

Nyílt rendszerű magmás folyamatok: magmakeveredés, kristálycsere és kumulátum-recirkuláció nyomai a Ditrői alkáli masszívumban (Orotva, Románia)

HEINCZ Adrián^{1,*}, PÁL-MOLNÁR Elemér^{1,2,*}, KISS Balázs^{1,2,*}, BATKI Anikó^{1,2}, ALMÁSI Enikő Eszter¹, KIRI Luca¹

¹SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.

²MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

*A szerzők megosztott első szerzőként egyenlő mértékben járultak hozzá a közlemény elkészítéséhez

Open-system magmatic processes: magma mingling, crystal transfer and cumulate recycling in the Ditrău Alkaline Massif (Jolotca, Romania)

Abstract

The Tarnița Complex represents the characteristic ultramafic and mafic rock assemblage of the northern part of the Ditrău Alkaline Massif, exposed in the Eastern Carpathians (Romania). The ~60 m² surface of the artificial outcrop in the intrusive igneous rock is located in the western part of the complex, near the interflow of the Pietrăriei de Sus and Jolotca creeks. It provides a unique insight into the mingling and mixing processes which occurred between magmas (a) in the former magma storage system and (b) during the incorporation of the earlier crystallized magmatic fragments entrained during the new magma intrusions.

The host rock of the studied section (grey, medium- and coarse-grained diorite with an oriented texture) comprises four different types of mafic magmatic enclave (MME): (i) mafic enclave; (ii) feldsparaggregatic enclave; (iii) porphyritic (feldsparaggregatic), mafic enclave and (iv) ultramafic enclave. In addition, a felsic xenolith type of distinct origin is also present: some of the felsic diorite enclaves are hosted in mafic enclaves, thus suggesting they were transported by the recharging mafic magma into the magma chamber.

The most important feature of the magma mingling process is the presence of fine-grained, lens-shaped, elongated mafic magmatic enclaves parallel with each other and with the orientation of the minerals in the host rock. The rock wall shows this typical magma mingling structure and implies that mafic recharge was a dominant process during the evolution of the magma storage system. The angular felsic xenoliths and ultramafic enclaves indicate the recycling of earlier cumulates by the intruding magmas. The mafic rim of the mafic magmatic enclaves and the nearby black bands (“schlieren”) represent additional important characteristics of the mingling structures.

The magma mixing process is often accompanied by crystal transfer. The studied minerals show several micro-textural features which can be related to this crystal transfer process between the intruding magma and the host magma, as well as between the intruding magma and the recycled cumulates. These are the plagioclase crystals characterized by different zoning patterns and inclusion contents, the pyroxene crystals mantled by amphibole, and the acicular apatite inclusions in the plagioclase. The detailed petrographic investigations presented in this study point to the complex and diverse evolution of the magma storage system of the Ditrău Alkaline Massif and to the dominant role of open-system magmatic processes.

Keywords: diorite, microtexture, open-system magmatic processes, mingling, crystal transfer, cumulate recycling, Ditrău Alkaline Massif

Összefoglalás

A Tarnița Komplexum a Keleti-Kárpátokban (Románia) felszínre bukkanó Ditrői alkáli masszívum északi területének jellemző ultramafikus és mafikus kőzetegyüttese. A komplexum Ny-i részén, az Orotva-patak és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál található mélységi magmás kőzettestben kialakított mesterséges feltárás egyedülálló betekintést enged az egykori magmatározóban zajlott, több magma között lejátszódott keveredési és elegyedési folyamatokba, illetve az új magmabenyomulások során feltépett, korábban kikristályosodott magmás kőzetfragmentumok bekeveredési folyamataiba.

A feltárásban látható befogadó kőzetben (szürke, közép- és durvaszemcsés, irányított szövetű diorit) négy különböző keveredési kőzetzárvány (mafikus kőzetzárvány; földpátszemes kőzetzárvány; porfíros (földpátágregátumos), mafikus kőzetzárvány és ultramafikus kőzetzárvány) és egy eltérő eredetű felzikus kőzetzárvány típus figyelhető meg. A keveredési kőzetzárványok modális összetételük alapján meзократа és меланократа dioritok, valamint piroxénhornblenditek, a felzikus kőzetzárványok pedig hololeukokrata dioritok.

A különböző magmák közötti keveredés (mingling) legfontosabb bélyege az egymással — és a befogadó kőzet ásványainak orientált elhelyezkedésével — párhuzamos, megnyúlt, finomszemcsés, lencse alakú kőzetzárványok megjelenése. A szögletes felzikus xenolitok és ultramafikus kőzetzárványok korábbi kumulátumok recirkulációját feltételezik, amelyek a benyomuló magmával kerültek a magmatározóba. A keveredési kőzetzárványok mafikus pereme és a közelükben megfigyelhető „slírek” további fontos jellemzői a legalább két magma keveredése során kialakuló szerkezeteknek.

A magmaelegyedés gyakori velejárója a kristálycsere (crystal transfer). A vizsgált ásványok számos esetben mutatnak olyan jellegzetes mikroszöveti bélyegeket, amelyek e kristálycsere-folyamathoz köthetők a benyomuló és a befogadó magma, illetve a benyomuló magma és a feltépett kumulátumok között: a különféle zónásságot mutató és különböző zárványgazdag plagioklászok, az amfibolköppennyel rendelkező piroxének és a plagioklászokban megjelenő tús apatit-kristályok.

A jelen tanulmányban bemutatott részletes petrográfiai vizsgálatok rávilágítanak a Ditrói alkáli masszívum magmatározóinak összetett és változatos fejlődéstörténetére, amelyben meghatározó szerepet játszottak a nyílt rendszerű magmás folyamatok.

Tárgyszavak: diorit, mikroszövet, nyílt rendszerű magmás folyamatok, magmakeveredés, kristálycsere, kumulátum-recirkuláció, Ditrói alkáli masszívum

Bevezetés

A magmás petrogenézis megértéséhez kulcsfontosságú a magmatározókban zajló folyamatok (asszimiláció, kristályosodás, kristálykása-remobilizáció) feltárása, amelyeknek alapvető hatásuk van a magmák litoszférabeli fejlődésére és a vulkáni működésre. A tektonika révén exhumálódó fosszilis magmatározók, vagyis a plutonok vizsgálata lehetővé teszi ezeknek a folyamatoknak a leírását, megértését. A plutói és vulkáni kőzetek, valamint ezek kőzetalkotó kristályainak integrált szöveti és kémiai vizsgálata rámutatott a nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok alapvető szerepére a magmatározók fejlődésében (pl.: DAVIDSON et al. 2007a, b; HUMPHREYS et al. 2006; TIEPOLO et al. 2011; SMITH 2014).

A Ditrói alkáli masszívum (DAM) vizsgálata során korábban már számos szerző hangsúlyozta a nyílt rendszerű magmás folyamatok szerepét (KOCH 1879; STRECKEISEN 1938, 1954; ANASTASIU & CONTANTINESCU 1979, 1980; PÁL-MOLNÁR 1998, 2000; MOROGAN et al. 2000; PÁL-MOLNÁR et al. 2015a). A DAM északi részén (Orotva-patak völgye) felszínre bukkanó Tarnița Komplexum (PÁL-MOLNÁR 2000) vizsgálata során MOROGAN et al. (2000) és PÁL-MOLNÁR (2000) is nyílt rendszerű folyamatokkal magyarázták terepi és petrográfiai megfigyeléseiket, valamint geokémiai adataikat.

A Tarnița Komplexum kőzeteinek természetes feltárásai mellett a Felső-Pietrării-patak és az Orotva-patak összefolyásának közelében található mesterséges feltárás egyedi bepillantást enged az egykori magmatározóban zajlott petrogenetikai folyamatokba. E mesterséges feltárás egy bányászati cég előkutatásának eredménye, amelynek során a feltárásban vágott kőzetfelszíneket alakították ki, kiváló lehetőséget biztosítva így a kőzetek terepi tanulmányozásához. A vizsgált feltárást felépítő kőzetek irányítottasága, a kerekded, sötét, finomszemcsés lencsék, lencsesorok megjelenése dinamikus magmakeveredési folyamatokra utalnak.

E tanulmányban ismertetjük a feltárásban megjelenő kőzetek petrográfiai, szerkezeti és szöveti jellemzőit, valamint kísérletet teszünk az egykori magmatározóban történt nyílt rendszerű keveredési folyamatok leírására is.

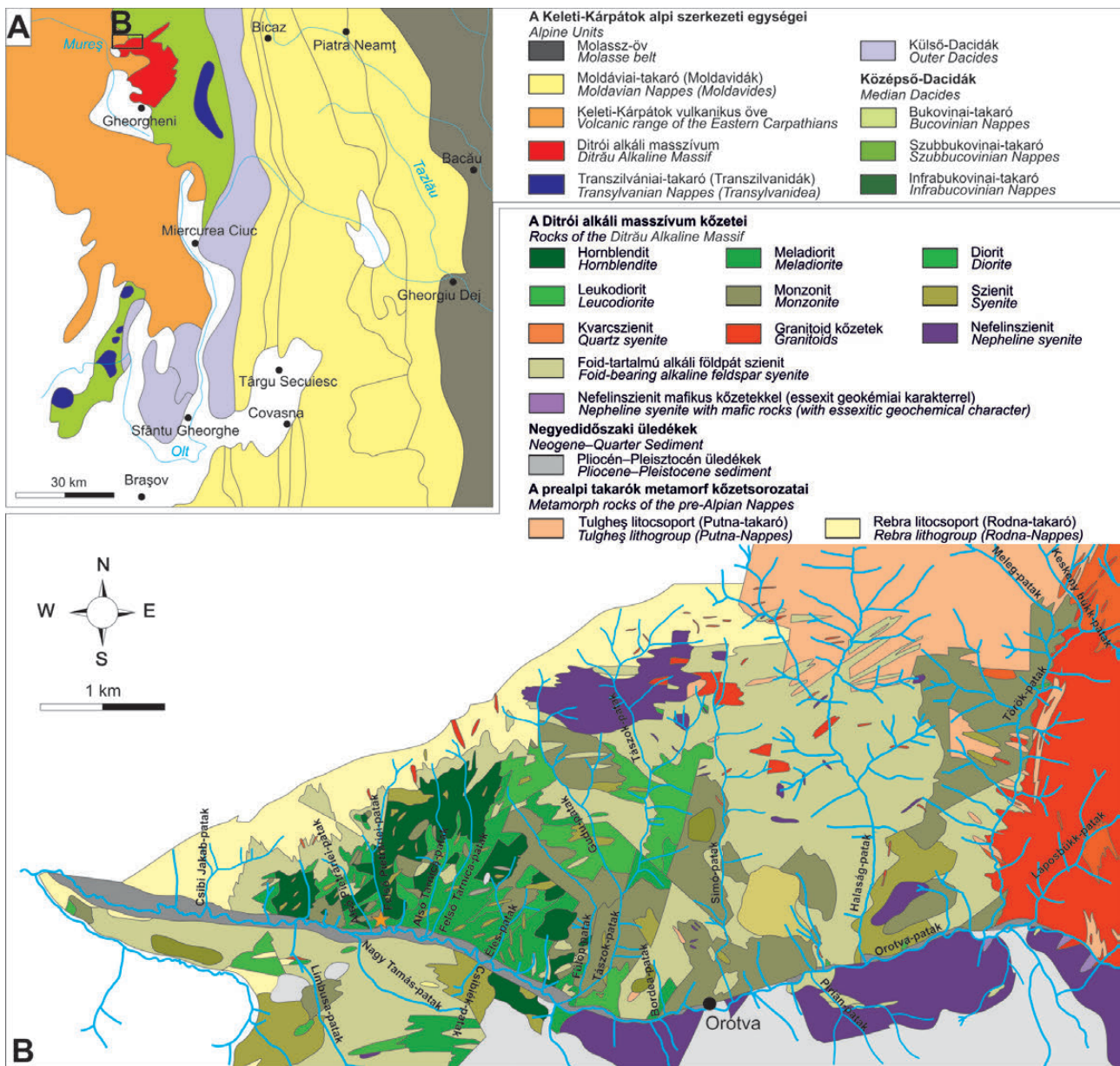
A Ditrói alkáli masszívum földtani környezete

A Gyergyói-havasok (Munții Giurgeu) (Románia) D-i, DNY-i részét képező DAM ~200 km²-en bukkan a felszínre. A masszívum petrográfiailag és szerkezetileg változatos és összetett felépítésű. Legfontosabb kőzettípusai az ultramafikus kumulátumoktól (hornblenditek), a gabbrókon, a dioritokon, a monzonitokon, a sieniteken és a nefelinszieniteken át a gránitokig terjednek, ezeket a kőzeteket lamprofir-, tinguit- és sienittelérek járják át.

A DAM a Keleti-Kárpátok kristályos mezozoos kőzet-tömegébe nyomult be és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (pl. PÁL-MOLNÁR 1994a, b, c). Szerkezetileg a Bukovinai-takaróhoz tartozik (*I. ábra, A*) és annak négy prealpi terénümával (litosoportjával) (Bretila-, Rebra-, Negrișoara- és Tulgheș-terénüm) van kontaktusa (BALINTONI 1997, BALINTONI et al. 1983, PÁL-MOLNÁR 2000, BALINTONI et al. 2009, BALINTONI & BALICA 2013, BALINTONI et al. 2014). A DAM-ot a felszínen teljes egészében a Tulgheș-terénüm kőzetei övezik, jól követhető szaruszirt zónával, így rétegtani korrelációja nem lehetséges, mivel közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. A DAM által áttört prealpi (variszkuszi) takarók a saali tektogenezis paroxizmusában keletkeztek (kora-perm), a Bukovinai-takaró pedig a kréta (ausztriai) orogén fázis során jött létre. A magmabenyomulás kapcsolata hozható a Melléte–Hallstatt-óceán felnyílásával (HOECK et al. 2009), ahol a riftesedés a pelsői alkorszakban kezdődött (KOZUR 1991). A masszívumot felépítő magmás kőzetek képződése K–Ar, Ar–Ar, valamint U–Pb radiometrikus koradatok alapján ladin–nori (237,4 ± 9,1 – 217,6 ± 8,3 millió év) (DALLMEYER et al. 1997, PANĀ et al. 2000; PÁL-MOLNÁR 2000, 2008; PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 2005).

Az ultramafikus és mafikus kőzetek kutatástörténete

A DAM első, 1833-as irodalmi említése (LILIENBACH 1833) óta a petrológiai kutatások középpontjában áll. Az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásai (PÁL-MOLNÁR



1. ábra. A) A Ditrői alkáli masszívum földtani helyzete a Keleti-Kárpátok alpi szerkezeti egységeiben (PÁL-MOLNÁR 2010a, SÁNDULESCU et al. 1981 után módosítva); B) A Ditrői alkáli masszívum északi részének kőzettani térképe (PÁL-MOLNÁR 2000); (sárga csillag = mintavételi pont)

Figure 1. A) Location of the Ditrău Alkaline Massif in the East Carpathians alpine orogenic system (PÁL-MOLNÁR 2010a, modified after SÁNDULESCU et al. 1981); B) Geological map of the northern part of the Ditrău Alkaline Massif (PÁL-MOLNÁR 2000); (yellow star = sample location)

1994a, 2000) — a térség politikai hovatartozásától függetlenül — alapvetően meghatározták a hazai és főleg a nemzetközi magmás petrográfia nevezéktanának kialakulását. A DAM részletes kutatásának legfontosabb eredményei STRECKEISEN (1952, 1954, 1960), CODARCEA et al. (1957), STRECKEISEN & HUNZIKER (1974), JAKAB et al. (1987), PÁL-MOLNÁR (1992, 1994a, b; 2010a, b), JAKAB (1998), MORGAN et al. (2000), BATKI et al. (2004, 2014, 2018), KOVÁCS & PÁL-MOLNÁR (2005), FALL et al. (2007), ALMÁSI et al. (2015), PÁL-MOLNÁR et al. (2015a, b) nevéhez fűződnek.

A DAM északi, északnyugati részén az Orotva-pataktól északra, a Csibi Jakab-patak és a Simó-patak között a felszínen az ultramafikus és mafikus kőzetek vannak túlsúlyban (1. ábra, B). Ezek a kőzetek szerkezetileg nagyon változa-

tosak, ebből adódóan kőzettani megítélésük az idők folyamán igen eltérő volt. IANOVICI (1933) a Tászok-patak és a Fülöp-patak alsó szakaszán kibúvó irányított szövetű dioritokat az essexitek csoportjába sorolta. Megítélése szerint a kőzetek szövete palás–fluidális átmenet. Az ásványok kb. 70%-a irányított, a kőzetek színindexe (M) 50% körüli. STRECKEISEN (1938) ezeket az „alkálígabbbró–alkáldiorit jellegű” kőzeteket Orotva település után orotvitnak nevezte. Az ultramafikus és mafikus kőzeteket CODARCEA et al. (1957) a Diorit–hornblendit kőzetek Komplexumába sorolták és olivines piroxén-hornblendit, piroxénhornblendit, hornblendit (irányított és irányítatlan szövetű hornblendit, pegmatoidos hornblendit), gabbroidok, diorit és dioritos gneisz (homogén slíres, inhomogén slíres) kőzettani kategóriákba csoportosították.

STRECKEISEN & HUNZIKER (1974) rámutattak arra, hogy a Ditrói alkáli masszívumban két dioritkomplexum van jelen. Az egyik az Orotva völgyének alsó szakaszán, a másik pedig a Cengellér- és Gődücs-patak övezetében. Ez utóbbi komplexum kőzetei a normál dioritoktól essexites kemizmusukban különböznek. Ezeket a kőzeteket a monzodioritokkal, nefelindioritokkal és nefelinmonzodioritokkal együtt ditro-essexitoknak nevezték. ANASTASIU & CONSTANTINESCU (1979) az Orotva–Putna Szektor kőzetein belül az ultramafikus és mafikus kőzeteket két komplexumba, az Ultramafitok és mafitok, valamint a Dioritok Komplexumába sorolták. Szerintük az orotvai dioritos összetételű kőzetek sztratiform testeket, lencsákat, „slíreket” („*slire*” — rom.), fészkeket alkotnak, szöveti szempontból nagyon változatosak (pegmatoidos, normál- és mikroszemcsés, irányított és irányítatlan szövetek). E szerzők felhívták a figyelmet, hogy hornblendit–diorit átmenet a plagioklászok mennyiségi növekedésével és az amfibolok mennyiségi csökkenésével fokozatosan jön létre. Színindex (M) alapján a következő kőzettípusokat írták le: leukodioritok (M<25%) és dioritok (M=25–50%). ZÓLYA & ZÓLYA (1985, 1986) és PÁL-MOLNÁR (1988, 1992, 1994c, 1998, 2000) ásványtani és szöveti bélyegek alapján nagyon részletesen osztályozták a masszívum É-i részén felszínre bukkanó ultramafitokat és mafitokat (hornblenditek és dioritok). PÁL-MOLNÁR (2000) az ultramafitokon belül két (irányított szövetű peridotitok és gabbrók, valamint irányítatlan szövetű peridotitok és gabbrók), a mafitokon belül pedig három nagy csoportot (meladioritok, dioritok, leukodioritok) különített el. Ásványos összetétel és szerkezeti jellemzők alapján a három nagy csoportba az alábbi kőzettípusokat sorolta: 1.) meladioritok: irányított szövetű, irányítatlan szövetű és „palás” jellegű meladioritok; 2.) dioritok: irányított szövetű, irányítatlan szövetű, eutaxitos szövetű és ataxitos szövetű dioritok; 3.) leukodioritok: irányított szövetű és irányítatlan szövetű leukodioritok.

A kőzettani térképről (1. ábra, B) egyértelműen kitűnik, hogy az ultramafikus és mafikus kőzetek térben mindig egymás szomszédságában, egymással összefogazódva vagy egymás közti fokozatos átmenetben jelennek meg (PÁL-MOLNÁR 2000). Nem célszerű sem kőzzettanilag, sem genetikailag a hornblendit–gabbró–diorit kőzeteket külön komplexumokba sorolni. Egy bonyolult felépítésű és tektonikájú litosztratigráfiai egységről van szó, ahol szigorúan petrográfiai értelemben a kőzettípusok elkülöníthetők, de ez csak egy kis rész kiemelését jelenti az egységes egészről. Ezek a kőzetek nem csak petrográfiai, hanem petrogenetikai értelemben is értelmezésre szorulnak. Az ultramafikus és mafikus kőzettípusokat ezért PÁL-MOLNÁR (1998, 2000) Tarnița Komplexum (ejtsd: Tarnica; a tarnița [rom.] szó jelentése: nyereg, fa[nyereg]) néven egy kőzetkomplexumba sorolta. Továbbá rámutatott arra is, hogy a dioritok teljes kőzet-geokémiai adataik alapján rokonságot mutatnak a kumulátum kőzetekkel, valamint kevert eredetet jeleznek. A dioritok kialakulását a kumulátumkőzetek (hornblenditek) és a szienitek keveredési szélsőtagjaiból vezette le. A keveredés három esetét említette: 1.) „injekciós határvonal” — ahol az olvadék (szienit) erek formájában, parciális beol-

vasztás nélkül átjárja a mellékkőzetet (kumulátumok), és éles határfelületű keveredési szerkezeteket hoz létre; 2.) „injekciós határvonal részleges beolvasztással” — ahol az olvadék valamennyit beolvaszt a mellékkőzetből, ezáltal lekerekített, határvonalukban kevésbé éles keveredési kőzetzárványok jönnek létre; 3.) „permeációs határvonal” — amely esetben a részleges „beolvasztás” (elegyedés) történik, a határvonalak elmosódnak és eutaxitos, valamint ataxitos szövetű kőzetek alakulnak ki. A Tarnița Komplexumban található meladioritokat, dioritokat és leukodioritokat a különböző fokozatú keveredési és elegyedési folyamatok végtermékeként értelmezte.

MOROGAN et al. (2000) részletesen vizsgálták a dioritkőzeteket. Az Orotva-völgy Ny-i részén változatos méretű, egyenetlen, megnyúlt peremmel rendelkező, kerek és lencseszerű, olykor „pillow” formában megjelenő szerkezeteket írtak le. Véleményük szerint a mafikus (alkáli-gabbró, alkáldiorit) és felzikus (szienit és kvarcszienit) fáciesek közötti „pillow”-szerű megjelenés arra enged következtetni, hogy mafikus magma nyomult be felzikus magmába, bonyolult keveredési és elegyedési szerkezeteket eredményezve.

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A kutatás alapját képező mintákat az Orotva-patak és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál található közel sima felületű 3×3 m széles és 7 m magas kivágott tömb után visszamaradt mesterséges feltárásból gyűjtöttük (2. ábra). A feltáráspann jól elkülöníthetők — és kőzzettanilag makroszkóposan is definiálhatók — a Tarnița Komplexum változatos formájú és megjelenésű kőzetei. A különböző szerkezeti helyzetben lévő kőzettípusokból 14 reprezentatív mintát dolgoztunk fel.

A mintavételhez nagy teljesítményű akkumulátoros fúrót használtunk. A fúróra egy egyedi igényekhez gyártott, 2,5 cm külső átmérőjű, gyémántberakásos koronafúrót helyeztünk fel. A koronafúró maximálisan 5 cm mélységig képes behatolni a kőzetbe. Az így gyűjtött minták átlagosan 3,5 cm hosszú, 2 cm átmérőjű hengerek.

A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzzettani Tanszékén a reprezentatív mintákból 30 μm vastagságú, polírozott vékonycsiszolatokat készítettünk, és ezek részletes mikroszkópos vizsgálatát Brunel SP-300-P polarizációs mikroszkóppal végeztük. A fázisanálízishez THERMO DXR Raman-spektrométert használtunk.

A csiszolatok modális ásványos összetételét a Quantum GIS 2.14.0 térinformatikai szoftver segítségével határoztuk meg.

A feltárási leírása

A vizsgált mélységi magmás test szerkezete egy ~60 m²-es sík felületű falon tanulmányozható (2. ábra). E fal egy inhomogén magmás kőzzettetet tár fel, amely (feltételezhetően áramlás következtében) irányítottágot, fluidális szerkezetet mutat. A feltáráspann a világosszürke, irányított

szövetű befogadó kőzetben finomabb szemcsés, sötét-szürke, cm–dm-es mafikus kőzetzárványok figyelhetők meg. E mafikus zárványok alakja általában lencseszerű,

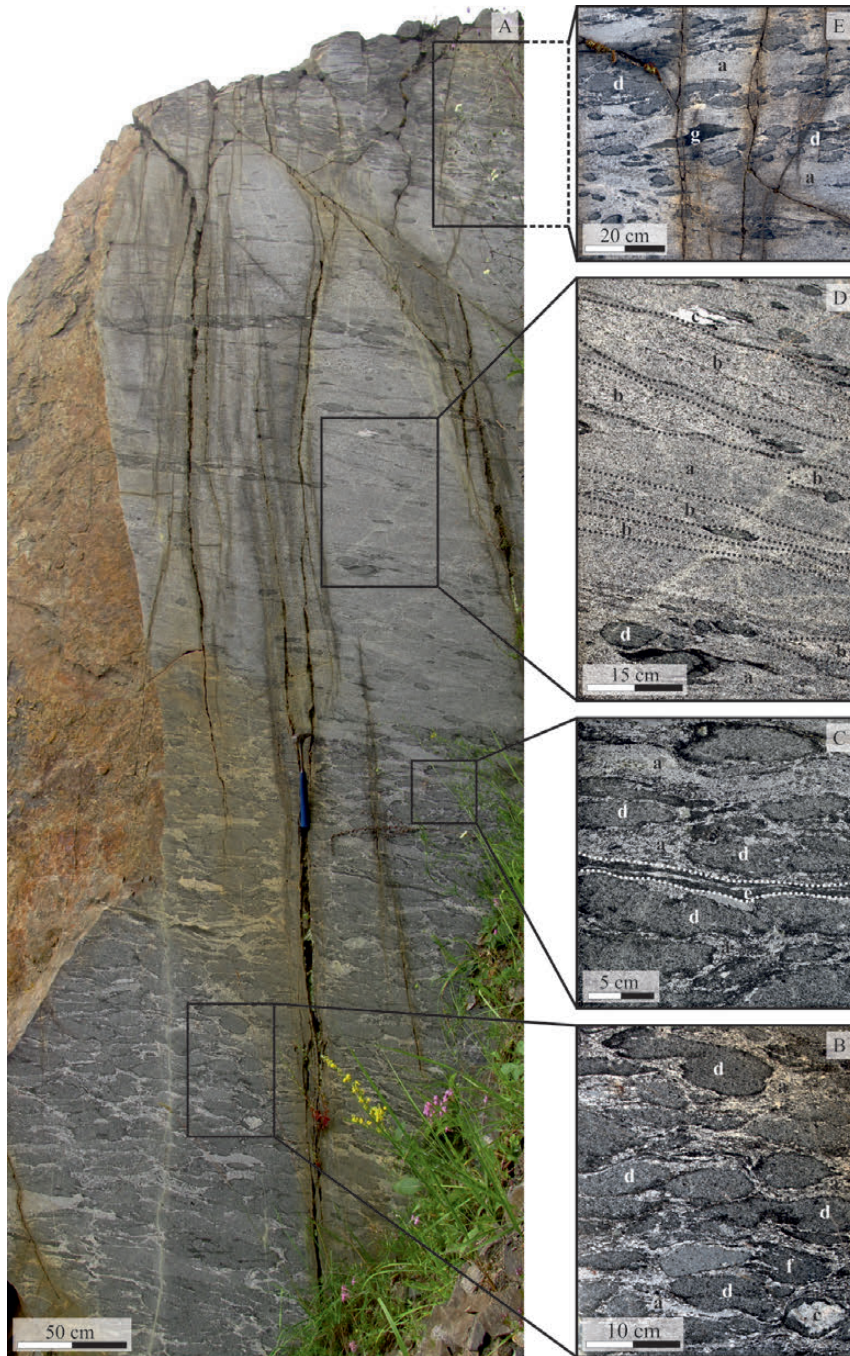
ritkán szögletes, és eloszlásuk a befogadó kőzetben nem egyenletes. A feltárt fal alsó és felső szakaszán — akár 2 m-es szélességben — a lencsék tömegesen feldúsulnak, a fal középső részén viszont kisebb mennyiségben vannak jelen, olykor önállóan „úsznak” a szürke, irányított szövetű befogadó kőzetben vagy 15–20 cm széles sávban lencsesorokat alkotnak (2. ábra, A).

A mafikus lencsék változó vastagságú és megjelenésű, még sötétebb peremmel jellemezhetők. E mafikus lencsék mellett elszórtan, kis mennyiségben — változó mérettel és alakokkal — felzikus kőzetzárványok, illetve fekete mafikus szalagok (slírek) jelennek meg (2. ábra, B–E).

A feltárás a részletes makroszkópos vizsgálat alapján két nagyobb egységre osztható: a) a fő tömeget képviselő világosszürke, irányított szövetű befogadó kőzet és b) az ebben megjelenő változó méretű és formájú, sötét és világos lencsék és zárványok (3. ábra). A kőzettestben a makroszkópos szöveti bélyegek és a modális ásványos összetétel alapján az alábbi hét kőzetcsoport különíthető el: *befogadó kőzet*: 1.) szürke, középszemcsés, irányított szövetű kőzet, 2.) szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzet; *zárványok*: 3.) felzikus kőzetzárvány, 4.) mafikus kőzetzárvány, 5.) földpátszemes kőzetzárvány, 6.) porfirós (földpátgregátumos), mafikus kőzetzárvány, 7.) ultramafikus kőzetzárvány.

A vizsgált magmás test petrográfiája

A befogadó kőzet (*host rock*) és az abban található zárványok szövete minden esetben fanerokristályos, holokristályos, hipidiomorf szemcsés (jellemzőiket a 3. ábra foglalja össze). A fő kőzetalkotó ásványok: amfibol, piroxén, biotit, plagioklász, ritkán káliföldpát (ortoklász). Járulékos elegyrészként nagy mennyiségben titanit- és opakásványok (magnetit, pirit), illetve kis mennyiségben apatit megjelenése jellemző. Másodlagos ásványfázisok: a plagioklász rovására kialakuló kalcit, az amfibol és plagioklász rovására ki-



2. ábra. A – A Tarnița Komplexum mesterséges feltárása az Orotva- és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál; B–C – A feltárás alsó része, ahol tömeges a mafikus keveredési kőzetzárványok megjelenése; D – A feltárás középső, keveredési kőzetzárványokban szegény része; E – A mafikus lencsék eloszlása és megjelenése a feltárás felső részén

a) Szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet; b) Szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet; c) Felzikus kőzetzárvány; d) Mafikus kőzetzárvány; e) Fekete, mafikus szalag („slír”); f) Porfirós (földpátgregátumos), mafikus kőzetzárvány; g) Ultramafikus kőzetzárvány.

Figure 2. A – Representative field photographs showing the studied artificial outcrop within the Tarnița Complex (Jolota, Ditrău Alkaline Massif); B–C – Mafic enclaves are abundant especially in the lower part of the outcrop; D – The middle part of the mafic enclave poorly outcrop; E – The distribution and appearance of the mafic enclaves in the upper part of the outcrop

a) Grey, medium-grained host rock with oriented texture; b) Grey, coarse-grained host rock with oriented texture; c) Felsic xenolith; d) Mafic enclave; e) Black, mafic band (“schlieren”); f) Porphyritic mafic enclave with feldspar aggregates; g) Ultramafic enclave

Befogadó kőzet	
	<p>A – Szürke színű, középszemcsés, irányított szövetű kőzet</p> <p>A feltárás fő tömegét alkotja (2. ábra, A, B/a, C/a, D/a, E/a). A feltárás alsó és felső részének mafikus, lencse alakú zárványokban gazdag sávjában a zárványok közötti teret is ez a kőzet típus tölti ki (2. ábra). A kőzet irányítottságában változás csak a mafikus lencsék körül látható.</p>
	<p>B – Szürke színű, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzet</p> <p>A feltárásban változó méretű csomók és sávok formájában jelenik meg (2. ábra, D/b). Irányítottsága párhuzamos a középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetével. E durvabb szemcseméretű kőzet csak azokon a helyeken jelenik meg, ahol a mafikus lencse alakú keveredési kőzet-zárványok mennyisége kicsi.</p>
Zárványok	
	<p>C – Felzikus kőzetzárvány</p> <p>Világos, 6–19 cm nagyságú, változatos alakú, gyakran szabálytalan formájú, durva- vagy középszemcsés, irányított szövetű földpát aggregátumok (2. ábra, B/c, D/c). A felzikus zárványok szegélye szabálytalan, lekerekített. Gyakori a zárványok körül megjelenő sötét, mafikus perem, amelynek szélessége 1 mm-től 1,5 cm-ig változik. A földpát aggregátumok megnyúlása követi a befogadó kőzet irányítottságát.</p>
	<p>D – Mafikus kőzetzárvány</p> <p>Sötétszürke, megnyúlt, közel ellipszis alakú, finomszemcsés kőzetzárvány. Ritkán kisebb felzikus kőzetzárványokat tartalmaz. Mérete a 2–3 cm-től 16–18 cm-ig terjed (2. ábra, B/d, C/d, D/d, E/d). A zárványok körül változó szélességű (1 mm-től 3 cm-ig), fekete perem jelenik meg. Ez a perem gyakran megnyúlt, és szalagok formájában húzódik a lencse körvonala mentén, illetve önálló vékony sávokban is megjelenik a lencsék környékén (2. ábra, C/e). Ez a leggyakoribb lencse alakú keveredési kőzetzárvány.</p>
	<p>E – Földpátszemes kőzetzárvány</p> <p>Megnyúlt, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzetzárvány. Mérete 10–15 cm között változik. 1–7 cm-es földpátokat tartalmaz, amelyeket keskeny, fekete mafikus sávok választanak el egymástól. A lencsékét részben vagy teljesen körbeveszi egy sötét perem. Ez a zárványtípus a teljes feltárára jellemző, eltérő mafikus–felzikus ásvány arányokkal.</p>
	<p>F – Porfíros (földpát aggregátumos), mafikus kőzetzárvány</p> <p>Kis mennyiségben megjelenő zárványtípus. Sötétszürke, finomszemcsés, szögletes szegélyű, amelynek mérete és formája a 8 cm-es megnyúlt alakzatoktól a 30–35 cm-es egységekig változik (2. ábra, B/f). Plagioklász porfíros elegyrészeket és aggregátumokat tartalmaz. Központi része ellipszoid alakú, irányított szövetű. A jellemző fekete perem szélessége 2–5 mm, amely leválhat a zárványról.</p>
	<p>G – Ultramafikus kőzetzárvány</p> <p>Fekete, finomszemcsés, irányított szövetű kőzetzárvány. A lencsék nyúlt, szögletes szegélyű alakzatok. Ennél a zárványtípusnál is jellemző egy fekete perem, amely egyenetlen, csipkés és olykor egyes szakaszokon alig láthatóan elvékonyodik. Ritkán megjelenő zárványtípus (2. ábra E/g; mérete 24 cm).</p>

alakuló epidot, az amfibol és biotit rovására kialakuló klorit, illetve az amfibol rovására kialakuló másodlagos biotit és titanit. Az egyes kőzetváltozatok modális összetétele az 1. táblázatban látható. A területről származó korábbi kőzetminták geokémiai vizsgálata alapján a kőzetekben található plagioklászok An-tartalma kisebb, mint 50% (PÁL-MOLNÁR et al. 2000).

Mindezek alapján a vizsgált egységekben LE MAITRE et al. (2002) nevezék-tana szerint az alábbi kőzetek különíthetők el:

Befogadó kőzet (*host rock*):

- szürke, középszemcsés, irányított szövetű kőzet — mezokrata diorit,
- szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzet — mezokrata diorit.

Zárványok (*enclaves, xenoliths*):

- felzikus kőzetzárvány — hololeukokrata diorit,
- mafikus kőzetzárvány — mezokrata diorit,
- földpátszemes kőzetzárvány — mezokrata diorit,
- porfíros (földpát aggregátumos), mafikus kőzetzárvány — melanokrata diorit,
- ultramafikus kőzetzárvány — piroxénhornblendit.

Szürke, középszemcsés, irányított szövetű kőzet (mezokrata diorit)

A kőzet ekvigranuláris, irányított szövetű. Lényeges elegyrészei a plagioklász, az amfibol, a káliföldpát és a biotit (4. ábra, A).

A plagioklász hipidiomorf, táblás megjelenésű, mérete maximum 2000 μm . Olykor erősen mállott, szericitesedett, epidotosodott. Gyakran tartalmaz titanit-, apatit-, amfibol- vagy opakásvány-zárványokat. A kőzetben kis mennyiségben hipidiomorf káliföldpát is megjelenik. Az amfibol hipidiomorf, oszlopos. Mérete 100 és 1500 μm között változik, pleokroizmusa barna–világosbarna. A kis mennyiségben megjelenő, 2500–5000 μm méretű szemcsék zónásak. Zárványként apatit-, titanit- és opak ásványszemcséket tartalmaz, átalakulási termékként epidot jelenik

3. ábra. A befogadó kőzetek és a különféle kőzetzárvány típusok makroszkópos jellemzői

Figure 3. Macroscopic features of the host rocks and the different enclave types

I. táblázat. A vizsgált kőzet típusok modális összetétele

Table I. Modal compositions of the studied rock types

Kőzet-típus Ásvány	Szürke, középszemcsés, irányított szövetű kőzet	Szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzet	Felzikus kőzetzárvány	Mafikus kőzetzárvány	Földpátszemcsés kőzetzárvány	Porfirós (földpát- aggregátumos), mafikus kőzetzárvány	Ultramafikus kőzetzárvány
	V/V %						
Plagioklász	54	56	91	40	54	29	-
Káliföldpát	2	3	-	-	-	-	-
Amfibol	36	28	1	50	37	66	52
Klinopiroxén	<1	<1	-	-	-	1	40
Biotit	1	7	3	9	3	1	<1
Titanit	4	4	3	<1	5	1	5
Apatit	<1	<1	<1	<1	<1	1	1
Opak	1	1	1	0	1	2	2
Kalcit	-	<1	1	-	-	-	-
A	4	5	0	0	0	0	0
P	96	95	100	100	100	100	0
M	42,5	41	9	60	46	71	100

meg benne. A kőzet irányítottságát az amfibol és a plagioklász párhuzamos sávokba rendeződése jelöli. Pikkelyes, táblás, xenomorf biotit kis mennyiségben van jelen. Sötét zöldesbarna–világosbarna pleokroizmust mutat, olykor idiomorf epidot- és lekerekített titanitzárványokat tartalmaz.

A járulékos elegyrészek nagy részét tús vagy levélboríték alakú, gyakran lekerekített titanit szemcsék képviselik. Ezek irányítottan, az amfibol megnyúlásával párhuzamosan jelennek meg. Emellett idiomorf, tús és oszlopos apatit is előfordul a szemcsék között vagy a kőzetalkotó ásványokban zárványként. Az opak ásványok (magnetit, pirit) nagy része xenomorf, de kis mennyiségben megjelennek idiomorf szemcsék is, főleg mafikus ásványok környezetében.

A másodlagos ásványok közül az epidot megjelenése jellemző amfibolban és biotitban.

Szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzet (mezokrata diorit)

A kőzet inekvigranuláris, irányított szövetű. Lényeges elegyrészei a plagioklász, az amfibol, a biotit, a káliföldpát és a klinopiroxén (4. ábra, B).

A plagioklász hipidiomorf, táblás. Mérete 600–3500 µm között változik. A szemcsék gyakran szericitesedtek. Apatit-, titanit-, opakásvány- és ritkán amfibolzárványokat tartalmaz. Az amfibol hipidiomorf, oszlopos. Mérete 200 és 4800 µm tartományban mozog, de általában ~1000 µm a jellemző szemcsemérete. Biotitosodott és epidotosodott, illetve zárványként apatit-, titanit- és opakásvány-szemcséket tartalmaz. A biotit xenomorf, pikkelyes vagy táblás, ritkában lemezes megjelenésű. Maximum 2500 µm nagyságú. Peremén általában kloritosodott, valamint titanit-, apatit- és opakásvány-zárványokat tartalmaz. A kőzet irányítottságát a plagioklász, az amfibol és a biotit megnyúlásával pár-

huzamos elrendeződése okozza. A kőzetben kis mennyiségben hipidiomorf, oszlopos megjelenésű, 300–750 µm méretű, enyhén átalakult klinopiroxének is találhatóak.

A járulékos elegyrészek közül a titanit van túlsúlyban, amely idiomorf, ritkán hipidiomorf, tús vagy levélboríték alakú. Mérete 250–1250 µm között változik. A kőzetalkotó ásványok hossz tengelyével párhuzamosan van jelen, és gyakori a halmazos megjelenése. Ritkán opak- és apatitásvány zárványokat tartalmaz: az apatit tús, lekerekített, 10–300 µm nagyságú, az opak fázisok (magnetit, pirit) maximum 400 µm méretűek és leggyakrabban xenomorfak. Elszórtan xenomorf kalcit is megjelenik.

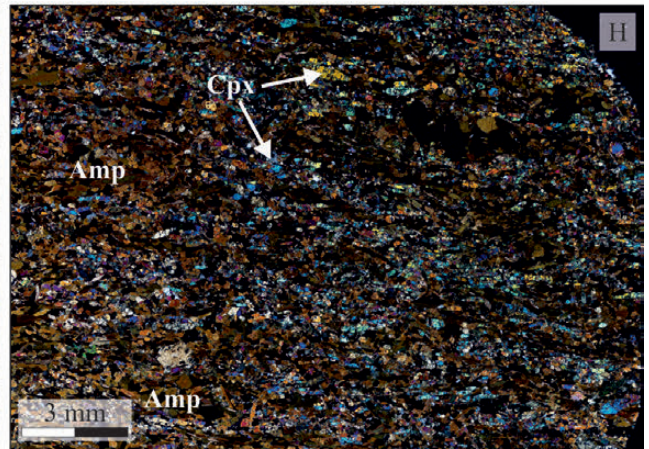
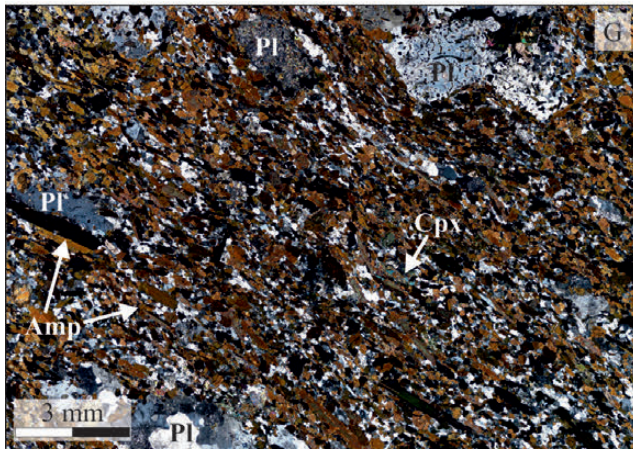
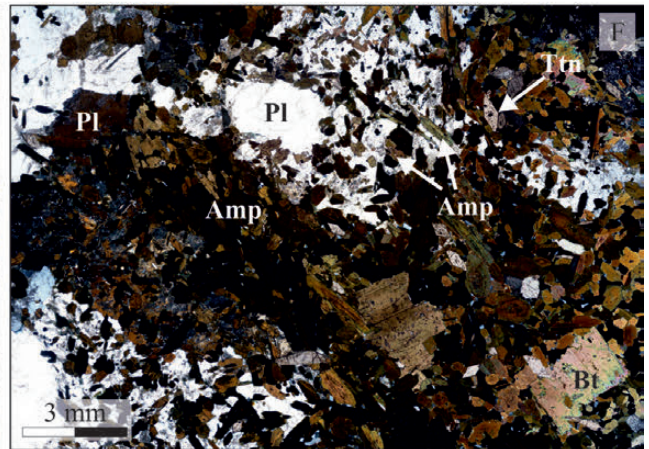
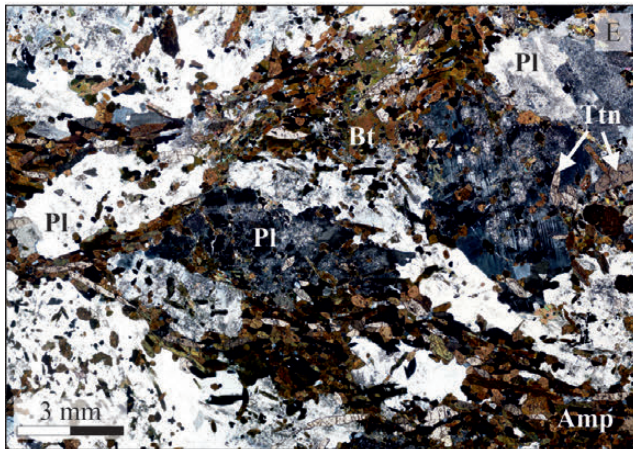
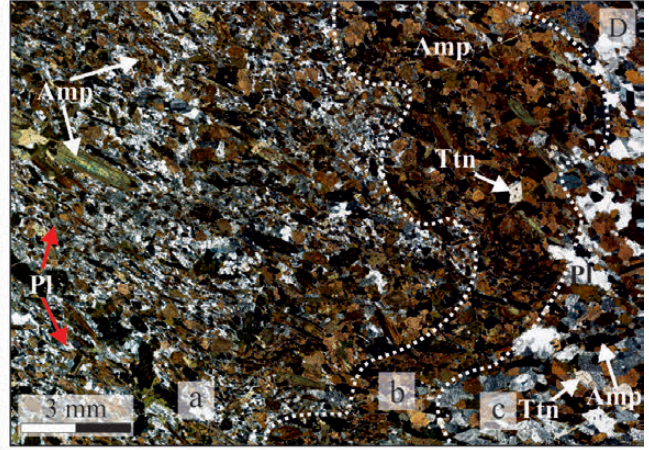
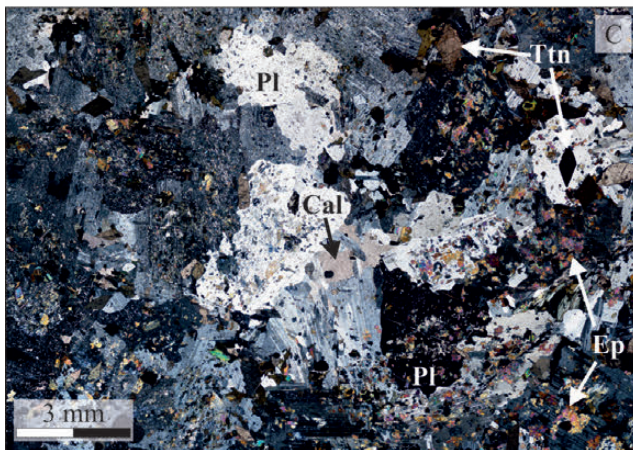
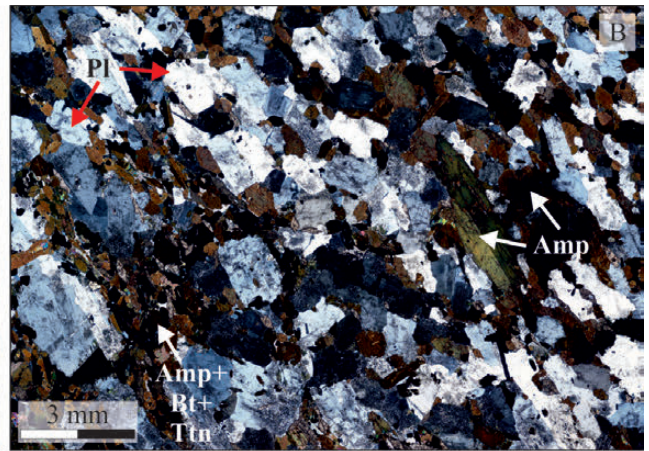
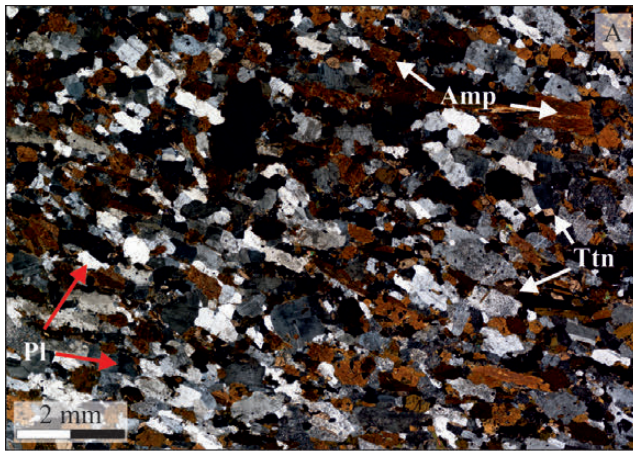
A kőzet általános hipidiomorf szemcsés, irányított szöveve mellett gyakran jellemző, hogy a plagioklászok közötti intersticiális térben aprószemcsés amfibolból (150–800 µm), biotitból (100–600 µm) és titanitból (100–1000 µm) álló halmazok jelennek meg, amelyek elválasztják egymástól a földpátokat; az irányítottság ezeken a részeken is meg egyezik a kőzet általános szövetével.

Felzikus kőzetzárvány (hololeukokrata diorit)

E kőzetzárvány típus inekvigranuláris, irányítatlan szövetű (4. ábra, C). Lényeges elegyrészei a plagioklász, kis mennyiségben biotit és/vagy amfibol, illetve kalcit.

A plagioklász a zárványok több mint 90 térfogat%-át alkotja. Hipidiomorf, táblás, mérete 250 és 7500 µm között változik. Gyakran erősen mállott, szericitesedett, epidotosodott. Apatitot, titanitot és opak ásványokat, illetve ritkán 250–300 µm méretű amfibolzárványokat tartalmaz. A plagioklászok mellett kis mennyiségben található biotit és/vagy amfibol. A biotit több esetben másodlagos, amely az amfibol rovására alakult ki, ezek mellett gyakran láthatók opak- és epidotszemcsék is. Az elsődleges biotit hipidiomorf vagy xenomorf, maximum 1500 µm nagyságú. Sötétzöld, sötétbarna–világosbarna pleokroizmus jellemző, gyakran kloritosodik. Apatit-, opakásvány- és titanitzárványokat tartalmaz. Az amfibol hipidiomorf, oszlopos, mérete nem haladja meg a 2500 µm-t. Erős kloritos és biotitos átalakulása jellemző a peremek és hasadások mentén. Kis mennyiségben elsődleges xenomorf kalcit is megfigyelhető.

A járulékosan megjelenő titanit idiomorf, ritkán hipidiomorf, maximum 1250 µm nagyságú. Erősen repedezett, valamint apatit- és opakásvány-zárványokat tartalmaz. Az apatit idiomorf, 50–200 µm méretű, gyakran zárványként



jelenik meg a legtöbb ásványban. Az opak ásványok (magnetit, pirit) főleg amfibol és biotit közelében fordulnak elő, alakjuk változatos, méretük maximum 750 µm.

Másodlagos ásványként klorit és epidot jellemző. A klorit szálas, rostos megjelenése általános, olykor repedés-kitöltő. Az epidot plagioklász átalakulása során jött létre.

Mafikus kőzetzárvány (mezokrata diorit)

Inekvigranuláris, irányított szövetű kőzetzárvány. Lényeges elegyrészei az amfibol, a plagioklász és a biotit (4. ábra, D).

A plagioklász hipidiomorf vagy xenomorf. Mérete 50 és 625 µm közötti, minden esetben szericitesedett. Apatit- és titanitzárványokat tartalmaz. Helyenként aggregátumok formájában is megjelenik, ilyenkor a szemcsék üdék. Az amfibol hipidiomorf–xenomorf, oszlopos megjelenésű, 50–800 µm méretű. Előfordulnak 1000–2500 µm nagyságú zónás amfibolkristályok is. Sötétzöld, sötétbarna–világosbarna pleokroizmus jellemzi. Sávokban vagy esetenként az ásványok magjában szagenitrácok jelennek meg. A szemcsék széle sokszor egyenetlen, öblös megjelenésű, illetve a peremükön néha biotitos átalakulás figyelhető meg. Kis mennyiségben titanit-, apatit- és opakásvány-zárványokat tartalmaz. A megnyúlt amfibolok egymással párhuzamos elrendeződése jelöli ki a lencséken belüli szöveti irányítottságot. A biotit hipidiomorf, ritkábban xenomorf, pikkelyes vagy táblás, 250–2500 µm méretű. Sötétzöld–világosbarna pleokroizmus jellemzi. Szélei egyenetlenek, peremén kloritosodott. Nagy mennyiségben tartalmaz apatit-, opak- és másodlagos titanitzárványokat. A titanit a legtöbb esetben a szemcsék peremén jelenik meg.

A járulékos elegyrészeket a titanit és az apatit képviselik. A két ásvány közül a kőzetben a titanit található nagyobb mennyiségben. Idiomorf, mérete 25–500 µm között változik. Általában zárványként, ritkán pedig a szemcsék között jelenik meg. Az apatit idiomorf, 50–175 µm méretű, gyakori zárvány plagioklászban, amfibolban, biotitban, de megjelenik önállóan is.

A kőzet legjellemzőbb másodlagos ásványfázisa az epidot, emellett a szericit és a biotit gyakori.

A mafikus kőzetzárványokat változó szélességű (0,5 mm – 3 cm), fekete perem veszi körül, amelyet az alábbiak jellemeznek. Szinte kizárólag amfibol alkotja, amely hipidiomorf, oszlopos megjelenésű, 100–1750 µm nagyságú. E peremben a normál zónás és sávokban megjelenő zárványokat tartalmazó amfibolok is gyakoriak. Az amfibol általában apatitzárványokat és jól meghatározható sávokban

szagenitrácokat tartalmaz, ritkábban erősen átalakult piroxén is megjelenik benne. Az amfibolok c-tengelyei közel párhuzamosan helyezkednek el. Felzikus ásványt nem, vagy alig tartalmaz. Ha megjelenik felzikus ásvány, az minden esetben plagioklász, amely xenomorf és a szemcsék közti teret tölti ki. A klinopiroxén általában hipidiomorf, 250–750 µm nagyságú, néha elérheti a 800 µm-t is. Ritkán a klinopiroxént amfibolköpeny veszi körbe. A biotit xenomorf, pikkelyes megjelenésű, kissé kloritosodott. Mérete maximum 1750 µm. Sok zárványt tartalmaz: apatit, titanit, opak ásványok (magnetit, pirit) és néha epidot. A zárványok mennyisége olykor poikilitos szövetet eredményez. Ez a fekete perem a szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetben fekete mafikus sávok formájában is megjelenik, amely szövetükben és ásványos összetételükben is megegyeznek a mafikus lencsék körülölelő peremmel (4. ábra, D).

Földpátszemes kőzetzárvány (mezokrata diorit)

Inekvigranuláris, irányított szövetű kőzetzárvány (3. ábra, E–F). Lényeges elegyrészei a plagioklász, az amfibol és a biotit.

Legnagyobb mennyiségben plagioklász alkotja, amely hipidiomorf, táblás 250–7000 µm méretű, néhol erősen szericitesedett, epidotosodott. A nagy méretű (1000–7000 µm) plagioklászok kétféle poikilitos szövettel jelennek meg: a) az egyik esetben a plagioklász nagyszámú, közel azonos méretű amfibol- (100–600 µm), titanit-, apatit- és opakásvány-zárványokat (chadakristályokat) tartalmaz. A zárványok a plagioklászban (oikokristályban) elszórtan, irányítatlanul helyezkednek el, a plagioklászok 100–500 µm széles pereme viszont jóval kevesebb zárványt tartalmaz (4. ábra, E); b) a másik poikilitos csoport esetében a zárványok a plagioklászok peremében jelennek meg, a szemcsék belső, magrésze zárványmentes (4. ábra, F). Megfigyelhető, hogy a zárványok követik a zárványmentes mag körvonalát, mintegy körbeölelik azt, míg a perem többi részén orientálatlan az elhelyezkedésük. A zárványok mérete — a magtól a perem felé — egyre nagyobb. Az alapanyagban: a plagioklászszemcsék (50–150 µm) az amfibolok között jelennek meg. Az amfibol hipidiomorf, oszlopos és lekerékített, maximum 2500 µm nagyságú. Pleokroizmus sötétbarna, sötétzöld–világosbarna. Az amfibolszemcsék magjában vagy koncentrikus zónáiban a sűrű zárványdúsulások fénymikroszkóppal nem jellemezhetők, de feltételezhetően ezek szagenitrácok. Az amfibolok egyenes szemcseélűek, hármas szemcsehatárokkal. A plagioklászok körül jelennek

←4. ábra. A befogadó kőzetek és a bennük található különböző kőzetzárványok petrográfiai jellemzői (polarizációs mikroszkópos képek)

A – Szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet (mezokrata diorit; +N); B – Szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet (mezokrata diorit; +N); C – Felzikus kőzetzárvány (hololeukokrata diorit; +N); D – Mafikus kőzetzárvány (a – mezokrata diorit) és szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet (c) kontakt mafikus peremmel (b) (+N); E–F – Földpátszemes kőzetzárvány két különböző szöveti megjelenése (mezokrata diorit; +N); G – Porfiroz (földpátágreggátumos), mafikus kőzetzárvány (melanokrata diorit; +N); H – Ultramafikus kőzetzárvány (piroxénhornblendit; +N)

←Figure 4. Micrographic features of the host rocks and their different enclaves (polarization microscopic images)

A – Grey, medium-grained host rock with oriented texture (mesocratic diorite, +N); B – Grey, coarse-grained host rock with oriented texture (mesocratic diorite, +N); C – Felsic xenolith (hololeucocratic diorite, +N); D – Mafic enclave (a – mesocratic diorite) and grey, medium-grained host rock with oriented texture (c) and the mafic margin (b) (+N); E–F – Feldsparaggregative enclave with two different textures types (mesocratic diorite, +N); G – Porphyritic (feldsparaggregative), mafic enclave (melanocratic diorite, +N); H – Ultramafic enclave (pyroxene hornblendite, +N)

meg irányítottan, azokat elválasztva egymástól. A kőzetben kis mennyiségben xenomorf, pikkelyes, táblás, maximum 1000 µm méretű biotitszemcsék találhatóak. A biotitok apatitzárványokat tartalmaznak és peremükön enyhén kloritosodtak. Pleokroizmusuk sötétbarna, szélükön sötétzöld-világosbarna.

A 150–2250 µm méretű titanit szinte mindig lekerekített. A plagioklászokban lévő titanitzárványok irányítatlanok, a szemcsék közötti térben megjelenő titanitok az amfibol megnyúlásával párhuzamosan helyezkednek el. Az idiomorf apatit- és a hipidiomorf opakásvány-szemcsék (magnetit, pirit) zárványként vagy a szemcsék közötti térben figyelhetők meg.

Porfíros (földpátágregátumos), mafikus kőzetzárvány (melanokrata diorit)

Inkvigranuláris, irányított szövetű, lényeges elegyrészei az amfibol, a plagioklász, a piroxén és a biotit (4. ábra, G).

E mafikus zárványtípusban a plagioklászok porfíros elegyrészként, illetve aggregátumok formájában és intersticiálisan is megjelennek. Az alapanyagban a hipidiomorf vagy xenomorf plagioklászok mérete 100–250 µm, enyhén szericitesedett. A porfíros elegyrészként előforduló plagioklász hipidiomorf, táblás, 300–2500 µm méretű, valamint gyakran epidotosodtak és szericitesedtek. A megnyúlt aggregátumok formájában megjelenő plagioklászok 0,5–1 cm nagyságúak, és két típusuk különíthető el. Az egyik típust 5–7 mm hosszúságú csomók képviselik, amelyek ritkán tartalmaznak zárványokat. A másik esetben a plagioklászok poikilitesek, zárványként nagy mennyiségben tartalmaznak oszlopos megjelenésű, irányítatlanul, elszórtan elhelyezkedő idiomorf amfibolokat (100–400 µm), apatitokat és opakásványokat. A földpátstemcséknek esetenként 50–200 µm vastag, zárványszegény peremük van. Mindkét esetben az aggregátumok hossz tengelye az amfibolok hossz tengelyével párhuzamos. Az amfibol hipidiomorf, oszlopos. Ritkán nagy (2000–3750 µm) méretű porfíros elegyrészként jelenik meg, de átlagosan 50–1250 µm nagyságú. Helyenként erősen repedezett, illetve némelyikben közel koncentrikus szagenitrácshalmaz észlelhető. A szemcsék minden esetben egymással párhuzamosak. A kőzetben kis mennyiségben megjelenik a klinopiroxén is. Általában xenomorf vagy hipidiomorf, ~400 µm-es, enyhén zöldes pleokroizmusú. Normál zónás, kissé átalakult (amfibolosodott). A plagioklász aggregátumokban is előfordul idiomorf, nagyméretű (750 µm) szemcsékként. A biotit xenomorf, pikkelyes, táblás, mérete 750–2250 µm, pleokroizmus sötétbarna, sötétzöld–barna, zöld. A kőzetben kis mennyiségben található, elvéve titanit-, apatit- és opakásvány-zárványokat tartalmaz.

Az akcesszórius elegyrészek közül a titanit idiomorf-hipidiomorf, tűs vagy ék alakú. Maximum 600 µm nagyságú, olykor repedezett. A lényeges elegyrészek c-tengelyével párhuzamosan helyezkedik el, főleg a mafikus kőzetalkotók között jelenik meg. Ritkán zárványként van jelen amfibolban és biotitban. További akcesszórius elegyrészek

az apatit és az opak ásványok (magnetit, pirit), amelyek zárványként vagy kőzetalkotó ásványok között figyelhetők meg. Az idiomorf opak fázisok jelentős mennyiségben fordulnak elő a poikilites földpátban.

Ultramafikus kőzetzárvány (piroxénhornblendit)

Ekvigranuláris, irányított szövetű kőzetzárvány, amelyben a lényeges elegyrészek az amfibol és a piroxén (4. ábra, H).

Az amfibol hipidiomorf, oszlopos, átlagosan 150–300 µm méretű, de a nagyobb szemcsék mérete eléri az 1000–3500 µm-t is. Sötétbarna, sötétzöld, világos sárgásbarna pleokroizmus jellemzi. Ritkán apatit-, titanit-, klinopiroxén- és opakásvány-zárványokat tartalmaz. Az egymással érintkező amfibolok élei egyenesek és kontaktusukat a hármasszemcsehatárok jellemzik. A klinopiroxén hipidiomorf, oszlopos megjelenésű, 150–1000 µm nagyságú. Halványzöld, gyenge, alig észlelhető pleokroizmussal. Opakásvány-zárványokat tartalmazhat, a peremeken és a hasadási nyomvonalak mentén kismértékű kloritosodás nyomai láthatók. Az amfibolok és a piroxének megnyúlása közel párhuzamos egymással. Kis mennyiségben megjelenik xenomorf, lemez biotit, amelynek mérete 200–1000 µm. Erős zöldesbarna-világosbarna pleokroizmus van, és a peremeken kloritosodott. Titanit-, illetve ritkán amfibol- vagy klinopiroxén-zárványokat tartalmaz.

Akcesszórius elegyrészek a titanit, az apatit és az opak ásványok (magnetit, pirit). A titanit idiomorf, ék alakú vagy tűs megjelenésű. Mérete maximum 250 µm, ritkán zárványként jelenik meg. Az apatit idiomorf, 20–300 µm nagyságú, olykor zárványként fordul elő amfibolban. Az opak szemcsék xenomorfok, méretük maximum 200 µm, és gyakran a piroxének körül jelennek meg.

Diszkusszió

Magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatok

A magmás rendszerek változatos kőzetsorozatainak kialakulása különböző differenciációs folyamatokhoz köthető, mint például frakcionációs kristályosodás, falkőzet-asszimiláció, többszörös magmabenyomulások, magmakeveredés.

A hazai szaknyelvben a magmakeveredés kifejezést különböző folyamatokra használjuk, amelyeket fontos egymástól elkülöníteni. A magmakeveredés lehet csak fizikai keveredés (*magma mingling*), azonban ha két magma kémiaiilag is elegyedik egymással, vagyis olvadék-olvadék keveredés is zajlik, akkor kémiai elegyedéstről (*magma mixing*) beszélünk (DINGWELL 2009). A következőkben ezért kitérünk a fogalmak pontos jelentésére és javasoljuk, hogy a későbbiekben a hazai szaknyelvben — ha magmakeveredésről van szó — az alábbi magyar fogalmakat használjuk.

Magmakeveredés (mingling)

Ha két eltérő kémiai összetételű magma a keveredés során nem alakít ki egy új, homogén, köztes összetételű magmát, akkor keveredésről beszélünk (FROST & MAHOOD 1987). Keveredés esetén a magmák „együtt mozognak, miközben megtartják egyedi tulajdonságaikat” (MICHEL et al. 2016), vagyis egy heterogén keverék jön létre, amelyben „diszkrét” csomagok formájában vannak jelen a keveredő szélsőtagok.

Magmaelegyedés (mixing)

FROST & MAHOOD (1987) az elegyedést két eltérő kémiai összetételű magmának a keveredéseként értelmezik, amely során egy új, homogén, hibrid magma jön létre. Az elegyedés eredményét tehát két magma „kombinációjaként” lehet értelmezni (MICHEL et al. 2016), ahol a létrejövő hibrid magma (vagy magmák) homogén(ek) és köztes geokémiai összetételű, a keveredő szélsőtagok között lineáris trendet mutat(nak) (CAMPOS et al. 2002).

A két folyamat általában együtt megy végbe, és gyakran eredményez finomszemcsés lenscéket, amelyeket az angol nyelvű szakirodalom „mafik magmatic enclave” vagy „mafik microgranular enclave” (MME) (mafikus magmás enklávé vagy mafikus finomszemcsés enklávé) néven említ (CAMPOS et al. 2002, MICHEL et al. 2016). Ezek a lenscék általában sötétebbek (mafikusabbak), mint a befogadó kőzet. Jelen tanulmányban keveredési kőzetzárványnak nevezük őket.

Magmakeveredés makroszkópos bélyegei a vizsgált magmás kőzetekben

A magmakeveredés során kialakuló makroszkópos bélyegekkel számos tanulmány foglalkozik (FROST & MAHOOD 1987, WIEBE et al. 2001, VALESCO-TAPIA et al. 2013, FARNER et al. 2014, WEIDENDORFER et al. 2014, MICHEL et al. 2016, MA et al. 2017).

A Ditrói alkáli masszívum egykori magmatározójában olyan szerkezeti és szöveti bélyegek figyelhetők meg, amelyek egy igen dinamikus magmás rendszerre engednek következtetni. Egy ilyen dinamikus rendszer működését az interakcióba lépő magmák fizikai és kémiai tulajdonságai határozzák meg. A keveredés során a benyomuló magma (*magma intrusion*) szétszlik a nagyobb tömeget képviselő befogadó magmában (*host magma*). A benyomuló magmát az önálló, kerekded, „lencse alakú keveredési kőzetzárványok” (*enclaves*) (FROST & MAHOOD 1987, WIEBE et al. 2001, CAMPOS et al. 2002, McCULLOCH 2007, PEYTCHEVA et al. 2008, GEORGIEV et al. 2009, FARNER et al. 2014, WEIDENDORFER et al. 2014, MICHEL et al. 2016) képviselik.

Az általunk vizsgált feltárásban a nagyobb tömeget képviselő szürke, közép- és durvaszemcsés, irányított szövettű befogadó kőzetben nagy mennyiségben láthatók sötétszürke, elnyúlt, ellipszoid vagy kissé szögletes alakú, cm–dm

nagyságú lencse alakú keveredési kőzetzárványok (2. ábra). Kialakulásuknak oka a benyomuló magma diszpergálódása az áramló közegben, továbbá fontos szerepe van a nagy hűlési rátának is, mivel a magmák között nem tud fizikai és kémiai egyensúly kialakulni, amikor kevés idő áll rendelkezésre a kristályosodáshoz, ahogy ezt hasonló rendszerekben feltételezik (FROST & MAHOOD 1987, WIEBE et al. 2001, CAMPOS et al. 2002, PEYTCHEVA et al. 2008, MICHEL et al. 2016). E kőzetzárványok megnyúlási iránya egymással és a befogadó kőzet kőzetalkotó ásványainak kitüntetett irányával közel párhuzamos (2. ábra, B–E), amely folyamatos mozgásra utal. A szerkezeti és szöveti irányítottságot feltételezhetően az intenzíven áramló magma alakítja ki (CAMPOS et al. 2002, MA et al. 2017), mint pl. a Sierra Nevada-i Lamarck Granodiorit esetében is (FROST & MAHOOD 1987); itt leggyakrabban konvekciós áramlásokról van szó (HASSANEN 1999, COUCH et al. 2001, PEYTCHEVA et al. 2008). A kőzetzárványok megnyúlásának és a kőzetalkotó amfibolok c-tengelyének közel azonos orientációja is erre vezethető vissza.

A lencse alakú formák (keveredési kőzetzárványok) a feltárás felső és alsó részén akár 2 m szélességben is felhalmozódnak (2. ábra, B, C, E), a középső részen viszont csak elszórtan jelennek meg (2. ábra, D). Ezt az arculatot — a magmatározóban végbemenő áramlások mellett — a többszörös magmabenyomulás is eredményezheti (mint pl. a Sredna Gorában, Bulgáriában vagy a Hortavær Magmás Komplexumban, Norvégiában — McCULLOCH 2007, PEYTCHEVA et al. 2008, GEORGIEV et al. 2009). Szinte minden keveredési kőzetzárvány körül látható egy, a zárványnál mafikusabb perem, amely változó vastagságban jelenik meg. E perem 1.) két magma közötti nagy hőmérsékletkülönbségből adódó (FROST & MAHOOD 1987, McCULLOCH 2007) dermedési folyamathoz (*quenching*) köthető „megdermedt” peremként (*chilled margin*) értelmezhető; és/vagy 2.) kialakulásáért a benyomuló magmából a kristályosodás során felszabaduló és a két magma határán feldúsuló könnyenillók a felelősek. A könnyenillók felhalmozódása elősegíti a víztartalmú ásványok (amfibol, biotit) kristályosodását és ennek eredményeként egy reakcióperem jön létre a zárványok körül (FARNER et al. 2014). Nem zárható ki e két folyamat együttes szerepe sem, de ezeknek a folyamatoknak a magabiztos értelmezéséhez ásványkémiai adatokra van szükség. Hasonló zárványok láthatók többek között az Espinharas Hibrid Komplexumban, Brazíliában (CAMPOS et al. 2002), a Vinalhaven Intrúzióban, Maine-ben (WIEBE et al. 2001) vagy az Austurhorn Intrúzióban, DK-Izlandon (WEIDENDORFER et al. 2014) is.

A feltárásban több helyen láthatók sötét, elnyúlt sávok — úgynevezett „slírek” — (2. ábra, C), amelyek vagy a lencse alakú keveredési kőzetzárványoktól elszakadva, de azok közelében, vagy azokhoz kapcsolódva jelennek meg (pl. MA et al. 2017). A szakirodalom (pl. FARNER et al. 2014) e szerkezetek kialakulását a „slíreket” alkotó ásványok gyengébb folyási tulajdonságaival (reológiájával) magyarázza.

A magmaelegyedés mikroszkópos szöveti bélyegei: kristálycsere (crystal transfer)

A magmaelegyedés eredményeként több olyan mikroszvöeti bélyeg is kialakul, amelyek információval szolgálnak e nyílt rendszerű folyamatról, valamint az abban részt vevő magmák fejlődéséről. A kristálycsere (*crystal transfer*) a különböző reológiai tulajdonságú magmák elegyedésének jellemző folyamata, ugyanis ezek a magmák gyakran tartalmaznak korai kristályokat, amelyek a hibridizáció során mechanikailag cserélődnek. A megváltozott fizikai és kémiai környezet hatással van a korai ásványokra, befolyásolja azok fejlődését, amely tükröződik mind szöveti jellemzőikben, mind kémiai összetételükben (UBIDE et al. 2014). Ezek a szöveti bélyegek nem egyensúlyi reakciók következményei, és elsősorban plagioklász-, piroxén- és apatit-ásványokon figyelhetők meg (GORDON 2002, UBIDE et al. 2014, MICHEL et al. 2016, MA et al. 2017).

Az általunk vizsgált magmás kőzettestben az elegyedési folyamatok leggyakoribb szöveti bélyege a befogadó kőzetben és a legtöbb kőzetzárványban megfigyelhető zónás plagioklász-kristályok és a plagioklász oikokristályok jelenléte (5. ábra, A, B, C, D) (hasonlóan, mint például a Sázava intrúzióban — JANOUŠEK et al. 2004, a Gangdese Batholitban — MA et al. 2017, vagy az Albtal Plutonban — MICHEL et al. 2016). A porfirós (földpáttaggregátumos), mafikus kőzetzárványokban megfigyelhető, hogy a plagioklász oikokristályokban lévő chadakristályok (amfibol, titanit, magnetit, pirit) méretében nincs jelentős változás a plagioklász magjától kifelé haladva. A plagioklászknak emellett van egy vékony zárványszegény pereme (5. ábra, C). Az ilyen típusú oikokristályok kialakulásának oka a helyi felfűtés lehet, amelyet a magmatározóba újonnan benyomuló mafikus magma idéz elő, miközben bekebelezi a korábban kikristályosodott plagioklászot. Ezek a plagioklász kristályok gyakran alkotnak aggregátumokat (5. ábra, D). A földpátszemes kőzetzárványban megfigyelhető plagioklász oikokristályokban a chadakristályok (amfibol, titanit, opak fázisok [magnetit, pirit], illetve biotit) átlagos szemcseméretének — a magtól a perem felé történő — fokozatos növekedése jellemző. A plagioklászok magja zárványmentes és kerekded. A chadakristályok a kerekded mag körvonalával párhuzamosan jelennek meg, majd a magtól távolodva orientálatlanná válnak (5. ábra, E). Valószínűsíthető, hogy a magok által képviselt, korábban kikristályosodott plagioklászok egy új magmás környezetbe kerültek, ahol nem egyensúlyi körülmények között visszaoldódtak. Később, amikor a rendszer ismét elérte a plagioklász sta-

bilitási tartományát, folytatódott a kristályosodás, és a továbbnövekedés a körülötte lévő kőzetalkotókkal egy időben zajlott. Hasonló megjelenésű plagioklászok az Albtal Pluton (Németország) kőzeteiben láthatók (MICHEL et al. 2016). Ezek a szöveti bélyegek arra utalnak, hogy a plagioklászok egy része nem volt egyensúlyban azzal a magmával, amelyben található. A magmakeveredés során a megváltozott körülmények (intenzív paraméterek és/vagy az olvadék összetétele) következtében visszaoldódtak, majd az új környezetnek megfelelő összetételű zóna kristályosodott rájuk (pl.: CASHMAN & BLUNDY 2013, MA et al. 2017).

Több, különböző fizikai és kémiai tulajdonságú olvadékokot tartalmazó és dinamikusan fejlődő magmás rendszerekben gyakran előfordulnak — a xenokristályokon kívül — olyan kikristályosodott szemcsék is, amelyek nem oldódtak vissza. A mafikus lencsék körül megjelenő peremben elvéve idiomorf piroxének is találhatóak, amelyeket amfibol-köpeny vesz körül (5. ábra, F). Az elegyedési folyamatok során — az eltérő kémiai összetétel és a gyors hűlés következtében — kialakuló ásványránövekedés jól ismert folyamat a szakirodalomból (pl. Vinalhaven Island Pluton, GORDON 2002, vagy Gangdese Batholit, MA et al. 2017).

A dermedési („*quenching*”) folyamat során a hirtelen bekövetkező hőmérséklet-változás kikényszeríti az ásványok gyors kiválását, kevés időt hagyva a kikristályosodásra. A dermedési folyamat tipikus bélyege pl. a földpátokban megjelenő tús habitusú apatit is (5. ábra, G) (WYLLIE et al. 1962, FROST & MAHOOD 1987, HIBBARD 1991, JANOUŠEK et al. 2000, BAXTER & FEELY 2002, PERUGINI et al. 2003, MICHEL et al. 2016, MA et al. 2017).

Kumulátum-fragmentumok bekebelezése

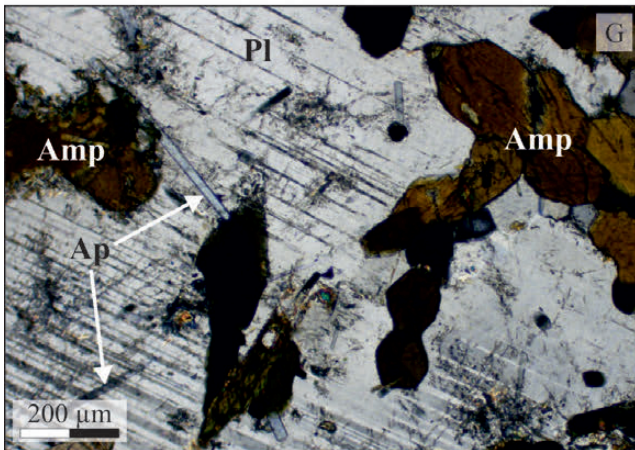
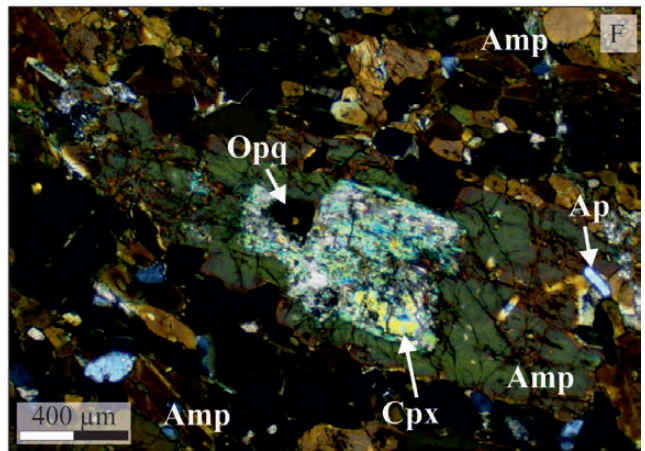
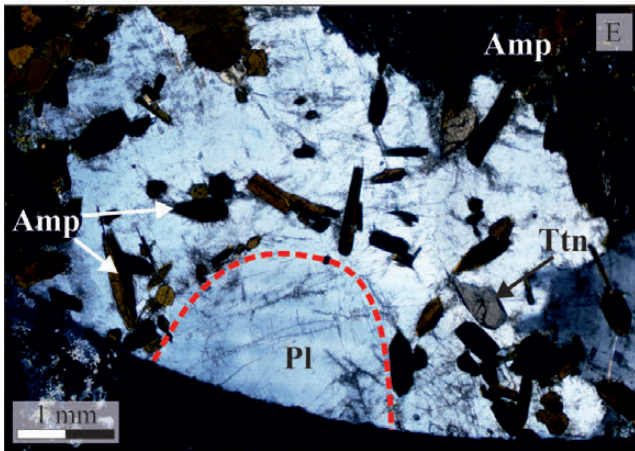
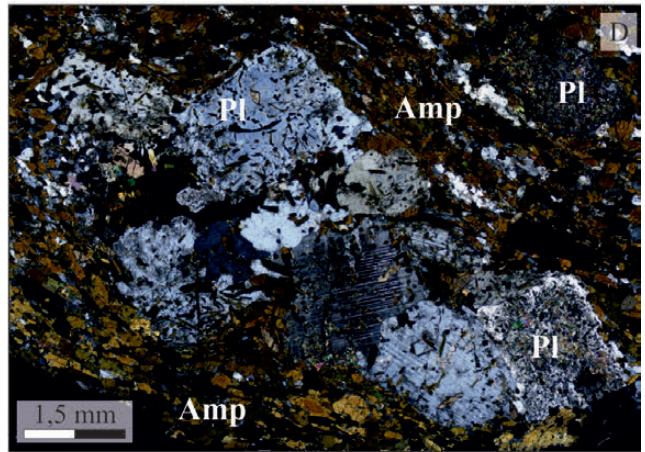
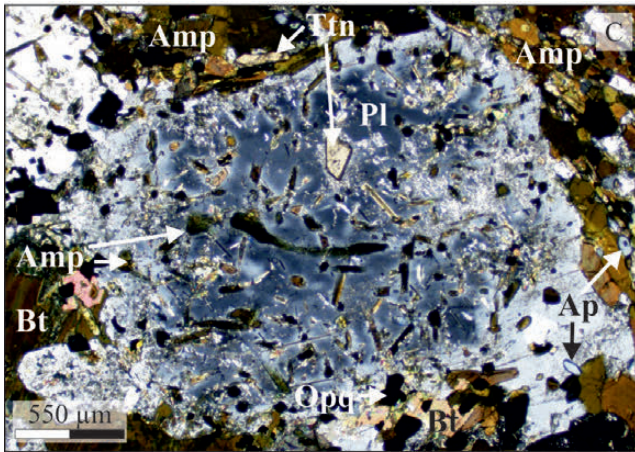
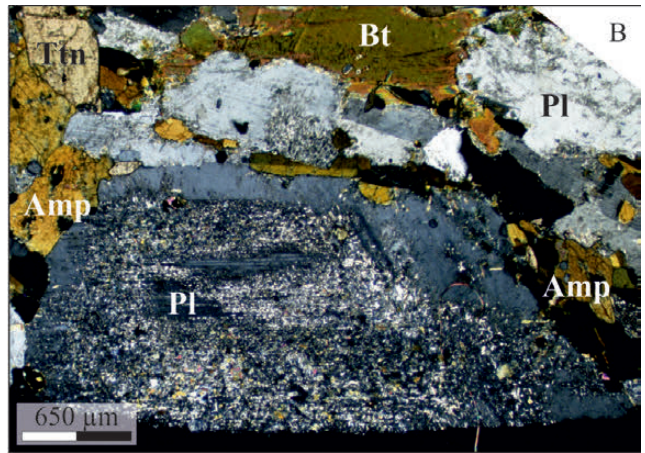
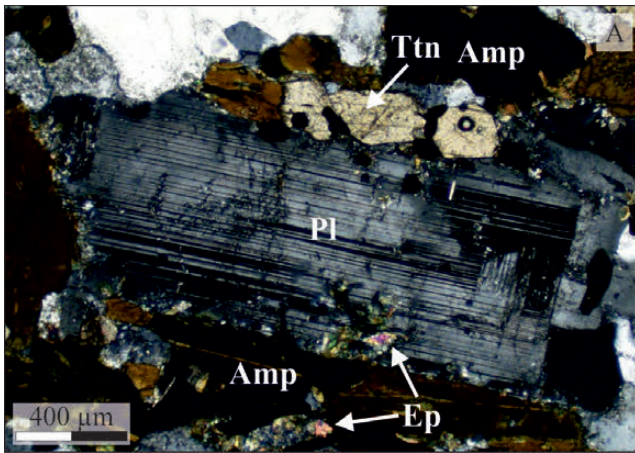
A feltárásban a legfeltűnőbb zárványtípusok az ultramafikus kőzetzárványok (piroxénhornblendit) és a felzikus kőzetzárványok (hololeukokrata diorit), amelyek megjelenésükben és ásványos összetételükben is jelentősen különböznek a feltárás többi kőzetétől. Az ultramafikus kőzetzárványok elnyúlt, szögletes szélűek, amelyeket egy még sötétebb perem vesz körül, továbbá megnyúlási irányuk párhuzamos a befogadó kőzetben megfigyelhető irányítottsággal és a környező zárványokéval. Összetételét tekintve zömében amfibolból (52 térfogat%) és piroxénből (40 térfogat%) áll, ezzel szemben a többi kőzetzárványból hiányzik a piroxén, vagy csak elszórtan, kis mennyiségben van jelen. Az ultramafikus zárványok jellemző mikroszkópi megjelenése a piroxén és az amfibol sávokba rendeződése

→5. ábra. A magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatokra utaló mikroszvöeti bélyegek (optikai mikroszkópos képek)

A – Normál zónás plagioklász a szürke, közepes szemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetben (+N); B – Foltos zónás plagioklász-kristály szerű maggal és úde peremmel a szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetben (+N); C – Azonos méretű chadakristályok plagioklász oikokristályban a porfirós (földpáttaggregátumos), mafikus kőzetzárványban (+N); D – Poikilitikus plagioklászokból álló aggregátum a porfirós (földpáttaggregátumos), mafikus kőzetzárványban (+N); E – Zárványszegény plagioklász zárványmentes maggal földpátszemes kőzetzárványban (+N); F – Piroxénkristály amfibolköpenyvel a fekete mafikus peremben (+N); G – Tús apatitzárványok plagioklászban a földpátszemes kőzetzárványban (+N)

→Figure 5. Microtextural features indicative of the magma mingling and mixing processes (optical microscopic images)

A – Normally zoned plagioclase in the grey, medium-grained host rock with oriented texture (+N); B – Patchy zoned plagioclase with sericitic core and fresh overgrowth rim in the grey, coarse-grained host rock with oriented texture (+N); C – Chadacrystals of equal size in plagioclase oikocrystals in porphyritic (feldsparaggregatic), mafic enclave (+N); D – Poikilitic plagioclase aggregate in porphyritic (feldsparaggregatic), mafic enclave (+N); E – Inclusion-rich plagioclase with inclusion-free core in feldsparaggregatic enclave (+N); F – Pyroxene crystal mantled by amphibole in the black mafic rim (+N); G – Apatit needles in plagioclase in feldsparaggregatic enclave (+N)



Rövidítések

- Amp - amfibol
- Ap - apatit
- Bt - biotit
- Cpx - klinopiroxén
- Ep - epidot
- Pl - plagioklász
- Ttn - titanit
- Opq - opak

Abbreviations

- Amp - amphibole
- Ap - apatite
- Bt - biotite
- Cpx - clinopyroxene
- Ep - epidote
- Pl - plagioclase
- Ttn - titanite
- Opq - opaque

(4. ábra, H). A piroxének elhelyezkedése a sávokban irányított, a szemcsék kissé lekerekítettek. Az amfibolok alkotta sávokban a szemcsék orientációja olykor kevésbé jellemző, a szemcsék a piroxénekhez hasonlóan kissé lekerekítettek. A DAM területén eddig vizsgált kőzetek közül jelentős mennyiségű piroxént csak a kumulátum kőzetekben írtak le (ALMÁSI et al. 2015, PÁL-MOLNÁR et al. 2015b), de ezekben a piroxének mennyisége jóval kisebb (0–23 térfogat%), mint az általunk vizsgált ultramafikus kőzetzárványokban. E zárványok makroszkóposan és mikroszkóposan megfigyelhető irányítottsága, valamint az ezek körül megjelenő hűlési perem (*chilled margin*) vagy reakcióperem arra utalnak — hacsak nem egy már eredetileg szilárd, irányított szövetű xenolitról vagy magmatározó faláról származó kumulátumról van szó —, hogy a piroxénhornblendit akár egy kristálygazdag olvadék formájában vehetett részt a magmakeveredési (és/vagy -elegyedési) folyamatokban, és nyomult be a befogadó magmákba.

A feltárás másik, szövetileg eltérő kőzetcsoportja a felzikus kőzetzárvány (hololeukokrata diorit). E kőzettípus a befogadó kőzetekben és a mafikus kőzetzárványokon belül is megjelenhet és gyakran mafikus perem veszi körül. Szövetük hipidiomorf szemcsés, és főként plagioklászából állnak. A magmás környezet illótartalma feltételezhetően átjárja a kőzetzárványt, így átalakítja annak kőzetalkotó ásványait. Az amfibol átalakulását valószínűleg az alkáliák és a H₂O migrációja okozza (MA et al. 2017). A DAM É-i részén elkülöníthető kőzetek között nem találtunk hasonló megjelenésű és összetételű felzikus kőzettípust, ezért feltételezhető, hogy a felzikus kőzetzárványok eredete eltér a többi kőzetzárványétól. Az alkotó szemcsék mérete, valamint a lekerekített, visszaoldott peremi részek arra utalhatnak, hogy ezek a plagioklász-gazdag kristálycsomók korábban képződtek, egy másik környezetben. A korábbi kristályosodás során kialakult felzikus kőzetet az újonnan benyomuló magma feltépte, és kis mértékben megolvastva az új magmatározóba szállította. A felzikus zárványok körül megjelenő mafikus perem kialakulása a hőmérséklet-különbségre vezethető vissza (FARNER et al. 2014). A feltépett és új magmás környezetbe került felzikus csomók lokálisan lecsökkentik az olvadék hőmérsékletét, így a plagioklász xenokristályok nukleációs felszínként szolgálnak az amfibol- és biotitszemcsék kristályosodásának. Ennek következtében finomszemcsés ásványhalmaz alakul ki körülöttük (MA et al. 2017). Nem zárható ki továbbá az a lehetőség sem, hogy a befogadó magma és a zárvány határán feldúsuló könnyenillók okozzák a víztartalmú ásványok feldúsulását (FARNER et al. 2014), mint ahogyan ez a többi kőzetzárvány esetében is feltételezhető. A perem kialakulásában akár mindkét folyamat együttesen is szerepet játszhat. A mafikus peremmel nem rendelkező felzikus kőzetzárványok esetében a peremek hiányát a magmatározóban lejátszódó konvektív áramlások okozhatják. A mafikus peremet alkotó ásványok gyengébb reológiai tulajdonságai miatt ezek a peremek leválhattak a zárványról, épp úgy, ahogy a slírek kialakulása történik (FARNER et al. 2014). Azoknál a felzikus kőzetzárványoknál, amelyeknél hiányzik a mafikus perem,

a zárvány körül a befogadó kőzet erőteljesen irányított. Ez alátámaszthatja az áramló közeg sűrűlő hatása okozta peremleválást. A kumulátumok képződése során a mafikus kumulátum felső részén kialakulhat egy felzikus (plagioklász-gazdag) rész, a plagioklászok kisebb sűrűségéből adódóan (DUCHESNE & CHARLIER 2005). Feltételezhető, hogy a felzikus kőzetzárványok ebből a kumulátum-tartományból származnak. A DAM területéről plagioklász-gazdag felzikus kumulátumról korábban nem történt említés. A felzikus kőzetzárványok és a kumulátumok kapcsolatának tisztázása csak további (pl. ásványkémiái) vizsgálatokkal lehetséges.

Összefoglalás

A Ditrói alkáli masszívum északi részén, a Felső-Pietrăriei-patak és az Orotva-patak összefolyásánál található mesterséges feltárásban diorit befogadó kőzet és változatos formájú és megjelenésű mafikus, ultramafikus és felzikus kőzetzárványok különíthetők el. A különböző kőzettípusok részletes makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata alapján a következők állapíthatók meg:

1. A szürke, középszemcsés és durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetben (mezokrata diorit) nagy mennyiségű mafikus kőzetzárvány (mezokrata diorit), illetve elszórtan felzikus kőzetzárvány (hololeukokrata diorit); földpátszemes kőzetzárvány (mezokrata diorit); porfíros (földpáttaggregátumos), mafikus kőzetzárvány (melanokrata diorit) és ultramafikus kőzetzárvány (piroxénhornblendit) található.

2. A kőzetzárványok leggyakrabban lekerekítettek, ellipszis alakúak és elhelyezkedésük párhuzamos egymással és a befogadó kőzet irányítottságával. A zárványok körül fekete, változó vastagságú, mafikus perem jelenik meg, amely olykor a lencséhez kapcsolódva elnyúlik, vagy önálló szalagok (slírek) formájában látható a befogadó kőzetben. A mafikus perem kialakulása a keveredő magmák dermedési folyamatához (*quenching*) és/vagy a könnyenillók feldúsulásához kapcsolódik, míg a perem leválása és a zárványok irányítottsága a magmatározóban lejátszódó áramlási folyamatokkal magyarázható. Mindezek a bélyegek a magmakeveredés jellemző tulajdonságai.

3. A kőzettípusokban számos, magmaelegyedéshez köthető mikroszöveti bélyeg figyelhető meg. Ilyen például a plagioklászok változatos megjelenése (zárványgazdag szemcse zárványszegény peremmel; zárványmentes, visszaoldódott mag zárványgazdag továbbnövekedéssel, vagy visszaoldódási nyomok). A plagioklász aggregátumok olykor tús megjelenésű apatitszemcséket tartalmaznak. Lényeges bélyeg továbbá az amfibolköpenyes klinopiroxén is. Ezek a mikroszöveti bélyegek a kristályosodási és kémiai környezet megváltozására utalnak, a különböző fizikai és kémiai tulajdonságú magmák elegyedését feltételezik.

4. A lekerekített, lencse alakú zárványok megjelenése és a kőzetek szöveti irányítottsága alapján feltételezhető, hogy a befogadó kőzet és a kőzetzárványok magmák formájában kerültek interakcióba. Ezzel szemben a felzikus kőzet-

zárvány (hololeukokrata diorit) már kikristályosodott állapotban kerülhetett a dinamikus fejlődő magmatározóba.

A feltárásban megfigyelhető makroszkópos és mikroszkópos szerkezeti és szöveti bélyegek, és a szakirodalmi analógiák alapján elmondható, hogy a vizsgált mélységi magmás kőzettest egy tipikus magmakeveredési szerkezetet (*mingling structure*) mutat. Ennek kialakulása egy kisebb hőmérsékletű, részben már kikristályosodott magmába érkező nagyobb hőmérsékletű olvadék(ok) benyomulásához köthető. A benyomulás hatására a magmatározó ezen részén dinamikus magmakeveredés zajlott, amely irányított kőzet-szövetet eredményezett. Az ásványok a mikroszvöveti bélyegek mellett a magmák közötti kristálycsere (*crystal transfer*) folyamatát is jelzik. Ennek további pontosításához és alá-

támasztásához részletes ásványkémi vizsgálatok szükségesek.

Köszönetnyilvánítás

A munkánk során nyújtott szakmai segítségért, tanácsokért szeretnénk köszönetünket kifejezni a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén dolgozó „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport minden tagjának. BENCSIK Attilának (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) köszönjük a vékonycsiszolatok elkészítését. ALMÁSI Enikő Eszter kutatói munkáját a Magyar Tudományos Akadémia Domus Hungarica ösztöndíja biztosította.

Irodalom — References

- ALMÁSI E. E., BATKI A. & KISS B. 2015: Amfibolok petrogenetikai jelentősége a Ditrői alkáli masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben. — *Földtani Közlemény* **145/3**, 229–246. <http://ojs3.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/133>
- ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1979: Structura și petrogeneza masivului alcalin de la Ditrău. Raport geologic final. — *Manuscript*, Arhiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc.
- ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1980: Structure du massif alcalin de Ditrău. — *Analele Universitatii Bucuresti Seria Geologie* **29**, 3–22.
- BALINTONI, I. 1997: *Geotectonica terenurilor metamorfice din Romania. [Geotectonique from the metamorphic terranes of Romania]*. — Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p.
- BALINTONI, I. & BALICA, C. 2013: Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): a testimony of an Ordovician, North African orogeny. — *Gondwana Research* **23/3**, 1053–1070. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.013>
- BALINTONI, I., GHEUCA, I. & VOD, AL. 1983: Pânze de încălecare Alpine și Hercinice din zona sudică și centrală a Zonei Cristalino Mezozoice din Carpații Orientali. [Alpine and Hercynian overthrust nappes from central and southern areas of the East Carpathians Crystalline Mesozoic Zone]. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică al României* **60**, 15–22.
- BALINTONI, I., BALICA, C., DUCEA, M., CHEN, F., HANN, H. P. & SABLIOVSKI, V. 2009: Late Cambrian – Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: a zircon U/Pb provenance study. — *Gondwana Research* **16**, 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.01.007>
- BALINTONI, I., BALICA, C., DUCEA, H. & HORST-PETER, H. 2014: Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution. — *Geoscience Frontiers* **5/3**, 395–411. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.002>
- BATKI, A., PÁL-MOLNÁR, E. & BÁRDOSSY, A. 2004: Occurrence and petrology of lamprophyres from the northern part of the Ditrău Alkaline Massif, Eastern Carpathians, Romania. — *Acta Mineralogica Petrographica* **45/2**, 21–28.
- BATKI, A., PÁL-MOLNÁR, E., DOBOSI, G. & SKELTON, A. 2014: Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos* **200–201**, 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.022>
- BATKI, A., PÁL-MOLNÁR, E., JANKOVICS, M. É., KERR, A. C., KISS, B., MARKL, G., HEINCZ, A. & HARANGI, SZ. 2018: Insights into the evolution of an alkaline magmatic system: An in situ trace element study of clinopyroxenes from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos* **300–301**, 51–71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.029>
- BAXTER, S. & FEELY, M. 2002: Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. — *Mineralogy and Petrology* **76**, 63–74. <https://doi.org/10.1007/s007100200032>
- CAMPOS, T. F. C., NEIVA, A. M. R. & NARDI, L. V. S. 2002: Geochemistry of the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. — *Lithos* **64**, 131–153. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00199-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00199-8)
- CASHMAN, K. & BLUNDY, J. D. 2013: High-Mg Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166/3**, 703–729. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0895-0>
- CODARCEA, A., CODARCEA, D.M. & IANOVICI, V. 1957: Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. — *Buletin Științific, Secția de Geologie și Geografie* **11/3–4**, 385–446.
- COUCH, S., SPARKS, R. S. J. & CARROLL, M. R. 2001: Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. — *Nature* **411**, 1037–1039. <https://doi.org/10.1038/35082540>
- DALLMEYER, R. D., KRÄUTNER, H. & NEUBAUER, F. 1997: Middle – Late Triassic ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende ages for early intrusions within the Ditrău Alkaline Massif, Rumania: implications for alpine rifting in the carpathian orogen. — *Geologica Carpathica* **48/6**, 347–352.
- DAVIDSON, J., TURNER, S., HANDLEY, H., MACPHERSON, C., DOSETTO A. 2007a: Amphibole “sponge” in arc crust? — *Geology* **35/9**, 787–790. <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>

- DAVIDSON, J., MOROGAN, D. J., CHARLIER, B. L. A., HARLOU, R. & HORA, J. M. 2007b: Microsampling and Isotopic Analysis of Igneous Rocks: Implications for the Study of Magmatic Systems. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **35/1**, 273–311. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140211>
- DINGWELL, D. B. 2009: Magma mixing, mingling and unmixing. — In: SCHUBERT, G. (ed.): *Treatise on Geophysics*. Vol. 2, Mineral Physics. Elsevier, 420 p.
- DUCHESNE, J. C. & CHARLIER, B. 2005: Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim–Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of cumulate formation and on the jotunite liquid line of descent. — *Lithos* **83**, 229–254. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1>
- FALL, A., BODNAR, J. R., SZABÓ, Cs. & PÁL-MOLNÁR, E. 2007: Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. — *Lithos* **95/3–4**, 331–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.08.005>
- FARNER, M. J., LEE, C. A. & PUTIRKA, K. D. 2014: Mafic–felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite–rich rinds on mafic enclaves. — *Earth and Planetary Science Letters* **393**, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.040>
- FROST, T. P. & MAHOOD, G. A. 1987: Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamareck Granodiorite, Sierra Nevada, California. — *Geological Society of America Bulletin* **99**, 272–291. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2)
- GEORGIEV, N., HENRY, B., JORDANOVA, N., FROITZHEIM, N., JORDANOVA, D., IVANOV, Z. & DIMOV, D. 2009: The emplacement mode of Upper Cretaceous plutons from the southwestern part of the Sredna Gora Zone (Bulgaria): structural and AMS study. — *Geologica Carpathica* **60/1**, 15–33. <https://doi.org/10.2478/v10096-009-0001-8>
- GORDON, A. 2002: Analysis and interpretation of macrorhythmic units of gabbro–diorite interlayering at Arey Neck, Vinalhaven Island, Maine. — *15th Keck Symposium* **15**, 1–4.
- HASSANEN, M. A. 1999: Mantle–crustal Source of Mafic–felsic Magmas in the Dubr–Igla Intrusive Complex, Egypt: Inference from Geochemistry and Sr–Nd Isotopic Study. — *Journal of King Abdulaziz University* **11**, 103–141.
- HIBBARD, M. J. 1991: Textural anatomy of twelve magma–mixed granitoid systems. — In: DIDIER, J., BARBARIN, B. (eds): *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, 431–444.
- HOECK, V., IONESCU, C., BALINTONI, I. & KOLLER, F. 2009: The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): remnants of a Triassic ocean. — *Lithos* **108**, 151–171. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.08.001>
- HUMPHREYS, M. C. S., BLUNDY, J. D. & SPARKS, R. S. J. 2006: Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. — *Journal of Petrology* **47/12**, 2303–2334. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl045>
- IANOVICI, V. 1933: Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). — *Revista Muzeului Geologic–Mineralogic al Universității din Cluj* **4/2**, 1–53.
- JAKAB, Gy. 1998: *Geologia Masivului alcalin de la Ditrău*. — Pallas–Akademia, Miercurea–Ciuc, 298 p.
- JAKAB, Gy., GARBAȘEVSCI, N., BALLA, Z., ZAKARIÁS, L., PÉTER, J., STRUNGARU, T., HEREDA, N., SILEANU, T., ARONESCU, M., POSTOLACHE, C., MOCANU, V., TEULEA, G., HANNICH, D. & TIEPAC, I. 1987: Sinteza datelor obținute prin prospecțiuni geologice complexe, lucrări miniere și foraje, executate pentru mineruri de metale rare și disperse, feroase și neferoase în masivul de roci alcaline de la Ditrău, județul Harghita. — *Manuscript*, Archiva IPEG Harghita, Miercurea–Ciuc.
- JANOÚŠEK, V., BOWES, D. R., BRAITHWAITE, C. J. R. & ROGERS, G. 2000: Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozarovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **91**, 15–26. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2350-7.15>
- JANOÚŠEK, V., BRAITHWAITE, C. J. R., BOWES, D. R. & GERDES, A. 2004: Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. — *Lithos* **78**, 67–99. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.046>
- KOCH A. 1879: A ditrói syenittömsz közzetani és hegyszerkezeti viszonyairól. — *Magyar Tudományos Akadémiai Értekezések* **9/2**, 53 p.
- KOVÁCS G. & PÁL-MOLNÁR E. 2005: A Ditrói Alkáli Masszívum granitoid közzeteinek petrogenézise. — *Földtani Közlöny* **135/1**, 121–143.
- KOZUR, H. 1991: The evolution of the Meliata–Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87/1–4**, 109–135. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90132-B](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90132-B)
- LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A. R. 2002: *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. 2nd edition. — Cambridge University Press, 236 p.
- LILIENBACH, L. 1833: Journal d’un voyage géologique fait en travers toute la chaîne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. — *Mémoires de la Société géologique de France* **1**, 237–316.
- MA, X., MEERT, J. G., XU, Z. & ZHAO, Z. 2017: Evidence of magma mixing identified in the Early Eocene Caina pluton from the Gangdese Batholith, southern Tibet. — *Lithos* **278–281**, 126–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.020>
- MCCULLOCH, L. 2007: *Evidence for upward growth of a layered pluton in the Bindal Batholith, north–central Norway*. — Texas Tech University, 1–83.
- MICHEL, L., WENZEL, T. & MARKL, G. 2016: Interaction between two contrasting magmas in the Albtal pluton (Schwarzwald, SW Germany): textural and mineral–chemical evidence. — *International Journal of Earth Science*. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1363-7>
- MOROGAN, V., UPTON, B. G. J. & FITTON, J. G. 2000: The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. — *Mineralogy and Petrology* **69**, 227–265. <https://doi.org/10.1007/s007100070023>

- PANĂ, D., BALINTONI, I. & HEAMAN L. 2000: Precise U–Pb zircon dating of the syenite phase from Ditrău Alkaline Igneous Complex. — *Studia Universitatis Babeş–Bolyai, Geologia* **45/1**, 79–89.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1988: Studiul mineralogic și petrologic al complexului Jolotca din masivul alcalin de la Ditrău, cu privire specială asupra mineralelor purtătoare de fier — *PhD disszertáció*, 127 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1992: Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania): a preliminary description. — *Acta Mineralogica–Petrographica* **33**, 67–80.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1994a: A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. — A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged, 85 p.
- PÁL-MOLNÁR E. 1994b: *Adalékok a Ditrói szienitmasszívum szerkezeti és közettani ismeretéhez.* — Szegedi Akadémiai Bizottság, Föld- és Környezettudományi Szakbizottság, 52 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 1994c: Petrographical characteristics of Ditrău (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). — *Acta Mineralogica–Petrographica* **35**, 95–109.
- PÁL-MOLNÁR E. 1998: A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására, I–II. — *PhD értekezés*, JATE, Szeged, 219 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2000: *Hornblendites and diorites of the Ditrău Syenite Massif.* — Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- PÁL-MOLNÁR E. 2008: Mezozoós alkáli magmatizmus a Kárpát régióban: a Ditrói Alkáli Masszívum petrogenézise. — *OTKA Zárójelentés 46736*, 80 p.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010a: Geology of Székelyland. — In: SZAKÁLL, S., KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*, Csík County Nature and Conservation Society, Miercurea Ciuc, 33–43.
- PÁL-MOLNÁR, E. 2010b: Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. — In: SZAKÁLL, S., KRISTÁLY, F. (eds): *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Csík County Nature and Conservation Society, Miercurea Ciuc, 63–88.
- PÁL-MOLNÁR, E. & ÁRVA-SÓS, E. 1995: K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. — *Acta Mineralogica–Petrographica* **36**, 101–116.
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ÓDRI, Á., KISS, B. & ALMÁSI, E. 2015a: Geochemical implications for the magma origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). — *Geologia Croatica* **68/1**, 51–66. <https://doi.org/10.4154/GC.2015.04>
- PÁL-MOLNÁR, E., BATKI, A., ALMÁSI, E., KISS, B., UPTON, B. G. J., MARKL, G., ODLING, N. & HARANGI Sz. 2015b: Origin of mafic and ultramafic cumulates from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. — *Lithos* **239**, 1–18. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.022>
- PERUGINI, D., POLI, G., CHRISTOFIDES, G. & ELEFThERiADIS, G. 2003: Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. — *Mineralogy and Petrology* **78**, 173–200. <https://doi.org/10.1007/s00710-002-0225-0>
- PEYTcheVA, I., VON QUADT, A., GEORGIEV, N., IVANOV, Zh., HEINRICH, C. A. & FRANK, M. 2008: Combining trace–element compositions, U–Pb geochronology and Hf isotopes in zircon to unravel complex calcalkaline magma chambers in the Upper Cretaceous Srednogorie zone (Bulgaria). — *Lithos* **104**, 405–427. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.01.004>
- SĂNDULESCU, M. 1984: *Geotectonica României.* — Editura Tehnică, București, 336 p.
- SĂNDULESCU, M., KRÄUTNER, H. G., BALINTONI, I., RUSSO-SĂNDULESCU, M., MICU, M. 1981: The Structure of the East Carpathians (Moldavia – Maramures Area). — *Guide Exc. B1, Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congr. Inst. Geol. Geophys.*, 92 p, Bucuresti.
- SMITH D. J. 2014: Clinopyroxene precursors to amphibole sponges in arc crust. — *Nature Communications* **5/4329**, <https://doi.org/10.1038/ncomms5329>.
- STRECKEISEN, A. 1938: Das Nephelinsyenit–Massiv von Ditró in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. — *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel*, 159–161.
- STRECKEISEN, A. 1952: Das Nephelinsyenit–Massiv von Ditró (Siebenbürgen), I. Teil. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **32**, 251–308.
- STRECKEISEN, A. 1954: Das Nephelinsyenit–Massiv von Ditró (Siebenbürgen), II. Teil. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **34**, 336–409.
- STRECKEISEN, A. 1960: On the structure and origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditró (Transylvania, Roumania). — *21st International Geological Congress, Rep. 21st Session Norden*, **13**, 228–238.
- STRECKEISEN, A. & HUNZIKER, I. C. 1974: On the origin of the Nephelinsyenite Massif of Ditró (Transylvania, Romania). — *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, **54**, 59–77.
- TIEPOLO, M., TRIBUZIO, R. & LANGONE, A. 2011: High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). — *Journal of Petrology* **52/5**, 1011–1045. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr016>
- VALESCO-TAPIA, F., RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, P., MÁRQUEZ, A., NAVARRO DE LEÓN, I., DE IGNACIO, C., MARROQUÍN GUERRA, G., QUINTANILLA-GARZA, J. & RANGEL ALVAREZ, O. M. 2013: Mineralogical and geological evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces Volcanic range, Mexican Volcanic Belt. — *Journal of Iberian Geology* **39**, 147–166.
- UBIDE, T., GALÉ, C., LARREA, P., ARRANZ, E., LAGO, M. & TIERZ, P. 2014: The Relevance of Crystal Transfer to Magma Mixing: a Case Study in Composite Dykes from the Central Pyrenees. — *Journal of Petrology* **55/8**, 1535–1559. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu033>
- WEIDENDORFER, D., MATTSSON, H. B. & ULMER, P. 2014: Dynamics of Magma Mixing in Partially Crystallized Magma Chambers: Textural and Petrological Constraints from the Basal Complex of the Austurhorn Intrusion (SE Iceland). — *Journal of Petrology* **55/9**, 1865–1903. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu044>
- WIEBE, R. A., FREY, H. & HAWKINS, D. P. 2001: Basaltic pillow mounds in the Vinalhaven intrusion, Maine. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **107**, 171–184. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00253-5)

- WYLLIE, P. K., COX, K. G. & BIGGAR, M. G. 1962: The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks. — *Journal of Petrology* **3/2**, 238–243. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.2.238>
- ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1985: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Putna ntunecoas spring (in Romanian). — *Manuscript*, Archiva IPEG Harghita, Miercurea–Ciuc.
- ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1986: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Tilalmas–Halaság spring (in Romanian). — *Manuscript*, Archiva IPEG Harghita, Miercurea–Ciuc.
- Kézirat beérkezett: 2017. 05. 25.