne (legtöbbször muszkovithoz



2. ábra – A nyugat-mecseki kétsillámú leukogranit kavicsok és a Tiszai-főegység petrográfiai szempontból hasonló, paleozoos S-típusú granitoidjainak polarizációs mikroszkópos felvételei. A) Korpád–2 fúrás 148 m: szericites erekkel átszőtt polyszintetikus ikres plagioklász kálföldpáttal; B) Bükkösd–35 fúrás 167 m: andaluzit kristály jellegzetes hasadási nyomvonalakkal, muszkovit és egykori plagioklász környezetében; C) Papuk (Horvátország), Djedovica kőfejtő, kvarcban, szericitesedett plagioklászban és mikroklinben gazdag (monzogranit protolitú) ortogneisz; D) Ferencszállás–8 fúrás 1659 m: erőteljesen irányított, deformált (gneisz szerkezetet mutató) granitoid a Dél-Alföld aljzatából; E) Mezőhegyes–K–1 fúrás 1613 m: enyhén irányított monzogranit a Battonya–Pusztaföldvári-hátról; F) Hegyes-hegység (Románia), galjai kőfejtő, mérsékelten irányított szövetet mutató, kétsillámú monzogranit az Erdélyi-középhegység Codru-takarórendszeréből
Jelmagyarázat: kfp – kálföldpát; mc – mikroclin; plg – plagioklász; q – kvarc; bt – biotit; msc – muszkovit; ser – szericit; and – andaluzit.

kapcsolódóan) az andaluzit. A legfőbb különbséget az ausztriai minták szillimanit és cordierit tartalma okozza, amik indexásványokként a kőzetek metamorfózisára utalnak, hasonló jelenség a nyugat-mecseki minták esetében nem figyelhető meg.

Az analóg területekhez képest mutatott petrográfiai különbségek arra engednek következtetni, hogy az általunk vizsgált kavicsanyag (1) a főegység egy felszínről vagy mélyfúrásokból eddig nem ismert (pl. ma miocén vagy annál fiatalabb üledékekkel fedett gránittest),

vagy akár teljes mértékben lepusztult képződményéből származik; vagy (2) származási helye nem a Tiszai-főegység mai területén belül található. A további következtetések levonását a Cseh-masszívum leukogranitjaival történő részletes petrográfiai, geokémiai és geokronológiai összehasonlítás, vagy esetleg a szlavóniai aljzatról rendelkezésre álló fúrás adatok áttanulmányozása segítheti elő.

A kutatást a K131690 és 138638 számú NKFIH pályázatok támogatták.

Irodalomjegyzék

- Barabás, A. (2010): A délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránérctelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük, Doktori (PhD) értekezés, Pécsi Tudományegyetem, Pécs, 170 p.
- Benei, B. (2014): Az Ibafa-4 (Nyugat-Mecsek) fúrás miocén kavics-anyagának petrográfiai értékelése, Diplomamunka, ELTE-Kőzettertan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 73 p.
- Hámor, G., Pogácsás, Gy., Jámbor, Á. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, **44/2-3**, 193–222.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloething, S. (2006): *European Lithosphere Dynamics*, **32**, 191–206.
- Jámbor, Á., Szabó, J. (1961): *Földtani Közlemények*, **91/3**, 316–324.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Máthé, Z., Barabás, A. (2009): In: M. Tóth, T. (Ed.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, Geoliter, Szeged, 195–217.
- Szakmány, Gy., Józsa, S. (1994): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **35**, 53–64.
- Varga, M.A. (2010): Magyarországi andaluzitos gránit hőmpolyök petrográfiaja (Dunavarsány, Nyugat-Mecsek térségben), Diplomamunka, ELTE Kőzettertan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 109 p.

HOMOKKÖVEK OSZTÁLYOZÁSÁRA ALKALMAZOTT KIMÉRÉSI ELJÁRÁSOK BEMUTATÁSA MAGYARORSZÁGI PERMOTRIÁSZ VÖRÖS HOMOKKÖVEK PÉLDÁJÁN

Miklós Dóra Georgina^{1,2}, Szakmány György², Józsa Sándor²

¹ Magyar Nemzeti Múzeum, Nemzeti Régészeti Intézet, Archeometriai Labor

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: miklosdoragina94@gmail.com

1. Bevezetés

A törmelékes üledékes kőzetek (sziliciklasztitok), mint a földkéreg legnagyobb hányadát alkotó kőzetek régóta foglalkoztatják a kutatókat, valamint az iparban dolgozókat. Köztudott, hogy ezen kőzetek, mint szénhidrogén- vagy víztároló képződmények és mint egykori hegységek lepusztulási maradványai jelentős gazdasági és tudományos jelentőséggel bírnak. Képződésük négy lépcsős (mállás-aprózódás, szállítás, leülepedés, kőzetté válás) folyamat eredménye, amelyből jelen munkában a lepusztult törmelékanyag eredetvizsgálatával, másnéven proveniencia analízisével foglalkozunk. Mindez magában foglalja a lepusztult terület kőzettani összetételének, a törmelékanyag szállítási módjának, valamint a lerakódó üledék összetételét befolyásoló (morfológiai, klimatikus és tektonikai) tényezők meghatározását is.

1.1. Kutatástörténeti áttekintés

A recens folyóvízi hordalékanyagok, azon belül is a kavicsfrakció eredete, valamint felhasználása már a kőkor óta foglalkoztatja az emberiséget. Azonban a homokkővek forrásterületének tudományos kutatása csak a 19. században kezdődött el, amelyben nagy szerepe volt a nehézásvány vizsgálatnak. A 20. század során a lepusztulási terület földtani felépítésére és tektonikai fejlődéstörténetére irányuló kutatások egyre elterjedtebbek lettek.

A homokkővek törmelékes, más néven allotigén vagy detritális elegyrészeit többféle petrográfiai paraméterrel jellemezhetjük (méret, alak, termet, koptatottság, anyag stb.). Ezeket a szemcséket különböző kategóriákba sorolták (pl. kvarc: Q, földpát: F és kőzettörmelék: R vagy L), mennyiségüket polarizációs mikroszkópban kimérték, és százalékos megoszlásukat különféle háromszögdiagramokon ábrázolták (Q–F–R-diagram: petrográfiai osztályozás, Folk, 1956; Pettijohn et al., 1973; Q–F–L és kapcsolódó diagramok: forrásterület-analízis, Dickinson, 1970; Dickinson, Suczek, 1979). A homokkővek pontos elnevezéséhez és származási területük megállapításához ezek a rendszerezések széles körben elterjedtek (pl. Pettijohn, 1954; Folk, 1956; Dickinson, 1970, 1985; Pettijohn et al., 1973; Dickinson, Suczek, 1979; Ingersoll, 1990) és a mai napig is használatosak. Hazánkban a Gazzi-Dickinson szemcseelemző módszert Árgyelán (1989, 1995) vezette be.

A technológia és a műszeres analitika fejlődése új utakat nyitott meg az üledékes kőzetekkel foglalkozó kutatók előtt: ásványkémiai, mikromorfológiai, geokémiai és radiometrikus (U-Pb, U-Pb(He), ⁴⁰Ar/³⁹Ar) vizsgálatok (pl. Lihou, Mange-Rajetzky, 1996; Seydoli et al.,

1997; Preston et al., 1998; Bock et al., 2000; Sabaou et al., 2009; Montilla et al., 2013).

2. Homokkővek kőzettani leírásához alkalmazott kimérési eljárások

A homokkővek összetevőinek kvantitatív mennyiségi meghatározásához alkalmazott petrográfiai kimérési eljárásokat két fő típusba sorolhatjuk, megkülönböztetjük ugyanis a térfogat/terület, valamint a szemcseszámláló módszereket. Az eljárás elvégzésének módja alapján pedig megkülönböztetünk vonalmenti, négyzetrács vagy vonal pontjai szerinti pontszámlálást, sávszámláló vagy négyzetrácsos területi kimérést. Viszonylag pontos szemcseszámlálási módszernek minősül a sávszámlálós módszer, amely során a vékonycsiszolat egy bizonyos területén található összes szemcse darabonként számításba kerül (Árgyelán, 1995; Varga et al., 2001, 2003, 2004), ugyanakkor ezzel a módszerrel a szemcséközi anyagok (mátrix, cement, pórus) mennyisége nem mérhető. Ugyanez igaz a vonalmenti kimérésre abban az esetben, amennyiben úgy történik a kimérés, hogy egy szabadon választott egyenes vonal mentén azt vizsgáljuk, hogy az egyes szemcsék mekkora „egységet” tesznek ki. A többi eljárás térfogat szerinti törmelékarány meghatározására alkalmas, amellyel a szemcsék közötti komponensek is mérhetővé válnak (Miklós, 2018).

A szakirodalomban jobbra a pontszámlálós módszert alkalmazzák, amelynek két fajtája terjedt el az elmúlt évtizedekben, az ún. „hagyományos”, valamint az elterjedtebb Dickinson- vagy Gazzi-Dickinson-féle kimérés (Miklós, 2018). Az eljárások közötti különbség az összetett szemcsék számolásának módjában keresendő.

A hagyományos eljárás során minden egyes pontnál az összetett szemcséket (kőzeteket) egységes egésként kezeljük, függetlenül az azokat felépítő ásványfázisok méretétől. Ennek értelmében egy durvakristályos kőzetet (pl. granitoid, csillámpala vagy gneisz) minden esetben kőzettörmeléként értelmez függetlenül attól, hogy a szemcse mely ásványfázisára esik a vizsgált pontunk (Basu, 1976; Suttner, 1974; Mack, Suttner, 1977).

A Gazzi-Dickinson módszer ezzel szemben szemcsemérettől függetlennek minősül, tehát amennyiben a vizsgált pontunk egy összetett kőzetszemcse 63 µm-nél durvább méretű ásványos komponensre esik, akkor ezt a pontot nem kőzetszemcséként, hanem az adott pont által érintett ásványoszemcséként kell rögzíteni (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Graham et al., 1976; Zuffa, 1980; Ingersoll et al., 1984).

A kimérés mindkét eljárás esetében a szemcsék között előforduló komponensek, mátrix, cement és pórus mennyiségének meghatározásával együtt történik, tehát térfogati kimérésekről beszélhetünk. Az így kapott eredményeket (QFR vagy QFL) háromszögdiagramokon ábrázolhatjuk (Dott, 1964; Pettijohn et al., 1973), ahol a csúcson a szemcséket alkotó három főkomponens figyelhető meg, és ezek egymáshoz viszonyított arányát olvashatjuk le róla. Munkánkban a Pettijohn és munkatársai (1973)-féle háromszögdiagramokat alkalmazzuk. Ki kell emelni, hogy a diagramon bár az egyes ásvány-, valamint kőzettörmelékfázisok össz mennyiségét ábrázoljuk, így joggal feltételezhetnénk, hogy akkor miért is minősül mégis térfogati kimérésnek és nem szemcseszámolásnak, ugyanakkor a diagram kiválasztásánál fontos szerepük van a szemcséken kívüli komponenseknek (mátrix, cement és pórus). Pettijohn és munkatársai (1973) megkülönbözteti rendszerében a mátrix-szegény areniteket, homokköveket, ahol a mátrix, cement és pórus össz mennyisége <15%, valamint ezt az értéket meghaladó esetben a grauwacke-típusú homokköveket/"wacke"-kat osztályozó háromszögdiagramot alkalmaz (Pettijohn et al., 1973; Józsa et al., 2020).

A Gazzi-Dickinson módszer esetében az irodalmakban gyakran megjelenik a homokkövek tektonikai környezet alapú besorolása, valamint osztályozása, azonban munkánkban a módszer ez irányú alkalmazásával nem foglalkozunk, célunk csupán a homokkövek osztályozása, valamint amennyiben lehetőségünk adódik rá, elkülönítése a lehetséges forrásterületük alapján. Ehhez egy kombinált szemcseelemző módszert alkalmazunk, amely segítségével a két eljárás előnyeit ötvözzük.

Jelen munka célja, hogy bemutassuk az általunk homokköveken alkalmazott kimérési eljárást és annak használhatóságát. Ennek érdekében két ismert magyarországi vörös homokkő előfordulást három képződményét hozzuk fel analógiaként.

2.1. Kombinált szemcseelemző eljárás

Az általunk alkalmazott kimérés során kombináltan, tehát egyidejűleg rögzítjük a korábban bemutatott szemcseelemző módszerek segítségével a pontmérés során a rácspontokra eső szemcséket, valamint a köztés térben megjelenő komponenseket. Tehát ez esetben is térfogati, valamint pontmérésről beszélünk. Külön figyelmet igényelnek az összetett szemcsék, amelyeket a két módszer kombinációjának megfelelően rögzítünk. Például egy granitoid szemcse esetében, amennyiben a rácspontunk annak egy polikristályos kvarc részére esik, akkor ezt a két adatot együtt rögzítjük, tehát felvesszük, hogy egy polikristályos kvarcot látunk, azonban emellett azt az információt is tároljuk, hogy mindez egy granitoid szemcsén belül jelenik meg. Ennek a folyamatnak az egyszerűsítésére létrehoztunk egy számoló táblát, amely segítségével időhatékonyan tudjuk felvenni és rögzíteni a pontméréseinket. Az eredményeket a számológéptábla különböző munkafüzeteiben tárolt, a hagyományos, valamint a Gazzi-Dickinson eljárásnál tárgyalt kitételekre odafigyelve külön-külön értelmezzük és értékeljük, amely eredményeként két, az egyes módszerek esetében eltérő értékekkel rendelkező, QFL vagy QFR arányszámot kapunk. Ezeket a Pettijohn és munkatársai (1973)-féle háromszögdiagramok egyikén ábrázoljuk, oly módon, hogy a mátrix, cement és pórus komponensek össz mennyiségének figyelembevételével kiválasztott háromszögdiagramot megduplázunk, és egymás mellé téve mutatjuk be a két módszer során mért arányokat, mindkettőt különböző háromszögön. Az eljárás révén kombináltan, egyszerre látjuk a két kimérési módszer eredményét, és ezeket együttesen értékeljük a vizsgált mintaanyag esetében.

Az elkövetkezendő részben két magyarországi vörös homokkő előfordulás esetében mutatjuk be a kimérési eljárás során tapasztalt nehézségeket, továbbá észrevételeinket a méréssel, valamint a kiértékelésével kapcsolatban. Ezen felül pedig a két terület kapcsán külön-külön kitérünk az eredmények értelmezésére is, amelyben összevetjük a két kimérési eljárás eredményeképpen kapott háromszögdiagramokat. Végül szót ejtünk a kombinált eljárás alkalmazhatóságáról, korlátairól.

3. Magyarországi felszíni vörös homokkő előfordulásokról származó homokkőminták kombinált szemcse elemzése

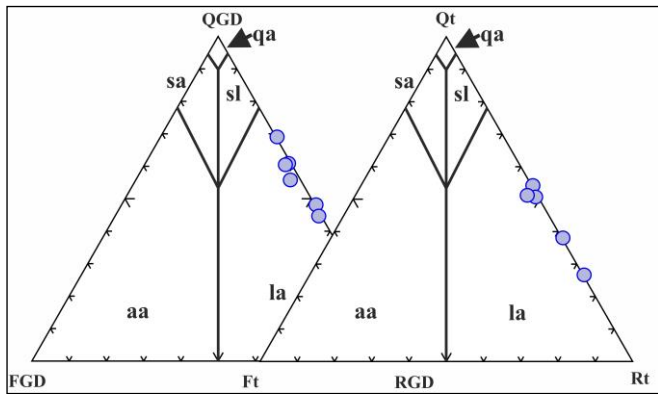
Jelen munkánk egy archeometriai célú kutatás keretein belül zajlik, amelynek célja különböző régészeti korból és területről származó homokkő anyagú régészeti eszközök, elsősorban szerszámkövekként alkalmazott nyersanyagok forrásának, begyűjtési helyének beazonosítása. A régészeti anyagok rendkívül nagy mennyiségben tartalmaztak homokköveket, amelyekben belül változatos megjelenést tapasztaltunk. Ezt elsősorban a nyersanyagok makroszkópos paraméterei (pl. szín, szemcseméret, osztályozottság, ásványos összetevők) mutatták. A homokkövek között jelentős mennyiséget képviselnek a vörös színű változatok. Munkánkban ezekkel a vörös homokkövekkel foglalkozunk bővebben. A leletek nyersanyagának forrásának lehető legpontosabb meghatározásához összehasonlító geológiai mintákat is gyűjtöttünk, amelyek esetében kulcsfontosságú volt, hogy felszíni anyagokkal kell számolnunk. Magyarország területéről két nagyobb felszíni elterjedéssel rendelkező vörös homokkő előfordulást vizsgáltunk, ezek a Balatonfelvidéki Homokkő és a Mecsek-hegység területén megjelenő két kőzetrégtegnyi egység: a Kővágószőlősi és a Jakabhegyi Homokkő Formációk anyaga.

3.1. Balatonfelvidéki Homokkő

A Balaton-felvidéken két nagyobb (Zánka és Badacsonyörs, valamint Aszófő és Balatonfűzfő között) és több kisebb területen (Gyulakeszi, Hidegkút és Litér környéken) figyelhetünk meg vörös homokkő kibukkanásokat (Majoros, 1983; Csernussi, 1984). Ezek közül mintákat gyűjtöttünk Alsóörs, Balatonrendes, Fülöp-hegy, Káptalanfüred, Köcsi-tó és Pálköve környezetéből, melyek közül összesen hat minta esetében végeztünk el térfogati kimérést, melyek eredményét az 1. ábrán mutatjuk be.

A vizsgált minták összetételéről elmondható, hogy azok átlagosan 85%-ban szemcsékből állnak (Q:F:L, 47:1:36, 1% csillám), 5%-ban kloritból/agyagásványból, 8%-ban kovás cementből és 2%-ban pórusból állnak. A homokkövek általában monokristályos-, valamint kevesebb polikristályos kvarcból, vulkáni (savanyú és elvértve kevés bázisos-neutrális kemizmusú) eredetű kőzettörmelékéből állnak. Elvértve kevés földpátot azonosítottunk (káli földpát > plagioklász).

Az 1. ábrán megfigyelhetjük, hogy a két kimérési eljárás során minden minta litarenitnek adódott, így mindkét diagram hasonló eredetet mutat. A két eljárás hasonló mértékű változékonysággal jellemezhető, amely esetében két kissé eltérő mintacsoportot azonosítottunk, amely összefügg a minták szemcseméretbeli eltéréseivel, ugyanis vizsgáltunk közép-nagyszemcsés, valamint aleurolit, finom- és aprószemcsés homokköveket egyaránt, továbbá a minták egyéb kőzettörmelék tartalmával (metamorf eredetű szemcsék).



1. ábra – A Balatonfelvidéki Homokkő kombinált kémiai eredményeit szemléltető háromszögdiagramok (Pettijohn et al., 1973 alapján), ahol GD és t a kémiai eljárásokat jelentik, qa – kvarcarenit, sa – szubarkóza, sl – szublitarenit, aa – arkóza, la – litarenit

A kémiai során problémát a nehezen megfigyelhető szemcsehatárok, valamint a kovás cement alárendelt mennyisége és vastagsága, továbbá a szemcseközi térben jelentős mennyiséget képviselő másodlagos fázisok (klorit/agyagásvány) eredete, illetve besorolása (pszeudomátrix/kötőanyag, esetleg mátrix eredetű?) okozott.

3.2. A mecseki vörös homokkő előfordulások

A Mecsek hegység területén belül nagy kiterjedésű és jelentős vastagságú, változó összetételű perm–kora triász korú törmelékes, konglomerátumokból, homokkövekből és aleurolitokból álló összlet fordul elő (Barabás, Barabásné Stuhl, 1998). Ezek közül a két legnagyobb felszíni elterjedésű formáció a Jakabhegyi és a Kővágószőlősi Homokkő emelhető ki, ugyanis archeometriai szempontból ezek tekinthetők a legalkalmasabb szerszámkö nyersanyagoknak. A két képződményt Fazekas (1987) szerint nehéz egymástól megkülönböztetni, ugyanis nem figyelhető meg közöttük jelentős kőzetösszetételbeli változás.

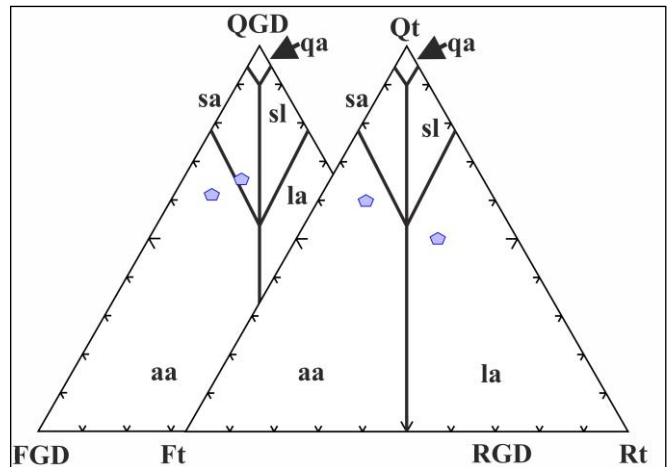
3.2.1. Kővágószőlősi Homokkő

Három mintát vizsgáltunk, különböző felszíni előfordulásaiból, ezek Bakonya, Boda és a Petőczy-árokából származnak, melyek közül az első kettő esetében végeztünk kémiai kimérést (2. ábra).

A vizsgált homokkövek összetételéről elmondható, hogy azok átlagosan 91%-ban szemcsékből tevődnek össze (Q:F:L, 55:22:10, 4% csillám), továbbá előfordul még bennük kb. 8% kovás cement, amely sok esetben vékony, szinte alig látható módon jelenik meg és 1% pórus jellemzi még őket. A szemcsék között megjelenhet kevés szericit, amely pszeudomátrix jelenlétére utal. A vizsgált minták fő összetevői közé tartozik a monokristályos-, valamint a polikristályos kvarc, földpát (káli-földpát és plagioklász), savanyú és neutrális vulkáni eredetű kőzettörmelékek, és szintén jelentős részarányt kitevő granitoid eredetű töredékek.

A Gazzi-Dickinson-féle háromszögdiagramon (2. ábra, bal oldali háromszög) a két mérési eredmény kisebb változékonyságot mutat, amely a két minta hasonló eredetét, szubarkóza-szublitarenit összetételét mutatja számunkra, míg a hagyományos eljárás értelmében arkózas homokkő-kőzettörmelékes homokkő (litarenit) összetételt és nagyobb mértékű változékonyságot figyeltünk meg. Ugyanakkor fontos kiemelni, hogy a két vizsgált minta jelentős szemcseméretbeli eltéréssel jellemezhető, ugyanis a bakonyi minta, apró-középszemcsés homokkő, a második diagramon az „R” csúcs felé erőteljesen eltolódott, ezzel szemben a bodai, finomhomokos

aleurolit, mint a pedig a bal oldali diagramhoz képest csupán kis összetételbeli változást mutatott.



2. ábra – A Kővágószőlősi Formáció kémiai eredményei (Pettijohn et al., 1973 alapján), ahol GD és t a kémiai eljárásokat jelentik, qa – kvarcarenit, sa – szubarkóza, sl – szublitarenit, aa – arkóza, la – litarenit

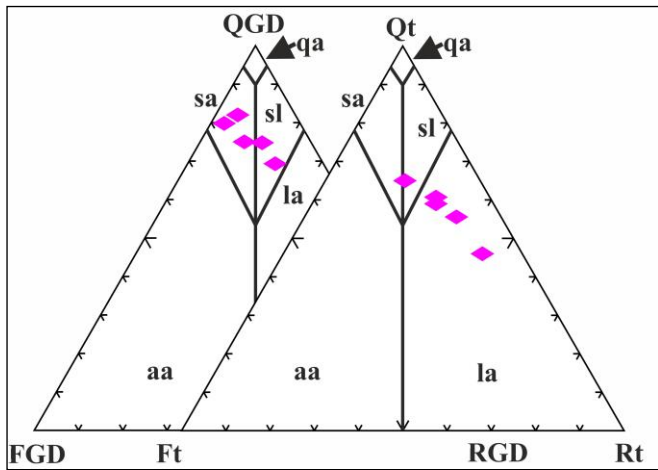
Ebben az esetben a két anyag viszonylag hasonló összetétellel rendelkezett, a kémiai során problémát az aleurolit minta szemcsemérete jelentett, ugyanis fénymikroszkópban a finomszemcsés anyagok kémizése, valamint a vizsgált szemcsék eredetének meghatározása, például az ásványtöredékek köztézh való rendelése nagyobb hibával terhelt, különösen abban az esetben, amennyiben a háttérterületen nagy mennyiséget képviselnek a durvább kristályos (pl. granitoid) törmelékek. Tovább nehezítették a szemcsék mennyiségének meghatározását a nehezen kivehető szemcsehatárok, ugyanis a kovás cement csak ritkán és kis vastagságban figyelhető meg, valamint a szemcsék között esetlegesen előforduló szericit pszeudomátrix jelenléte.

3.2.2. Jakabhegyi Homokkő

Két felszíni előfordulást mintáztunk meg, egyet a Jakab-hegyen, egyet pedig Cserkút község közelében. A begyűjtött anyagok közül hat esetben végeztünk térfigatit kémizést, amelyek eredményét a 3. ábra szemlélteti.

A vizsgált homokkövek összetételéről elmondható, hogy azok átlagosan 89%-ban szemcsékből állnak (Q:F:L, 69:12:8), továbbá előfordul még bennük kb. 11% kovás cement, amely szintaxiális módon jelenik meg. Gyakori még a szemcseközi térben, pszeudomátrix formájában megjelenő szericit, valamint a szétnyomódott vulkáni eredetű törmelékek. A homokkövek domináns elegyrészei közé tartozik a monokristályos kvarc, valamint a kisebb, de még jelentős mennyiséget képviselő polikristályos kvarc, a földpát (káli-földpát >> plagioklász), valamint a vulkáni eredetű (savanyú kemizmusú) kőzettörmelékek. Emellett kis mennyiségben granitoid törmelékeket is azonosítottunk.

A térfigatit kémizések eredményeképpen a vizsgált hat minta összetételét a 3. ábra mutatja be. A diagram kiválasztása során fontos kitétel volt, hogy a homokkövek nem tartalmaztak mátrixot, továbbá pórusokat is csak elvéve észleltünk bennük, valamint az is, hogy a kötőanyag mennyisége nem haladta meg a korábbiakban említett 15%-ot, ezért a mátrixban szegény, arenitkre jellemző háromszögdiagramot vettük alapul. Kémizés során problémát okozhat a szemcsék közötti térben megjelenő szericit pszeudomátrix, azonban besorolása mind a két kémizési eljárás során



3. ábra – A Jakabhegyi Formáció kimérési eredményei (Pettijohn et al., 1973 alapján), ahol GD és t a kimérési eljárásokat jelentik, qa – kvarcarenit, sa – szubarkóza, sl – szublitarenit, aa – arkóza, la – litarenit

bizonytalanságot eredményezhet. Hasonlóan problémát jelenthetnek a szénnyomódott, vulkáni eredetű törmelékek, ugyanis ezeket sok esetben igen nehéz azonosítani a mintákat ért erős A szemcsék között megjelenő kovás cement sok esetben szintaxiális megjelenésű, amelyet kirajzolnak a szemcsehatárokon megjelenő opak ásványok, fluidumzárványok és másodlagos limonit is, megkönnyítve a kimérés során a szemcsék, valamint az utólagos kötőanyag elkülönítését.

A vizsgált homokkővek a két diagram esetében (3. ábra) eltérő összetételt mutattak. A bal oldali háromszög esetében a pontok mind a szubarkóza-szublitarenit mezőbe esnek, és kismértékű változékonyságot mutatnak, melyet a földpát és a finomszemcsés közettörmelékek (pl. vulkanitok) egymáshoz viszonyított arányának változása okoz. A jobb oldali diagramon a pontok egy kivételtől eltekintve mind litarenit mezőbe esnek. Ebben az esetben jelentősebb változékonyságot tapasztaltunk, melyet az eltérő szemcseméret, másrészt a granitoid töredékek, valamint a belőlük származó ásványtöredékek eltérő részaránya okozhatja.

4. Összefoglalás

Munkánk során bemutattuk a homokkőveken általunk alkalmazott kombinált kimérési eljárást, és a mérések kapcsán jelentkező problémákról is szót ejtettünk, elsősorban a magyarországi két ismert vörös homokkő előfordulás, három képződményének példáján.

Megállapítottuk, hogy mindkét kimérés fontos adatokat szolgáltat a vizsgált homokkő minta összetételével kapcsolatban, azonban amennyiben ezeket kombináltan alkalmazzuk, úgy még több információ birtokába jutunk a háttérterület közettani összetételével kapcsolatban. A két diagramot összehasonlítottuk mind a három képződmény esetében, felhívtuk a figyelmet, hogy milyen, az összetételből levezethető, különbségeket tapasztaltunk a két eljárás során tapasztalt eredményekben. A főbb problémák a minták esetében a szemcseméret „finomsága”, az egyes minták közötti szemcseméret eltérése, a közetalkotó komponensek milyensége, összetétele (durvakristályos törmelékek részaránya), ez utóbbi összefüggésbe hozható a szemcsemérettel is. Problémát jelenthet még a cement anyag mennyisége, megjelenése, valamint a homokkővet ért utólagos hatások, amelyek eltüntethetik (pl. kompaktáció), vagy kiemelhetik (opakásvány, fluidumzárvány, limonit) a szemcsék és a kötőanyag közötti határokat. Ugyanígy gondot okozhat a szemcsék között megjelenő pszeudomátrix, valamint a

kompaktáció eredményeképpen összenyomódott szemcsék besorolása, azok felismerhetősége. Fontos azonban azt kiemelni, hogy ezen folyamatok, illetve megfigyelések nem teszik lehetetlenné a kimérést, viszont azt is hangsúlyoznunk kell, hogy ezek ismerete, valamint felismerése és feljegyzése a kimérés során, valamint az adatok kiértékelésekor nélkülözhetetlenek, ugyanis ezek ismeretében és figyelembevételével pontosabb eredményekre juthatunk a vizsgált homokkővek forrásrégiójával, valamint földtani és közettani felépítésével kapcsolatban.

Kutatásunkat az NKFI-K [131814] számú projekt támogatta.

Irodalomjegyzék

- Árgyelán, G.B. (1989): *Acta Mineralogica–Petrographica*, **30**, 127–136.
- Árgyelán, G.B. (1995): *Általános Földtani Szemle*, **27**, 59–83.
- Barabás, A., Barabásné Stuhl, Á. (1998): In: Bérczi, I., Jámbor, Á. (Eds.): *Magyarország Geológiai képződményeinek rétegtana, MOL-Rt. – MÁFI, Budapest*, 187–215.
- Basu, A. (1976): *Journal of Sedimentary Petrology*, **46/3**, 694–709.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., Zimmermann, U. (2000): *Journal of Geology*, **108**, 518–535.
- Csernussi, G. (1984): *Litofáciesvizsgálatok a „Balatonfelvidéki Vörös Homokkő Formáció”-ban*, Diplomamunka, Budapest, 127 p.
- Dickinson, W.R. (1970): *Journal of Sedimentary Petrology*, **40/2**, 695–707.
- Dickinson, W.R. (1985): In: Zuffa, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites, NATO ASI series C*, **148**, 333–361.
- Dickinson, W.R., Suczek, C. (1979): *AAPG Bulletin*, **63/12**, 2164–2182.
- Dott, R.H. (1964): *Journal of Sedimentary Petrology*, **34/3**, 625–632.
- Fazekas, V. (1987): *Földtani Közlöny*, **117/1**, 11–30.
- Folk, R.L. (1956): *Journal of Sedimentary Petrology*, **26/2**, 166–171.
- Gazzi, P. (1966): *Mineralogica et Petrographica Acta*, **12**, 69–97.
- Graham, S.A., Ingersoll, R.V., Dickinson, W.R. (1976): *Journal of Sedimentary Petrology*, **46/3**, 620–632.
- Ingersoll, R.V. (1990): *Geology*, **18/8**, 733–736.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W. (1984): *Journal of Sedimentary Petrology*, **54/1**, 103–116.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Miklós, D.G., Varga, A. (2020): *Földtani Közlöny*, **150/2**, 291–314.
- Lihou, J.C., Mange-Rajetzky, M.A. (1996): *Sedimentary Geology*, **105**, 141–157.
- Mack, G.H., Suttner, L.J. (1977): *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**, 89–100.
- Majoros, Gy. (1983): *Acta Geologica Hungarica*, **26/1–2**, 7–20.
- Miklós, D.G. (2018): *A Nyugat-Mecsek (Borjúsréti-völgy) kora-miocén rétegsorának komplex petrográfiai vizsgálata*, Diplomamunka, Budapest, 137 p.
- Montilla, L.A., Martínez, M., Márquez, G., Escobar, M., Sierra, C., Gallego, J.R., Esteves, I., Guitérrez, J.V. (2013): *Geochemical Journal*, **47**, 537–546.
- Pettijohn, F.J. (1954): *The Journal of Geology*, **62/4**, 360–365.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1973): *Sand and sandstone*, Springer-Verlag, New York, 618 p.
- Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Buck, S., Bond, J., Mange, M., Still, J. (1998): *Petrography Geosciences*, **4**, 7–16.
- Sabaou, N., Arr-salem, H., Zazaoun, R.S. (2009): *Journal of African Earth Sciences*, **55**, 158–174.
- Seydoli, A., Krinsley, D.H., Boggs, S., O’Hara, P.F., Dypvik, H., Goles, G.G. (1997): *Geology*, **25**, 787–790.
- Suttner, L.J. (1974): In: Ross, C.A. (Ed.): *Paleogeographic Provinces and Provinciality*, Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **21**, 75–84.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Józsa, S., Máthé, Z. (2001): *Földtani Közlöny*, **131/1–2**, 11–36.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Józsa, S., Máthé, Z. (2003): *Acta Geologica Hungarica*, **46/1**, 95–113.
- Varga, A., Raucsik, B., Szakmány, Gy. (2004): *Földtani Közlöny*, **134/3**, 321–343.
- Zuffa, G.G. (1980): *Journal of Sedimentary Petrology*, **50/1**, 0021–0029.

KÜLÖNLEGES ANYAGÚ KŐSZTÉLÉ KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA KEVERMES (DK-MAGYARORSZÁG) HATÁRÁBÓL

Miklós Dóra Georgina^{1,2}, Bóka Gergely¹, Kasztovszky Zsolt³, Gyucha Attila⁴

¹ Magyar Nemzeti Múzeum Nemzeti Régészeti Intézet, Archeometriai Labor, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

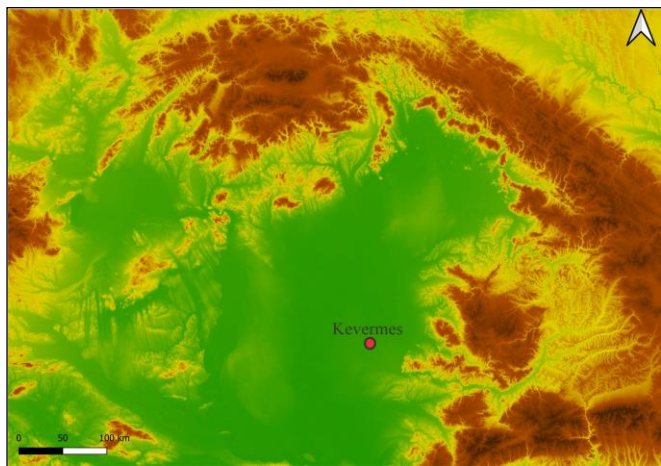
³ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ University of Georgia, Department of Anthropology, USA

e-mail: miklosdoragina94@gmail.com

1. Bevezetés

Magyarországról 2008. februárig nem került elő az Atlanti-óceán partvidékén és Észak-Európából ismert, és azokon a vidékeken a Kr. e. 4–2. évezredben elterjedt megalitikus építmény, mint amilyen Stonehenge is. Ezeket a folyosós és kamrás sírokat, dolmeneket, kőköröket és magányosan álló sztéléket eddig korábban nem érték tetten a Kárpát-medence régészeti örökségében. Ezért is különleges a Kevermes (DK-Magyarország, 1. ábra) határából előkerült, vésett motívumokkal díszített kősztelé, amelynek vésett motívumai a nyugat-európai megalitikus kultúrkör jegyeit hordozzák. Az egyedülálló tárgyhoz kapcsolódó kutatások során előtérbe került annak megtalálási körülményeinek, továbbá az esetleges műtárgy hamisítás lehetőségének megállapítása, vagy annak kizárása. Petrográfiai, valamint ásvány- és teljes kőzet geokémiai vizsgálatokat végeztünk a régészeti lelet nyersanyag eredetének meghatározása céljából.



1. ábra – A kevermesi megalit megtalálási helye

1.1. A kősztelé megtalálása és előzetes vizsgálatai

A leletet a 2000-es évek elején szántás közben, kb. 40 cm-es mélységben találták meg a helyi lakosok. A kősztelé zöld, szürkészöld színű, kissé irányított vagy palás szerkezetű. Magassága 110–112 cm, szélessége 48–55 cm. Az egyik oldalán lévő palássági síkján 25 x 44 cm-es területen bevészt motívumokat figyeltek meg (2. ábra). 2013-ban egy közel 50 méter sugarú körben, egy a környezetéből kiemelkedő magasparton sikerült meghatározni a sztélé feltételezett

megtalálási helyét, ahol „szarmata” (Kr. u. 17–450 időszak) korú edénytöredékeket találtak, a lelőhelyet pedig Kevermes–Kopolya-dűlő II.-nek nevezték el (Bóka et al., 2021).



2. ábra – A kőszteléről, valamint a vésett motívumairól készített felvételek

A laboratóriumi vizsgálatok a kő nyersanyagának és forrásterületének meghatározása mellett a vésett motívumok készítéstechnológiájának, valamint hitelességének megállapítását is szolgálták. A technológiai elemzések során háromdimenziós nagyfelbontású felvételeket készítettek, amely eredményeként megállapították, hogy gondosan, kéz által történő megmunkálásról volt szó, amelyet csont-, agancs-, kő- vagy fémeszköz egyaránt készíthetett (Bóka et al., 2021). A jelenleg rendelkezésre álló információk nem utalnak a lelet recens manipulációjára.

A laboratóriumi vizsgálatok mellett az elmúlt években a Kevermes–Kopolya-dűlő lelőhelyen felszíni gyűjtést, geofizikai méréseket, fúrásmintavételezést és ásatást folytattak a sztélé pontos előkerülési helyének és régészeti kontextusának tisztázása érdekében. Bóka és munkatársai (2021) megállapították, hogy a lelet feltételezhetően a szarmata korban, a Kr. u. 2. század végén, másodlagosan került találási helyére, oldalára dőlve, a jelenlegi felszíntől mérve sekély mélységben és egyelőre ismeretlen funkció betöltve a szarmata településen.

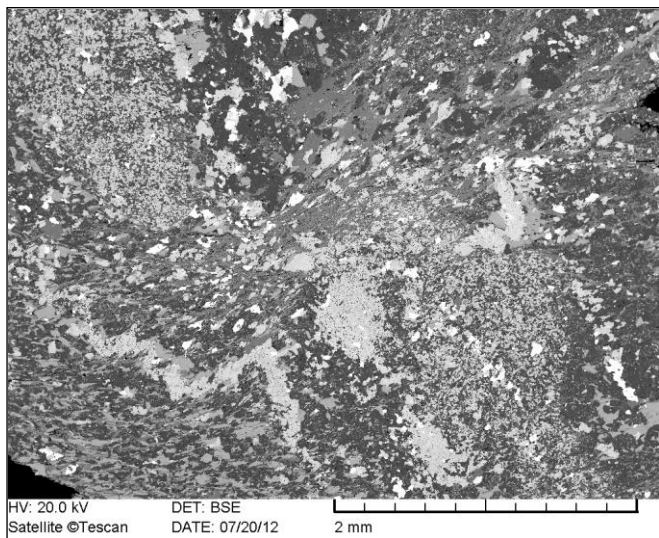
2. Petrográfiai vizsgálatok

A régészeti vizsgálatok mellett különös tekintet fordítottunk a sztélé anyagának eredetvizsgálatára is, ugyanis már az előkerülésének körülményei is számos érdekes kérdést vetnek fel,

különösen, hogy megtalálási helyének környezetében egyáltalán nem ismerünk hasonló nyersanyag lelőhelyet, tehát mindenképpen távoli forrással számolhatunk (legalább 60–80 km). A lelet nyersanyagának és geológiai forrásterületének meghatározása érdekében makroszkópos, vékonycsiszolatokból történő petrográfiai, pásztázó elektronmikroszkópos (SEM-EDS) és prompt-gamma aktivációs (PGAA) elemzéseket végeztünk, amelyhez a szteléből összesen három – a megalit különböző orientációjú síkjából származó – mintát vettünk. Ezek közül egy az irányítottsággal párhuzamos (Keve-3), egy azzal 45°-os szöget zár be (Keve-2), egyet pedig arra merőleges síkban (Keve-1) vettek.

A megalit egy zöldesszürke, néhol feketésszürke színű, finomszemcsés, néhol palásságot mutató metamorf kőzetből származik. Szövetét és összetételét tekintve nagyfokú inhomogenitást mutat, amelyet megerősítenek a kőzetet átszelő különböző kitöltésű erek és repedések, továbbá a már szabad szemmel is észrevehető sárgászöld színű csomók egyaránt.

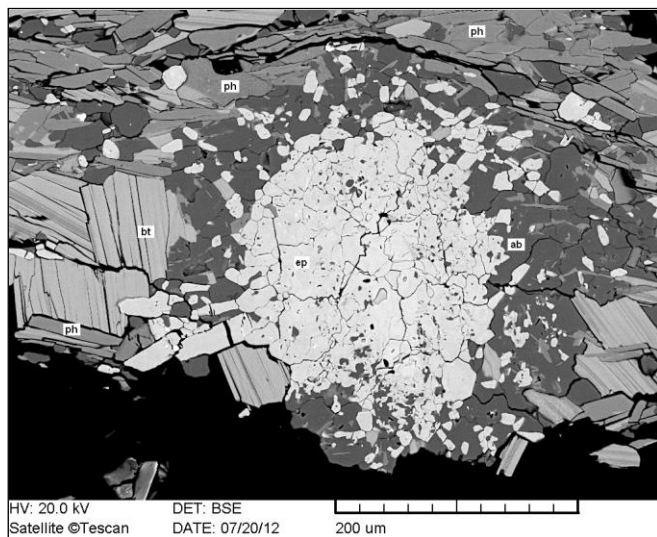
A polarizációs mikroszkópos, valamint a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok során különböző mértékű irányítottságot figyeltünk meg, ugyanakkor elvéve megfigyeltük az eredeti, átalakulatlan kőzetre utaló részeit, maradványait is (3. ábra). A minták általában finomszemcsések, azonban kristályosságuk mértéke helyről-helyre változik.



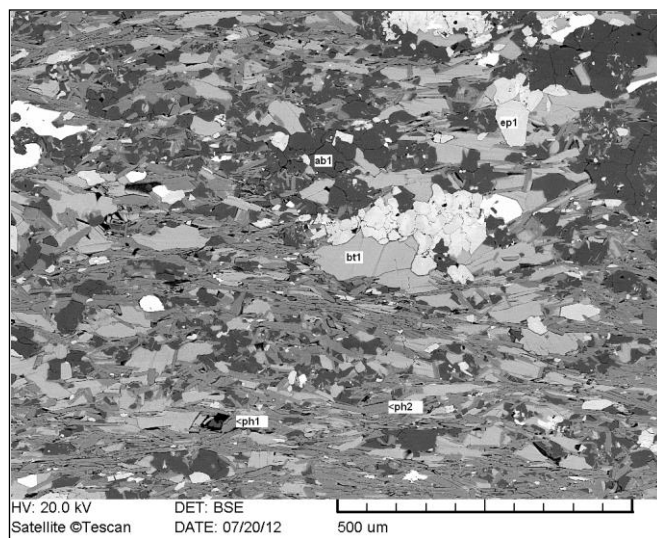
3. ábra – A Keve-1 minta vékonycsiszolatáról készített átfogó szöveti BSE (SEM-EDS) felvétel, ahol megfigyelhető a kőzet enyhe irányítottsága, valamint inhomogén szöveve

Leggyakoribb elegyrészei: epidot-zoisit, amelyek egykori földpátszemcsék (saussurit), illetve akár egykori színes elegyrészek (pl. piroxén/amfibol, esetleg biotit) átalakulási termékeként fordulnak elő, két generációban is előfordulnak földpát (albit) szemcsék, továbbá megjelennek még a kőzet irányítottságát kirajzó csillámok (biotit, kloritosodó biotit, klorit és fengit) is (4. és 5. ábra).

Az ásványos összetétel alapján a kőzet egy zöldpala fáciesű metamorf, amelynek anyakőzete, a szöveti inhomogenitás és a relik szöveti elemek, valamint a csillámok jelenléte alapján, piroklasztit eredetű kőzet lehetett. Az amfibol hiánya, valamint a nagy mennyiségű biotit jelenléte miatt a kőzet nem tipikus zöldpala, viszont a metamorf átalakulás a zöldpalákhoz hasonló nyomás- és hőmérséklet viszonyok között mehetett végbe. Ezenfelül nagyon ritkán előfordul poszttettonikus kloritosodó biotit szemcse is. Ez egy utólagos kis hőmérsékletű, retrográd, zöldpala fáciesű metamorf esemény terméke lehet.



4. ábra – A Keve-2 minta epidotban gazdag csomójáról készült BSE felvétel, amely szélén albit, illetve biotit és fengit figyelhető meg



5. ábra – Keve-1 minta vékonycsiszolatáról készült BSE kép, amelyen megfigyelhető a csillámok (elsősorban biotit és fengit) által kirajzolt irányítottság, valamint a mellettük megjelenő, a deformáció során plasztikusan viselkedő elegyrészek (albit, epidot)

3. Főelem geokémiai vizsgálat

A teljes kőzet geokémiai vizsgálatok (PGAA) a sztelé nyersanyagának jellegét, főelem geokémiai összetételét segítettek tisztázni. Két minta (Keve-1 és Keve-2) esetében végeztünk PGAA mérést, melyek közül az utóbbi jellemezte leginkább a megalit kőzetanyagának átlagos összetételét (1. táblázat). Ezzel szemben az egyes számú minta inhomogén jellege miatt végül két, eltérő szöveti részből is vettek anyagot (1a és 1b). Az első almintá egy albitos erekben gazdag, míg a második pedig egy epidotban gazdag csomókat és ereket tartalmazó részből készült. Azt tapasztaltuk, hogy egyes elemek (szilícium) kis, míg mások (alumínium, kálium, nátrium) kiugróan nagy mennyiséget képviselnek.

A petrográfiai és a geokémiai eredmények alapján a megalit nyersanyaga egy zöldpala fáciesű metamorfózison átesett kőzet lehet, amely egy alkáli bazalt vagy alkáli bazaltos andezit összetételű kőzet átalakulásával (metamorfózissal) keletkezhetett, amely a megemelkedett alkália- (Na, K), valamint Al-tartalom, illetve az

erősen inhomogén összetétel és szövet alapján eredetileg (a metamorfózist megelőzően) robbanásos vulkáni működés hatására jöhetett létre. Ezek az eredmények segíthetnek a nyersanyag geológiai forrásának tisztázásában, akár annak azonosításában is.

1. táblázat – A kevermési megalitból mért PGAA eredmények (főelemek és víztartalom: tömeg%, nyomelemek: ppm)

Mintaazonosító	Keve2	Keve1a	Keve1b
SiO ₂	48,61	50,87	39,51
TiO ₂	0,71	0,69	0,66
Al ₂ O ₃	21,61	20,62	22,03
Fe ₂ O ₃ *	8,96	8,48	13,13
MnO	0,09	0,07	0,16
MgO	4,76	3,65	<D.L.
CaO	4,02	4,90	20,90
Na ₂ O	3,87	4,99	0,74
K ₂ O	4,89	3,66	0,33
H ₂ O	2,44	2,04	2,45
Total	99,97	99,98	99,92
B	49	23	19
Cl	90	68	41
Sc	16	17	22
Nd	57	53	67
Sm	5	5	7
Gd	5	5	8

*Összes vas Fe₂O₃-ként mérve

<D.L.: detektálási határ alatt

4. A nyersanyag eredete

A megfigyelésünket irodalmi ismeretekkel vetettük össze, amely során átnéztük a Kárpát-Pannon térségben, valamint annak környezetében lévő lehetséges zöldpala fáciesű metamorf kőzetek, valamint főelemgeokémiai eredményeit (Mérés et al., 2004; Szakmány, Kasztovszky, 2004; Szakmány et al., 2008; Szakmány, 2009; Kereskényi, 2021). A kőzet összetételét és szövetét figyelembevéve kizártuk az amfibolokat tartalmazó nyugat-magyarországi zöldpalákat, metabázitokat (pl. Felsőcsatár), továbbá a Szlovákia és Csehország területéről ismert hasonló előfordulások (pl. Kis-Kárpátok, Želešice és Železný-Brod) kőzetanyagát. Vizsgálatunk tárgyát képezte még az Erdély területéről, azon belül is a Zarándi-hegységéből 2014-ben begyűjtött 14 darab kőzetminta is, azonban ezek mind szövetüket, mind pedig összetételüket (metadoleritek, metamikrogabbrók) tekintve nem hasonlítanak a kevermési megalit anyagára. Az Erdélyi-középhegység más területein (Seghedi et al., 2001; Balintoni et al., 2002; Ionescu, Hoeck, 2010) pedig a vizsgált anyaghoz képest nagyobb metamorf fokú átalakulást szenvedett kőzetekkel találkoztunk, így ezek is kizárhatóak a lehetséges források közül, ahogyan a horvát területekről ismert zöldpala fáciesű kőzetek is, ugyanis ez utóbbiak ásványos összetétele (Lugović et al., 2006; Biševac et al., 2010; Balen et al., 2013, 2017) jelentős eltéréseket mutat a keresett nyersanyaghoz képest.

A sztélé nyersanyagának forrásának tekintetében déli kapcsolatot, irányt feltételezünk, azon belül is a szerb-macedón térség (Vasković, 2002; Antonović et al., 2005; Jurkovic, 2005; Pamić, Jurkovic, 2005; Vasković, Matović, 2010; Soster et al., 2020) tűnik a legvalószínűbbnek, ahonnan zöldpala fáciesű metamorf kőzetek, albit-fehércsillám-klorit, valamint fehércsillám-klorit palák ismertek

(Vasković, 2002), amelyek ásványos összetétele hasonlít a keresett nyersanyaghoz.

A pontos nyersanyag lelőhely meghatározásához további irodalmi, illetve terepi minta-, valamint adatgyűjtés szükséges. Ezen felül további, elsősorban nyomelemgeokémiai mérések is szükségesek, mind a megalit, mind pedig a fentebb megjelölt déli területekről a jövőben újonnan begyűjtésre kerülő geológiai minták esetében egyaránt.

Irodalomjegyzék

- Antonović, D., Resemić-Šarić, K., Cvetković, V. (2005): *Starinar*, **55**, 53–66.
- Balen, D., Horváth, P., Finger, F., Straijas, B. (2013): *International Journal of Earth Sciences*, **102**, 1091–1109.
- Balen, D., Massone, H.J., Lihter, I. (2017): *International Geology Review*, **60/3**, 288–304.
- Balintoni, I., Pušte, A., Balica, C., Stan, R. (2002): In: Dunkl, I., Balintoni, I., Frisch, W., Hoxha, L., Janák, M., Koroknai, B., Milovanovic, D., Pamić, J., Székely, B., Vrabec, M. (Eds.): *Metamorphic Map and Database of Carpath-Balkan-Dinaride Area*, <http://www.met-map.uni-goettingen.de>
- Biševac, V., Balogh, K., Balen, D., Tibljaš, D. (2010): *Geologica Carpathica*, **61/6**, 469–481.
- Bóka, G., Gyucha, A., Oláh, I., Stibrányi, M., Pethe, M., Kasztovszky, Zs., Kreiter, A., Michael, L.G., Timothy, J.W., Szemerey-Kiss, B., Danielle, J.R., Medgyesi, P. (2021): *Magyar Régészet*, **10/4**, 9–17.
- Ionescu, C., Hoeck, V. (2010): *IMA2010 Field Trip Guide R02, Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, **20**, 44 p.
- Jurkovic, I. (2005): In: Mao, J., Bierlein, F.P. (Eds.): *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005*, 19–22.
- Kereskényi, E. (2021): A Herman Ottó Múzeum neolit csiszolt kőeszközeinek archeometriai vizsgálata különös tekintettel a metabázitokra, Doktori (PhD) Disszertáció, Miskolc, 215 p.
- Lugović, B., Šegvić, B., Altherr, R. (2006): *Ofioliti*, **31/1**, 39–50.
- Mérés, S., Hovorka, D., Dubíková, K., Cheben, I. (2004): *Slovak Geological Magazine*, **10/1–2**, 153–162.
- Pamić, J., Jurkovic, I. (2005): *Acta Geologica Hungarica*, **48/2**, 153–179.
- Seghedi, A., Popa, M., Oaie, G., Nicolae, I. (2001): *Monografie di Natura Bresciana, Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia*, **25**, 281–293.
- Šoster, A., Zavašnik, J., O’Sullivan, P., Herlec, U., Krajnc, B. P., Palinkas, L., Zupančič, N., Dolenc, M. (2020): *Geochemistry*, **80/4**, 125664.
- Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs. (2004): *European Journal of Mineralogy*, **16**, 285–295.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2008): *Archeometriai Műhely*, **5/3**, 13–26.
- Szakmány, Gy. (2009): *Archeometriai Műhely*, **6/1**, 11–30.
- Vasković, N. (2002): *Annales Géologiques de la Peninsule balkanique*, **64**, 199–220.
- Vasković, N., Matović, V. (2010): *IMA 2010 Field Trip Guide RS1, Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, **24**, 55 p.

ELŐZETES NEMESGÁZ EREDMÉNYEK A VARDAR-ZÓNA TERÜLETÉRŐL

Molnár Kata¹, Benkó Zsolt^{1,2}, Palcsu László¹, Temovski Marjan¹

¹ Atommagkutató Intézet (Atomki), Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Debrecen

e-mail: molnar.kata@atomki.hu

A Vardar-zóna területén, a Skutari-Peć vetőzónától délre változatos megjelenésű és összetételű vulkáni központok találhatók. A térség késő miocén – pleisztocén korú vulkáni aktivitása szorosan kötődik a dél-balkáni extenziós terület fejlődéstörténetéhez, amely az Égei-extenzió északi részét képezi (Dumurdzanov et al., 2005; Yanev et al., 2008). A kis kiterjedésű mafikus központok két csoportba sorolhatók geokémiai összetételük alapján, a nagy Mg- és K-tartalmú (8,1–3,2 Mév; Yanev et al., 2008; Molnár et al., 2022), valamint az ultrakáli központokra (3,2–1,5 Mév; Yanev et al., 2008), amelyek közé tartozik a térség legfiatalabb kitörése is 1,5 millió évvel ezelőtt (Yanev et al., 2008). Ezek aktivitásával párhuzamosan épült fel a nagy térfogatú, elsősorban trachandezites-trachidácitos összetételű Kožuf–Voras vulkáni rendszer a macedón-görög határon (6,5–1,8 Mév), amelynek működését a lávadóm építő fázisok mellett robbanásos kitörések is jellemezték (Kolios et al., 1980; Boev, 1988).

A térségben elszórtan, jellemzően tektonikai egységek, vetők mentén megjelenő ultrakáli mafikus központok feltételezett forrásrégiója a metasomatizált köpenylitoszféra (Yanev et al., 2008). Ezek jellemző fenokristálya az olivin, amelynek nemesgázizotópos vizsgálata hozzásegít a Vardar-zóna alatti metasomatizált köpenylitoszféra részletesebb megismeréséhez. A területen számos CO₂-dús kiáramlás is található, amelyek közül néhány tisztán tektonikus eredetű, nincsenek kapcsolatban a vulkáni működéssel (pl. Duvalo; Li Vigni et al., 2022), de több forrás is minimális (<20%) földköpeny-eredetű hozzájárulást mutat az emelkedett ³He/⁴He arányaik alapján (Temovski et al., 2020, 2021). Az olivinben csapdázódott nemesgázok összetételének segítségével meghatározható a térség alatti köpenylitoszférára jellemző szélsőtag, és ennek segítségével a termálvizekben, CO₂-os kigázosodásokban megjelenő földköpeny komponens részaránya is.

A minták a kutatási terület két legészakabbi vulkáni központjaiból származnak (Mlado Nagoričane és Gradište), amelyek aktivitása 1,8 és 1,7 millió évvel ezelőttre tehető. A két vulkáni lelőhely olivinjeiből származó R/Ra értékek 2,0–4,9 Ra között mozognak, ⁴He/²⁰Ne arányuk pedig 4,5 és 55,0 közé esik, amely azt jelzi, hogy a légköri hozzájárulás csak kismértékű a mért szeparátumokban (<10%). Az előzetes nemesgázizotóp eredmények mind a MORB-hoz (középső-óceáni hátság bazalt; 8 Ra; Graham, 2002), mind a szubkontinentális köpenylitoszférához (SCLM, szubkontinentális litoszféra-köpeny; ~6,1 Ra; Gautheron, Moreira, 2002) képest kisebb Ra értékeket mutatnak. Ezek a nemesgázizotóp arányok megerősítik, hogy a térség alatt egy erőteljesen metasomatizált litoszféraköpeny található, amely az ultrakáli vulkáni központok forrásrégiójának tekinthető. Az előzetes eredményeink alapján a térség termálvizeiben megjelenő földköpeny komponens részaránya a 35%-ot is elérheti.

Irodalomjegyzék

- Boev, B. (1988): Petrological, geochemical and volcanological features of volcanic rocks of the Kožuf Mountain (in Macedonian), PhD disszertáció, Faculty of Mining and Geology, Štip, Ss. Cyril and Methodius University, Skopje, 195 p.
- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T., Burchfield, B.C. (2005): *Geosphere*, **1/1**, 1–22.
- Gautheron, C., Moreira, M. (2002): *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 39–47.
- Graham, D.W. (2002): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47/1**, 247–317.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Giuliani, O. (1980): *Bulletin of Volcanology*, **43/3**, 553–568.
- Li Vigni, L., Cardinelli, C., Temovski, M., Ionescu, A., Molnár, K., Palcsu, L., Gagliano, A.L., Cappuzzo, S., D'Alessandro, W. (2022): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **23**, e2021GC010198
- Molnár, K., Lahitte, P., Dibacto, S., Benkó, Zs., Agostini, S., Döncző, B., Ionescu, A., Milevski, I., Szikszai, Z., Kertész, Zs., Temovski, M. (2022): *International Journal of Earth Sciences*, **111**, 749–766.
- Temovski, M., D'Alessandro, W., Ionescu, A., Li Vigni, L., Molnár, K., Palcsu, L., Cardinelli, C. (2020): Preliminary geochemical characterization of gas manifestations in North Macedonia. *European Geosciences Union*, online, 2020.05.4–8., EGU2020-2763
- Temovski, M., Túri, M., Futó, I., Braun, M., Molnár, M., Palcsu, L. (2021): *Hydrogeology Journal*, **29**, 1129–1152.
- Yanev, Y., Boev, B., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Pécskay, Z., Tonarini, S., D'Orazio, M. (2008): *Mineralogy and Petrology*, **94/1–2**, 45–60.

ASZTEROIDA-BECSAPÓDÁSHOZ KÖTHETŐ BIZARR SZERKEZETŰ GYÉMÁNTOK

Németh Péter

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest
Pannon Egyetem Bio-nanotechnológiai és Műszaki Kémiai Kutatóintézet, Nanolab, Veszprém
e-mail: nemeth.peter@csfk.org

1. Bevezetés

Körülbelül 50 000 évvel ezelőtt egy feltehetőleg 11 km/s sebességgel száguldó, megközelítőleg 60 méteres – főként vas és nikkell ötvetből álló – aszteroida csapódott be Észak-Arizona felföldi területére, a mai Flagstaff településtől (Arizona, USA) keletre, létrehozva a mintegy 200 m mély és 1,2 km átmérőjű Meteor-kráter, vagy más néven Barringer-krátert (Nininger, 1956). A becsapódás, amely becslések szerint 10 megatonna TNT-nek – több, mint 600 hirosimai atombomba együttes erejének – felelt meg, intenzív lökéshullámot generált, amely egyaránt érintette a becsapódás területén lévő kőzeteket, valamint az aszteroidából fennmaradt Canyon Diablo vasmeteorit darabjait (Nininger, 1956).

Kutatók már 1891-től a Canyon Diablo meteorit fémszerkezetébe ágyazott, erős savaknak ellenálló, nagykeménységű és kocka alakú szén – a közleményekben gyakran gyémántnak nevezett – anyag jelenlétéről számoltak be (Foote, 1891). Ez a „gyémánt” hamarosan a kutatások középpontjába került. Frondel és Marvin (1967) a vasmeteorit darabjaiból egy új – a jólismert köbös szimmetriájú gyémánttól eltérő – hexagonális szerkezetű gyémántmódosulatot írt le. Feltételezték, hogy az új anyag kialakulása az extrém becsapódási körülményekhez köthető és a módosulatot a híres krisztallográfus, Dame Kathleen Lonsdale tiszteletére lonsdaleitnek nevezték el (Frondele, Marvin, 1967). Az anyag azonosítása röntgendiffrakció (XRD) adatokon alapult, és az XRD felvételt egy hexagonális cellával értelmezték. 1967 óta a kutatók számos olyan természetes és szintetikus anyagról számoltak be, amelyek diffrakciós adatai megegyeztek a lonsdaleittel, és az lonsdaleit ásványnevet a hexagonális gyémánt szinonimájaként használták. A hexagonális szerkezet komoly anyagtudományi érdeklődést stimulált, mivel elméleti számítások arra utaltak, hogy keménysége felülmúlja a köbös gyémánttét (Pan et al., 2009). Azonban önálló, egyfázisú kristályait nem találták meg, illetve nem sikerült szintetizálni.

Előadásomban ultranagyfelbontású transzmissziós elektronmikroszkópi (TEM) képek és XRD mérések elemzésével bemutatom a Canyon Diablo lonsdaleit rendkívül összetett, bizarr szerkezetét. Rámutatok, hogy a különleges szerkezet a széntartalmú anyagok széles körében előfordulhat, és megjelenésének fontos föld- és anyagtudományi szerepe lehet.

2. Anyag és módszer

Minták: Nagykeménységű, savaknak ellenálló szénszemcséket oldottunk ki a Canyon Diablo vasmeteoritból a Németh és munkatársai (2014) közleményben leírt eljárás szerint. A sósavas oldás/nehézsavany elválasztás után a visszamaradt anyagot fekete színű és szabálytalan alakú szemcsék domináltak.

XRD mérés: Az XRD mérések egyrészt egy MoK α sugárforrású ($\lambda = 0,071073$ nm) Bruker SMART APEX egykristály diffraktométerrel,

másrészt egy 2 x 2 mikrométeres szinkrotronnyalábbal ($\lambda = 0,03738$ nm) az ESRF-EBS ID27 beamline létesítményében történtek.

TEM mintaelőkészítés, mérés és képfeldolgozás: TEM-es vizsgálathoz a desztillált vízben szuszpendált szemcséket achátmozsárban, valamint két nagykeménységű wolfrám-karbid kocka között törtem össze, majd a szuszpenzióból ~2 ml-t TEM rézrostélyokra szárítottam. A kiválasztott szemcsék egy részéből ~10 x 2 mikrométer területű és ~40–50 nm vastagságú lamellák is készültek egy Thermo Scientific Scios 2 Dual Beam készülékben. A minták vizsgálata egy gömbihiba-korrigált JEOL ARM200F STEM (200 keV, 0,08 nm pontfelbontású) és egy Thermo Fisher Scientific FEI THEMIS 200 (200 keV, 0,07 nm pontfelbontású) mikroszkópban történt. A nagyfelbontású képek értékeléséhez és FFT számoláshoz a Gatan Digital Micrograph 3.6.1 szoftvert használtam. A háttérszűrt képek számolásához 0,06 nm⁻¹-méretű Lorentz maszkolást használtam a hexagonális elrendezésű és ~0,21 nm d-értékű reflexiókra.

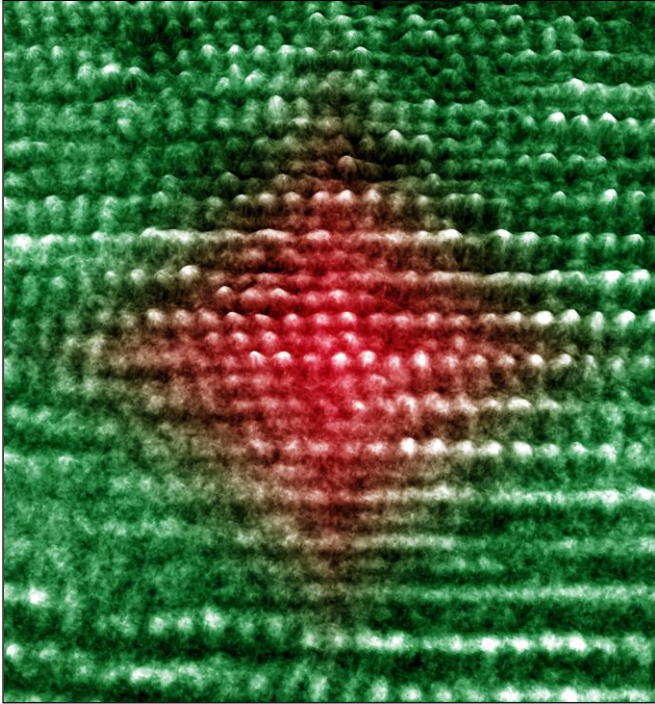
3. Eredmények

Gömbihiba-korrigált, atomi felbontású elektronmikroszkópos vizsgálat szerint a lonsdaleit típusanyaga – a Canyon Diablo nagykeménységű szénszemcsék – nagyszámú rétegződési hibát tartalmaznak (Németh et al., 2014, 2022). Az (111) köbös gyémántrétegek és a mindössze 1–3 rétegvastagságú (0001) hexagonális gyémántrétegek szabálytalan ismétlődésének eredményeként a köbös gyémánt <011> projekciójából készült diffrakciós felvételeken diffúz, elnyújtott csóvák jelennek meg a köbös gyémánt diffrakcióinak környezetében. A Canyon Diablo lonsdaleit XRD felvételén megjelenő köbös gyémánthoz tartozó diffrakciós csúcsokat és azok aszimmetrikus kisélekedéseit rendezetlen köbös és hexagonális rétegekből álló összetett gyémántszerkezet, nem pedig a köbös és hexagonális gyémántok fizikai keveréke magyarázza.

A Canyon Diablo mintában egy új anyagcsalád, a gyémánt-grafén nanoszerkezetek összenövéséből álló diafit nanokompozit is megfigyelhető (Németh et al., 2020, 2022). A kristálytani összenövés módja szerint elkülöníthető az (111) köbös gyémánt és a néhány (0001) grafénréteg váltakozásából felépülő diafit 1, és a köbös gyémánt (13T) kristálylapján összenőtt <Z11> projekciójú köbös gyémánt és <0001> projekciójú grafénrétegek váltakozásából felépülő diafit 2 nanokompozit (1. ábra).

A lonsdaleit ultranagyfelbontású TEM és szinkrotron röntgendiffrakciós vizsgálata rávilágít a rendezetlen köbös és hexagonális rétegekből álló gyémánt, a diafit 1 és diafit 2 egységek változatos összenövésére, és az összenövés eredményeként létrejövő rendkívül összetett, bizarr kristályszerkezetre. A lonsdaleit nem egy diszkrét (különálló) fázis, hanem rendezetlen köbös és hexagonális rétegekből álló gyémánt és diafit szerkezetek

nanokompozitja, ezért javasolt a lonsdaleit anyag és a hexagonális gyémánt szerkezet elkülönítése.



1. ábra – Diafit (kristálytalanul összenőtt gyémánt-grafit) szerkezet a Canyon Diablo meteoritból. A piros gyémánt szimbólummal körvonalazott központi rész (~1,5 nm) jelöli a nanokristályos köbös gyémántot, a zöld szín pedig a grafitot. A piros és a zöld közötti átmeneti szín a gyémánt és grafit átmeneti kötéstípusára utal

A grafén és gyémánt szerkezetek közötti különböző összenövési típusok felismerése révén közelebb kerülhetünk az aszteroida-beccsapódások során fellépő nyomás- és hőmérsékletviszonyok jobb megértéséhez. A diafitok szabályozott előállításával nemcsak ultrakemény, hanem képlékeny, valamint a vezetőtől a szigetelőig hangolható elektronikai tulajdonságokkal rendelkező anyagokat is tervezhetünk. A felfedezés megnyitja az ajtót az izgalmas mechanikai és elektronikus tulajdonságokkal rendelkező új típusú gyémántszerű anyagok előtt; új alkalmazások jöhetnek létre a csiszolóanyagoktól az elektronikán át a nanomedicináig és a lézertechnológiáig.

Irodalomjegyzék

- Foote, A.E. (1891): American Journal of Science, **S3-42/251**, 413–417.
- Fronde, C., Marvin, U.B. (1967): Nature, **214**, 587–589.
- Németh, P., Garvie, L.A.J., Aoki, T., Dubrovinskaia, N., Dubrovinsky, L., Buseck, P.R. (2014): Nature Communications, **5**, 5447
- Németh, P., McColl, K., Smith, R.L., Murri, M., Garvie, L.A.J., Alvaro, M., Pécz, B., Jones, A.P., Corà, F., Salzmänn, C.G., McMillan, P.F. (2020): Nano Letters, **5**, 3611–3619.
- Németh, P., Lancaster, H.J., Salzmänn, C.G., McColl, K., Fogarassy, Zs., Garvie, L.A.J., Illés, L., Pécz, B., Murri, M., Corà, F., Smith, R.L., Mezouar, M., Howard, C.A., McMillan, P.F. (2022): Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **119/30**, e2203672119
- Nininger, H.H. (1956): Arizona's Meteorite Crater, World Press, Denver, Colorado, 232 p.
- Pan, Z., Sun, H., Zhang, Y., Chen, C. (2009): Physical Review Letters, **102**, 055503

EXPERIMENTAL SET UP FOR INVESTIGATING PARTICLE BEHAVIOR AND FLOW DYNAMICS DURING CORE FLOODING

Rita Njeru¹, Koroncz Péter², Szanyi János¹

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² Geochem Geological and Environmental Research, Consultancy and Service Ltd., 7673 Kővágószőlős, Hungary

e-mail: mwenderita@gmail.com

Clogging phenomena, observed in microchannels, streambeds, and filters, have significant implications for various applications. We present the preliminary findings of clogging experiments conducted in the GeoChem SmartLab. The study aimed to investigate the behavior of clogging particles and their impact on flow dynamics.

Samples used for this study were manufactured using fine grained sand. The porosity and permeability of the samples was first determined to ensure samples had the right petrophysical qualities. Three samples; MMDR132-4M, MMDR132-5M, and MMDR133-1M, were selected for further analysis.

The experimental setup involved critical flowrate tests to determine flow characteristics and subsequent clogging tests under various particle concentrations, flow rates, and pressure conditions following the methodology of Redekop et al., (2021). Effluent mass variation, pressure drop measurements, and examination of core samples have been used for analysis so far.

The critical flowrate tests indicated high flow rates for all samples. During the clogging test at a flow rate of 10 ml/min and 5% particle concentration, both samples MMDR133-1M and MMDR132-4M displayed a steady increase in pressure drop which indicate clogging occurrence. A closer physical examination of the clogged sample showed a filter cake and therefore the clogging can be as a result of filter cake formation. However, further investigations need to be carried to determine the presence and process of deep pore clogging. At a flowrate of 5 ml/min and 0.5% particle concentration sample MMDR132-5M exhibited very low and unsteady pressure drop fluctuations and particle deposition at specific sections of the feeding pipes, indicating an unstable flowrate and clogging process. This sample however did not form any filter cake.

These results emphasize the role of particle concentration and flowrate, in determining clogging behavior. Understanding these mechanisms and factors influencing particle deposition is crucial for optimizing the design and operation of microchannels.

The implications of these findings for various industrial applications are significant. Future research will focus on investigating the presence of deep pore clogging using microCT, particle-pore throat size ratios, particle concentration, and fluid flow conditions to further enhance our understanding of clogging behavior. Moreover, conducting additional experiments will allow a better understanding of how clogging occurs and progresses. We postulate that the clogging starts from the inlet side and the depth of clogging is directly proportional to the injected volume and the size of particles in the injected volume (Elrahmani et al., 2023).

In conclusion, the preliminary clogging experiments conducted shed light on the behavior of clogging particles and their impact on flow dynamics. The findings demonstrated the formation of filter cakes and particle deposition, confirming the occurrence of clogging. However, challenges were encountered in accurately analyzing the clogging process due to pressure drop fluctuations and leakage issues which were as a result of the flowrate not being high enough to transport the particle-laden water through the system. Future steps will include modifying the technical setup and conducting further experiments, with a different particle size to improve experimental accuracy. Overall, these findings contribute to our understanding of clogging phenomena and give incites on areas that need modifications. The practical application of this research is in geothermal tail water injection.

References

- Elrahmani, A., Al-Raoush, R.I., Seers, T.D. (2023): Powder Technology **427**, 118736
- Redekop, E., Boronin, S., Tolmacheva, K., Burukhin, A., Osiptsov, A., Belonogov, E. (2021): Journal of Petroleum Science and Engineering, **202**, 108504

A SABAR-HEGY ALATTI FELSŐKÖPENY FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK XENOLITOK ALAPJÁN TÖRTÉNŐ VIZSGÁLATA (BAKONY–BALATON- FELVIDÉK VULKÁNI TERÜLET)

Patkó Levente^{1,2}, **Liptai Nóra**^{1,2}, **Aradi László Előd**^{3,4}, **Kovács Zoltán**⁵, **Kővágó Ákos**^{2,3,6}, **Török Kálmán**⁷,
Gergely Szilveszter⁸, **Kovács István János**^{1,2}, **Szabó Csaba**³, **Berkési Márta**^{3,9}

¹ MTA FI Lendület Pannon LitH₂Oscope Kutatócsoport, Sopron

² Földfizikai és Úrtudományi Kutatóintézet, Sopron

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

⁴ Department of Geosciences, University of Padua, Padova, Olaszország

⁵ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁶ Földtudományi Doktori Iskola, ELTE TTK, Budapest

⁷ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

⁸ Alkalmazott Biotechnológia és Élelmiszertudományi Tanszék, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest

⁹ MTA FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport

e-mail: patko.levente@epss.hu

A sabar-hegyi (SAB) neogén piroklasztit lelőhely (Káptalantótitól 1 km-re keletre) ezidáig a felszínre szállított granulit xenolitokról volt nevezetes (pl. Török et al., 2005). Az utóbbi időben azonban felsőköpeny xenolitok is előkerültek e lelőhelyről, amelyek kutatásával újabb terület kapcsán nyerhetünk betekintést a Bakony–Balaton-felvidék Vulkáni Terület (BBFVT) alatti litoszférikus köpeny szerkezetébe és fejlődésébe. A Sabar-hegyről begyűjtött nyolc kőzet ásványos összetétele uralkodóan lherzolitos, azonban a sorozathoz egy-egy harzburgit és websterit xenolit is tartozik. Annak érdekében, hogy a Sabar-hegy alatti felsőköpeny fejlődéstörténetét feltárjuk, a részletes petrográfiai vizsgálatok mellett *in situ* fő- és nyomelem elemzéseket és a névlegesen vízmentes ásványok víztartalmának meghatározását végeztünk el.

A xenolitokat petrográfiai és geokémiai tulajdonságaik alapján két csoportba tudtuk besorolni. Egyik csoport (I. csoport) 4 darab lherzolit és az egyetlen websterit xenolitból áll. A lherzolitok olivinben szegények (<68 térfogat%), míg a websteritből az olivin teljesen hiányzik. A protogranuláris és porfiroklasztos szövetű lherzolitok mind ortopiroxénben (>17 térfogat%), mind klinopiroxénben (>11 térfogat%) gazdagok. A durvaszemcsés websterit ortopiroxén gazdag (65 térfogat%). Az I. csoport xenolitjainak főelem-geokémiai tulajdonságai szűk tartományban mozognak. Az olivin, ortopiroxén és klinopiroxén magnézium-száma ($Mg\# = Mg / [Mg + Fe^{2+}]$) rendre 0,89–0,90; 0,90–0,91 és 0,90–0,91. Ezen csoport klinopiroxénjei az inkompatibilis ritkaföldfémek (pl. La, Ce, Pr) vonatkozásában kismértékű kimerülést mutatnak. A nagymértékű parciális olvadást (>5 %) ezen felül a xenolitok piroxén gazdagsága és a piroxének nagy víztartalma (ortopiroxén: 65–194 ppm; klinopiroxén: 271–669 ppm) szintén nem valószínűsíthető. Összességében az I. csoport xenolitjai egy olyan kimerült kőzetsorozatot takarnak, amelyeknél a parciális olvadást nem követte számottevő gazdagodás.

A második csoportba (II. csoport) két lherzolit és egy harzburgit xenolit tartozik. Ezen peridotitok olivinben kissé gazdagabbak (>64 térfogat%), viszont piroxénben szegényebbek (ortopiroxén: ≤16 térfogat%; klinopiroxén: <8 térfogat%), mint az I. csoport tagjai. Az

egyik lherzolit xenolit 8 térfogat% amfibolt is tartalmaz, amely ásvány más SAB minták esetén nem fordul elő. A II. csoporthoz tartozó xenolitok klinopiroxénjei Si-ben és Ca-ban gazdagabbak, míg Ti-ban és Al-ban szegényebbek, mint az I. csoportbeliek. Hasonló összehasonlítási alapon az ortopiroxének Ca-ban szegényebbek a II. csoport mintáiban. A II. csoportba sorolt xenolitoknál a klinopiroxének inkompatibilis ritkaföldfémekben gazdagodást mutatnak. Emellett U, Pb gazdagodás is megfigyelhető ezen xenolitok esetén. Mivel az U és Pb az óceáni kéregben dúsuló elemek, így a köpenyben mutatkozó gazdagságuk szubdukciós hozzáadódást jelezhet. Ugyanezen két lherzolit olivinjei jelentős víztartalommal bírnak (>10 ppm). Ez a nagy víztartalom elsősorban a ~3230 cm⁻¹ hullámszámmal jellemezhető intenzív csúcsnak tulajdonítható. Ez a csúcs elsősorban nagy vízfugacitás és Si-aktivitás mellett lehet jelentős (Kovács et al., 2012). Mindez egybevág a nyomelemek által sugallt képpel, miszerint a II-es csoport xenolitjai köpenyék környezetet reprezentálhatnak. A II-es xenolitok kisebb (<1089 °C) egyensúlyi hőmérséklete az I-es xenolitokhoz képest (>1088 °C) az előbbieket sekélyebb eredetűt vagy azoknak az alábukó lemezhez közelebbi pozícióját jelezhetik.

A kutatás a Pannon LitH₂Oscope lendületpályázat (LP-2018/5) és az NKFIH által koordinált OTKA projekt (FK 132418) anyagi támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Török, K., Dégi, J., Marosi, Gy. Szép, A. (2005): Chemical Geology, **223**, 93–108.
Kovács, I., Green, D.H., Rosenthal, A., Hermann, J., O'Neill, H.S.C., Hibberson, W.O., Udvardi, B. (2012): Journal of Petrology, **53/10**, 2067–2093.

METADOLERIT NYERSANYAGÚ KŐESZKÖZÖK KÉT BÉCSHEZ KÖZELI MAGASLATI LELŐHELYRŐL (ELŐZETES EREDMÉNYEK)

Péterdi Bálint¹, Kovács Zoltán², Horváth Tünde³

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

² Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest; ELTE TTK, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Universität Wien, Institut für Urgeschichte und Historische Archäologie, Wien

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Régészeti háttér, vizsgálati módszerek

A Bécs mellett fekvő Mödling és Maria Enzersdorf települések határában két késő neolitikus magaslati lelőhelyet tártak fel. A Boleráz-kultúra települését Mödling–Jennyberg lelőhelyen (amely a Boleráz-kultúra Ausztriában ismert mindössze két magaslati lelőhelye közül az egyik), míg a Jevisovice-kultúráét Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyen, egymástól mintegy 2 km-re.

A két feltárt lelőhely egykorú települési rétegekkel rendelkezik (3400/3300 BC-től 2900/2800 BC-ig), azaz két különböző kultúra élt egymás mellett szoros közelségben. Ez egyedinek számít Ausztria területén, ahol pedig gyakoribbak a késő neolitikus magaslati települések, mint pl. Magyarországon.

Mindkét lelőhely régóta ismert: ásatás Hirschkogelen 1926-ban, míg Jennybergen 1970–1971-ben történt, a fennmaradt leletanyag nagy része azonban mindkét lelőhelyről dokumentáció nélküli szórvány, amatőr ásatási tevékenységből származik (Horváth et al., 2023).

Mödling–Jennyberg makrolit kőanyagának nagy részét szerszámkövek és kavicsok alkotják, míg Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyen főként csiszolt kőeszközök kerültek elő.

A metadolerit nyersanyag mindkét lelőhelyen alárendelt mennyiségben fordul elő (Mödling–Jennyberg lelőhelyről 1 db az általunk vizsgált 59 makrolit lelet közül, Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyről 6 db az általunk vizsgált 67 makrolit lelet közül).

A vizsgált leletek épségének megőrzése érdekében csak roncsolásmentes vizsgálati módszereket alkalmazhattunk.

Makroszkópos szemrevételezés mellett minden példány mágneses szuszceptibilitását is megmértük (KT-5 típusú kappaméterrel), figyelembe véve a leletek méretéből és alakjából adódó szükséges korrekciókat (Bradák et al., 2005, 2009).

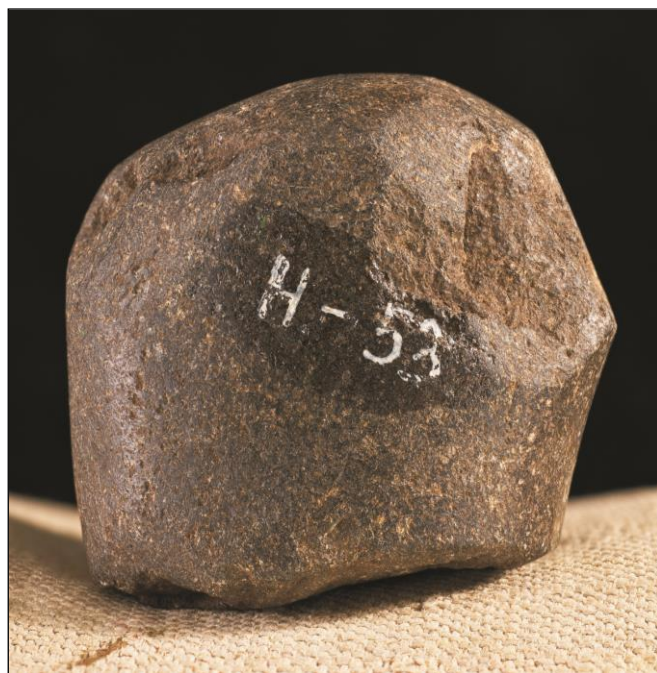
Az ásványos összetétel és a kőzetszövet meghatározásához roncsolásmentes, az eredeti felszínről történt pásztázó elektronmikroszkópos és energiadiszipatív röntgen spektrometriai (OS-SEM-EDX) vizsgálatokat végeztünk („eredeti felszín módszer”, Bendő et al., 2013) egy kiválasztott példányon: H-53 jelzésű lelet, amely Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyről származik, és a mödlingi múzeumban (Museum Mödling–Thonetschlössl) őrzik (1. ábra).

Az OS-SEM-EDX vizsgálatok az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszékén készültek, EDAX PV 9800 energiadiszipatív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóp segítségével. A mérés és fotózás 20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA mintaárammal történt, a mérési pont

átmérője minden esetben megegyezett a fókuszált elektronsugár átmérőjével (mintegy 50–100 nm). A mérési idő 100 s (*livetime*) volt.

Az amfibolokat az International Mineralogical Association (IMA) nevezéktana (Hawthorne et al., 2012) alapján soroltuk be.

Az OS-SEM-EDX módszerrel végzett mérések pontossága és felbontása rosszabb a normál SEM-EDX mérésekénél, mivel a leletek eredeti felszíne általában kevésbé sima és egyenletes, mint egy polírozott vékonycsiszolat.



1. ábra – Metadolerit kőeszköz

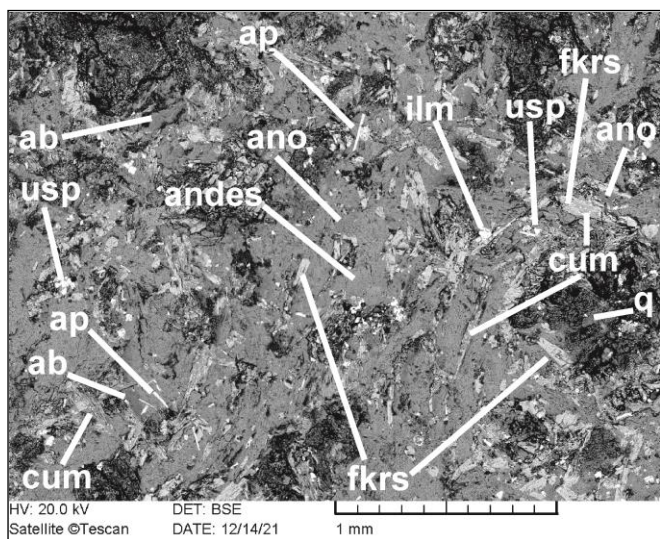
2. Kőzettani megfigyelések

Makroszkópos megjelenés: sötétszürke, fekete, finomszemcsés vagy nagyon finomszemcsés példányokat soroltunk ebbe a csoportba, amelyek anyagában szabad szemmel földpátok és színes elegyrészek is azonosíthatók. Több példány felülete teljesen mállott, ez bizonytalanná teszi a csoportba sorolást. Egy példány valószínűleg megégett.

Mágneses szuszceptibilitás (MS): a metadoleritokra változatos, a szerpentiniteknel alacsonyabb, a kontakt metabázitoknál magasabb MS-értékek jellemzőek: 0,790–15,435 SI-egység.

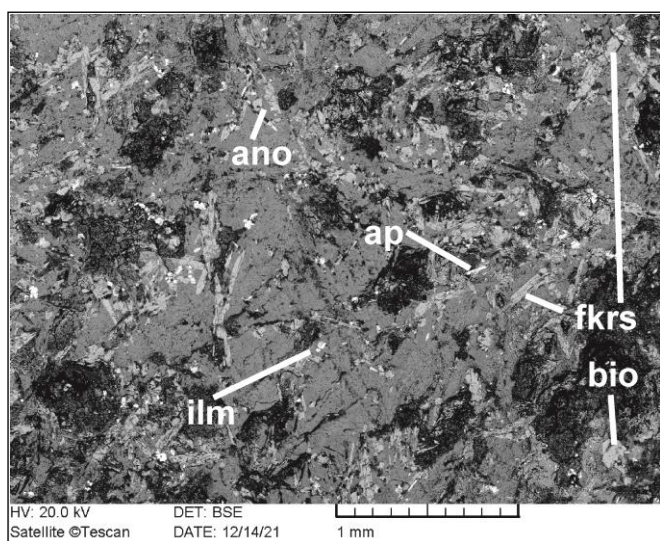
Roncsolásmentes OS-SEM-EDX vizsgálataink alapján a részletesen vizsgált metadoleritban fő kőzetalkotóként földpátok és amfibolok vannak jelen. A földpátok összetétele változatos: andezin,

anortoklász és albit található a kőzetben. Az amfibolok között már átalakulóban lévő cummingtonit és magas titántartalmú cummingtonit mellett ferri-kaersutit – a korábbi amfibol-nevezékταν (Leake et al., 1997, 2003) szerint kaersutit – van jelen. A ferri-kaersutit önállóan vagy az átalakulófélben lévő cummingtonit szegélyén jelenik meg (2. és 3. ábra).



2. ábra – Metadolerit (BSE-kép)

Rövidítések: ab: albit, andes: andezin, ano: anortoklász, ap: apatit, cum: cummingtonit, fkrs: ferri-kaersutit, ilm: ilmenit, q: kvarc, usp: ulvöspinell.



3. ábra – Metadolerit (BSE-kép)

Rövidítések: ano: anortoklász, ap: apatit, bio: biotit, fkrs: ferri-kaersutit, ilm: ilmenit.

A fentiek mellett kvarc és ilmenit, kis mennyiségben biotit, valamint akcesszóriaként ulvöspinell és apatit található még a kőzetben (2. és 3. ábra).

3. Lehetséges forrásterületek

Régészeti leletek nyersanyagaként kaersutit-tartalmú kőzetek egyes csehországi leletanyagokban is előfordulnak (Přichystal, 2013), de az esetükben nyersanyagként azonosított teschenit és pikrit ásványi összetételében és szövetében is eltér az általunk vizsgált kőszközők nyersanyagától.

Kaersutitot tartalmazó metadoleritek találhatóak a Kaczawa- és a Kelet-Karkonosze-hegységben (Nyugat-Szudéták, Lengyelország) is. Az utóbbi a csehországi Krkonoše-hegység Lengyelországba átnyúló része. A Krkonoše-hegységben található nyersanyagforrásokból származó kontakt metabázitok alkotják a Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyen előkerült csiszolt kőszközők legnagyobb csoportját, és Mödling–Jennyberg lelőhelyen is megtalálhatóak a kőszközők nyersanyagai között (Péterdi et al., 2022; Horváth et al., 2023).

Az amfibolok összetétele azonban ezekben a kaersutitos kőzetekben igen változatos (még egyetlen zónás kristályon belül is), és gyakoriak a relict piroxének, a klorit és az epidot (Smulikowski, 1998; Kryza et al., 1990), amelyeket az általunk vizsgált lelet nyersanyagában nem találtunk.

Kaersutitot tartalmazó metamorf kőzetek (metadolerit, metaszenit stb.) az Északi-Mészkőálpok középső és keleti részén a Juvavikumban is megtalálhatóak (Schorn et al., 2012). Például a Moosegg bányában, Hallstatt közelében (Salzburg, Ausztria), ahol a Haselgebirge „Formáció” gipsz- és anhidrit-testeiben tektonikus eredetű lencsék és akár méteres méretű klaszrok formájában üledékes, mélységi és szubvulkáni kőzetek ismerhetők fel: például metaszenitek, metadoleritek, szerpentinitok stb. (Schorn et al., 2012).

A Mossegg bányában leírt metaszenit ásványos összetétele (biotit, plagioklászok és kaersutit, mint primer ásványok és metamorf eredetű amfibolok, szericit, apatit, anhidrit és ércásványok), valamint az eredeti magmás tulajdonságokat őrző szövete nagyon hasonló az általunk vizsgált metadolerit összetételéhez.

A Haselgebirge „Formáció” kőzetei megtalálhatóak az Északi-Mészkőálpok keleti részén is. Ezekből a kőzetekből (metaszenitekből, metadoleritekből) készült kőszközőket azonban korábban nem azonosítottak.

A fentieket figyelembe véve az általunk vizsgált metadolerit alapanyag forrásterületének meghatározása további kutatásokat igényel.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki az NKFIH/OTKA K 131814. sz. pályázatának valamint Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung P-31825 számú Stand Alone Projectjének a vizsgálatok finanszírozásához nyújtott támogatásért.

Irodalomjegyzék

- Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Szakmány, Gy., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 51–66.
- Bradák, B., Szakmány, Gy., Józsa, S. (2005): Archeometriai Műhely, **2/1**, 13–22.
- Bradák, B., Szakmány, Gy., Józsa, S., Přichystal, A. (2009): Journal of Archaeological Science, **36**, 2437–2444.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012): American Mineralogist, **97**, 2031–2048.
- Horváth, T., Ruttkay, E., with contributions by: Bajnóczi, B., Gulyás, S., Kaňáková, L., Klammer, J., Kreiter, A., Kovács, Z., May, Z., Péterdi, B., Pucher, E., Saliari, K., Szabó, M., Tóth, M., Viktorik, O. (2023): Mödling–Jennyberg. A Hilltop Settlement of the Boleráz and Leithaprodersdorf cultures, Martin Opitz Kiadó, Budapest, 958 p.
- Kryza, R., Muszynski, A., Vielzeuf, D. (1990): Journal of Metamorphic Geology, **8/3**, 345–355.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretto, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y. (1997): *Canadian Mineralogist*, **35**, 219–246.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W. (2003): *Canadian Mineralogist*, **41**, 1355–1370.
- Péterdi, B., Kovács, Z., Horváth, T. (2022): *Kőkor Kerekasztal*, 2022. december 9., Magyar Nemzeti Múzeum Központi Régészeti Könyvtára, Budapest, p. 3.
- Přichystal, A. (2013): *Lithic raw materials in prehistoric times of Eastern Central Europe*, Masaryk University, Brno, p. 284.
- Schorn, A., Neubauer, F., Genser, J., Bernroider, M. (2012): *Tectonophysics*, **583**, 28–48.
- Smulikowski, W. (1998): *GeoLines*, **6**, 55–56.

GNEISZ NYERSANYAGÚ ŐRLŐKŐ EGY BÉCSHEZ KÖZELI MAGASLATI LELŐHELYRŐL (ELŐZETES EREDMÉNYEK)

Péterdi Bálint¹, Horváth Tünde², Török Kálmán¹

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

² Universität Wien, Institut für Urgeschichte und Historische Archäologie, Wien

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Régészeti háttér, vizsgálati módszerek

Munkánkban a Boleráz-kultúra Bécs szomszédságában található magaslati lelőhelyéről (Mödling–Jennyberg, Horváth et al., 2023; Péterdi et al., 2023) előkerült egyetlen gneizsként azonosított nyersanyagú alsó őrlőkő kőzettani vizsgálatának előzetes eredményeit mutatjuk be. A lelet a Jennybergen végzett 1970–1971-es ásatás során került napvilágra, és a bécsi Természettudományi Múzeumban (Naturhistorisches Museum Wien) őrzik (Ltsz. 77952).

A vizsgált lelet egy nagyméretű (445x300x70 mm, őrlőfelület: 410x280 mm) alsó őrlőlap, amelyet két törött, de összeillő darabban találtak meg. Őrlőfelülete enyhén teknős, kopott, az alsó része simára megmunkált, a felső oldallapja csak durvábban kifaragott. Az őrlőlap jobb felső sarka kikopott: az őrlő keze támaszkodhatott rajta (1. ábra).



1. ábra – Gneisz anyagú alsó őrlőlap

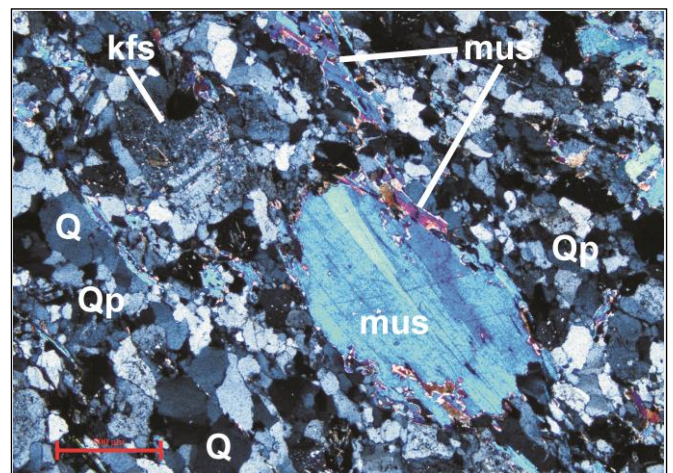
A kőzetanyagú leletek vizsgálata során igyekszünk elkerülni mindenféle roncsolást, szerencsénkre azonban rendelkezésünkre álltak a korábbi (1970-es évek első felében végzett) kutatások vágási maradvékai, köztük a jelen munkánkban bemutatott gneisz őrlőkő egy vékonycsiszolat készítésére alkalmas méretű darabja is, amelyből új vékonycsiszolatot készítettünk. A vékonycsiszolatot polarizációs mikroszkóppal (Nikon ECLIPSE LV100N POL) vizsgáltuk, a mikroszkópos felvételek NIS elements szoftverrel készültek.

2. Kőzettani megfigyelések

Az őrlőkő makroszkópos megjelenése: fehér, rózsaszínes, világos vörösesre málló, durvaszemcsés, irányított szövetű (foliált) kőzet. Fő kőzetalkotói: kvarc, földpátok és csillámok (muszkovit).

Mikroszkópos megjelenése alapján a kőzet ortogneisz, a fő kőzetalkotó ásványok: kvarc, földpátok (káliföldpátok és plagioklászok) és csillámok (muszkovit).

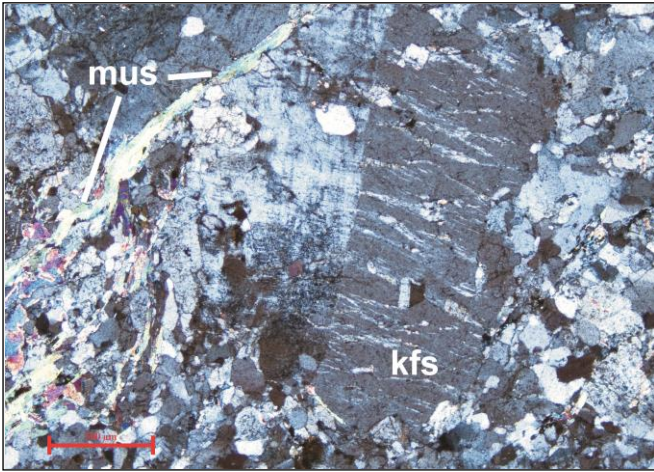
Az átlagosan 100–300 µm-es méretű kvarckristályok között szögletes, sajátalakú monokristályos és hajladozó szemcsehatárokkal érintkező alszemcsékkel jellemezhető polikristályos kvarcok egyaránt előfordulnak (2. ábra).



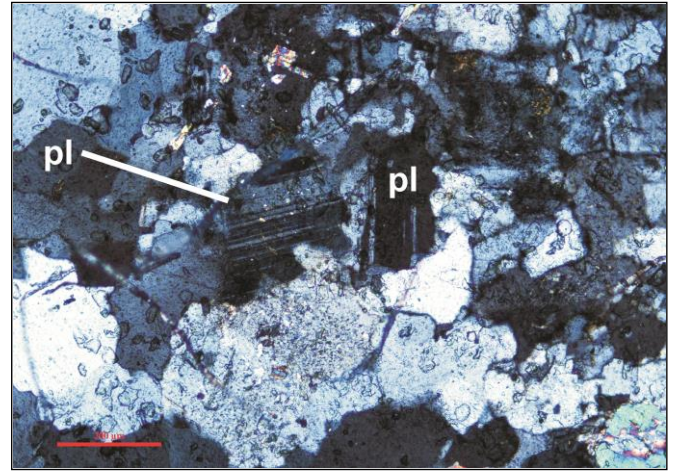
2. ábra – Kőzetszövet: mono- és polikristályos kvarc, földpátok, relikv és újonnan képződött muszkovit (keresztezett nikolok, a skála nagysága 500 µm)

Rövidítések: **kfs**: káliföldpát, **mus**: muszkovit, **Q**: monokristályos kvarc, **Qp**: polikristályos kvarc.

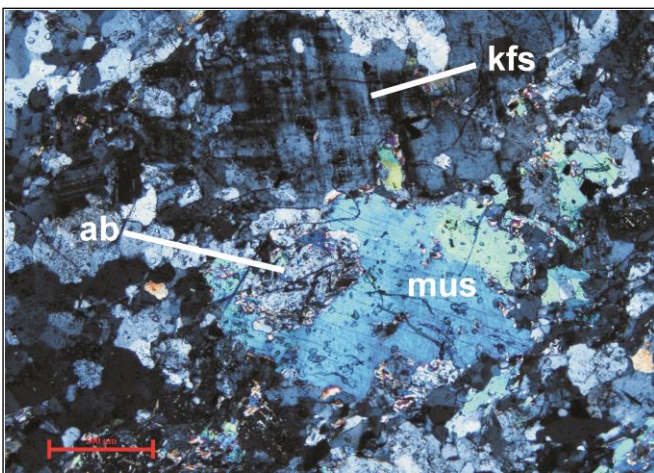
A nagyméretű (akár 1,5–2 mm-es nagyságot is elérő), táblás káliföldpátok gyakran pertitesek, illetve mikroklinesedtek (3. és 4. ábra).



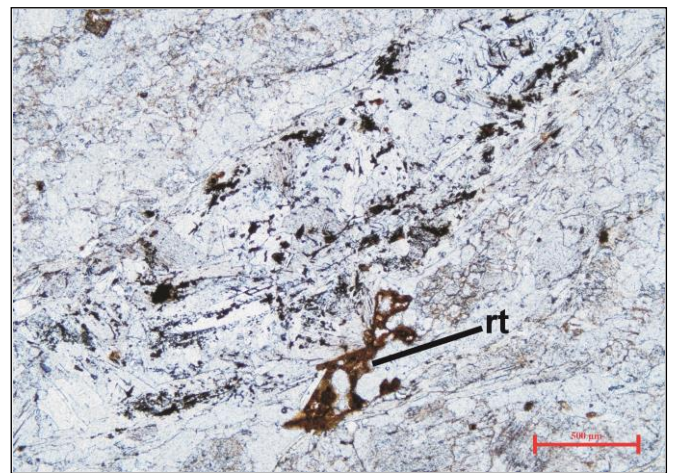
3. ábra – Pertites kálicföldpát (magmás eredet), újonnan képződött muszkovit (keresztezett nikolok, a skála nagysága 500 µm)
Rövidítések: **kfs**: kálicföldpát, **mus**: muszkovit.



5. ábra – Plagioclászok (keresztezett nikolok, a skála nagysága 200 µm)
Rövidítések: **pl**: plagioclász.



4. ábra – Mikroklinesedő kálicföldpát, albitosodó muszkovit (keresztezett nikolok, a skála nagysága 500 µm)
Rövidítések: **ab**: albit, **kfs**: kálicföldpát, **mus**: muszkovit.



6. ábra – Szagenitrácsot alkotó rutil-zárvány (1 nikol, a skála nagysága 500 µm)
Rövidítések: **rt**: rutil.

A plagioclászok mérete kisebb (általában 100–300 µm között), poliszintetikus ikres példányok is megtalálhatók a kőzetben (5. ábra).

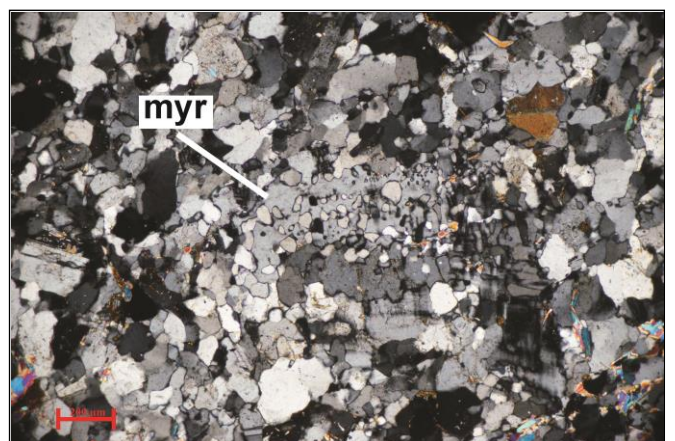
A muszkovit nagy (akár az 1 mm-t is meghaladó méretű), táblás kristályok és kisebb méretű, újonnan képződött kristályok formájában is jelen van. A nagyméretű, táblás szemcsék szegélye általában átalakulást mutat: újonnan képződő kisméretű muszkovitszemcsék vagy albit jelenik meg, egyes kristályokban szagenitrácsot alkotó rutil-zárványok is találhatóak (2., 4. és 6. ábra). A kisebb méretű, később képződött szemcsék irányított halmazokban jelennek meg, gyakran hajlott kristályokkal (3. ábra).

Az eredeti magmás képződésre utaló szöveti bélyegek:

- (i) sajtá alakú kvarc szemcsék (2. ábra);
- (ii) pertites kálicföldpátok (hülés során bekövetkező szételegedés; 3. ábra);
- (iii) muszkovitban megjelenő szagenitrácsos rutil (szintén hülés során bekövetkező szételegedés; 6. ábra);
- (iv) mirmekitek (kvarc és kálicföldpátok, illetve albit egyensúlyi kristályosodásra utaló összenövés; 7. ábra).

Metamorf bélyegek:

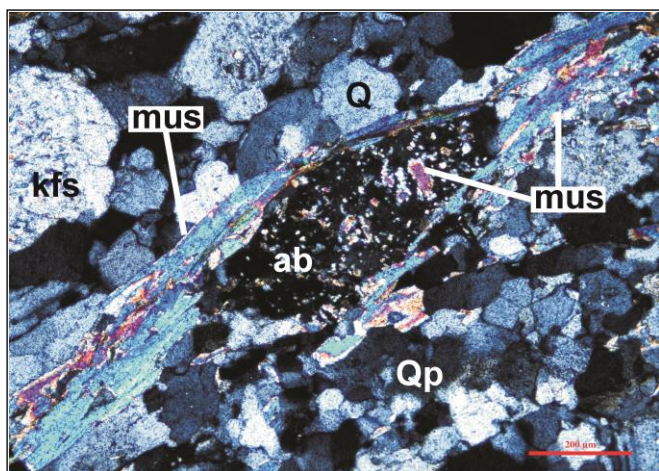
- (i) irányított szövet, amelyet főként a csillámok jelölnek ki, helyenként hajladozva, illetve mintegy „becsomagolva” a földpát és kvarc kristályokat (3. és 8. ábra);



7. ábra – Mirmekit (keresztezett nikolok, a skála nagysága 200 µm)
Rövidítések: **myr**: mirmekit.

- (ii) polikristályos kvarcok megjelenése, amelyekben az a szemcsék hajladozó szemcsehatárokkal érintkeznek (2. és 8. ábra);

(iii) magmás eredetű muszkovitból dehidratáció során képződő albit, amely egyes nagyméretű muszkovitszemcsék szegélyén jelenik meg (albitosodás; 4. ábra). Az átalakulás egyes helyeken előrehaladottabb, az eredeti állapotra már csak az újonnan képződött albitban megmaradt relikv muszkovit-zárványok utalnak (8. ábra).



8. ábra – Relikt muszkovit-zárványokat tartalmazó albit, amelyet újonnan képződött muszkovit-kristályok „csomagolnak be” (kereszttezett nikolok, a skála nagysága 200 μm)
Rövidítések: **ab**: albit, **kfs**: kálföldpát, **mus**: muszkovit, **Q**: monokristályos kvarc, **Qp**: polikristályos kvarc.

3. Lehetséges forrásterületek

Az általunk vizsgált ortogneisz lelet szövetéhez és ásványos összetételéhez hasonló kőzetek a régészeti lelőhelyhez viszonylag

közel, az Alsó-Kelet-Alpi-egység Durvagneisz (Grobgneis) sorozatába tartozó ortogneiszek között található, elsősorban a Soproni-hegységben és Alsó-Ausztriában (pl. Draganits, 1998; Török, 1998). A pontos forrásterület meghatározásához további vizsgálatokra lenne szükség.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki az NKFIH/OTKA K 131814. sz. pályázatának valamint Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung P-31825 számú Stand Alone Projectjének a vizsgálatok finanszírozásához nyújtott támogatásért.

Irodalomjegyzék

- Draganits, E. (1998): Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**, 113–146.
- Horváth, T., Ruttkay, E., with contributions by: Bajnóczi, B., Gulyás, S., Kaňáková, L., Klammer, J., Kreiter, A., Kovács, Z., May, Z., Péterdi, B., Pucher, E., Saliari, K., Szabó, M., Tóth, M., Viktorik, O. (2023): Mödling-Jennyberg. A Hilltop Settlement of the Boleráz and Leithaprodersdorf cultures, Martin Opitz Kiadó, Budapest, 958 p.
- Péterdi, B., Kovács, Z., Horváth, T. (2023): Metadolerit nyersanyagú kőeszközök két Bécshez közeli magaslati lelőhelyről (előzetes eredmények), 13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés kiadványa, Szekszárd, jelen kötet
- Török, K. (1998): Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen, **173/1**, 63–91.

A PUSZTAFÖLDVÁRI KRISTÁLYOS HÁT KŐZETTANI REAMBULÁCIÓJA ÉS KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉGEI

Polyák Péter Ábel, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: polyak.abel@gmail.com

1. Bevezetés

Bár az Alföld medencealjátát és az elkülöníthető egységek térbeli kapcsolatrendszerét összefoglaló modell (M. Tóth et al., 2021) az Alföld számos metamorf aljzati képződményét magába foglalja, a Pusztaföldvár és térsége alatt található kristályos hát az újra értelmezésből kimaradt. Az új szemléletű aljzati modellbe való elhelyezés alapvető feltétele a pusztaföldvári aljzatmagaslat kőzettani reambulációja, amelynek alapja az egységet vizsgált korábbi munkák eredményein nyugszik, ugyanakkor modern petrográfiai értelmezés alapján készült. A korrelációs lehetőséget az Algyő–Ferencszállás térségben az aljzatot elérő fúrások petrográfiai leírásai szolgálják, a képződmények közötti kapcsolat feltételezése a pusztaföldvári kristályos hát medencealjzaton belül elfoglalt helyzetére, genetikai hovatartozására engedne következtetni.

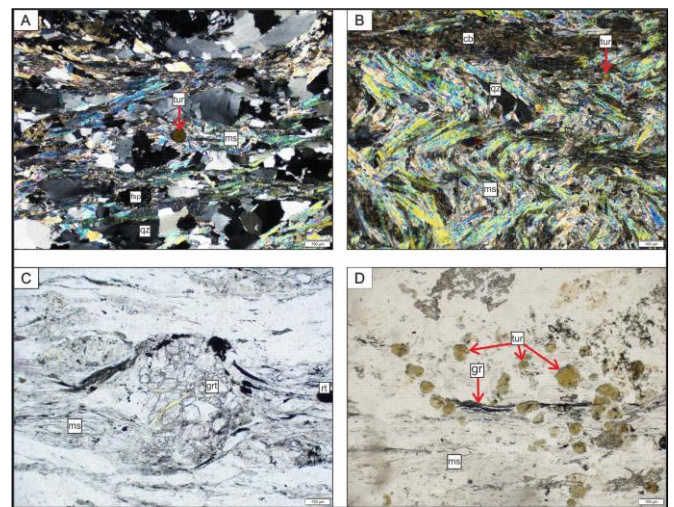
2. Földtani háttér

A pusztaföldvári aljzatkiemelkedés petrográfiai, metamorf fejlődéstörténeti összefoglalóját Nusszer (1985) készítette el, egyéb átfogó kutatás a terület kőzettanáról, petrogenetikai kapcsolatairól nem készült. Nusszer (1985) szerint az egységet egy variszkuszi, progresszív, amfibolit fáciesű metamorfózis, majd egy intenzív tektonizmussal járó, zöldpala fáciesű, retrográd metamorfózis érte. Az Algyő–DK, Ferencszállás, Kiszombor területekhez tartozó aljzati képződmények nagy része – melyek M. Tóth és munkatársai (2021) alapján a Tiszai Paragneisz litosztratigráfiai egységbe tartoznak – három kőzettípusba sorolható: gránátos, kianitos gneisz, csillámpala; andaluzitos gneisz, csillámpala; gránátos paragneisz és csillámpala (Kondor, M. Tóth, 2023). Ezek mellett kisebb mennyiségben találhatóak metagránitok, amfibolitok és tektonitok is, azonban a petrográfia alapú korreláció szempontjából ezek elhanyagolhatóak. Északabbra, a Békési-medence aljzati képződményeinek kőzettípusai (ortogneisz, gránátos szillimanitos biotitgneisz, amfibolit) jelentősen eltérnek a fent említett területeken találhatóaktól (M. Tóth et al., 2021).

3. Módszer, eredmények

A kutatás során a fúrómagok makroszkópos vizsgálatát követően hozzávetőlegesen 30 fúrás maganyagáról készült petrográfiai leírás optikai mikroszkóp segítségével. Az elemzés alapján feltételezhető, hogy a kristályos hátat egy kőzettípus, gránátos paragneisz és csillámpala építi föl. A gneiszes, helyenként palás szerkezetű kőzet porfiroblasztos, lepidoblasztos szövettel rendelkezik, ásványos összetételét legnagyobb arányban kvarc, földpát, muszkovit és biotit alkotja (1. ábra). Ezek mellett a kőzetmátrixban elhintve találhatóak gránát porfiroblasztok, valamint a kőzet szövetét meghatározó foliáció mentén grafit sávok. Akcesszórius fázisként megjelennek

cirkon, apatit, titanit szemcsék, valamint egyes kőzetek jelentős mennyiségű turmalint tartalmaznak.



1. ábra – A) Gneiszes szerkezet, posztkinematikus turmalin szemcsé (+N); B) Muszkovit szemcsék által definiált S1, S2 foliációs síkok (+N); C) Muszkovit kötegek által burkolt gránát porfiroblaszt (1N); D) Hintetten posztkinematikus turmalin szemcsék, S2 orientációban grafit sáv (1N)

A kőzetet ért deformációs események hatására az ásványszemcsék S1, S2 irányítottsággal rendelkeznek, az S2 foliáció markánsan felülírta a korábbi palássági síkot. Gyakran emiatt a muszkovit, biotit ásványszemcsék ebben a szöveti helyzetben (S2) helyezkednek el. A kvarc szemcsék helyenként rekrisztalizálódtak, alszemcséséek. A földpát szemcsék kisebb méretűek, sokszor lekerekítettek, gyakran kvarc szemcsékkel együtt, csillámok által burkolt lencsékot alkotva adják a kőzet gneiszes szerkezetét. A legmagasabb metamorf fokot jelző Barrow-féle indexásvány a gránát, mely csillámok által burkolt porfiroblasztokat alkot. A mátrix hintetten oszlopos, nem deformált, posztkinematikus turmalin szemcséket, valamint orientálatlan és S2 szöveti helyzetben elhelyezkedő rutil szemcséket tartalmaz. A cirkon és apatit szemcsék lekerekítettek.

A tektonikailag intenzíven átalakult kőzetekben gyakori a kvarc, földpát szemcsékből álló σ -klasztok és a csillámhalak megjelenése is. A Pf. 58 fúrásban metagránit található, mely táblás káliföldpátokat, polygonális kvarc szemcsehalmazokat tartalmaz. Ezeket muszkovit szalagok, sávok szelik át.

A kőzet maximális hőmérséklet becslésére Raman spektroszkópián alapuló grafit termometriát alkalmaztunk egy É–D-i szelvény mentén.

4. Diszkusszió

Minthogy a vizsgált minták néhány kivételtől eltekintve paragneiszek és csillámpalák, emellett az ásványparagenezisek is hasonló szöveti helyzetben jelennek meg, feltételezhető, hogy a kőzetek azonos protolitúak. A kőzet monometamorf, a turmalin szemcsék posztkinematikus helyzetére való tekintettel feltételezhető egy kontakt felülbélyegzés, mely nem zárható ki, hogy a területen is megtalálható metagranitokhoz kapcsolódik. A térségben az intenzíven tektonizált kőzetek egy K–NY csapásirányú zóna mentén helyezkednek el. Ez nyírási zóna jelenlétét sugallja, mely az aljzatban gyakori kréta feltolódásokkal közel párhuzamos helyzetű.

Mindezek alapján a Pusztaföldvár környékén található kőzetek egységes fejlődésűnek értelmezendők, s mivel a Békési-medence

kőzettípusaitól idegenek, valamint az Algyő, Ferencszállás gránátos paragneisz kőzettípusához hasonlóak, feltételezhető, hogy a Pusztaföldvári kristályos hát az Algyő–Ferencszállás–Kiszombor metamorf aljzat északkeleti folytatása.

Irodalomjegyzék

- Kondor, H., M. Tóth, T. (2023): Az Algyő–Ferencszállás–Kiszombor kristályos aljzat metamorf fejlődése, 13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés kiadványa, Szekszárd, jelen kötet
- M. Tóth, T., Fiser-Nagy, A., Kondor, H., Molnár, L., Schubert, F., Vargáné Tóth, I., Zachar, J. (2021): Földtani Közlöny, **151/1**, 3–26.
- Nusszer, A. (1985): Általános Földtani Szemle, **21**, 49–78.

MECSEKI EREDETŰ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK A BÁTASZÉK–ALSÓNYÉK NEOLITIKUS TELEPÜLÉSRŐL

Sági Tamás^{1,2}, Szakmány György¹, Józsa Sándor¹, Szilágyi Veronika², Fehér Kristóf³, Oláh István⁴, Szilágyi Kata⁵, Osztás Anett⁶

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

³ Magyar Nemzeti Múzeum, Alkalmazott Természettudományi Laboratórium, Budapest

⁴ Független kutató, Gödöllő

⁵ Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel

⁶ Eötvös Loránd Kutatási Hálózat BTK, Régészeti Intézet, Budapest

e-mail: sagi.tamas@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

Bátaszék és Alsónyék határában az M6-os autópálya építése kapcsán tárták fel egy késő neolitikus (Lengyeli kultúra) település (kb. 5800–4500 cal BC) egy részét, mely az egyik legjelentősebb ilyen lelőhely Magyarországon. A településről és temetkezéseiből 668 db csiszolt kőeszköz (nyíllyukas balta, kőfejsze, lapos balta (laposvéső), kaptafa alakú balta és buzogány) került elő. Célunk a kőeszközök nyersanyagának és azok lelőhelyének minél pontosabb meghatározása, ami segíthet megismerni a késő neolitikus település nyersanyag-beszerezését és használatát, valamint távolsági kőeszköz-kereskedelmi kapcsolatait.

2. Vizsgálati módszerek

A leletegyüttest előzetes makroszkópos vizsgálat során felmértük, majd a részletes makroszkópos leíró munka során (petrográfia, mágneses szuszceptibilitás-mérések) a kőeszközöket főbb kőzettani csoportokba, esetenként alcsoportokba soroltuk. Az így kialakult csoportokból összesen 96 db reprezentatív példányt választottunk ki részletes petrográfiai és ásványkémi vizsgálatra (polarizációs mikroszkóp, illetve energiadiszperzív detektorral felszerelt pásztázó elektronmikroszkóp (SEM-EDS)). Ahol lehetséges volt, az ásványkémi méréseket vékonycsiszolatokon végeztük, azonban az ép kőeszközök esetében kizárólag az ún. eredeti felszín roncsolásmentes módszert tudtuk csak alkalmazni (Bendő et al., 2013). A polarizációs mikroszkópos és SEM vizsgálatokat az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén és az ELKH Energiatudományi Kutatóközpontban végeztük.

3. Eredmények

3.1. Távolsági nyersanyagok

Az előzetes vizsgálatok alapján a kőeszközök mintegy egyharmada ún. távolsági nyersanyagú. Egyes kőzetek forrásterülete jellegzetes kőzettani tulajdonságaik révén szakirodalmi adatok alapján nagy bizonyossággal beazonosítható: kontakt metabázit – elsősorban az ún. „Železný Brod típus” – (Krkonoše–Jizera Kristályos Komplexum), hornfels (Ruszka-havasok, Erdélyi-középhegység), Na-piroxenit, eklogit (Nyugati-Alpok metaofiolitjai). Ezzel szemben a „fehérkő” és a szerpentin anyagú kőeszközök forrásterületét sokkal nehezebb leszűkíteni, előbbieket feltehetően a Vardar-ofiolitból származnak,

utóbbiak forrásterülete még bizonytalanabb, legvalószínűbb forrásrégiók: Alsó-Szilézia (Jordanów- és Szklary-hg.), Mölltal, Keleti-Alpok (penninikum), Vardar-öv, Nyugati-Alpok metaofiolitjai. Szintén bizonytalan a nefrit anyagú kőeszközök eredete, lehetséges, hogy azok is Sziléziából, esetleg a Nyugati-Alpokból származnak.

3.1. Helyi nyersanyagok

A távolsági eredetűekkel szemben a helyi nyersanyagból készült balták között a metamorf kőzetek kifejezetten ritkák, csupán néhány kőeszköz tartozik ebbe a csoportba. Feltehetően a mecseki miocén konglomerátum-összletekből származhatnak: kvarcit, metahomokkő, metaaleurolit.

A nagyobb mennyiségben előforduló, lokális eredetű üledékes nyersanyagok többsége mezozoos, jóval ritkábbak a kvarter és perm korú kőzetek. Gyakorik a márgák-agyagmárgák, a bitumenes mészkő, szivacstűs mészkő, illetve homokos mészkő, emellett homokkő, többféle kristályos mészkő, édesvízi mészkő, aleurolit, dolomiteres aleurolit és grauwacke nyersanyagú kőeszközök is előfordulnak. Származási helyük a Mecsek, Villányi-hegység és a Máriakémedi-rögök. A leletegyüttes kevesebb mint 5%-a tartozik ebbe a csoportba.

A kőeszközök közel 60%-a mecseki alsó kréta magmatitokból készült, ezért részletes proveniencia-vizsgálatokat ezen a csoporton végeztünk. A Mecsekben több forráskőzetet is sikerült nagy bizonyossággal azonosítani. 1a – afanitos és ritkaporfíros alkáli bazalt, 1b – porfíros alkáli bazalt (Mecsekjános környéke, Hamvas-völgy), 2a – ekvigranuláris mikrogabbro, 2b – ekvigranuláris gabbro (mecseki gabbroidális telérekőzetek, pl. Sás-völgy, Vágyom-völgy, Ördög-nyereg patak völgye), 3 – inekvigranuláris (porfíros) gabbro és mikrogabbro (Vágyom-völgy), 4 – fonolit (Szamár-hegy).

További lokális magmás nyersanyagok az andezit és a mikrogranit, előbbi származási helye a komlói andezit, utóbbi pedig a Mórágai-dombság. Mennyiségük elenyésző.

Néhány bazalt anyagú kőeszköz egyértelműen eltér a típusos mecseki alkáli kőzetektől, ezek legvalószínűbb forrásterülete a Balaton-felvidék, pontos származási helyüket egyelőre nem sikerült azonosítani.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a Kulturális és Innovációs Minisztérium által a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott, ÚNKP-22-3

kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának (Tv: Sági Tamás), illetve a K-131814 számú pályázatának (Tv: Kasztovszky Zsolt) szakmai támogatásával készült. Köszönjük a DAI RGK (Deutsches Archäologisches Institut, Römisch-Germanische Kommission) támogatását. A vékonycsiszolatok elkészítését Bánffy Eszter támogatta.

Irodalomjegyzék

Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Szakmány Gy., Horváth E. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 51–65.

MAGMAÖSSZETÉTEL VÁLTOZÁS ÉS MAGMAGENEZIS A HARGITA DÉLI RÉSZÉN: KÖVETKEZTETÉSEK TELJES KŐZET ÖSSZETÉTEL ÉS CIRKON PETROKRONOLÓGIAI EREDMÉNYEK ALAPJÁN

Ioan Seghedi¹, Lukács Réka^{2,3}, Soós Ildikó³, Marcel Guillong⁴, Olivier Bachmann⁴, Cserép Barbara^{3,5}, Harangi Szabolcs^{3,5}

¹ Institute of Geodynamics „Sabba S. Stefanescu”, Román Akadémia, Bukarest, Románia

² CSFK Földtani és Geokémiai Intézet (ELKH), Budapest

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport (ELKH), Budapest

⁴ Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Svájc

⁵ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: harangi.szabolcs@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

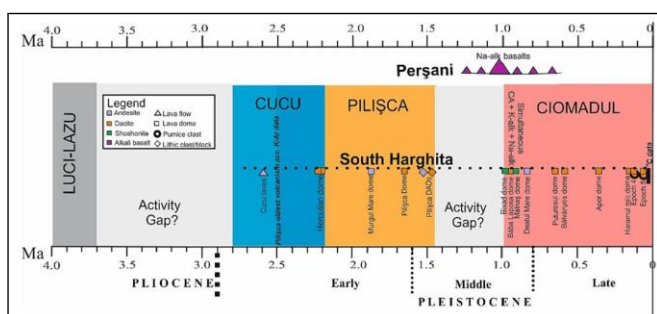
A Kárpát–Pannon térség legutolsó vulkánkitörései a Csomád területén, a Hargita déli részén történtek. A vulkáni működés folytatása a Kelemen, Görgényi és Hargita vulkáni vonulat mentén zajló, délkelet felé egyre fiatalodó kitöréseknek. Ennek különlegességét az adja, hogy a vulkanizmus a Keleti-Kárpátok térségében feltételezett aktív szubdukció időszaka után, a kontinentális kőzetlemezek kollízióját követően zajlott. Egy másik sajátossága a kitörő magmák összetételében megfigyelhető éles változás az elmúlt néhány millió évben (Seghedi et al., 2023).

2. Geokémia

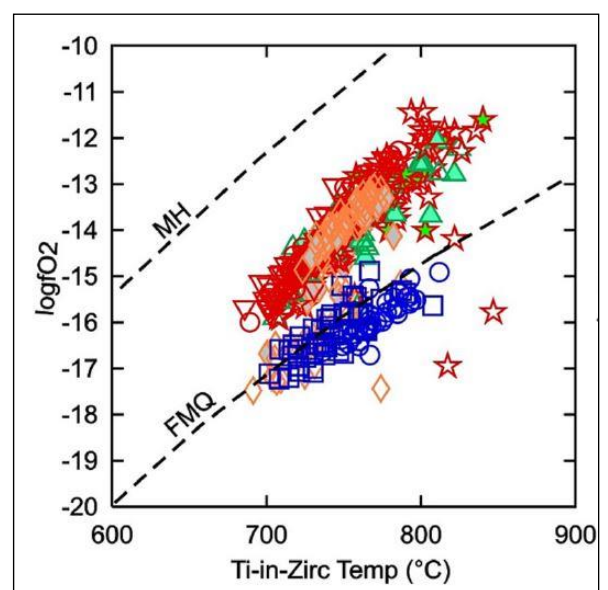
A Hargita déli szegmensén négy vulkáni komplexum jött létre az elmúlt 5 millió évben (1. ábra): Lucs (*Luci-Lazu*), Kakukk-hegy (*Cucu*), Piliske (*Pilișca*) és Csomád (*Ciomadul*). E mintegy 35 kilométer hosszú területen két jelentős magmaösszetétel változás figyelhető meg, amelyek esetében megnőtt a Sr és Ba koncentráció, és csökkenés tapasztalható a nehéz ritkaföldfémek esetében délkeleti irányban. Új cirkon U-Pb kormeghatározási adatokkal pontosítottuk ezek idejét: a Kakukk-hegy és Piliske vulkáni kitöréseit tápláló magmák összetételei változása 2 millió éve volt, míg 1 millió évvel ezelőtt egy újabb változás történt. Ez utóbbi esetében kezdődött a Csomád vulkanizmusa, amit adakitos jellegű (nagy Sr/Y aránnyal és alacsony

Y-tartalommal jellemzett) magmák tápláltak. A vulkáni kőzetek geokémiai adatai mellett cirkon nyomelem adatokat használtunk fel e geokémiai váltás jellemzésére.

A cirkon nyomelem összetétel adatok (pl. Eu/Eu* és Ce/Ce* anomáliák) azt jelzik, hogy az elmúlt 2 millió évben a Piliske és a Csomád vulkáni komplexumait kialakító magmák oxidáltabbak és vízben gazdagabbak voltak (2. ábra). Ez a jelleg még jobban felerősödött a Csomád vulkáni működésében. Ez összhangban van a kőzettani megfigyelésekkel, miszerint e vulkáni kőzetekben egyre jobban uralkodó mafikus elegyrészzé válik az amfibol és biotit, míg a >2 millió éves vulkáni kőzetekben inkább piroxének fordulnak elő. Ezek az összetételbeli különbségek a magmaképződés folyamatában történt változásokat tükrözik, amik a geodinamikai környezet változásához kapcsolódnak.



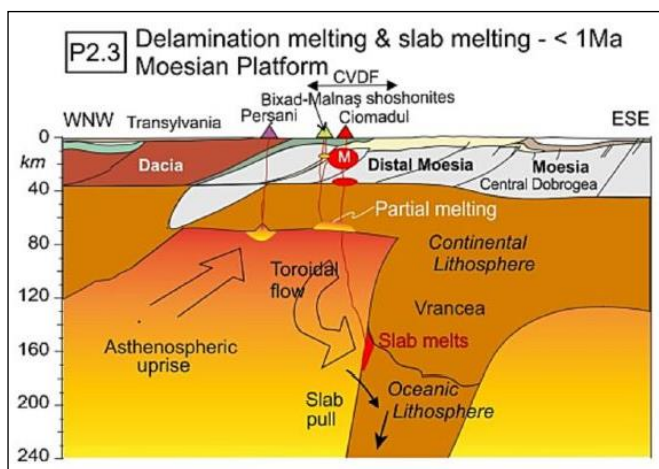
1. ábra – A Dél-Hargita vulkáni működésének időbeli eloszlása cirkon koradatok alapján



2. ábra – A cirkon kristályok összetételéből számolt hőmérséklet és oxigén-fugacitás értékek eltérő magma típust jeleznek 2 millió évvel korábbi és az utáni időszakban. Felső trend: Piliske és Csomád, alsó trend: Piliske és Kakukk-hegy cirkon kristályai

3. Petrogenesis

A Lucs és Kakukk-hegy vulkánosságát okozó magmák egy normál plagioklász-piroxén-FeTi-oxid mészkáli trend mentén fejlődtek. Az elsődleges magmák metaszmotizált litoszféra részleges megolvadásához köthetők. A Trotus szerkezeti vonaltól északra ekkor történhetett az Európai-Szkíta kontinentális blokkhoz kapcsolódó, alábukó óceáni kőzetlemez hirtelen leválása, ami az asztenoszféra földköpeny anyag feláramlását idézte elő, és ez okozhatta a magmaképződést. A kőzetlemez leválás déli irányban csak egy kis kiterjedésű további óceáni kőzetlemez hagyott, ami jelenleg a Vránca térség alatt süllyed tovább. A mintegy 2 millió évvel ezelőtti katasztrófális mélybeli esemény jelentősen módosította az asztenoszféra földköpeny áramlási irányokat. A megmaradt kőzetlemez környezetében toroidális, azaz a kőzetlemez oldalsó pereme mentén történt beáramlás történt, ami mellett a kőzetlemez feletti térben vertikális feláramlás zajlott (3. ábra).



3. ábra – Konceptcionális modell a <1 millió éves vulkáni működés magmaképződésére és geodinamikai kapcsolatára

A Piliske vulkánosságát egy átmeneti (mészkáli-adakit jelleg közötti) összetételű magma táplálta, majd 1 millió éve, néhány százezer év szünet után már jellemzően adakitos-jellegű magmák jöttek létre. Az amfibol kristályok kémiai összetétele nagy víztartalmú (>10 tömeg%) magmát jelez, különösen az elmúlt 60 ezer évben. A

nagy víztartalom és az oxidált környezet késleltette a plagioklászok kiválását, nagy nyomáson olivin, piroxén, spinell és amfibol volt likvidusz fázis, és egyre inkább az olivint és piroxént is felváltotta az amfibol peritektikus reakcióval. A sekély magmatározóban további változásokat hozott a fejlett magmából történő kristályosodás, amelyben már jelentős mennyiségű plagioklász is megjelent, valamint a különböző összetételű magmák keveredése. Az oxidált jelleg miatt az Eu továbbra is trivalens kationként szerepelt, ami miatt nem figyelhető meg negatív Eu-anomália még az erősen differenciált dácitos kőzetekben sem.

A nagy víztartalmú adakitos jelleg erősen hidratált óceáni kőzetlemez részleges olvadásával magyarázható. Mindez arra utal, hogy a Vránca alatti közel függőleges litoszféra-lemez óceáni jellegű lehet, amiben dehidratációs reakciók zajlanak. Ferrand és Manea (2021) részben e reakciókra vezették vissza a jelenleg is zajló földrengések okait, azaz e folyamat még mindig aktív. A felszabaduló vizes oldatok segíthetik a mafikus kőzetlemez olvadását, ami jelentős víztartalmú, adakitos jellegű olvadékot hoz létre, ami reakcióba léphet a felette lévő peridotittal. Ezek a folyamatok magyarázhatják a nagy Mg-tartalmú amfibol kristályok sajátos kémiai összetételét. Ez a geodinamikai környezet még mindig aktív, ami lehetőséget teremt további magmaképződésre a földköpenyben.

A posztkollíziós környezetben zajló dél-hargitai vulkánosság egy kiváló lehetőséget ad a változó kőzetlemez alábukás, egy óceáni kőzetlemez leválás előtti állapotának, továbbá az ehhez kapcsolódó asztenoszféra földköpeny áramlások, valamint a magmaképződés kapcsolatának elemzésére, a potenciálisan jelentős érc képződési tulajdonságokkal rendelkező adakitos-jellegű magmák kialakulásának vizsgálatára.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunka a K135079 sz. NKFIH-OTKA projekt támogatásával valósult meg, Ioan Seghedi munkáját ezen kívül a PNCDI III kereten belüli PN-III-P4-IDPCCF-2016-4-0014 romániai pályázat, míg Lukács Réka kutatását az ÚNKP-22-5 sz. Bolyai+ pályázat támogatta.

Irodalomjegyzék

Ferrand, T.P., Manea E.F. (2021): Scientific Reports, **11**, 10315
Seghedi, I., Lukács, R., Soós, I., Guillong, M., Bachmann, O., Cserép, B., Harangi, Sz. (2023): Lithos, **442–443**, 107059

A PANNON-MEDENCE ALSÓ KÉRGÉNEK HT–UHT METAMORF FEJLŐDÉSE: METAPÉLIT GRANULITOK KOMBINÁLT TERMOBAROMETRIÁJA

Spránitz Tamás^{1,2}, Török Kálmán^{1,3}, Berkesi Márta^{1,2}

¹ MTA-FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

² Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

³ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

e-mail: kalman.torok@sztfh.hu

1. Bevezetés

A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület (BBFVT) miocén–pliocén alkáli bazaltjaiban és piroklasztitjaiban előforduló litoszféra xenolitok között több lelőhelyen (Sabar-hegy, Mindszentkál) előfordulnak főként gránátból és sillimanitból álló resztes metapélit granulitok. A megvizsgált xenolitok jellemző ásványegyütteséből fakadóan a hagyományos termometriai módszerek korlátozottan alkalmazhatók. A xenolitokban kis mennyiségben előfordulnak azonban a nyomelem-termometriában jól használható ásványok is, mint pl. a rutil, kisebb mennyiségben a kvarc és cirkon. A nyomelem és hagyományos termobarometria együttes alkalmazása mellett ásványreakciók meghatározásával rekonstruáljuk az alsó kéreg és benne a metapélites granulitok többlépcsős metamorf fejlődéstörténetét.

2. Petrográfia

A vizsgált xenolitok (n = 11) többsége 90–95%-ban gránátból és sillimanitból áll, továbbá plagioklász, kvarc, rutil, cirkon és grafit is előfordulhat. Biotit és/vagy kálföldpát csak egy-két xenolitban található. A szöveti elemzés alapján a sillimanit rovására helyenként korund és/vagy spinell, valamint a rutilt felemészve ilmenit képződött. Némely xenolitban a gránát és a sillimanit között vékony reakciószegély látható, amely cordieritből, és/vagy spinell + kvarc finomszemcsés összenövéséből áll.

3. Hagományos termobarometria

A metapélit xenolitok kialakulási nyomás-hőmérsékleti viszonyainak meghatározására gránát-biotit és két földpát termometriát, továbbá gránát és gránát-sillimanit-plagioklász-kvarc (GASP) barometriai számolásokat végeztünk, amely módszerek csak a minták kisebb hányadában alkalmazhatók. A gránát egyetlen mintától eltekintve (SAB31) főelem összetételében homogén, nem mutat zónásságot. A gránát-biotit és két földpát termometria azonos mintában egymással jó egyezést mutatva 840–950 °C hőmérsékletet jelzett 10 kbar-on, míg a GASP barométer 10,1–11,6 kbar nyomást mutatott 900 °C-on. A gránát Fe²⁺-Ca²⁺ intrakristályos kicserélődésén alapuló barométer ehhez hasonló nyomás tartományt indikált (9,0–12,2 kbar). A SAB31 minta esetén, ahol a gránát kémiai zónásságot mutat, a magban a fentieknél nagyobb nyomás (12,9–13,3 kbar) mérhető, míg a maghoz képest Ca-ban szegényebb szegélynél 9,9–10,1 kbar mutatható ki.

4. Nyomelem termobarometria

A vizsgált mintákban kis mennyiségben, de szinte minden esetben jelen lévő, kőzetmátrixban előforduló kvarc és rutil nyomelem termometriai vizsgálatokra (Zr rutilban és Ti kvarcban) alkalmas. A lézer ablációs induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (LA-ICP-MS) készült mérések alapján a rutilok képződési hőmérséklete a Zr-tartalmuk alapján 10 kbar nyomáson 870–970 °C közé esik, míg a Ti kvarcban termométer ugyanezen a nyomáson 830–950 °C közötti hőmérsékletet jelez. A Zr rutilban hőmérsékletek egy mintán belül nagyon szűk tartományba esnek (<50 °C). A kétféle nyomelem termometriai módszer egymással való kombinálásával 905–940 °C-os hőmérséklet és 10,4–11,5 kbar nyomás állapítható meg. Két minta esetén ettől eltérő hőmérsékleteket kaptunk: a kisebb hőmérsékleti becslés (átlagosan 870 °C) az egyetlen kálföldpát- és biotit-tartalmú, míg a nagyobb (átlagosan 970 °C) egy plagioklászban gazdag és korund-tartalmú metapélit xenolitban figyelhető meg.

5. Metamorf fejlődéstörténet

A geotermobarometriai eredmények, szöveti bizonyítékok és megfigyelt ásványreakciók alapján az alábbi metamorf fejlődési epizódokkal jellemezhetők a vizsgált metapélit xenolitok:

I. Prograd metamorfózis, parciális olvadás, gránát + sillimanit együttes (resztit) kialakulása vastag alsó kéregben és biotit eltűnése (egy-két xenolitban van reliktum).

II. UHT (900 °C feletti) metamorfózis (nagyobb P-T a SAB31 gránát mag főelem összetétele alapján, majd izoterm dekompresszió?).

III a. Olvadék/fluidum-kőzet kölcsönhatás eredményeként korund, spinell, ilmenit képződése a gránát + sillimanit paragenézisből.

III b. Nyomáscsökkenés a kéreg kivékonyodása során: gránát és sillimanit között megjelenő cordierit és spinell + kvarc együttes.

IV. Alkáli bazaltos vulkanizmus során felszínre szállítódás.

Vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a BBFVT alatti alsó kérget, a xenolitok felszínre szállítódásakor, az uralkodó metabázitok mellett metapélites granulitok is alkották, melynek metamorf fejlődését többlépcsős olvadék/fluidum-kőzet kölcsönhatás kísérte.

A kutatást az MTA FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport támogatta (LP2022-2/2022).

A HITACHI TM4000II PLUS SEM ALKALMAZÁSA A FÖLDTUDOMÁNYOKBAN

Szabó Ábel

UNICAM Magyarország Kft., Budapest
e-mail: szabo.abel@unicam.hu

A Hitachi TM4000II Plus asztali pásztázó elektronmikroszkóp legfontosabb tulajdonságai közé a kompakt mérete, egyszerű kezelhetősége és sokoldalúsága tartozik. A nevében is benne van, hogy asztali: ez azt jelenti, hogy kis mérete miatt egy kisebb helyiségben, egy átlagos asztalon is elfér, alig foglal több helyet, mint egy klasszikus személyi számítógép. Ezen kívül könnyen áthelyezhető, szállítható, mivel a telepítése és beüzemelése nem igényel különösebb szakértelmet. A karbantartási igénye minimális, jórészt a felhasználók által is könnyedén elvégezhető.

A műszer kezelésének elsajátítása nem igényel hosszú, hetekig, hónapokig tartó tanulási folyamatot, mivel a gyártó okos megoldásokkal, egyszerűsítésekkel és automatizálásokkal rendkívül intuitívvá és áttekinthetővé tette a kezelőfelületet. Egy rövid, pár órás oktatás és gyakorlás után mindenki önállóan tudja használni a mikroszkópot. Mindezt a Hitachi mérnökei úgy érték el, hogy az egyszerű kezelhetőség nem megy az elkészült képek, mérési eredmények minőségének rovására.

A készülék sokoldalúsága abban rejlik, hogy gyakorlatilag bármilyen szilárd halmazállapotú mintát vizsgálni lehet vele, sok

esetben kevés mintaelőkészítéssel, vagy akár anélkül is. A képalkotásban két detektor áll rendelkezésünkre, amelyek többféle üzemmódban is használhatók: az ún. UVD („Ultra Variable-Pressure Detector”) felelős a másodlagos elektronok detektálásáért, de használható STEM („Scanning Transmission Electron Microscope”) és CL („Cathodoluminescence”) üzemmódban is. A négy szegmensű BSED („Back Scattered Electron Detector”) alkalmazható klasszikus üzemmódban, amikor rendszámkontrasztos képet ad, de 3D képalkotásra is a képes, köszönhetően az egyenként használható szegmensek által alkotott képnek. A műszer opcionálisan bővíthető akár 60 mm²-es EDS („Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy”) detektorral is, ami lehetővé teszi a minták összetételének elemzését. A detektort vezérlő szoftver lehetővé teszi, hogy pontszerű, területi, vonal-menti elemzések mellett elemtérképeket is készíthessünk.

Mindezen tulajdonságai alapján ez az elektronmikroszkóp nagyszerűen megállja a helyét, legyen szó akár parányóslénytani kutatásról, vagy éppen kőzettani vizsgálatokról, de ugyanilyen jól alkalmazható a környezettudományok területén is.



1. ábra – Hitachi TM4000II Plusz asztali pásztázó elektronmikroszkóp Oxford Instruments Xplore Compact 30 EDS detektorral felszerelve

ISMERETLEN ISMERŐS: A „FEHÉRKŐ”, EGY KÜLÖNLEGES KÉSŐ NEOLIT KŐESZKÖZ NYERSANYAG DÉL-MAGYARORSZÁGON

Szilágyi Veronika¹, Kovács Zoltán¹, Harsányi Ildikó^{1,2}, Oszás Anett³, Szilágyi Kata⁴, Szakmány György⁵

¹ Energiatudományi Kutatóközpont, Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest

² Wigner Fizikai Kutatóközpont, Komplex Folyadékok Osztálya, Budapest

³ Bölcsész tudományi Kutatóközpont, Régészeti Intézet, Budapest

⁴ Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institute of Pre- and Protohistoric Archaeology, Kiel, Németország

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: szilagyi.veronika@ek-cer.hu

1. Bevezetés

Tanulmányunk egy geológiai értelemben nem definiált kőzettípus, a „fehérkő” mint csiszolt kőeszköz nyersanyag változatainak jellemzéséről és a leggyakoribb változat lehetséges forrásterületének lehatárolásáról szól. A „fehérkő” elnevezés Antonović (1997)-től ered, aki régészeti alapmunkájában mintegy technikai összefoglalónévként alkalmazta arra a csiszolt kőeszköz nyersanyagra, amely Szerbia és Bosznia Hercegovina területén tömegesen fordul elő különösen a neolitikumban és a rézkor elején (a késő Vinča-kultúra jellegzetes eszköztípusa; Antonović et al., 2005). Ez a kőzettípus a fehér szín különféle árnyalatait mutatja (szürkéstől a sárgásig), kis sűrűségű, nagyon finomszemcsés, mikro- vagy kriptokristályos és porózus szövetű, emellett változó keménységű (porlós állagútól a kompakt, kagylós törésűig) (Antonović, 2003). Hazánkban a Délkelet-Alföldön és a Dél-Dunántúlon fordul elő jellegzetes kőeszköz nyersanyagként elsősorban a késő neolitikus Tisza- és Lengyeli-kultúra lelőhelyein (pl. Hódmezővásárhely–Gorzsa, Tápé–Lebő Alsóhalom, Alsónyék–Bátaszék, Lengyel–Sánc). A „fehérkő” tipikus eszközformákban jelenik meg, úgymint lapos vésőbalták, kaptafa alakú balták és buzogányok (Wosinsky, 1893).

A régészeti leírásokban számos névvel illették a „fehérkövet” a mésztufától a krétán és meszes kován át (Wosinsky, 1893) a kovás magnezitig/finomkristályos dolomitig. A kőzettani vizsgálatokkal támogatott régészeti kutatások már korábban meghatározták, hogy a „fehérkő” technikai név alá több, egymástól genetikájában jelentősen eltérő kőzettípus tartozik: kovás magnezitek, mészkövek, diatomitok, tufák-tufitok és akár még litifikálódott csont is (Nikl, 1998; Antonović, 2003; Szakmány, 2008). Jelen tanulmányban a kovás-karbonátos összetételű, elsősorban magnezit-tartalmú változatokkal foglalkozunk, amelyeket késő neolitikus dél-magyarországi lelőhelyek csiszolt kőeszköz leletanyagából vizsgáltunk meg.

2. Minták és módszer

Bár több lelőhelyről (Hódmezővásárhely–Gorzsa, Tápé–Lebő Alsóhalom, Alsónyék–Bátaszék és Lengyel–Sánc) azonosítottunk makroszkóposan „fehérkövet” (összesen 176 db), részletes vizsgálat alá csak három lelőhelyről (Hódmezővásárhely–Gorzsa, Alsónyék–Bátaszék, Lengyel–Sánc) összesen 22 kőeszköz került.

Az anyagvizsgálat során makroszkópos kőzetleírást, mágneses szuszceptibilitás (MS) mérést, prompt gamma aktivációs analízist (PGAA) és eredeti felszínről vagy hagyományos vékonycsiszolatból

történt pásztázó elektronmikroszkópi és energia-diszperzív röntgen spektrometriai (OS-SEM-EDS és SEM-EDS) mérést végeztünk, amelyet azonban nem alkalmaztunk mind a 22 mintán egységesen.

3. Eredmények

A „fehérkő” makroszkóposan viszonylag egységes és kevésbé informatív képet mutat: fehér–sárgásfehér–szürkésfehér, nagyon finomszemcsés, homogén megjelenésű kőzet. Az MS értékek minden esetben 0, vagy csaknem 0 értéket mutatnak. Változatosság a teljes kémiai összetételben mutatkozik, amely alapján legalább öt típust különíthetünk el: (1) MgCO₃- és SiO₂-dús; (2) CaCO₃- vagy Ca-MgCO₃- (és SiO₂-)dús; (3) SiO₂- és Al₂O₃-dús; (4) CaPO₄-dús és (5) szinte tisztán SiO₂ változatokat. Ezek (1) kovás magnezit, (2) (részben kovás) mészkő–dolomitos mészkő, (3) aleurolit–agyagpala, (4) csont és (5) kovakőzet típusokat jeleznek.

A kovás-karbonátos, elsősorban magnezites(-dolomitos) „fehérkő” típus bizonyult eddig a leggyakoribbnak, ezért további részletes vizsgálataink erre irányultak. A SEM-EDS vizsgálatok eredeti felszínen nem adtak értelmezhető eredményeket a nagyon finom szemcseméret és felületi mállottság miatt. A vékonycsiszolatos SEM-EDS vizsgálatok során a nagyon finomkristályos alapanyagban elsősorban magnezitet vagy dolomitot és kalcitot (esetleg szideritet) lehetett kimutatni, amely kevés kvarc és vastartalmú opakásvány szemcséket tartalmazott. Két minta esetében szerpentin-ásványokból, klino- és ortopiroxénból, illetve Cr-spinellből álló reliktumokat azonosítottunk. Ezek makroszkóposan kisméretű (néhány milliméteres), zöld színű elegyrészekként jelennek meg nagyobb (mérhető) MS értékekkel. Felismerésükkel egyértelműen bizonyíthatóvá vált, hogy a magnezites „fehérkő” típus nyersanyaga szerpentin kőzetek mállási zónájában képződött. A nagy, mikro-kriptokristályos kovatartalom másodlagos elemobilizáció eredménye.

A szerpentin kőzetek tipikus mállási terméke a magnezit, így a Kárpát-medence környezetében előforduló szerpentin források (pl. alpi, kárpáti és dinári–vardar ofiolitok) mind perspektivikusak lehetnek. A „fehérkő” kőeszközök egyértelmű dél-magyarországi és szerbiai–boszniai elterjedése azonban a déli forrásrégióra irányítja a figyelmet. A szakirodalomból ismert szerbiai szerpentin előfordulások (Fruška Gora, Šumadija, Zlatibor, Kopaonik; Ilić, 1969; Antonović, 2003; Karamata, 2006; Robertson et al., 2009) legtöbbjéhez kapcsolódik magnezites mállási zóna, így a nyersanyagok jövőbeli részletes vizsgálata szükséges lesz a proveniencia meghatározásához.

Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatok az NKFIH támogatásával, a K 131814 pályázati program finanszírozásában valósultak meg.

Irodalomjegyzék

Antonović, D. (1997): *Starinar*, **48**, 33–39.

Antonović, D. (2003): *Serbian Archaeological Institute Monographies*, Belgrade, **37**, 164 p.

Antonović, D., Resimić-Šarić, K., Cvetković, V. (2005): *Starinar*, **55**, 53–66.

Ilić, M.M. (1969): *Acta Geologica*, **6**, 67–102.

Karamata, S. (2006): In Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.): *Tectonic development of the Eastern Mediterranean region*, Geological Society, London, Special Publications, **260**, 155–178.

Nikl, A. (1998): *Tolna megyei csiszolt kőeszközök archaeometriai vizsgálata*, Diplomadolgozat, ELTE Kézettan-Geokémiai Tanszék, 91 p.

Robertson, A., Karamata, S., Šarić, K. (2009): *Lithos*, **108**, 1–36.

Szakmány, Gy., (2008): In: Szakáll, S. (Ed.): *Az ásványok és az ember a mai Magyarország területén a XVIII. század végéig: fókuszban az ásványi anyag*, Egyetemi Kiadó, Miskolc, 49–90.

Wosinsky, M. (1893): *Archeológiai Értesítő*, **1893/3**, 193–198.

LÖSZ ÜLEDÉKEK ELTERJEDÉSE, KIALAKULÁSA, FIZIKAI JELLEMZŐI, ÁSVÁNYOS ÉS GEOKÉMIAI ÖSSZETÉTELE: ANYAGVIZSGÁLATOKTÓL A PALEOKLÍMA REKONSTRUKCIÓKIG

Újvári Gábor

Földtani és Geokémiai Intézet, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Magyar Kutató Hálózat, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, 1121 Budapest, Konkoly Thege Miklós út 15–17.
e-mail: ujvari.gabor@csfk.org

A lösz a Föld kontinentális területeinek mintegy 6%-át bedefő szárazföldi üledék (Li et al., 2020), amely túlnyomórészt 20–60 µm méretű szemcsékből áll, és amelyeket a szél halmozott fel a jégkorszakok során (Pye, 1995; Smalley et al., 2011). A tipikus lösz porózus, rétegtelen, ásványos szempontból dominánsan kvarcból és földpátból áll, karbonátokkal (kalcit/dolomit), csillámokkal, agyag- és nehézasványokkal, mint másodlagos alkotók (Pécsi, 1990; Nemezc et al., 2000). A lösz dominánsan alkotó kvarcsezemcsék kialakulása a legkülönbébb geomorfológiai környezetekhez és folyamatokhoz köthető, így például a gleccserjég általi felőrléshez, a folyami aprózódáshoz, eolikus koptatáshoz és fagy okozta aprózódáshoz stb. (Wright, 2007). Genetikai szempontból három alapvető lösztypust különbít el az irodalom: 1) kontinentális gleccser eredet és folyami szállítás, (2) hegyvidéki eredet, majd folyóvízi szállítás és 3) hegyvidéki eredet → folyami szállítás → átmeneti sivatagi felhalmozódás révén létrejött löszváltozatokat (Li et al., 2020).

A hazai tipikus lösz szemcseméret összetétele szerint a gyengén osztályozott durva szilt (aleurit) kategóriába tartozik, szemcseméret eloszlása jellemzően egy- vagy kétmódusú (a fő módus 30–50 µm közötti), a finom frakciók felé ferde és leptokurtikus, ritkábban mezokurtikus. A lösz rétegsorokban lévő, a lösztől színük alapján is jól elkülöníthető paleotalajok (1. ábra) finomabb szemcsemérettel rendelkeznek, az agyagfrakcióba eső szemcsék gyakorisága magasabb. A lösz szemcseeloszlását keverékeloszlásokként is szokták értelmezni, amelyek több szemcseméret populációból állnak (Varga et al., 2019). Az egyes populációkat különböző szél általi szállítási mechanizmusokhoz kapcsolják, így szaltációhoz vagy rövid-, illetve hosszútávú szuszpenzióhoz, amelyeket a szállított szemcsék terminális sebességének és a szállító közeg nyírási sebességének hányadosa határoz meg (Újvári et al., 2016a).

A lösz mágnese tulajdonságai közül a legszélesebb körben vizsgált mágnese szuszceptibilitást (MS) elsősorban a löszben lévő ferromágnese ásványok (magnetit, maghemit) határozzák meg, az antiferromágnese (hematit, goethit), paramágnese (szilikátok, agyagásványok) és diamágnese (kvarc, karbonát) komponensek hozzájárulásával (Liu et al., 2012). A lösz alacsony frekvenciás és frekvencia-függő MS-a alacsony, ehhez képest a löszön képződött paleotalajoké magasabb, ami a talajképződés során intenzívebb bakteriális aktivitás során keletkezett ún. nanoméretű szuperparamágnese (SP) ásványok nagyobb koncentrációjának köszönhető (Maher, Taylor, 1988; Zhou et al., 1990), amit pedogén modellnek is nevezünk (Evans, 2001; Bradák et al., 2020). Az MS-t elsősorban az interglaciálisok során keletkezett paleotalajok azonosítására, illetve paleo-csapadék becslésekre alkalmazzák (pl.

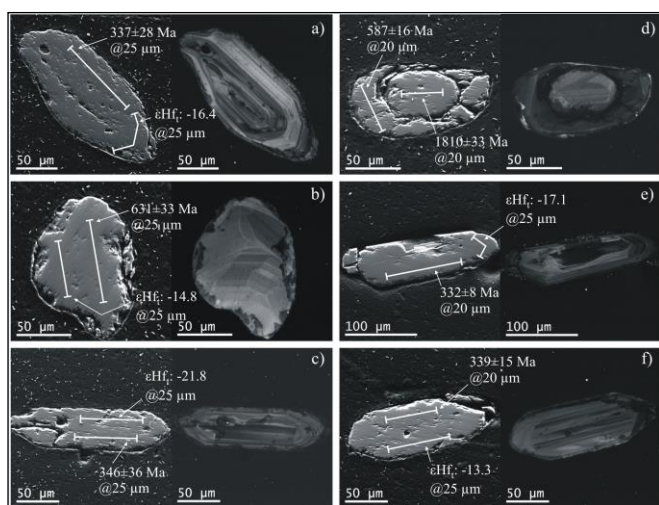
Maher et al., 1994), valamint szárazföldi és tengeri üledékek regionális/globális léptékű korrelációjához (Kukla, 1977; Kukla, Cilek, 1996).



1. ábra – Mende Bázis talaj a paksi löszfeltárásban (fotó forrása: a szerző). A paleotalaj jelen ismereteink szerint a *Marine Isotope Stage* (MIS) 11 interglaciállal korrelálható

A hazai löszök teljes közet fő- és nyomelem geokémiai adatai alapján felzikus (granodioritos összetételű) forrásokból származnak, a köztes források elsősorban a Kárpát-medence folyóvízi üledékei lehettek. Az üledékanyag kémiaiilag gyengén vagy közepesen mállott (*Chemical Index of Alteration*, CIA: 60–65), a paleotalajok mállottabbak (CIA: 67–70), amit az agyagásvány proxy-k (sme/ill, sme/[ill+chl]) is igazolnak például a paksi löszfeltárás vonatkozásában (Újvári et al., 2008, 2014b; Varga et al., 2011). Ebben a rétegsorban egyébként (más kelet-európai lösz rekordokhoz hasonlóan) megfigyelhető egy mállási trend (csökkenő CIA értékek) a fiatalabb üledékek felé, ami egyfelől egy általános a középső és késő pleisztocénre jellemző lehűléssel és ariditási trenddel (Bugge et al., 2013), másfelől pedig egy erősödő fizikai erózióhoz köthető intenzívebb porfelhalmozódással magyarázható (Újvári et al., 2014b). A lösz üledékek a felső kontinentális kéreg (*Upper Continental Crust*, UCC) kisebb-nagyobb területeinek átlagmintáit adják (Taylor et al., 1983), és mint ilyenek geokémiai összetételük felhasználható az UCC átlagos kémiai összetételének (McLennan, 2001) vagy például az UCC átlagos Nd és Hf izotópösszetételének becsléséhez (Chauvel et al., 2014).

A lösz lehordási területeinek közelebbi meghatározásában előrelépést hoztak az üledékben lévő detritális cirkon kristályok U-Pb kormeghatározásai, amelyek megerősítették a korábban feltételezett folyóvízi üledékekkel való kapcsolatot Kínában (Stevens et al., 2010, 2013) és Kelet-Közép-Európában is (Újvári et al., 2012), valamint a lokális források jelentőségére is rámutattak. Ezen felül rutil kristályok kémiai összetételei, termometriai és U-Pb koradatai a főbb lehetséges metamorf források azonosítását és elkülönítését tették lehetővé például Krems és Wels környéki lösz üledékek esetén Ausztriában (Újvári et al., 2013). Ezt a két megközelítést azóta egyre szélesebb körben alkalmazzák (Bohm et al., 2023), és a cirkon U-Pb korolások esetén a nagy számú cirkon elemzését preferáló irány ma már a mérvadó (Zhang et al., 2022), a kisebb számú cirkonnal dolgozó, azokból a cirkonok belső struktúrái alapján U-Pb korolásokkal és kapcsolódó Hf izotóp elemzésekkel a legtöbb geológiai információt kinyerni szándékozó megközelítéssel szemben (2. ábra; Újvári, Klötzli, 2015).



2. ábra – Cirkonok szekunder elektron és katódlumineszcens mikroszkópi felvételei egy ausztriai löszmintából (Stratzing feltárás), U-Pb korokkal és Hf izotóp összetételekkel a), c), e) és f) Magmás cirkonok oszcillációs zónázottsággal; b) Metamorf kőzetből származó cirkon; d) Átöröklött maggal rendelkező cirkon. Az 1,0 Gévnél fiatalabb korok $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ korok, míg az 1,0 Gévnél idősebbek $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ korok. A fehér vonalak a lézeralbiációs „árkok” tengelyét jelölik (átmérőjük a @ jel után mikronban).

A lösz-paleotalaj sorozatok a negyedidőszaki paleoklíma változások fontos archívumai, glaciális-interglaciális és százéves/ezeréves időskálákon is (Marković et al., 2015; Újvári et al., 2017). A lösz-paleotalajok váltakozása gyakorlatilag a Milankovich-ciklusokat követi, 41 és 100 ezer éves időskálákon a Középső Pleisztocén Átmenet (*Mid-Pleistocene Transition*, MPT) előtt és után (Ding et al., 2002; Sun et al., 2019). A rövidebb, ezer éves skálájú variabilitás, amit egyesek szerint a lösz szemcseösszetétele (pl. Rousseau et al., 2007; Sun et al., 2012), mások szerint annak üledékfelhalmazódási rátái (*Mass Accumulation Rate*, MAR) mutatnak (Újvári et al., 2017) az Észak-Atlantikum glaciális klímáját meghatározó Dansgaard-Oeschger-ciklusokhoz kapcsolható. Az említett hosszabb-rövidebb skálájú klímaváltozások lösz-paleotalaj sorozatokban való nyomozásához a kronológiai hátteret alapvetően két abszolút kormeghatározási eljárás adja, így a kvarc, illetve káliföldpát ásványokat doziméterként használó, kb. 250–300 ezer évig használható lumineszcens módszer, amit hazai környezetben is sikeresen alkalmaztak (pl. Frechen et al., 1997; Novothny et al., 2002, 2009, 2011; Újvári et al., 2014a), illetve a mintegy 40–45 ezer évig

használható radiokarbon kormeghatározás, aminek az elsődleges célszámai a löszből kinyert faszenek és molluszka héjak (pl. Sümegi, Hertelendi, 1998; Újvári et al., 2016b; Sümegi et al., 2019). A környezeti és/vagy éghajlati paramétereket jelző ún. proxy-k tekintetében a löszből korábban a mágneses szuszceptibilitást (Maher, Taylor, 1988; Heller et al., 1993; Maher et al., 1994), a szemcseméret eloszlásokat (Ding et al., 2000; Rousseau et al., 2007), illetve a molluszkákat használták szélesebb körben (Sümegi, Krollop, 2002), de ezek közül például a szemcseösszetétel szélerősség proxy-ként való interpretációja bizonytalan (lásd Újvári et al., 2016a). Az elmúlt években új, igen ígéretes izotópgeokémiai proxy-k jelentek meg, így például a kozmogén ^{10}Be fluxus, ami egy kvantitatív csapadékindikátor (Zhou et al., 2007; Beck et al., 2018), illetve a löszben található másodlagos/biogén karbonátok (talajkarbonátok, csigahéjak) kapcsolótizotóp (Δ_{47}) termometriája, ami az őshőmérséklet becslésére használható (Zhai et al., 2019; Dong et al., 2020; Újvári et al., 2019, 2021).

A fenti, nyilvánvalóan nem teljes összefoglaló alapján látható, hogy a lösz anyagvizsgálata igen sokféle módszert igényel, és az egykori környezeti viszonyok rekonstruálásához rengeteg adattal járult hozzá a múltban, és még igen sok információt tartogat a jövőben. Ilyen szempontból a lösz a negyedidőszaki geológia továbbra is igen izgalmas és értékes üledékes archívuma marad.

Irodalomjegyzék

- Beck, J.W., Zhou, W., Li, C., Wu, Z., White, L., Xian, F., Kong, X., An, Z. (2018): *Science*, **360**, 877–881.
- Bohm, K., Kaakinen, A., Stevens, T., Lahaye, Y., O'Brien, H., Tang, H., Shang, Y., Zhang, H., Lu, H. (2023): *Global and Planetary Change*, **221**, 104049
- Bradák, B., Seto, Y., Chadima, M., Kovács, J., Tanos, P., Újvári G., Hyodo, M. (2020): *Earth-Science Reviews*, **210**, 103385
- Buggle, B., Hambach, U., Kehl, M., Markovic, S.B., Zöller, L., Glaser, B. (2013): *Geology*, **41**, 771–774.
- Chauvel, C., Garcon, M., Bureau, S., Besnault, A., Jahn, B.-M., Ding, Z. (2014): *Earth and Planetary Science Letters*, **388**, 48–58.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Sun, J.M., Yang, S.L., Liu, T.S. (2000): *Quaternary Science Reviews*, **19**, 547–558.
- Ding, Z.L., Ranov, V., Yang, S.L., Finaev, A., Han, J.M., Wang, G.M. (2002): *Earth and Planetary Science Letters*, **200**, 387–400.
- Dong, J., Eiler, J., An, Z., Wu, N., Liu, W., Li, X., Kitchen, N., Lu, F. (2020): *Chemical Geology*, **533**, 119414
- Evans, M.E. (2001): *Geophysical Journal International*, **144**, 495–497.
- Frechen, M.A., Horváth, E., Gábris, Gy. (1997): *Quaternary Research*, **48**, 291–312.
- Heller, F., Shen, C.D., Beer, J., Liu, X.M., Liu, T.S., Bronger, A., Suter, M., Bonani, G. (1993): *Earth and Planetary Science Letters*, **114**, 385–390.
- Kukla, G.J. (1977): *Earth-Science Reviews*, **13**, 307–374.
- Kukla, G.J., Cilek, V. (1996): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 171–194.
- Li, Y., Shi, W., Aydin, A., Beroya-Eitner, M.A., Gao, G. (2020): *Earth-Science Reviews*, **201**, 102947
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F. (2012): *Reviews of Geophysics*, **50**, RG4002
- Maher, B.A., Taylor, R.M. (1988): *Nature*, **336**, 368–370.
- Maher, B.A., Thompson, R., Zhou, L.P. (1994): *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 461–471.
- Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z.T., Hao, Q.Z., Wu, H., O'Hara-Dhand, K., Smalley, I.J., Újvári, G., Sümegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, Dj.A., Jari, Z.,

- Svensson, A., Jović, V., Kovács, J., Svirčev, Z. (2015): *Earth-Science Reviews*, **148**, 228–258.
- McLennan, S.M. (2001): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2/24**, 2000GC000109
- Nemecz, E., Pécsi, M., Hartyáni, Zs., Horváth, T. (2000): *Quaternary International*, **68–71**, 199–208.
- Novothny, Á., Horváth, E., Frechen, M. (2002): *Quaternary International*, **95–96**, 155–163.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E.A., McCoy, W., Stevens, T. (2009): *Quaternary International*, **198**, 62–76.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L., Rolf, C. (2011): *Quaternary International*, **234**, 75–85.
- Pécsi, M. (1990): *Quaternary International*, **7/8**, 1–21.
- Pye, K. (1995): *Quaternary Science Reviews*, **14**, 653–667.
- Rousseau, D-D., Sima, A., Antoine, P., Hatté, C. Lang, A., Zöller, L. (2007): *Geophysical Research Letters*, **34**, L22713
- Smalley, I.J., Markovic, S.B., Svirčev, Z. (2011): *Quaternary International*, **240**, 4–11.
- Stevens, T., Palk, C., Carter, A., Lu, H., Clift, P.D. (2010): *Geological Society of America Bulletin*, **122**, 1331–1344.
- Stevens, T., Carter, A., Watson, T.P., Vermeesch, P., Andó, P., Bird, A. F., Lu, H., Garzanti, E., Cottam, M.A., Sevastjanova, I. (2013): *Quaternary Science Reviews*, **78**, 355–368.
- Sun, Y., Clemens, S.C., Morrill, C., Lin, X., Wang, X., An, Z.S. (2012): *Nature Geoscience*, **5**, 46–49.
- Sun, Y., Yin, Q., Crucifix, M., Clemens, S.C., Araya-Melo, P., Liu, W., Qiang, X., Liu, Q.S., Zhao, H., Liang, L., Chen, H., Li, Y., Zhang, L., Dong, G., Li, M., Zhou, W., Berger, A., An, Z.S. (2019): *Nature Communications*, **10**, 352
- Sümeği, P., Hertelendi, E. (1998): *Radiocarbon*, **40**, 855–863.
- Sümeği, P., Krolopp, E. (2002): *Quaternary International*, **91**, 53–63.
- Sümeği, P., Molnár, D., Gulyás, S., Náfrádi, K., Sümeği, B.P., Törőcsik, T., Persaits, G., Molnár, M., Vandenberghe, J., Zhou, L.P. (2019): *Quaternary International*, **504**, 40–55.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., McCulloch, M.T. (1983): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 1897–1905.
- Újvári, G., Klötzli, U. (2015): *International Journal of Earth Sciences*, **104**, 1365–1385.
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Zs. (2008): *Quaternary Research*, **69**, 421–437.
- Újvári, G., Varga, A., Ramos, F.C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T. (2012): *Chemical Geology*, **304–305**, 83–96.
- Újvári, G., Klötzli, U., Kiraly, F., Ntaflou, T. (2013): *Quaternary Science Reviews*, **75**, 132–142.
- Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J., Várhegyi, A. (2014a): *Quaternary Science Reviews*, **106**, 140–154.
- Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J. (2014b): *Quaternary International*, **319**, 22–37.
- Újvári, G., Kok, J.F., Varga, Gy., Kovács, J. (2016a): *Earth-Science Reviews*, **154**, 247–278.
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B. (2016b): *Quaternary Geochronology*, **35**, 43–53.
- Újvári, G., Stevens, T., Molnár, M., Demény, A., Lambert, F., Varga, Gy., Jull, A.J.T., Páll-Gergely, B., Buylaert, J.-P., Kovács, J. (2017): *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, **114/50**, E10632–E10638
- Újvári, G., Kele, S., Bernasconi, S.M., Haszpra, L., Novothny, Á., Bradák, B. (2019): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **518**, 72–81.
- Újvári, G., Bernasconi, S.M., Stevens, T., Kele, S., Páll-Gergely, B., Surányi, G., Demény, A. (2021): *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **36**, e2020PA004170
- Varga, A., Újvári, G., Raucsik, B. (2011): *Quaternary International*, **240**, 71–86.
- Varga, Gy., Újvári, G., Kovács, J. (2019): *Quaternary International*, **502**, 60–70.
- Wright, J.S. (2007): *Sedimentary Geology*, **202**, 337–351.
- Zhai, J., Wang, X., Qin, B., Cui, L.L., Zhang, S., Ding, Z. (2019): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **257**, 68–79.
- Zhang, H., Lu, H., He, J., Xie, W., Wang, H., Zhang, H., Breecker, D., Bird, A., Stevens, T., Nie, J., Li, G. (2022): *Science Advances*, **8**, eabq2007
- Zhou, L.P., Oldfield, F., Wintle, A.G., Robinson, S.G., Wang, J.T. (1990): *Nature*, **346**, 737–739.
- Zhou, W., Priller, A., Beck, J.W., Zhengkun, W., Maobai, C., An, Z.S., Kutschera, W., Feng, X., Huagui, Y., Lin, L. (2007): *Radiocarbon*, **49**, 139–160.

HÉLIUM MAGYARORSZÁGI FÖLDGÁZOKBAN

Vető István

Geokémikus konzultáns, Budapest
e-mail: vetoie3840@gmail.com

1. Bevezetés

Szelényi és Csajághy (1941) úttörő munkát végzett a hazai földgázok héliumtartalmának megismerésére. Az utolsó 4 évtizedben a geokémiai és őséghajlattani kutatások sok értékes információt szolgáltatottak gáztelepeink héliumtartalmáról. Mivel a – már letermelt – hajdúszoboszlói mező 1 km-nél mélyebben lévő telepeiben 23 millió m³ hélium volt, több mint ésszerű lenne felmérni az egyre inkább keresett nyersanyaggá váló hélium reménybeli hazai készletét.

A következőkben a hélium keletkezés és migráció ipari szempontból történő rövid áttekintése után ismertetjük a hazai gáztelepek héliumtartalmáról összegyűlt ismeretanyagot, és részletesebben foglalkozunk a reményteljes közép-alföldi kevertgáz övvel.

2 A hélium keletkezése és migrációja

A kéregben hélium az U és a Th radioaktív bomlásával keletkezik. Mivel ez nem függ a hőmérséklettől és a nyomástól, egy adott köztérben keletkező hélium mennyiségét csak az U és Th mennyisége és a rendelkezésre álló idő szabja meg.

Bár ismereteseek önálló U és Th ásványok, a két elem zöme diszperz állapotban van a kéregben. Mindkettő ásványok, különösen is egyes járulékos ásványok (apatit, cirkon, monacit, titanit, gránát) rácsába épül be, illetve az U esetében az üledékes kőzetek szerves anyagához való kötődés is fontos. Ezért alkalmas a természetes gamma log a szenek, fekete palák azonosítására.

A kristályokban / ásványszemcsékben keletkezett hélium csak általában 150–200 °C-nál nagyobb hőmérsékleten képes kijutni az „anyaásványból” és bekerülni a kőzet pórusterébe. Az üledékes szerves anyaghoz kötődő urán bomlásával keletkező hélium valószínűleg már kisebb hőmérsékleten bekerül a kőzet pórusterébe.

A pórustérben lévő hélium mennyisége nem elegendő önálló gázfázis kialakulásához, „anyakőzetéből” történő elmigrálása csak valamilyen fluidum (víz, olaj, CH-gáz, nitrogén, CO₂, illetve ezek keveréke) kísérelő komponenseként lehetséges.

3 Hazai földgázok héliumtartalma

Szelényi és Csajághy (1941) a Székesfehérváron termálvíz feltárására mélyített fúrás által 600 m alatt harántolt dioritból beáramlott 2:1 arányban nitrogénből és metánból álló gázban 15200 ppm héliumot mutatott ki.

A hajdúszoboszlói gázmező 1 km-nél mélyebben lévő, termogén CH-gázból és kisebb arányban biogén metánból álló telepeiben a hélium átlagos koncentrációja eléri az 1000 ppm-t (Ballentine et al., 1991).

A szeghalmi termogén gáztelepek héliumtartalma Sherwood Lollar és munkatársai (1994) szerint 200–300 ppm, míg a kismarjai CO₂ telepé csupán néhány ppm.

A soktelepes répcelaki mezőben Palcsu és munkatársai (2014) szerint a „tisza” CO₂ telepek héliumtartalma néhány ppm, míg az

összesen 10–20%-nyi termogén gázt és nitrogént tartalmazó felsőbb telepekben a hélium eléri az 1000 ppm-t.

E kisszámú adat szerint Magyarországon a jelentős He-koncentráció CH-gázhoz vagy nitrogén és CH-gáz keverékéhez kötődik, a CO₂ telepek héliumtartalma elenyésző.

4. Hélium a közép-alföldi kevertgáz övben

A Szolnok és a román határ között NyDny–KÉK irányban elhelyezkedő 20–30 km széles övet ígértesnek tartom ipari értékű hélium kutatása szempontjából. Miért? Itt található a tekintélyes héliumkészlettel rendelkező hajdúszoboszlói gázmező, az öv nyugati részén 10 milliárd m³-t meghaladó, nitrogénben gazdag termogén CH-gáz készlet ismeretes, és a mélységi vizek héliumtartalma kiugróan nagy (Stute, Deák, 1989).

A hélium migrációját Hajdúszoboszló esetében termogén CH-gáz tette lehetővé. Mi lehet a hélium és egyben a min. 15 milliárd m³ termogén CH-gáz „anyakőzete”? Előbbi U-ban viszonylag gazdag és eléggé idős, utóbbi szerves anyagban eléggé gazdag és eléggé, de nem túl érett kell legyen. A medencealjzat felső kréta / paleogén törmelékes kőzetekből, az úgynevezett flisből épül fel. A szerves anyagban szegény flisben nincsenek gáz anyakőzetek.

A flis alatt valószínűleg a mecseki mezozoikum, benne a szénteleges összlet, települ. Az üledékes átlagnál jóval több, 10–45 ppm uránt tartalmazó (Szalay et al., 1959) széntelegekben nagy mennyiségű termogén CH-gáz és sok hélium keletkezett. A CH-gáz tette lehetővé a hélium migrációját, és vele együtt halmozódott fel.

Az öv nyugati részén megismert nitrogénben gazdag gáztelepek anyakőzete szintén a mecsekinek megfelelő szénteleges összlet lehetett, amely már a flis rápikkelyeződése előtt belejutott a gázképződés fő szakaszába.

Első lépésben meg kellene mérni a nitrogénben gazdag gáztelepek héliumtartalmát és a hélium, valamint a fő komponensek stabilizotóp arányait.

Irodalomjegyzék

- Ballentine, C.J., O’Nions, R.K., Oxburgh, E.R., Horváth, F., Deák, J., (1991): Earth and Planetary Science Letter, **105**, 229–246.
- Palcsu, L., Vető, I., Futó, I., Vodila, G., Papp, L., Major, Z. (2014): Marine and Petroleum Geology, **54**, 216–227.
- Sherwood Lollar, B., O’Nions, R.K., Ballentine, C.J. (1994): Geochimica et Cosmochimica Acta, **58/23**, 5279–5290.
- Stute, M., Deák, J. (1989): Radiocarbon, **31**, 902–918.
- Szalay, S., Almássy, Gy., Pesty, L., Lovas, I. (1959): ATOMKI Közlemények, **1**, 9–28.
- Szelényi, T., Csajághy, G. (1941): A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, **35/4**, 53–64.

DOLOMITOS MÉSZISZAP DUNAI ÁRTÉRI ÜLEDÉKEKBEN A BUDAPESTI RÓMAI-PARTON

Viczián István id.¹, Viczián István ifj.², Szabó Máté³

¹ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

² ELKH CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest

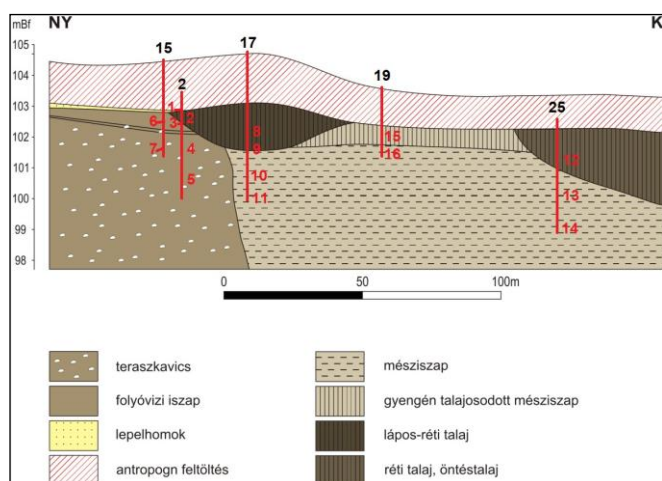
³ ELKH CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

e-mail: (1) viczianif@gmail.com, (2) viczian.istvan@csfk.org

1. Bevezetés

Budapest, III. kerület Királyok útja 225. szám alatti területen egy 27 különálló épületből álló üdülőkert régészeti kutatása zajlott (Szilas, 2017). E feltáráshoz kapcsolódóan geomorfológiai, környezet-rekonstrukciós kutatások készültek. A kutatás keretében talajfizikai és kémiai vizsgálatok történtek választott szelvények anyagából (Viczián ifj. et al., 2017). Utóbb a vizsgált talaj/üledék minták röntgendiffrakciós ásványtani vizsgálata is elkészült, itt most elsősorban ezek eredményeiről számolunk be.

A feltárási környezete a középső neolitikumot megelőzően sziget helyzetben volt (Tóth et al., 2023). A vizsgált telek keskeny nyugati sávja a magas ártér része, rétegsorában a Duna kavicsos üledékét finomabb szemcseméretű fluviális üledékek, egy fluvio-eolikus homokréteg, majd talaj fedi. A telek keleti, döntő része a Duna feltöltődő alacsony árteréhez tartozik, a folyó nagyvízi medrének része. Az alacsony árterén egy a folyóval párhuzamosan elhelyezkedő, ártéri lapos sekély tava volt kimutatható, melyben mészsizapos üledék képződött. A terület később elmocсарasodott, ártéri üledékekkel és talajokkal töltődött fel (Viczián ifj. et al., 2017; Szilas et al., 2023). A szondák és a mintavételezés helyét a földtani szelvényen jelezzük (1. ábra).



1. ábra – A lelőhely keresztmetszelve (Viczián ifj. et al., 2017)

2. Röntgendiffrakciós vizsgálati módszerek

A röntgenvizsgálatokat Szabó Máté végezte 2018-ban az ELKH CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, Rigaku Miniflex600 típusú diffraktométerrel. A mennyiségi adatokat a jellemző intenzitások faktorokkal való súlyozása alapján határozta meg. A felvételeket id. Viczián István 2022-ben újraértékelte, ebben az előadásban az így kapott adatokat használjuk. Az újraértékelés szempontjai a következők voltak:

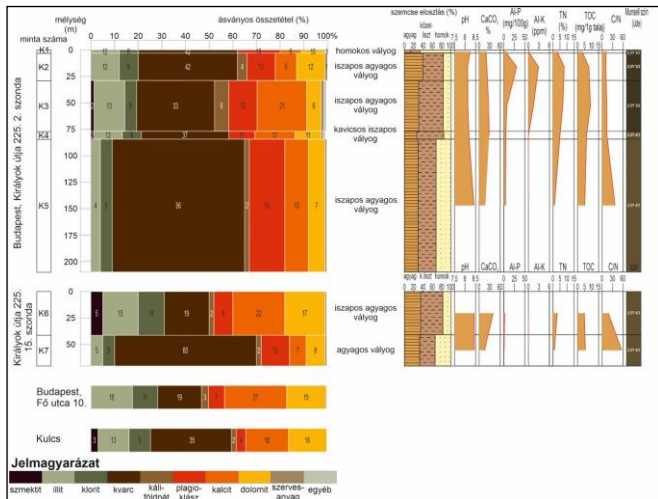
- (i) A volt Magyar Állami Földtani Intézet Röntgenlaboratóriumában használt faktorokkal számoltunk.
- (ii) A karbonát-ásványok összes mennyiségét a Scheibler-féle kalciméterrel meghatározott CO₂ értékekből vettük, és ezt osztottuk el a kalcit és dolomit között a két ásvány mennyiségének a röntgenvizsgálatból kapott aránya szerint.
- (iii) A szerves anyag mennyiségét figyelembe vettük az $1,3 \cdot \text{TOC}\%$ képlet alapján (Vető, 2007; Vető István 2022, szóbeli közlés).
- (iv) Meghatároztuk a kalcit és a dolomit Mg-tartalmát d_{104} alapján. Az ideális összetételnek megfelelő értékek a következők voltak: kalcit: 29,42°2 θ , dolomit: 30,97°2 θ . A korrigálásra használt kvarc reflexiója: 20,88°2 θ (adatbázis Kónya Péter személyes közlés, 2022; kalcit: http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/xtal_data/DIFFfiles/00188.txt dolomit: http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/xtal_data/DIFFfiles/00188.txt; kvarc: http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/xtal_data/DIFFfiles/00188.txt). A mérési hiba: kb. $\pm 0,02^\circ 2\theta$, azaz kb. $\pm 0,7\%$ Mg. A rutin-felvételek ennél nagyobb pontosságú mérést nem tettek lehetővé, de annyi így is megállapítható volt, hogy az ásvány közel ideális összetételű-e vagy nem.

3. Az ásványos összetétel változása a rétegsorokban

A mennyiségi röntgendiffrakciós vizsgálatok eredményeit grafikusán ábráztuk, és összehasonlítottuk a régebbi laboratóriumi vizsgálatokkal. Ez utóbbiakat részletesen Viczián ifj. és munkatársai (2017) jelentése és Szilas és munkatársai (2023) tárgyalják. A szemcsenagysági eloszlásban majdnem minden mintában, így az ártéri üledékekben, a mészsizapban és ezek talajosodott változataiban is a kőzetliszt frakció uralkodik, csak a magas ártér mélyebb zónáiban több a homok frakció. Külön ábráztuk a magasártéri (2. ábra) és az alacsony ártéri, mészsizap fölötti (3. ábra) rétegsorokat.

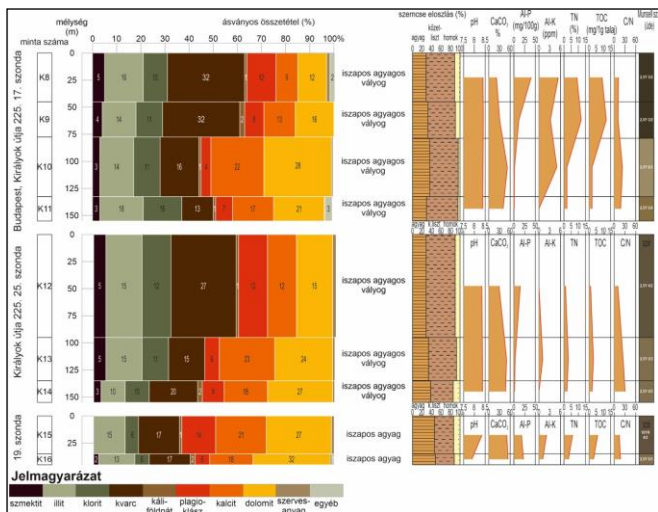
A magasártéri rétegsorokat mutató 2. ábrán összehasonlításul feltüntettük két máshonnan származó dunai üledék összetételét. Az egyik a Fő utcai feltárási legelső, 10. sz. mintája (Viczián ifj. et al., 2023), bár már ebben is van kevés lejtőüledék, amely a kalcit-tartalmat kissé megnöveli. Legtipikusabb a kulcsi Duna-parton vett minták átlaga (Udvardi et al., 2014), ezekben az agyagásványok közül az uralkodó illit és klorit mellett mindig van kevés szmektit (és illit/szmektit) is. A most vizsgált dunai üledékminták közül ilyenek a kőzetliszt szemcsenagyságúak (K4 és K6). A kavicsos homokban a szmektit már eltűnik, a kvarc és a plagioklász mennyisége viszont az összes többi elegyrész rovására megnő (K5 és K7).

A talajosodás kevés változást hoz az ásványos összetételben (K2 és K3). A K3 mintában talajtani mészfelhalmozódás következtében lehet több a kalcit.



2. ábra – Laboratóriumi vizsgálatok eredményei: magasártéri rétegsorok

A fluvio-eolikus lepelhomokot a K1 minta képviseli. A hasonló összetétel is mutatja, hogy ennek anyagát az ártérről fújta ki a szél. A homokban és az ártéri üledékekben kevés, 1% körüli amfibol is lehet.



3. ábra – Laboratóriumi vizsgálatok eredményei: alacsony ártéri, mésziszap fölötti rétegsorok

Az alacsony ártéri, mésziszap fölötti rétegsorokban (3. ábra) az el nem változott mésziszap (K10, K13, K16 minták) vizsgálatának az a legfontosabb eredménye, hogy jelentős a dolomit tartalma, a dolomit több, mint a kalcit.

A kissé talajosodott mésziszap (K15) összetételén nem látszik változás a többi mésziszaphoz képest. A talajvíz-zónában (K11, K14?) már látszik kevés karbonát kioldás. A K11 mintában már másodlagos ásványok, goethit, ferricopiapit? is megjelennek.

A nyugati és keleti oldalon talajosodott dunai üledékek fedik a mésziszapot (K8, K9 és K12). Ezek összetétele olyan, mint az eddig tárgyalt dunai üledékeké, a kissé kevesebb karbonát a talajosodással járó kioldás eredménye lehet.

4. Az összes karbonát az összes agyagásvány függvényében

A 4. ábra (és a következő 5. ábra) diagramjain az egyes üledéktípusoknál mutatkozó összefüggéseket lineáris vonalakkal

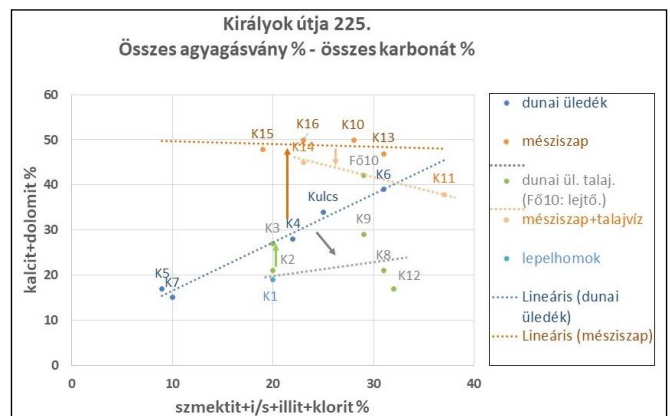
jeleztük. Az egyes típusok egymásból való átalakulását nyilakkal jeleztük.

Dunai üledékek: mind az összes agyagásvány-, mind az összes karbonát-tartalom alapvetően a szemcse nagyságtól függően változik, a kőzetliszt szemcse nagyságú mintákban kicsi (K5, K7), a kavicsos homokban nagy (K4, K6). Mindkét csoport mennyisége alapvetően fordítottan arányos a kvarc + földpát-tartalommal. A jó lineáris összefüggés valószínűleg azt is mutatja, hogy mindkét csoport törmelékes, tehát a karbonát szemcsék is. A kulcsi átlag jól beilleszkedik a lineáris összefüggésbe, a Fő utcai 10. sz. minta nagyobb karbonát-tartalmával a kevés lejtőtörmelék hozzákeveredését mutatja.

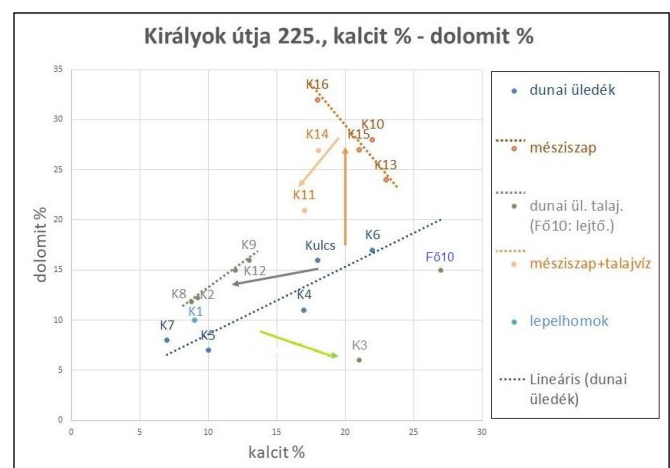
Talajosodott dunai üledék: A karbonátok különböző mértékű kioldása látszik a nem talajosodott dunai üledékekhez képest (K2, K8, K9, K12). A K3 mintában inkább a kalcit-tartalom nő meg a K2-höz képest a másodlagos mészfelhalmozódás következtében.

Lepelhomok: Inkább a talajosodott dunai üledékekre hasonlít, mint az el nem változott üledékekre (K1).

Mésziszap: Összes karbonát-tartalma közel állandó, kb. 50%, függetlenül az összes agyagásvány-tartalomtól (K15, K16, K10, K13). Ezt csökkenti a talajvíz-zónában a karbonát kioldódása (K14, K11).



4. ábra – Az összes karbonát az összes agyagásvány függvényében



5. ábra – Kalcit – dolomit összefüggés

5. Kalcit – dolomit összefüggés

Dunai üledékek: A két ásvány között is lineáris összefüggés van, de nagyobb szórással (K5, K7, K4, K6). Ebbe a kulcsi átlag is jól beleilleszkedik. A kalcit:dolomit arány kb. állandó, kb. 4:3. Ez közel állandó kalcit/dolomit arányra utal a Duna hordalékában. A két

ásvány mennyiségének változása itt is fordítva arányos a kvarc + földpát-tartalommal, illetve a szemcsenagysággal. A Fő utcai 10. sz. mintában csak a kalcit-tartalom nő, a kevés lejtőtörmelék mészmárga vagy mészkő lehet.

Talajosodott dunai üledék: Főleg kalcit oldódott ki, dolomit keveset (K2 kb. K4-hez és K6-hoz viszonyítva, K8, K9, K12). A másodlagos mész-felhalmozódás során kalcit kiválik, a dolomit-tartalom csökken (K3).

Lepelhomok: Kalcit- és dolomit-tartalma a talajosodott és a nem talajosodott dunai üledékek közé esik (K1).

Mésziszap: A két ásvány %-ának összege közel állandó, kb. 50% (K15, K16, K10, K13). A finomabb szemű dunai üledékek karbonát tartalmához viszonyítva a növekedést főleg a különböző mennyiségű dolomit adja. A talajvíz-zónában a kalcit és a dolomit egyaránt oldódott (K14, K11).

6. A kalcit és dolomit Mg-tartalma

A d_{104} mérések alapján a kalcit Mg-tartalma a dunai üledékekben nem haladja meg az 1,0%-ot, a mésziszapban és egy felszínhez közel eső dunai üledékben (K6) valamivel nagyobb, kb. 2%. A legmagasabb érték, 4,3%, a talajvíz által legjobban érintett mésziszapban (K11) van, amelyben bizonyára másodlagos kalcit kiválása is történt.

A dolomit esetében nem látszik különbség a dunai üledékek és a mésziszap között, az összetétel minden mintában közel sztöchiometrikus.

Irodalomjegyzék

- Szilas, G. (2017): Aquincumi Füzetek, **23**, 50–59.
- Szilas, G., Viczián, I. ifj., Sipos, Gy., Páll, D.G., M. Virág, Zs., Rekeczki, K. (2023): In: Tóth, F.M., Szilas, G., Anders, A., Kalla, G., Kiss, V., Kulcsár, G., Mester, Zs. (Eds.): MOMOS XI. – Őskoros Kutatók Összejövele konferencia, Környezet és ember, Budapest, 2019. április 10–12., 105–120.
- Tóth, F.M., Viczián, I. ifj., Sipos, Gy., Páll, D.G., M. Virág, Zs., Szilas, G., Kraus, D. (2023): In: Tóth, F.M., Szilas, G., Anders, A., Kalla, G., Kiss, V., Kulcsár, G., Mester, Zs. (Eds.): MOMOS XI. – Őskoros Kutatók Összejövele konferencia, Környezet és ember, Budapest, 2019. április 10–12., 121–136.
- Udvardi, B., Kovács, I., Kónya, P., Vatai, J., Koloszar, L., Fedor, F., Ács, P., Mihály, J., Németh, Cs., Deák, Zs.V., Füsü, B., Szalai, Z., Szabó, Cs., Falus, Gy., Fancsik, T. (2014): Magyar Geofizika, **55/3**, 121–133.
- Vető, I. (2007): A szerves anyag sorsa az üledékes medencékben, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 101 p.
- Viczián, I. ifj., Balogh, J., Koczó, F., Szalai, Z., Nagy, A., Németh, T. Gáspár, L. (2017): Jelentés a Budapesti Történeti Múzeum részére, Kézirat, CSFK FTI, Budapest, 90 p.
- Viczián, I. ifj., Tóth, F.M., Szabó, M., Viczián, I. id. (2023): In: Tóth, F.M., Szilas, G., Anders, A., Kalla, G., Kiss, V., Kulcsár, G., Mester, Zs. (Eds.): MOMOS XI. – Őskoros Kutatók Összejövele konferencia, Környezet és ember, Budapest, 2019. április 10–12., 137–155.