

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLA
ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK

Doktori (PhD) értekezés

**A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteinek
petrogenetikája**

ALMÁSI ENIKŐ ESZTER

Témavezető

Dr. Pál-Molnár Elemér

Szeged

2015

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
2. A Ditrói Alkáli Masszívum földrajzi környezete	7
3. A Ditró Alkáli Masszívum földtani környezete	12
4. A Ditrói Alkáli Masszívum közettani felépítése, és keletkezési elméletei	16
5. Az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek) kutatástörténete	23
6. A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteinek kora.....	27
7. Alkalmazott vizsgálati módszerek	29
7.1.Terepi munka	29
7.2. Mikroszkópos vizsgálatok.....	30
7.3. Ásványkémi elemzések.....	30
7.4. Teljes kőzet fő és nyomelem összetételének meghatározása.....	31
7.5.Radiogén izotóp meghatározás.....	31
8. Petrográfia	32
8.1. A kumulátum fogalma	35
8.2. Kőzetváltozatok.....	37
8.2.1. Olivin-piroxén hornblendit	37
8.2.2. Plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit.....	40
8.2.3. Plagioklász-tartalmú hornblendit.....	42
9. Ásványkémia	44
9.1. Olivin	44
9.2. Piroxén	46
9.3. Amfibol	53
9.4. Plagioklász földpát	60
9.5. Biotit	61
9.6. Akcesszóriák	62
9.6.1.Titanit.....	62
9.6.2. Apatit	65
9.6.3. Opak ásványok	65
10. Kőzetgeokémia	66
10.1. Teljes kőzet főelem geokémia.....	66
10.2. Nyomelem geokémia	70
10.3. Radiogén izotópok.....	75

11. Termobarometria.....	77
11.1. Klinopiroxén barometria és termometria	77
11.1.1. Klinopiroxén-olvadék termobarométer.....	78
11.2. Amfibol barometria és termometria	79
11.2.1. Amfibol barometria	79
11.2.2. Amfibol termometria	84
12. A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek eredete	89
12.1. Keletkezési környezet	89
12.2. A kumulátum kapcsolata a masszívum kőzeteivel	94
12.3. Elsődleges magma modellezése	96
12.4. Petrogenesis	100
Összefoglalás	104
Abstract	109
Köszönetnyilvánítás.....	114
Irodalomjegyzék	115
Mellékletek	127

1. Bevezetés

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] a Keleti-Kárpátok déli részén elhelyezkedő, változatos felépítésű, mezozoós alkáli magmás komplexum. Keletkezése lemezen belüli környezetben, riftesedéshez köthető.

A masszívum hornblenditjei ultramafikus kumulátumot képviselnek, legfontosabb kőzetalkotó ásványuk az amfibol (*Morogan et al., 2000; Pál-Molnár, 2000; Pál-Molnár et al., 2015*).

A mafikus és ultramafikus kumulátumoknak fontos szerepük van a magmák eredetének és fejlődésének feltárásában (*Azzone et al., 2013; Davidson et al., 2007; England és Davies, 1973; Larocque és Canil, 2010; Smith, 2014; Tiepolo et al., 2011, 2012; Tiepolo és Tribuzio, 2008*). Az amfibol-gazdag kumulátumoknak a szerepe különösen jelentős, ugyanis kulcs szerepük lehet a magmás differenciáció során mind a kémiai összetétel, mind a magma illó tartalmának alakulásában (*Davidson et al., 2007, Larocque és Canil, 2010, Tiepolo et al., 2011*).

Az amfibol-gazdag kumulátumok többsége, középső-alsó kéreg régióban, ívhez köthető régióban jönnek létre (*Davidson et al., 2007*). Azonban lemezen belüli környezetben is ismertek olyan alkáli magmás komplexumok, amelyek mafikus-ultramafikus kumulátumokat tartalmaznak: Gardar Provincia, Dél-Grönland (*Upton et al., 1996*), Montereian Hills, Kanada (*Eby, 1984*) vagy a Brazíliai platform középső és keleti részén, Juquiá vagy Jucupiranga komplexumok (*Azzone et al., 2013; Germann et al., 1987*).

A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteivel kapcsolatos eddigi kutatások megegyeznek abban, hogy ezek a kőzetek a masszívum fejlődésének korai szakaszában jöttek létre, de keletkezési viszonyaik mind a mai napig vitatottak. Ennek oka az is, hogy a masszívum kumulátum kőzetei a gabbrókban és dioritokban lencse alakban és tömbök formájában vannak jelen és a bezáró kőzetek felé is fokozatos átmenetet mutatnak. A bezáró gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek és a kumulátumok között ásványos összetételben nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi arányának változása akár kézipéldány szintjén is több kőzettípust eredményezhet.

Pál-Molnár 1998-ban egy külön komplexumként írja le a masszívum É-i, ÉNy-i részén, a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak közötti területet, ahol az ultramafikus kumulátumok (hornblenditek) a gabbrókkal és dioritokkal együtt jelennek meg (Tarnița Komplexum).

Az eddig hornblenditként kezelt kumulátum kőzetek keletkezési elméletei nagyon eltérőek. 1859-ben *Herbich* említi meg először az Orotva völgyében – a Tászk-patak jobb partján – természetes feltárásokban nagy tömegben előforduló, mafikus, amfibol-tartalmú kőzeteket.

Streckeisen (1938) szerint a masszívum hornblenditjei egy alkáli gabbrós olvadékból jöttek létre. Szintén *Streckeisen* (1960) a hornblenditek kialakulását alkáli szienit szülőmagma frakcionált kristályosodási – „in situ” differenciációja során elsőként elkülönült – összetevőiként értelmezi.

Kräutner és Bindea (1995, 1998) szerint a hornblenditek képződése olivin-tartalmú piroxenitokhoz köthető. Ezeket a piroxenitokat ultramafikus köpeny xenolitokként értelmezik. Véleményük szerint ezeket a köpeny eredetű kőzeteket egy felemelkedő gabbró típusú magma szállította a kéreg felé. Kéreg körülmények között a magma részlegesen hidratálódott és a benne lévő xenolit is metasomatikus átalakulást szenvedett, amfibolosodott és részlegesen vagy teljesen átalakultak hornblenditté.

Pál-Molnár (1998, 2000) szerint a hornblenditek alkáli-szubalkáli, lemezen belüli kőzetek, amelyek utólagos folyamatok során Na-ban dúsultak és erős alkáli (miaszkitos) jelleget kaptak.

Morogan et al. (2000) szerint az ultramafikus kőzetek egy autolitot képviselnek és elsődleges kumulátumból származnak.

A DAM ultramafikus kumulátumában lévő nagy mennyiségű amfibolnak kulcs szerepe van a kumulátum petrogenézise szempontjából. Az amfibol kémia összetétele érzékenyen reagál a magma hőmérsékletének, nyomásának, redox viszonyainak, illótartalmának, illetve az olvadék összetételének változására (pl. *Rutherford és Hill* 1993; *Scaillet és Evans* 1999; *Backmann és Dungan* 2002; *Ridolfi et al.* 2010), így az amfibolok összetételének változásán keresztül nyomon követhetjük a magmafejlődés folyamatait és körülményeit.

Az amfibol összetételén alapuló termobarométerek (pl. *Johnson és Rutherford* 1989; *Anderson és Smith* 1995; *Ridolfi et al.* 2010) lehetővé teszik a magmafejlődés körülményeinek számszerűsítését és fontos információkat szolgáltatnak a magmatározó rendszerek megismerésére.

A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteiben lévő amfibolok vizsgálata a primér olvadék összetételének, a kumulátumok képződési körülményeinek, vagyis a masszívum keletkezési körülményeinek megismerését, pontosítását teszik lehetővé.

Kutatásom célja a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek petrográfiai, geokémiai, ásványkémiai, petrogenetikai összegezése, valamint az ultramafikus kumulátum kőzetek masszívumban betöltött szerepének tisztázása.

Munkám során a kőzetalkotó ásványok szöveti és kémiai jellemzőinek elemzésével foglalkoztam, amelyet teljes kőzet geokémiai vizsgálatokkal is kiegészítettem. Az ásványok (amfibol, piroxén) termobarometriai vizsgálatával az ultramafikus kumulátum keletkezési körülményeit határoztam meg. Az ásványok (olivin, klinopiroxén, amfibol) fő és nyomelem összetételéből a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteit létrehozó olvadék összetételéről vontam le következtetéseket.

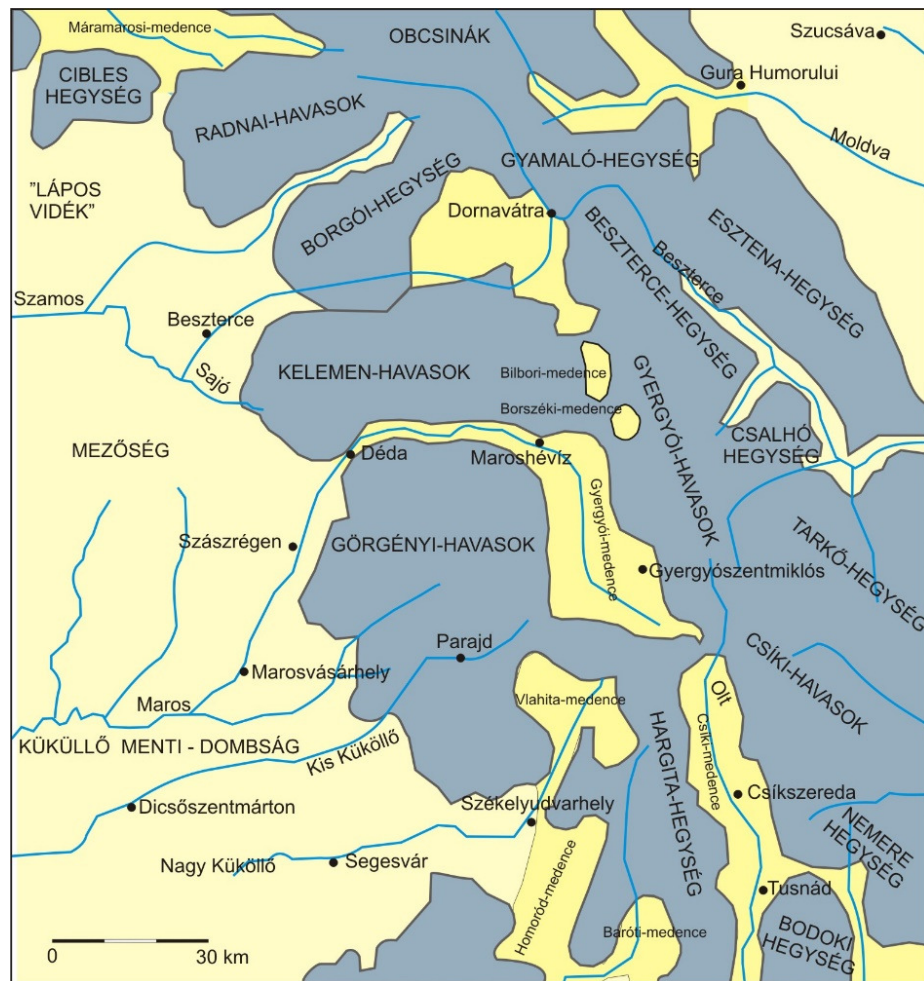
2. A Ditrói Alkáli Masszívum földrajzi környezete

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] a Keleti-Kárpátok szerves részét képező Gyergyói-havasok (Munții Ghiurghiului) D-i, DNy-i részét képezi (1. ábra).



1. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum elhelyezkedése az Alpok-Kárpátok-Dinaridák szerkezeti egységben (Pál-Molnár, 2010)

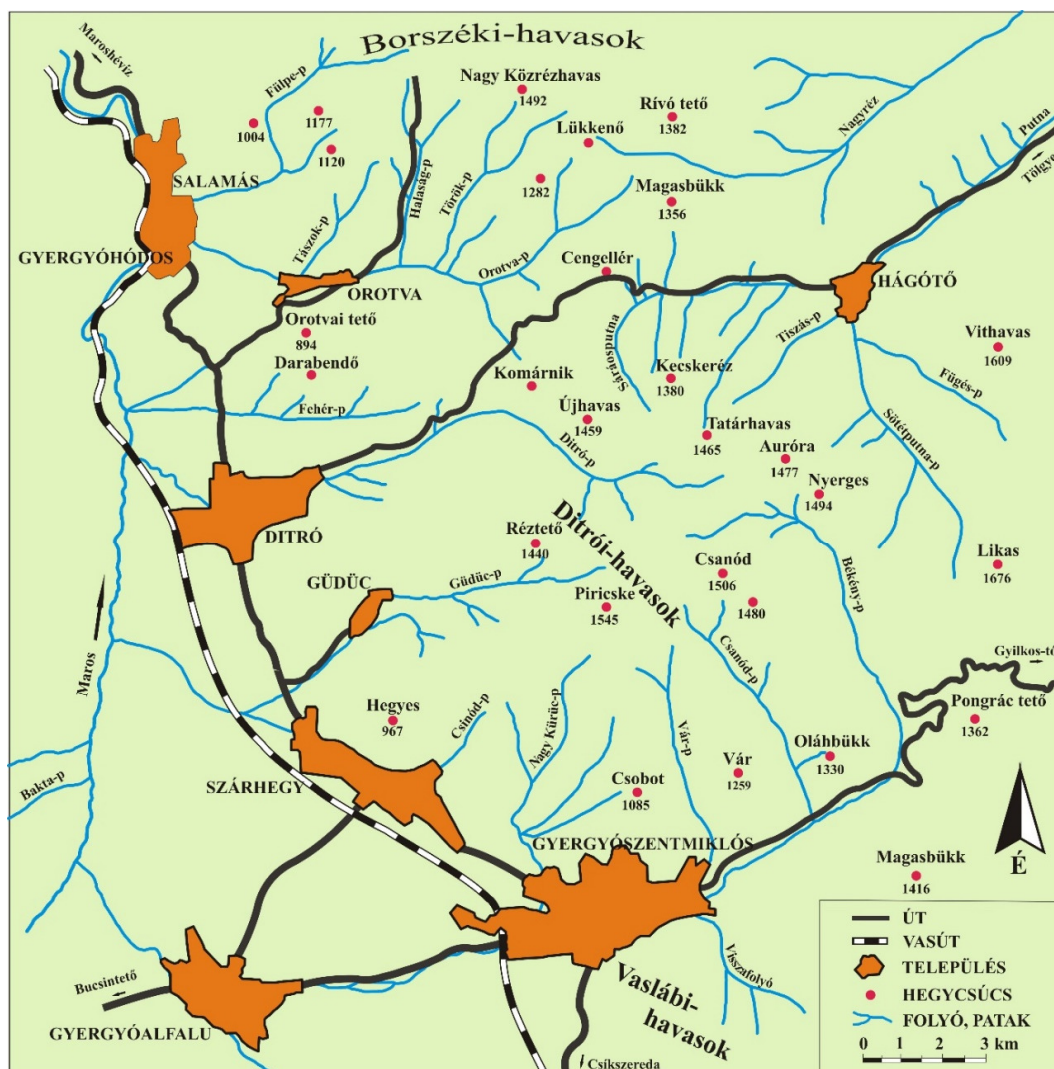
A Gyergyói-havasok a Beszterce-hegység (Munții Bistrița) DNy-i, Ny-i peremét alkotja és É-ről D felé húzódva, Székpataka (Valea Sec) és a szentdomokosi Tető között terül el. K-en a Nagyhagymás (Hășmașul Mare) hegytömb, a Putna-patak (Pârâul Putna) és a Kisbeszterce (Bistricioasa) völgye határolja, Ny-on a Maros (Mureș) völgye, a Gyergyói-medence (Depresiunea Giurgeului), a Toplica (Toplița) völgye, illetve a vulkanikus eredetű Kelemen-havasok (Munții Căliman) ölelik körbe (2. ábra).



2. ábra. A Gyergyói havasok földrajzi környezete

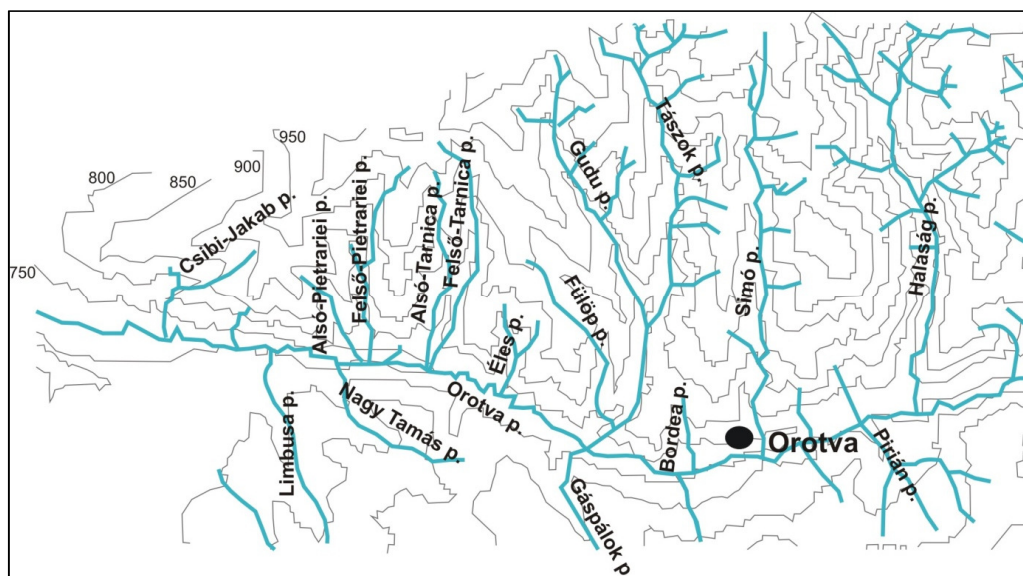
A Gyergyói-havasok három alcsoportra osztható: Borszéki-havasok (Munții Borsecului), Ditrói-havasok (Munții Ditrăului) és Vaslábi-havasok (Munții Voșlăbeni) (3. ábra). A Borszéki-havasok É-ről, Ny-ről és D-ről határolják a hasonló nevű medencét. D-i gerince magas csúcsokban bővelkedik (Salomás-tető 1399 m, Nagy Közrezhavas 1492 m).

A Ditrói-havasok a Gyergyószentmiklóson (Gheorgheni) áthaladó Békény-patak (pârâul Békény) völgyétől É-ra fekszenek. Ny-i szegélyük a Gyergyói-medence, É-on a Borszéki-havasok határolják. Legmagasabb csúcsai a Piricske (1545 m) és a Csanód (1506 m). A Vaslábi-havasok a Békény völgyének D-i részén húzódnak a Szentdomokos tetőig. A Ditrói-havasokat és a Vaslábi-havasokat Ditrói illetve Vaslábi domboknak is nevezik.



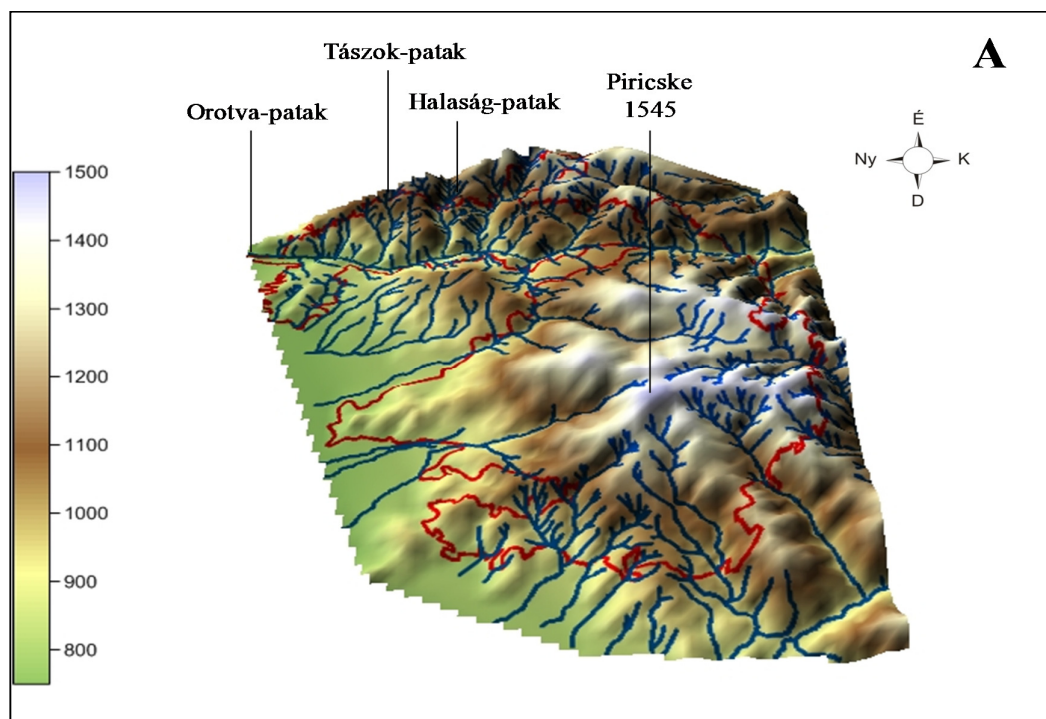
3. ábra. A Gyergyói-havasok három alegységével együtt (Pál-Molnár, 1994 b)

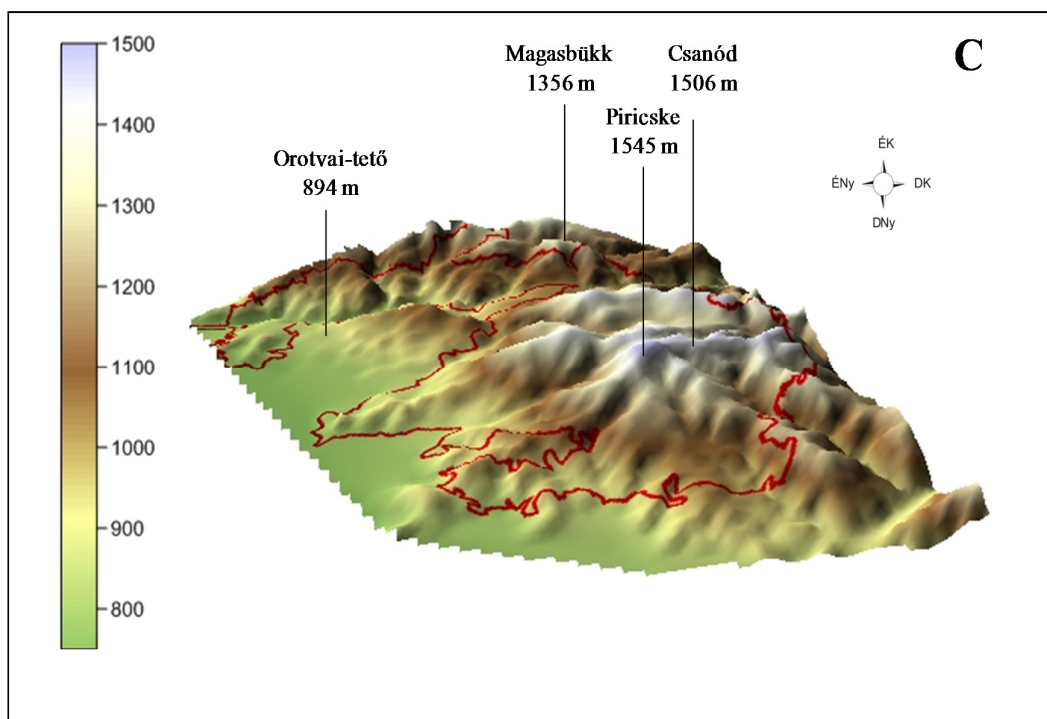
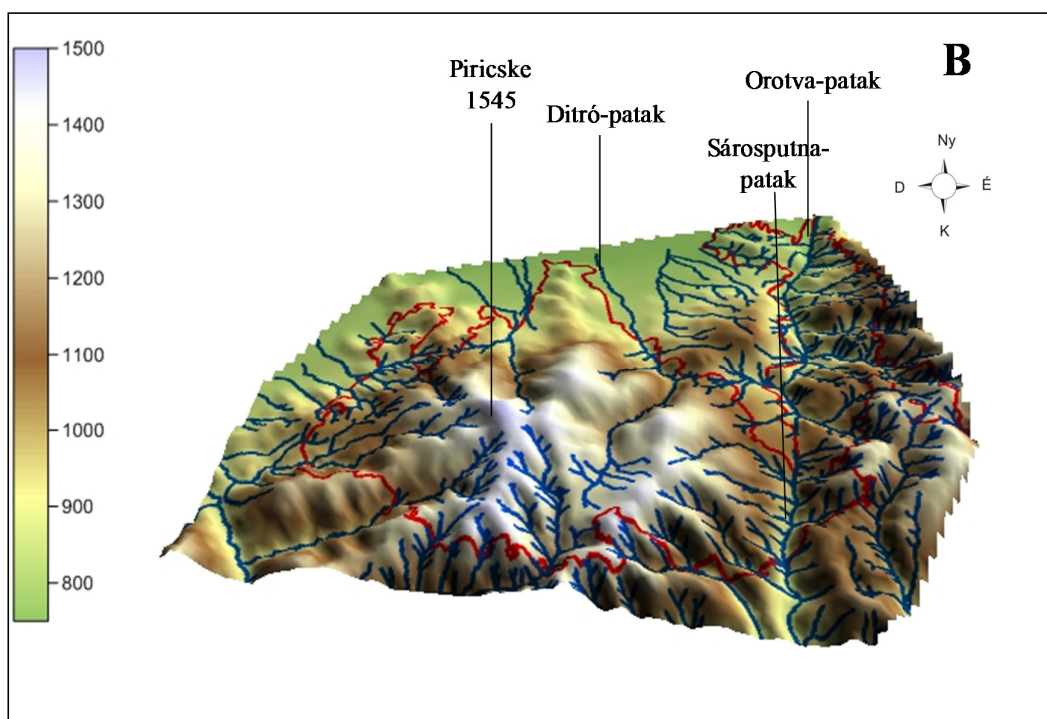
A masszívum É-i részét az Orotva-patak (pârâu Jolotca) szeli át, amely Orotva (Jolotca) és Hodosa (Hodoşa) falvakon áthaladva Salomásnál (Sărmaş) ömlik a Marosba. Az Orotva-patak É-i mellékágai: Nagyág- (pârâu Creangă Mare), Hompot- (pârâu Hompot), Török- (pârâu Turcu), Halaság- (pârâu Holoşag), Simó- (pârâu Simo), Tászok-patak (pârâu Teasc) és mellékágai: Fülöp- (pârâu Filep) és a Gudu-patak (pârâu Gudu), valamint a Felső Tarnica- (pârâu Tarniţa de Sus), Alsó Tarnica- (pârâu Tarniţa de Jos), Felső Pietrăriei- (pârâu Pietrăriei de Sus), Alsó Pietrăriei- (pârâu Pietrăriei de Jos) és a Csibi Jakab-patak (pârâu Cibi-Iacob) (Pál-Molnár, 1994 a, b).



4. ábra. A kutatott terület szintvonal térképe az Orotva-patak alsó szakaszával és annak mellékágaival

A masszívum felszínén látható részének átmérője ÉNy irányban 19 km, DNy-ÉK irányban 14 km, területe, a határvonalakkal együtt megközelítőleg 225 km² (5. ábra).

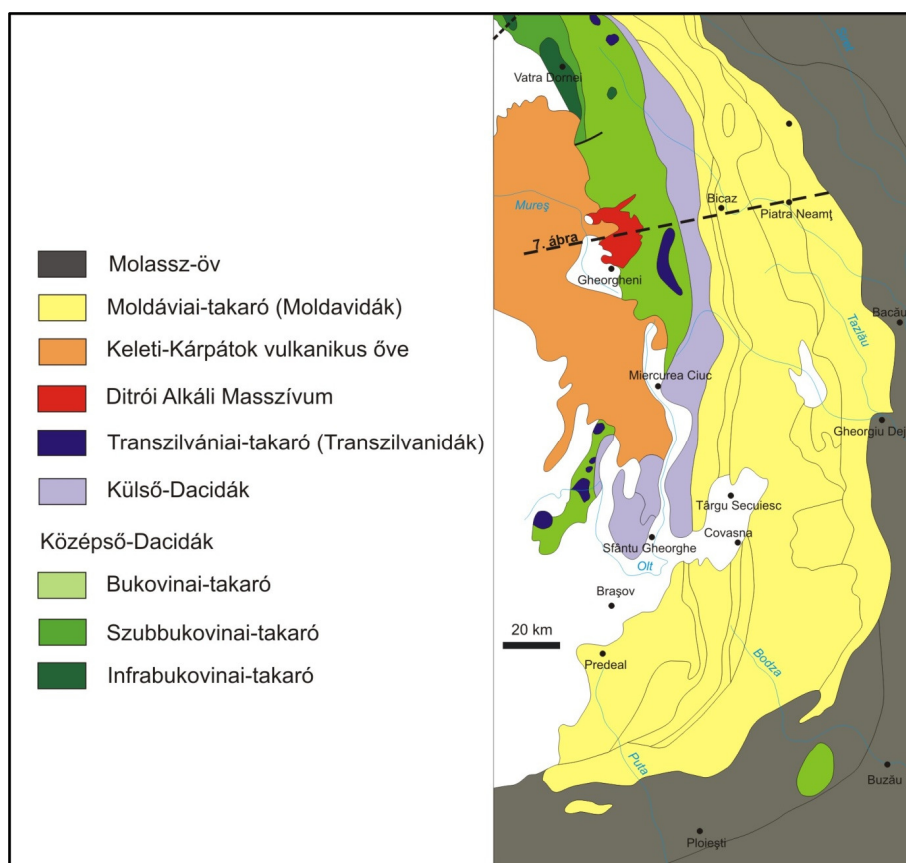




5. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum domborzatmodellje különböző irányokból referencia pontokkal és a masszívum határvonalával (piros)

3. A Ditró Alkáli Masszívum földtani környezete

A Ditró Alkáli Masszívum a Keleti-Kárpátok kristályos-mezozoos övének déli részén, a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter mészkalkáli övtől keletre, a Bukovinai-takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (6. ábra). A masszívumra diszkordánsan andezites piroklasztitok és bazalt-andezit lávafolyások települnek, nagyobb völgyeit harmadidőszaki-negyvedidőszaki folyóvízi és tavi üledékek töltik ki.



6. ábra. Alpi tektonikai egységek a Keleti-Kárpátokban (Săndulescu et al., 1981 után, Pál-Molnár, 2010, módosítva)

A DAM jelenlegi ismereteink szerint K-i, ÉK-i, esetleg DK-i, D-i dőlésű, tektonikai tömbökre szakadt komplex formájú test. A Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be, és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1994). Közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg.

Balintoni (1981) szerint a DAM által áttört prealpi takarók a saali tektogenézis paroxizmusában keletkeztek. Az alpi takarók a kréta orogén fázisokban (ausztriai, larámi)

alakultak ki. Tehát a DAM litosztratigráfiaiilag a saali és a larámi orogén fázisok közötti időben keletkezett.

Jakab et al. (1987) kétdimenziós modellje szerint a masszívum intrúzív, álrétegzett test, melynek vastagsága kb. 6500 m. Kontaktusa a környező kristályos kőzetekkel jól követhető; a masszívum felszíni kiterjedésének vonala és a -1000 m-es mélységi szint között a kontaktus síkjának dőlése kicsi (10 - 40°) és a masszívumtól kifelé mutat, a -1000 m-es szint alatt a masszívum belseje felé fordul (50 - 80°). A masszívum allochton, feltolódási síkja Ny-on 3500 m, K-en 5000 m mélységben húzódik (*Pál-Molnár*, 2010).

A masszívumot és környékét É-Ny irányba a G8 nevet viselő törésvonal határolja Salomás (Sărmaș) – Gyergyóhodos (Hodoș) – Remete (Remetea) – Alfalu (Joseni) irányában. Ez a törésvonal a neogén vulkáni vonulatnak és a Keleti-Kárpátok kristályos-mezozoos övének határvonala. Valószínű, hogy a Külső Dácidák "konszumációs" paleosíkjáról van szó (*Visarion*, 1987).

A Keleti-Kárpátok kristályos palái É-D, ÉÉNy-DDK csapásúak, viszont a masszívum közelében a csapás iránya Ny-ÉNy-KDK, Ny-K irányúra változik, amely abból adódik, hogy a mélyből felemelkedő intrúzív test elcsavarta ezeket a kristályos palákat (*Streckeisen és Hunziker*, 1974).

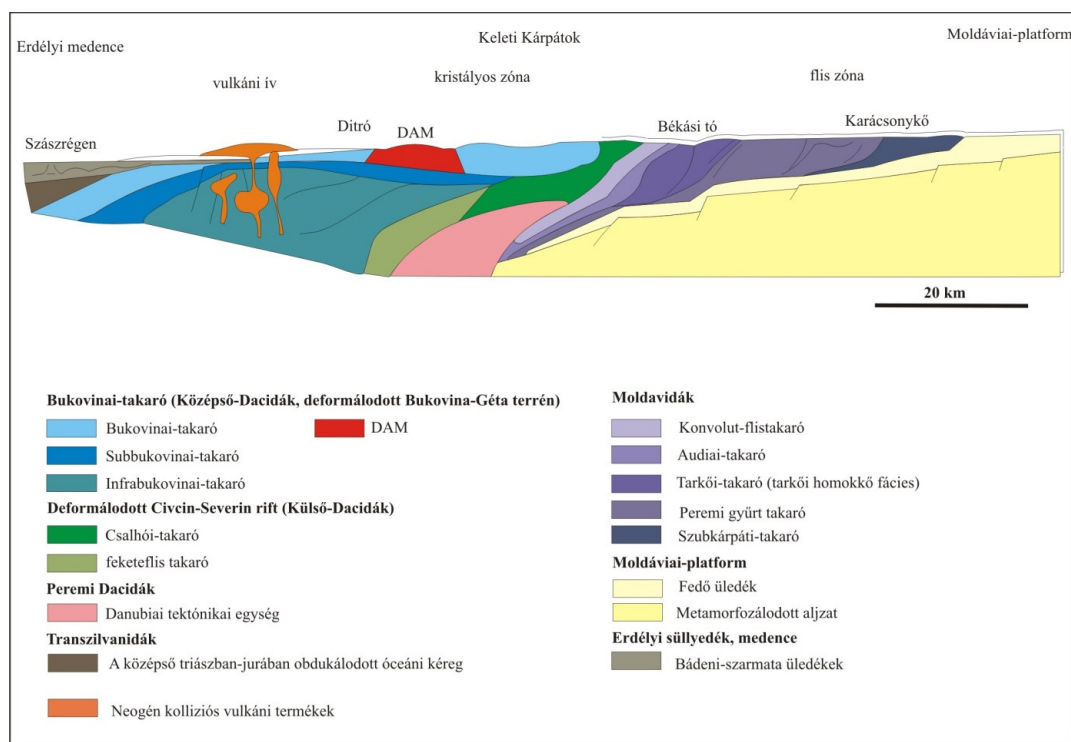
A masszívumot a következő tektonikai egységek veszik körül (7. ábra):

1. Transszilvániai-takaró (Transzilvanidák), a tethysi óceáni lemez obdukálódott része, a fedő üledékek a középső triászban, jurában rakódtak rá, kora vrakoni-cenomani.

2. Bukovinai takaró (Középső-Dacidák, Săndulescu (1984); Balintoni (1997) származási helyük alapján Keleti-Getidáknak nevezi), alpi tektonikai egység, a dél-európai kontinentális szegély leszakadt része, variszkuszi, prevariszkuszi fedő üledékekkel. *Săndulescu* (1984) a Középső-Dacidákban a Bukovinai, Infrabukovinai és Szubbukovinai takarókat különböztet meg. Mindegyik takaró prealpi metamorf kőzetekből és permo-mezozoos üledékekből áll, a legfiatalabb képződmény is késő-albai előtti.

A Keleti-Getidák főleg Bukovinai és Szubbukovinai takarókból állnak, felülről lefele a következő prealpi takarókkal: Rarău takaró, Putna takaró, Pietrosu Bistriței takaró, Rodna takaró (*Balintoni et al.*, 1983).

Balintoni et al. (2009) a Keleti-Kárpátok aljzatában csak 3 prealpi terrénnumot különítenek el: Bretila, Tölgyes és Rebra. A Bretila terrénnumot a Bretila, a Tölgyes terrénnumot a Tölgyes, míg a Rebra terrénnumot a Negrișoara és Rebra kőzetcsoporthoz (litogrup) alkotják. Az egyes takarók kőzettanilag egységesek, egy azonos nevű kőzetcsoporthoz épülnek fel.



7. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívumot körülvevő alpi és prealpi metamorf egységek (Kräutner és Bindea, 1995, 1998; Balintoni, 1997 után)

Vodă és Balintoni (1994) és *Balintoni* (1997) szerint a variszkuszi kőzetcsoportokat a következő takarók hordozzák:

- a. Bretila litogroup (Ráró takaró)
- b. Rebra litogroup (Rodna takaró)
- c. Negrișoara litogroup (Pietrosul-Bistriței takaró)
- d. Tölgyesi litogroup (Putna takaró)

A Bretila, Negrișoara, Rebra litogroupok mezozonális, polimetamorfok, koruk alsó prekambrium (*Pană et al.*, 2002; *Balintoni et al.*, 2009), míg a Tölgyesi litogroup polimetamorf, kora kambrium.

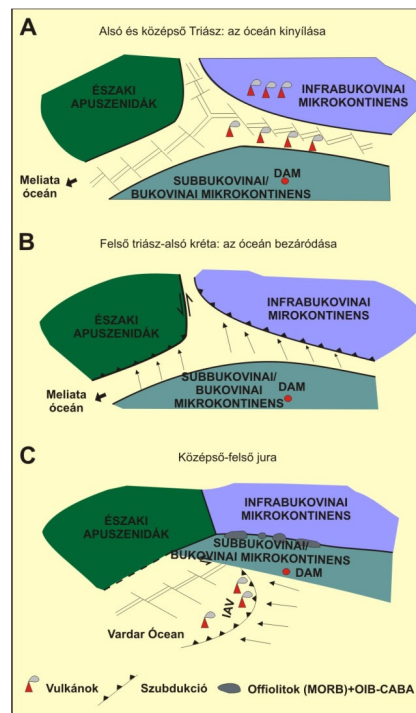
3. Külső-Dacidák, amely maradványa a jura, középső kréta korú interkontinentális Cívcin-Severin rift rendszernek.

4. Moldavidák, felső kréta-miocén flis darab, szekvencia, alsó miocén, szarmaciai molasz üledékekből származik, egy intrakontinentális árok, tekno.

5. Moldáviai platform, az alpiban nem deformálódott európai kontinentális szegély része.

A masszívum legnagyobb részben az alpi Bukovinai takarón belül a Putnai prealpi takaró Tölgyesi sorozatával van kontaktusban, de a takaró többi sorozatát is áttöri (7. ábra).

A masszívum kialakulása egy kontinentális autonóm magmás aktivizációhoz köthető. A magmatizmus a kontinentális kéreg kialakulása utáni, az intrúzió a feléledési zónákhoz köthető, vagy a platform alapzatát átszelő mélytörések mentén alakul ki. Ez a magmatizmus sokféle alkáli (miaszkitos) kőzetegyütest produkált. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a déleurópai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével indult (Pál-Molnár, 2008).



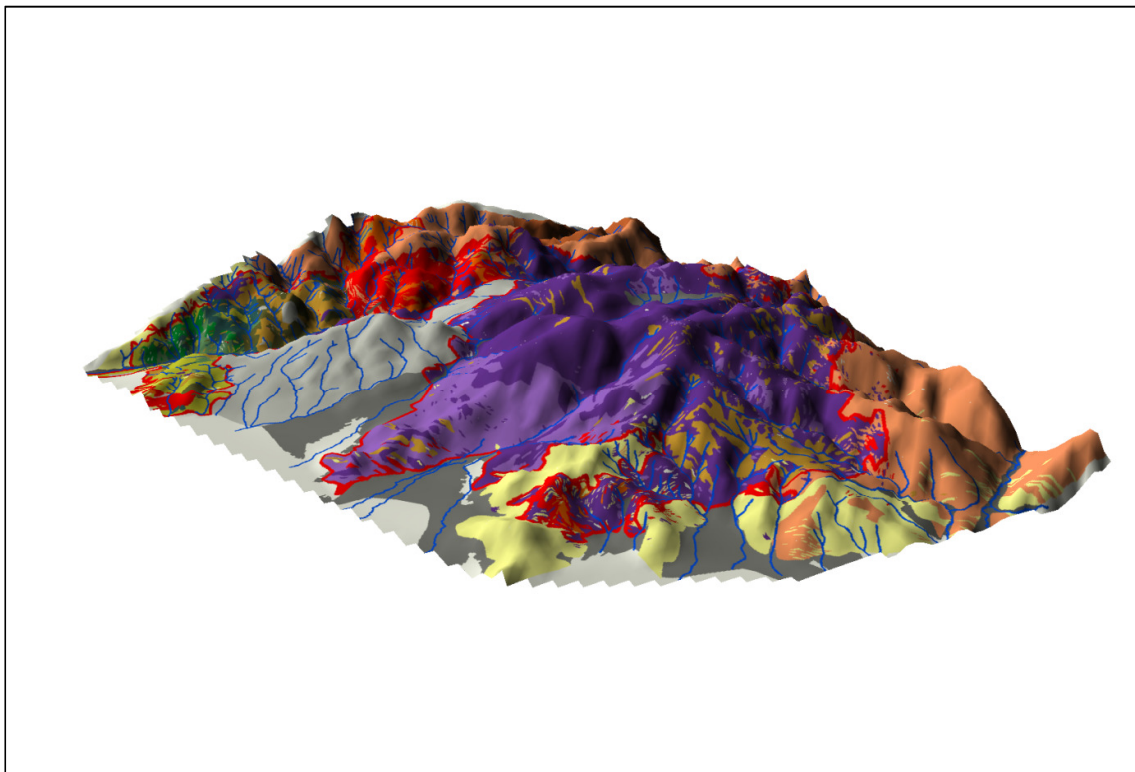
8. ábra. A Keleti-Kárpátok és az Erdélyi Középhegység hipotetikus fejlődéstörténete (Hoeck et al., 2009). Rövidítések: MORB (mid ocean rift basalt) - óceánközépi hátság bazaltok; OIB (ocean island basalts) - óceáni sziget bazaltok; CABA (calc-alkaline basalts/andezites) - mészalkáli bazaltok/andezitek; IAV (island arc volcanics) - szigetív vulkánok.

Mivel a masszívum keletkezése a középső triászhoz köthető (Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995; Dallmeyer et al., 1997; Pál-Molnár, 2008), valamint az, hogy a Bukovinai takaró része, keletkezése összefüggésbe hozható az alsó és középső triászban, (pelsői alemelet során, Kozur, 1991) kinyíló Meliata-Hallstatt óceánnal (8. ábra, Hoeck et al., 2006, 2009).

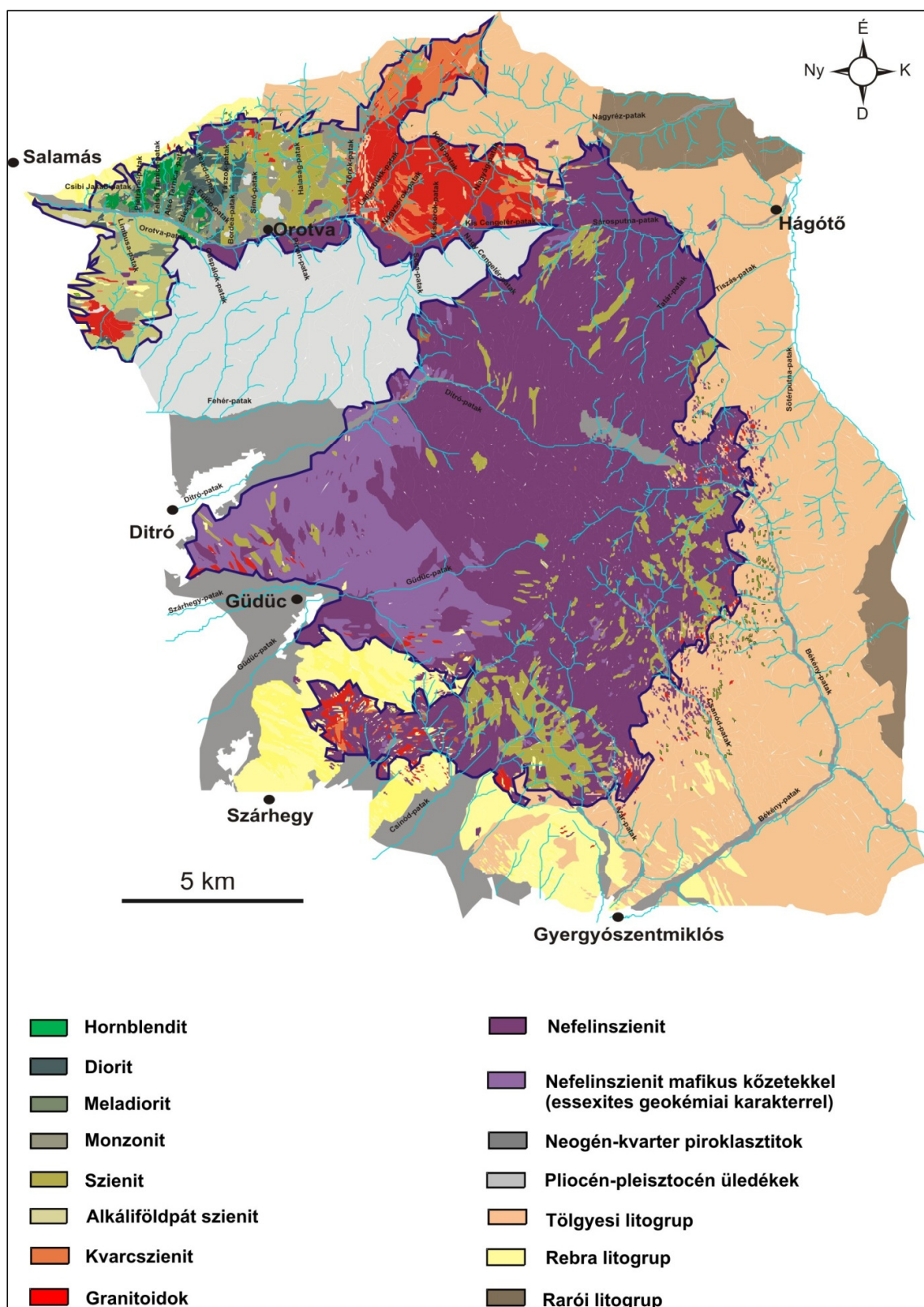
4. A Ditrói Alkáli Masszívum kőzettani felépítése, és keletkezési elméletei

A DAM petrográfiaiailag nagyon változatos felépítésű: ultrabázitok, gabbrók, dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitek, szienitek, nefelinszienitek, kvarcszienitek, alkáliföldpát szienitek, gránitok, lamprofírok és tinguitok alkotják.

A masszívum északnyugati részén az egymással összefogazódott, folytonos átmenettel megjelenő bázikus és ultrabázikus kőzetek (hornblenditek, gabbrók, dioritok) dominálnak (Tarnița Komplexum; Pál-Molnár, 2000), míg az északkeleti részt alkáli gránit alkotja. A nefelinszienitek a masszívum központi és keleti részén dominálnak, melyeket szienitek vesznek körül. A masszívumot lamprofír, tinguit és alkáliföldpát szienit telérek szelik át (9, 10. ábra).



9. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum domborzatmodellje a kőzettípusokkal (jelmagyarázat 10. ábránál)



10. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe (Balla és Zakariás (1987) alapján átdolgozta Pál-Molnár et al. (2015a, 2015b))

A masszívum keletkezése, magmafejlődése – bonyolult szerkezetéből és sokféle közettípusából adódóan – mind a mai napig ellentmondásos.

A masszívumot először a szakirodalomban *Lilienbach* (1933) említette.

Koch (1879) szerint a masszívum egy eredetileg tökéletlenül keveredett és ezért később sávosan megmerevedett, egységes magma feltódulásának eredménye.

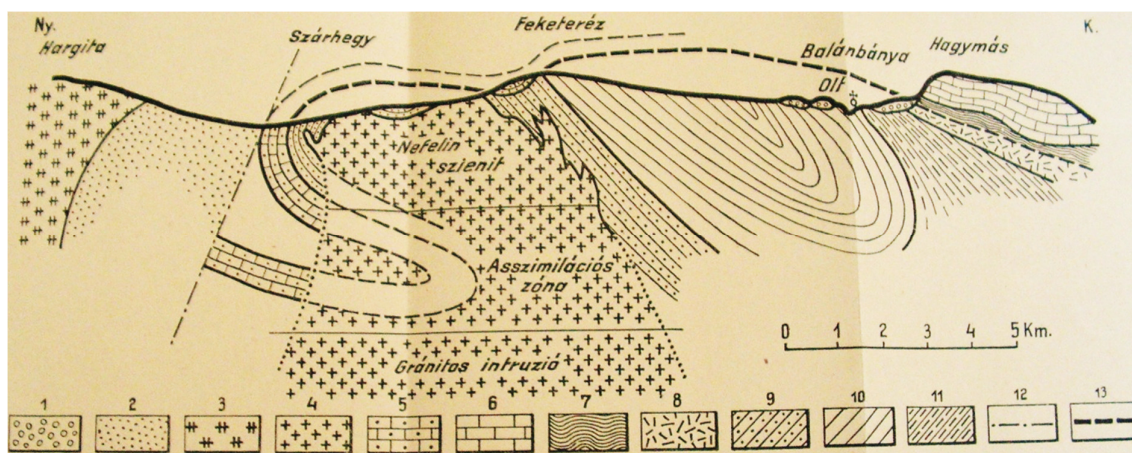
Reinhard (1911) szerint a masszívum kőzetei a Görgényi-havasok kiömlési kőzeteit létrehozó magma mélységi formái, vagyis a Keleti-Kárpátok utolsó tektonikai mozgásainál fiatalabb mélységi magmaintrúzió.

Streckeisen 1931 és 1934-ben a masszívum keletkezését Daly-féle elmélettel magyarázta: bázikus magma mészköveket olvasztott be, amely frakcionált kristályosodás során alkáli szienitet és nefelinszienitet eredményezett. Később 1935-ben, a különböző közettípusok újratárgyalása kapcsán, elvetette a Daly-féle elméletet, mivel az nem magyarázza kellőképpen a kőzetek kialakulását. Kérdésesnek vélte egy akkora mészkőtömegnek a jelenlétét, amelyek képes lenne ilyen nagy mennyiségű alkáli kőzet létrehozására. 1938-ban az orotvitok (geokémiai összetételét tekintve alkáli gabbró-alkáli diorit) kémiai elemzése kapcsán visszatér a Daly-féle elmélethez. Szerinte egy normál bázisos intrúzió asszimilálta a Keleti-Kárpátok kristályos mészköveit és kismélységű alkáli gabbrós olvadékot hozott létre. Ez az olvadék különbözőképpen differenciálódott és létrehozta a masszívum különböző közettípusait.

Földváry (1946) szerint a DAM-ra is érvényes a Daly-féle modell, miszerint a nefelinszienitek keletkezése gránitos magmák mészkő asszimilációjára vezethető vissza. Bizonyíték erre, hogy a nefelinszienitek peremi részén gránitok találhatók, valamint nagy mennyiségben ismertek a Keleti-Kárpátokban mészkő előfordulások is.

A kristályos palák között vékony mészkő, illetve márvány betelepülések vannak, a masszívum Ny-i részén és a masszívumtól D-re, Csíkszentalmásig márvány húzódik, valamint a közelben lévő Nagybagmási-hegység kristályos szövetű dolomitjai és mezozoos mészkőtömegei is szóba jöhetnek a mészkő forrásként (11. ábra).

Streckeisen 1952-1954-es összefoglaló munkáiban a kőzetek megjelenése és egymáshoz viszonyított helyzetük alapján, arra a következtetésre jutott, hogy az alkáli szienitek és alkáli gránitok azonos korúak, a nefelinszienitek valamivel fiatalabbak, míg a legidősebbek az alkáli dioritok, alkáli gabbrók és az ultrabázitok (hornblenditek). A kőzetek sávos szerkezete és szoros összekapcsolódása azt mutatja, hogy azonos komplexumhoz tartoznak, közös az eredetük. A kőzetek többségénél gyakori az irányított szövet. Ez az irányítottság (a magma mozgásának eredményeként, irányított szövetként értelmezi) megfigyelhető az alkáli dioritok, alkáli gabbrók, alkáli szienitek és nefelinszienitek esetében is.



11. ábra. Teoretikus szelvény a ditrói nefelinszenit keletkezésének magyarázatára (Földváry, 1946)
 1. pleisztocén törmelékár, 2. fiatal medenceüledék, 3. terciér vulkáni kőzetek, 4. nefelinszenit, 5. kontakt metamorf ásvány, 6. mezozóos mészkövek, 7. wertfeni pala, 8. alsó triász dolomit, 9. kontakt pala, 10. epizóna kristályos palái, 11. mezozóna kristályos palái, 12. vetődés, 13. takaró áttolódási síkja.

Codarcea et al. 1957-ben és 1958-ban a kőzeteket tanulmányozva arra a következtetésre jutottak, hogy a kőzettani változatosság egy olyan összetett folyamat az eredménye, amelyben a fő szerepet a kristályos palák metatektikus átalakulása és alkáliákban gazdag fluidumok vándorlása játszotta. Szerintük a felszínen lévő alkáli kőzetek egy anatektikus, mélységi diapír migmatikus fedői.

Streckeisen 1960-ban lezárta az addigi (1952, 1954), a masszívum szerkezetéről és keletkezéséről írt munkáit. Feltételezte, hogy a masszívumot egy alkáli szienit szülőmagma hozta létre. A magmás folyamatot a következőképpen képzelte el:

- egy alkáli szienit szülőmagma frakcionált kristályosodásával („*in situ*” differenciációval) egyrészt alkáli diorit és alkáli gabbrós kőzeteket (és ultrabázitokat, mint elsőként elkülönül összetevőket – protektiteket), másrészt reziduális alkáli szienitek eredményezett.
- az alkáli szienit reziduális magma alkáli gránittá és alkáli szienitté fejlődött.
- a leukokrát kőzetek autohidrotermálisan átalakultak,
- ezt követte a lamprofírok intrúziója.
- egy újabb, mélyben könnyenilló fluidumokban gazdagodott (CO_2 , Cl_2), nefelinszenit magma, intrúziója következett, ezt követte a korábban megszilárdult kőzetek felemelkedése.
- az alkáli diorit és alkáli gabbró kőzetek metasztatikusán átalakultak.
- az átalakulás után a nefelinszenit pegmatitok, aplitok és a tinguitok intrúziója történt.

Streckeisen és Hunziker 1974-ben elfogadták a hibridizációs és a metasomatikus folyamatok jelenlétét a masszívumban és magmás úton magyarázták a masszívum keletkezését. Szerintük a masszívumot több különböző magmás intrúzió hozta létre:

- először gabbró-diorit típusú magmák *lit-par-lit* intrúziója történt a már meglévő kristályos palákba;
- ezt követte a szienit magma intrúziója, amely áttörte a masszívumot. A peremi részekben gránitos kőzetek jöttek létre, a szomszédos kőzetek asszimilációja során.
- ez után történt a nefelinszenit magma intrúziója (olvadékok és hidrotermális oldatok kíséretében).
- végső fázisként a pegmatitok, nefelinszenit aplitok, lamprofirok jelentek meg, átjárták a már megszilárdult kőzeteket.

Anastasiu és Constantinescu (1978) a közettani változatosságból kiindulva két egymástól függetlenül lejátszódó mélységi magmaintrúziót feltételeztek: egy köpeny eredetű (parentális) bázisosat és egy kéreg eredetű szilíciumban szegény, amely különböző közettársulásokat olvasztott be. Ezek az intrúziók egy térben, de nem egy időben történtek.

Zincenco és Vlad (1978) szerint a masszívum nem más, mint egy tömzs két különböző jellegű kőzetasszociációja: külső gyűrű, „ring” és egy központi (oszlop). Szerintük a szülő magma, amely a felső köpenyben olvadás útján keletkezett, nefelinszenites összetételű olvadékokat és egy szilárd, ultrabázisos maradékanyagot hozott létre. Az olvadék a magmakamrából oszlopos formában elszigetelődött és a felszín felé emelkedett. Ebbe az oszlopba a részlegesen olvadó köpeny, szilárd anyagának egy része is belekerült. Az oszlop külső része megszilárdult, míg az oszlop belső része feltört és áttörte a már megszilárdult külső részt. Az oszlop és a külső gyűrű magmája a felszín közelébe szállította a már megszilárdult kőzeteket, amelyek a maradék ultrabázisos anyag hibridizációjából keletkeztek. A külső gyűrű átalakulásai (pneumatolitos, hidrotermás) genetikailag az oszlophoz kötődik.

Jakab (1981) a masszívum keletkezésére két fő magmaintrúziót képzelt el. Szerinte ezek a magmák a kéreg alsó részéről származnak, egy közös magmafészekből.

- az első intrúziót a vörös szienitek komplexuma képviseli. A komplexum kőzetei a monzonitok, melaszienitek, kvarcszenitek, szienitek és gránitok. A gránitok a kvarcpalák asszimilációja során keletkeztek. A bázikus és ultrabázikus kőzetek a magma első differenciátumai. Az intrúziót egy telérfázis követte, amelynek a termékei rózsaszínű alkáliföldpát szienit kőzetek.
- a második intrúzióhoz kapcsolódnak a nefelinszenitek, a tinguitok és lamprofirok keletkezése. Ez a magma a masszívum központi részét érintette

áttörve az első fázis kőzeteit. A nefelinszenit magmák a bázikus és ultrabázikus kőzeteket zárványok formájában magukkal ragadták.

Később *Jakab* (1982) már 3 fő intrúzióval magyarázta a masszívum keletkezését:

- felső köpeny eredetű, enyhén alkáli jellegű bázikus és ultrabázikus mészsalkáli intrúzió.
- első kéreg eredetű szenitintrúzió, amely területileg az első intrúzió termékeitől K-re esnek. Az intrúzió termékei: nefelin utáni liebnerit pseudomorfozás szenitek, alkáli szenitek, monzoszenitek és granitoid kőzetek. Ehhez az intrúzióhoz telérkőzetek is kapcsolódnak: vörös alkáliföldpát szenitek, szenitaplitok, fehér porfíros mikroszenitek, lamprofírok, bostonitok.
- második felső köpeny eredetű szenitintrúzió, termékei a masszívum központi részét foglalják el, tömzs és szatellit testek formájában az első szenitintrúzió kőzeteiben. Kőzettípusai: nefelinszenitek, monzonitok. Az intrúzióhoz tinguit és alkáli lamprofír telérek kapcsolódnak. Pneumatolitos és hidrotermás folyamatok zárják le a masszívum magmás fejlődéstörténetét.

1987-ben egy összegző geológiai jelentés készült a masszívumról. Ebben *Jakab és munkatársai* a masszívum keletkezését, *Jakab* 1982-es elmélete alapján magyarázták.

Dallmeyer et al. (1997) szerint a masszívum ÉNy-i és ÉK-i részén lévő hornblendegabbrók, hornblenditek és dioritok képezik az első intrúziós fázist, amely intrúzió a középső triász extenziós fázisához köthető egy köpeny csóva aktivitásnak tulajdonítható.

Kräutner és Bindea (1995, 1998) szerint a masszívum három különböző intrúziós fázis során jött létre, a triász extenziós fázisa és a jurában történt riftesedés közötti időszakban:

- a masszívum keletkezése egy köpeny eredetű gabbró típusú magma intrúziójával kezdődött, 230 millió évvel ezelőtt. A felemelkedő magma ultramafikus köpeny xenolitokat hozott magával. Ezt képviselik az olivintartalmú piroxenitek. Ezek a xenolitok a kéregben, a kéreg körülményekhez alkalmazkodtak, metasztatikusán átalakultak. A gabbrós magma részben hidratálódott, amfibolosodott és részben vagy teljesen átalakult hornblenditté.
- a következő fázist egy kéreg eredetű szenit magma intrúziója képviseli (215 millió év). Ez az intrúzió érintette a már meglévő kőzeteket, foliálta, hibridizálta, átalakította őket. Ekkor diorit, monzodiorit, monzonit típusú kőzetek jöttek létre. Az intrúzió a tölgyesi sorozat metamorf kőzeteit asszimilálta és létrehozta a kvarcban gazdag kőzeteket (kvarcmonzonit, kvarcszenit, gránit).

- végső fázisban a nefelinszenit intrúziója történt (160 millió év). Ez az intrúzió hozta létre a masszívum középső részét, de telérként átjárja a masszívum többi kőzeteit is. Az intrúzió befejező szakaszában tinguit telérek járják át a masszívumot. Hosszú hűlési periódusban posztmagmás és hidrotermális folyamatok érték a DAM-ot.

Morogan et al. (2000) szerint a masszívum kőzetei egy OIB-jellegű, bazanitos magmából származnak, amely gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kisfokú olvadásából jött létre. A magma víztartalmú természetére utal, hogy a kőzetekben általában vas-magnézium amfibolok dominálnak. Valószínűleg a primitív olvadék átalakulást szenvedett a litoszférán való áthaladása során, így alkáli gránitok jöttek létre, a bázikus magma és a kéreg anyag asszimilációja során Fonolitos magma, amelyből a nefelinszenit kőzetek jöttek létre, képezi a masszívum kialakulásának utolsó nagy fázisát. Eredetük bazanitos szülőmagmára és kismértékű kéregasszimilációra vezethető vissza.

Fall et al. (2007) a masszívum nefelinszenitjeiből fluidzárvány vizsgálatokat végeztek és megállapították, hogy a nefelinszenit szülőmagmája egy alkáli, karbonátban gazdag vizes fluidumban vált telítetté a kristályosodás korai szakaszában. Azaz mikor a nefelinszenitek kristályosodtak a masszívumban egy aktív magmás hidrotermális rendszer létezett.

Pál-Molnár (2000, 2008) szerint a masszívum kialakulása egy kontinentális autonóm magmás aktivizációhoz köthető. A magmás tevékenység a középső triász extenziós tektonikai környezetében, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével indult. Az első szakaszban (középső triász-felső triász) köpeny eredetű primitív olvadékból ultrabázit keletkezett. Ez a magma továbbfejlődött (asszimiláció és frakcionáció) nefelinszenitet és gránitot hozott létre. A Cívcin-Severin riftrendszer mentén egy újabb köpeny eredetű intrúzió jött létre (felső jura, alsó kréta). Ekkor jöttek létre a szenitek, amelyek az első szakaszban létrejött kőzetekkel keveredtek és egy sor hibrid kőzetet hoztak létre.

5. Az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek) kutatástörténete

Herbich 1859-es írásában említi meg először, hogy a Tászok-patak jobb partján és az Orotva völgyében természetes feltárásokban, nagy tömegben sötét színű amfibol-tartalmú kőzetek jelennek meg.

Berwerth (1905) tanulmányában a Ditrói Alkáli Masszívummal és a körülötte lévő kristályos palák kontaktusával foglalkozott. Megemlíti hogy a masszívumban jelen van poikilites szövetű amfibol-, diallág-tartalmú peridotitot.

Ianovici 1929 és 1938 között, több tanulmányt publikált a masszívum É-i részéről. Petrográfiai leírásokat és kémiai adatokat közölt a masszívum összes kőzettípusáról. 1938-ban az olivines gabbrókról egy részletes tanulmányt írt. Szerinte a DAM-nak lakolit szerkezete van, a peremét alkáli gránit alkotja, nordmakittól az alkáli szienitig, míg a központi részt nefelinszienitek uralják. A masszívum ÉNy-i részén lévő hornblenditek és a gabbrók egy olyan intrúzió eredményeként jöttek létre amelynek bázikus-ultrabázikus tulajdonsága volt. Ez az intrúzió É-D irányú törésrendszer mentén nyomult fel. *Ianovici* szerint a kőzeteknek párhuzamos szerkezete van. Az alkáli szienitek és a bázikus kőzetek iránya azért tér el a többi kőzet irányítottságától, mert ezeket a kőzeteket nyomófeszültség érte.

Streckeisen (1938) szerint a masszívumban lévő hornblenditek alkáli gabbrós olvadékból jöttek létre. Ez az olvadék a Keleti-Kárpátok kristályos mészköveit asszimiláló normál bázisos intrúzió eredménye. Az olvadék differenciálódott. A differenciáció az olivin, piroxén és hornblende megjelenésével kezdődött és az orotvitoktól az alkálszieniteken keresztül a nefelinszienitig tartott.

Streckeisen 1952-1954 között két összefoglaló munkájában a masszívum kőzeteit írja le és az addigi keletkezési elméleteket gyűjti össze. 1954-ben részletesen tárgyalja az ultrabázikus kőzeteket, hornblenditet és az olivin-tartalmú hornblenditet. Véleménye szerint az ultrabázikus kőzetek mindig kis kiterjedésűek és csak helyenként jelennek meg a bázisos komplexumban.

1957-ben *Codarcea et al.* a masszívum szerkezetével és genetikájával foglalkoztak. Részletezték az Orotva völgyétől É-ra eső terület kőzettanát, felépítését. A masszívumot az Orotva völgyétől Ny-ról K felé haladva három jól elkülöníthető kőzetkomplexumra osztották:

1. hornblendites és dioritos komplexum,
2. szienit komplexum,
3. granitoid komplexum.

A hornblendites és a dioritos kőzetek komplexumához tartozik DNy-ÉK irányban az Orotva-pataktól, a Felső Pietrăriei-, Alsó Pietrăriei- Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu-patakok által közrezárt terület, Halaságig, valamint DNy-on Orotva-patak által határolt terület, Tilalmas és Hodos között. A kőzeteket az ásványos összetétel és a szerkezet alapján osztályozták: dioritos kőzetek, gabbrós kőzetek és hornblendites kőzetekre. A kőzetkomplexum legnagyobb részét a dioritos kőzetek alkotják. Ásványos összetételük alapján dioritok, biotitos dioritok és piroxénes dioritok alkotják. A gabbrós kőzetek kevésbé gyakoriak és a hornblenditekkal együtt fordulnak elő. Hornblenditeket is több csoportra osztották, fő típus a masszív hornblenditek, hornblenditek párhuzamos szerkezettel, piroxénes hornblenditek és olivin-piroxén hornblenditek. Részletesen tárgyalják a kőzetek szöveti jellemzőit valamint az ásványos összetételét.

Streckeisen (1960) a korábbi munkái (1938, 1952, 1954) után a masszívum petrogenézisére fekteti a hangsúlyt. Tárgyalja az addigi elméleteket és felállít egy újabb elméletet a masszívum keletkezésével kapcsolatban. A masszívum magmás differenciáció valamint magmás metasomatizmus hatására jött létre. Szerinte az ultrabázitok az alkáli szienit szülőmagma frakcionált kristályosodás, „in situ” differenciáció során elsőként elkülönült összetevője, protektitek.

Anastasiu és Constantinescu (1978,1980) a masszívumot két övezetre osztották fel (12. ábra):

1. Orotva-Putna övezet, amely az Orotvától É-ra eső területet foglalja magába,
2. Ditró-völgye (Valea Mare) – Güdüc - Békény övezet, amely a masszívum központi és D-i részét foglalja magába.

Az Orotva-Putna övezetben a következő kőzetkomplexumokat különböztették meg:

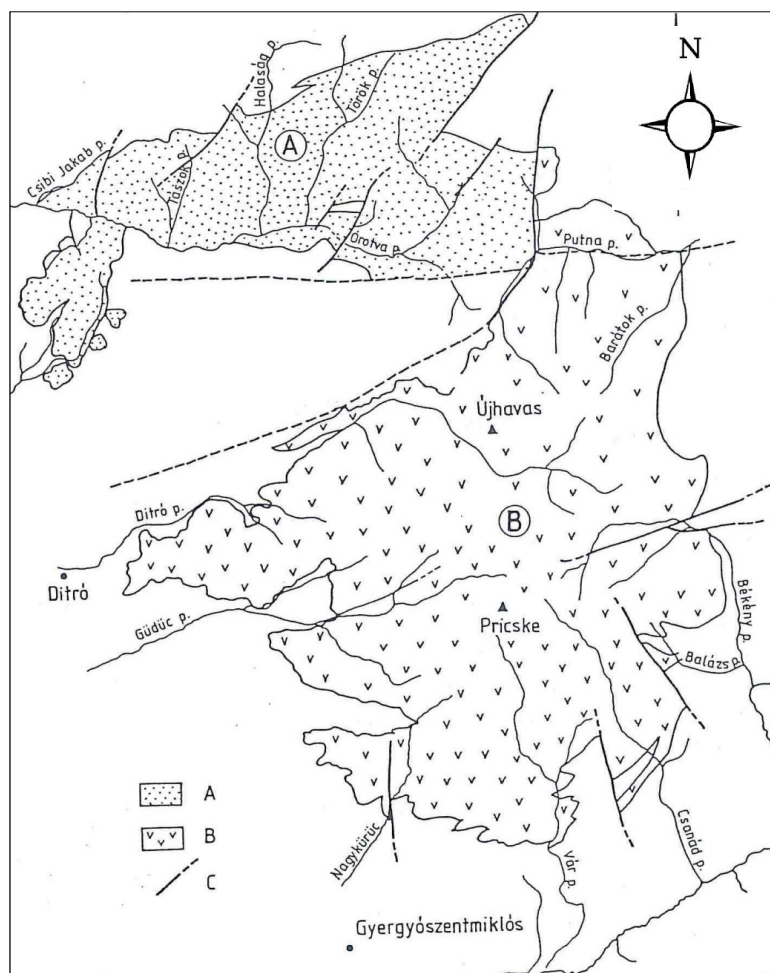
- a. ultramafitok és mafitok komplexuma,
- b. dioritok komplexuma,
- c. monzonitok és szienitek komplexuma,
- d. granitoidok komplexuma,
- e. foidos kőzetek komplexuma.

A Ditró-völgye – Güdüc - Békény övezet kőzetkomplexumai a következők:

- a. foid kőzetek komplexuma (foidszienitek, foidmonzonitok és essexitek)
- b. mafitok és dioritok (kőzettípusokban szegényebb, mint az É-i övezetben lévő)
- c. monzonitok és szienitek
- d. granitoidok

Az ultramafitok és mafitok komplexuma az Orotva-patak völgyében a felszínen 2-3 km² területen jelenik meg. Ezt a komplexumot hornblenditek, biotitos hornblenditek, piroxén és

olivin hornblenditek alkotják. Ezek a kőzettípusok sajátos ásványtársulással rendelkeznek a masszívum többi kőzettípushoz viszonyítva. Szerkezetileg nagyon heterogének a pegmatoidos fáciestől a mikrokristályos fáciesig majdnem az összes szöveti forma megtalálható ebben a komplexumban. A hornblenditek és a dioritok között fokozatos az átmenet, így az ultramafitok és mafitok komplexuma valamint a dioritok komplexuma nem különül el élesen.



12. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum szerkezeti övei (Anastasiu és Constantinescu, 1980)
A – Orotva-Putna övezet; **B** – Ditró völgye - Gődüc – Békény övezet; **C** – vető

1987-ben egy átfogó geológiai jelentés készült, amely összefoglalja az addigi ismert geológiai, geofizikai és geokémiai adatokat, valamint azokat a kutatási eredményeket, amelyet 1984-1986-os időszakban a DAM kutatási programjában készültek. Ez a jelentés tartalmazza ásványtani, kőzettani, petrokémiai, geokémia, szerkezeti, genetikai, metallogenetikai adatokat, azok értelmezését, rendszerbe foglalását.

Pál-Molnár 1988-ban diplomamunkájában foglalkozott az Orotvai komplexum kőzettanával, ásványtanával, valamint a Fe-illetve P-tartalmú hornblenditekkal és dioritokkal.

Ásványtani és szöveti bélyegek alapján a hornblenditeket 11, míg a dioritokat 9 csoportba sorolta.

1992-ben *Pál-Molnár* az Orotva-Putna övezet hornblenditjeit csoportosította, szöveti és ásványtani bélyegek alapján. Szerinte a DAM genetikája csak a bázikus és ultrabázikus kőzetek vizsgálatával oldható meg.

Kräutner és Bindea (1995, 1998) szerint a hornblenditek képződése olivin-tartalmú piroxenitokhoz köthető. Ezeket a piroxenitokat ultramafikus köpeny xenolitokként értelmezik. Véleményük szerint ezeket a köpeny eredetű kőzeteket egy felemelkedő gabbró típusú magma szállította a kéreg felé. Kéreg körülmények között a magma részlegesen hidratálódott és a benne lévő xenolit is metasztatikus átalakulást szenvedett, amfibolosodtak és részlegesen vagy teljesen átalakultak hornblenditté.

1998-ban *Pál-Molnár* doktori dolgozatában a Tarnița Komplexum kőzeteivel foglalkozott, azaz a masszívum É-i részén lévő hornblenditeket és dioritokat nagyon részletesen osztályozta ásványtani és szöveti bélyegek alapján. Itt használja először a Tarnița Komplexum elnevezést a masszívum É-i részén a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak közötti területen felszínre bukkanó hornblendit és diorit csoport kőzeteit magába foglaló komplexumra. Megállapította, hogy a hornblenditek alkáli-szubalkáli („félalkáli”), lemezen belüli kőzetek, amelyek utólagos folyamatok során Na-ban dúsultak és erős alkáli (miaszkitos) jelleget kaptak. A hornblenditekkel genetikai rokonságban vannak a dioritok, de nem egyenes vonalú differenciátumai. Részletes ásványgeokémiai elemzéseket végzett a hornblenditek és dioritok ásványain, valamint petrogenetikai következtetéseket vont le a hornblenditek és dioritok keletkezésével kapcsolatban.

2000-ben *Morogan et al.* a masszívum petrológiájával és keletkezésével foglalkoztak. Nem említik a hornblenditet, csak peridotitot, gabbrót és dioritot mint ultramafikus fácieseket. Külön foglalkoznak a masszívum kőzetalkotó ásványaival, a kőzetek geokémiájával és magyarázzák a masszívum keletkezését.

Ugyancsak 2000-ben *Pál-Molnár* részletesen foglalkozik a masszívum hornblenditjeivel és dioritjaival, foglalkozik a kőzetek szövetével, ásványos összetételével és következtetéseket von le a masszívum keletkezésével kapcsolatban.

2008-ban *Pál-Molnár* részletesen foglalkozik a peridotitok és gabbrók csoportjával, csoportosításukkal, ásványos összetételükkel, geokémiájukkal. A hornblenditeket az irányítatlan szövetű peridotitok és gabbrók közzé sorolta és azon belül három csoportra osztotta: olivin-piroxén hornblenditek plagioklászos-piroxénos hornblenditek és pegmatoidos hornblenditek.

6. A Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteinek kora

A masszívum keletkezési korával először *Reinhard* (1911) foglalkozott. Szerinte a masszívum a Keleti-Kárpátok utolsó tektonikai mozgásánál fiatalabb mélységi magmaintrúzió, neokom utáni.

1952-1954-ben *Streckeisen* terepi megfigyelések és szerkezeti bélyegek alapján arra a következtetésre jutott, hogy a masszívum kőzeteinek közös az eredete és a ditróessexitek (alkáli monzogabbró-alkáli monzodiorit) és az ultrabázitok a legidősebbek.

1972-ben *Bagdasarian* a korábban (1966) a masszívumból begyűjtött 11 kőzetminta abszolút korát közölte. A kőzetek abszolút korát K/Ar módszerrel határozta meg. A diorit-hornblendit komplexumból 4 mintát gyűjtött be, amelyeknek 161 ± 2 és 196 ± 6 millió év közötti kort mutatnak, azaz a hornblenditek kora jura előtti. A szienitek és gránitok hasonló kort mutatnak $121,5 \pm 2$ és 142 ± 7 millió év. A nefelinszienitek kora 152 ± 1 millió év.

1995-ben *Pál-Molnár és Árva Sós*, a masszívum 25 különböző kőzetéből (hornblenditek, dioritok, gránitok, nefelinszienitek, szienitek, alkáliföldpát szienitek) származó ásványokon végeztek K/Ar radiometrikus kormeghatározást. A hornblenditek esetében a különböző kőzettípusokból (irányított szövetű hornblendit, irányítatlan szövetű hornblendit és pegmatoidos hornblendit) származó amfibol, plagioklász és biotit ásványokon történtek a mérések. Azt az eredményt kapták, hogy a hornblenditek $216 \pm 8,8$ és $237 \pm 9,1$ millió év között jöttek létre, ez megfelel a középső triász, felső triász kornak. A gránitok biotitjai $206,3 \pm 7,8$ és $217,6 \pm 8,3$ millió évet, a szodalitos nefelinszienitek nefelinje $182,4 \pm 6,9$ millió évet, míg a nefelin $232,7 \pm 8,8$ millió évet mutat. A dioritok amfiboljai kevert kort mutatnak $176,6 \pm 6,7$ és $218,7 \pm 8,3$ millió év.

1997-ben *Dallmeyer et al.* a hornblende ásványokon végeztek $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározást és azt az eredményt kapták, hogy a hornblenditek kora $231,5 \pm 0,1$ és $227,1 \pm 0,1$ millió év között van.

Pál-Molnár (1998) a radiometrikus korok alapján (Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995) a masszívum fejlődését két földtani eseményhez köti. Az I. földtani eseményben (középső triász-felső triász) a hornblenditek, a nefelinszienitek és a gránitok jöttek létre, míg II. földtani eseményben (alsó kréta) a szienitek és az alkáliföldpát szienitek. A dioritok kora azt mutatja, hogy kapcsolatban állnak a hornblenditekkel és szienitekkel.

Pană et al. (2000) a masszívum szienitjeiből származó cirkonon végeztek U/Pb kormeghatározást és azt az eredményt kapták, hogy a szienitek kora $229,6 \pm 1,7/-1,2$ millió év.

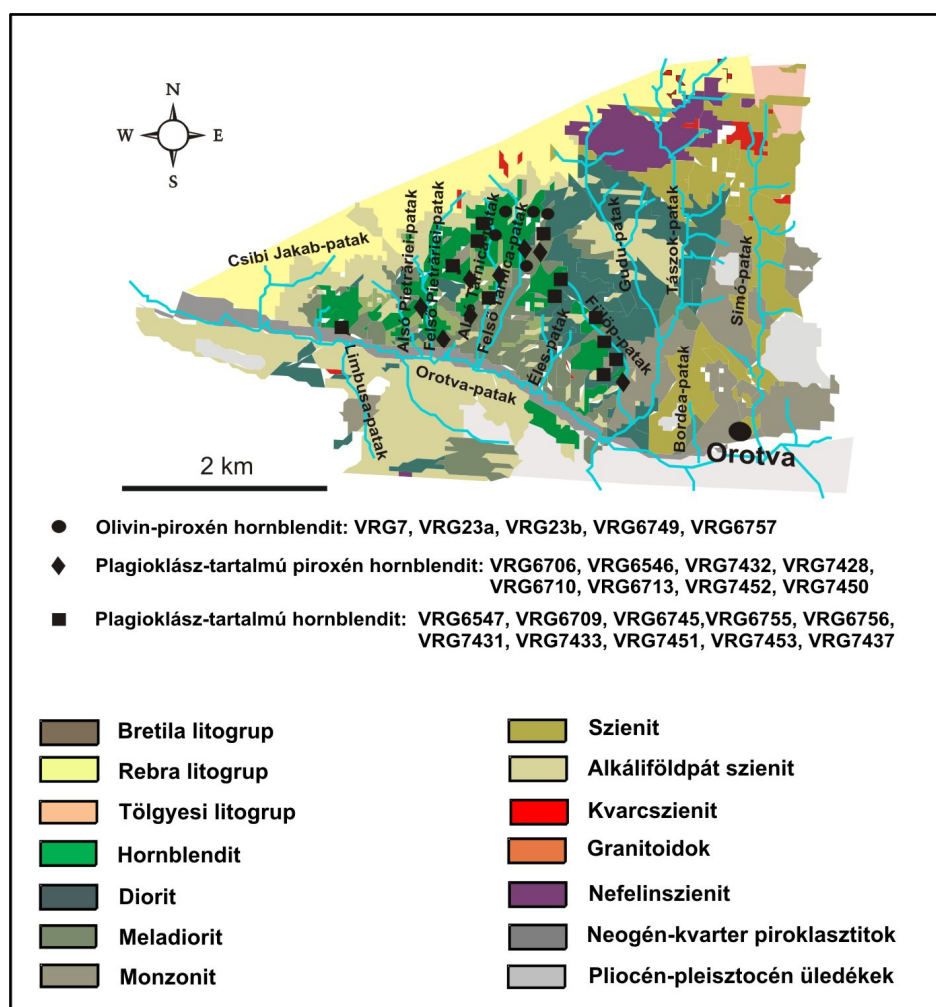
Az eddigi kutatások megegyeznek abban, hogy az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek) a masszívum legidősebb kőzetei és a középső triász-felső triászban keletkeztek (melléklet 1. táblázat).

A masszívum keletkezése középső triász alpi evolúció extenziós fázisához valamint a jurában a Bukovinai-Géta mikrokontinensnek az európai platformtól, a Cívcin-Severin rift rendszer mentén történő elszakadásához köthető. Ebben az időszakban a Tethys kinyílása aktív volt (*Kräutner és Bindea, 1998; Pál-Molnár, 2010*).

7. Alkalmazott vizsgálati módszerek

7.1. Terepi munka

A masszívum É-i részéről, a Tarnița Komplexumból 120 mintát gyűjtöttünk, a Csibi-Jakab (Cibi-Jacob)-, Alsó- és Felső- Piterăriei (Pietrăriei de Jos, Pietrăriei de Sus)-, Alsó- és Felső-Tarnica (Tarnița de Jos, Tarnița de Sus)-, Orotva (Jolotca)-, Fülöp (Filep)-, Éles-patakok (Ascuțit) völgyéből (13. ábra).



13. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum Tarnița Komplexumának földtani térképe a mintavételi pontokkal

7.2. Mikroszkópos vizsgálatok

A begyűjtött mintákból a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén 45 darab vékonycsiszolat készült. A mikroszkópos vizsgálatok során az ásványfázisok, a szöveti és szerkezeti bélyegek meghatározása Brunel-SP-300-P és Olympus BX 41 polarizációs mikroszkópokat használtunk. Az optikai mikroszkópos petrográfiai vizsgálatokat pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzetan-Geokémiai Tanszékén üzemelő AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM), 20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA-es áramerősséggel, a jobb képalkotás érdekében. A kis méretű ásványfázisok meghatározásához kémiai elemzést végeztünk a készülékre szerelt EDAX PV9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel.

7.3. Ásványkémiai elemzések

Az egyes ásványfázisok (amfibol, klinopiroxén, földpát, olivin, titanit, biotit) in situ kémiai összetételét Cameca SX-50 típusú elektronmikroszondával határoztuk meg a Berni Egyetemen. A gyorsítófeszültség 15kV, míg a mintaáram 20nA volt. Az egyes kémiai elemek meghatározásához a következő standardokat használtuk: kvarc (Si), korund (Al), gránát (Fe), olivin (Mg), rodonit (Mn), wollastonit (Ca), jadeit (Na), adulár (K), titanit (Ti). Az ortopiroxének kémiai összetételének meghatározása JEOL 8900 típusú elektronmikroszondán történt (szintén természetes standardok: diopszid (Si, Ca, Mg), hematit (Fe), plagioklász (Al), albit (Na), szanidin (K), rodonit (Mn), és mesterséges standard: SrTiO_3 (Ti) segítségével), a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén. A gyorsító feszültség 20 kV, míg az áramerősség 20 nA volt. Vonalmenti mérések készültek az amfibol, orto- és klinopiroxén, biotit és plagioklász földpát kristályokon. Az amfibol, biotit esetében a pontok közötti távolság 10 μm , míg a piroxének és plagioklász földpátok esetében 50 illetve 100 μm volt. Pontmérések készültek az olivin, biotit, plagioklász földpát és az amfibol kristályokon. Az amfibolokról összesen 250 mérés készült, míg a piroxénekről 100.

A piroxén, amfibol és a titanit ásványok nyomelem meghatározására induktív csatolású plazma tömegspektrometriát alkalmaztunk (LA-ICP-MS). A mérés a New Wave Research cég, UP213 Nd:YAG 213 nm-es lézeres rendszerrel összezsatolt Thermo X sorozat 2-ICP-MS készüléken történt a Cardiffi Egyetem, Földtudományi és Oceanológiai Intézetében, a Magmatizmus és Metallogenezis Kutatócsoportban. A mérés során a lézer paraméterei a következők voltak: a lézernyaláb átmérője 40 μm , a frekvencia: 10Hz, míg a lézer

energiája: $5\text{J}/\text{cm}^2$. A méréshez szükséges kalibráció és a belső standard korrekció Thermo Plasmalab programmal történt.

7.4. Teljes kőzet fő és nyomelem összetételének meghatározása

Teljes kőzet geokémiai elemzésekhez 17 reprezentatív mintát választottunk ki. A minták egy részének (hat minta) teljes kőzet főelem geokémiai összetételét a Stockholmi Egyetem Geológiai Tanszékén Finnigan MAT Element tömegspektrométerrel (HR-ICP-MS módszerrel), míg a nyomelem- és ritkaföldfém-tartalmukat Varian Vista AX spektrométerrel (ICP-AES módszerrel) határoztuk meg. Nyolc kőzetminta fő- és nyomelem geokémiai összetételének meghatározása az Edinburghi Egyetem Földtudományi Intézetében, Panalytical PW2404 hullámhosszdiszperzív XRF-fel történt röntgenfluoreszcens spektrometriával. Három minta esetében a teljes kőzet geokémiai vizsgálatok az AcmeLabs Ltd. akkreditált vancouveri (Kanada) laboratóriumában készültek (ICP-MS). Az eredmények ellenőrzése belső és nemzetközi standardokkal zajlott.

7.5. Radiogén izotóp meghatározás

A Sr és Nd izotópok meghatározása Finnigan MAT 261 termál ionizációs tömeg spektrométeren (TIMS) történt a Stockholmi Természettudományi Múzeum Izotóp geológiai laboratóriumában. A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értékeket Rb interferenciára korrigáltuk és $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ -re normalizáltuk. Az NBS SRM 987 Sr-standard egy mérés alatt $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710236 \pm 24$ (2σ) volt. A $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ értékeket Sm interferenciára korrigáltuk és $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ -re normalizáltuk. A LaJolla Nd-standard egy mérés alatt $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511859 \pm 11$ (2σ) volt.

8. Petrográfia

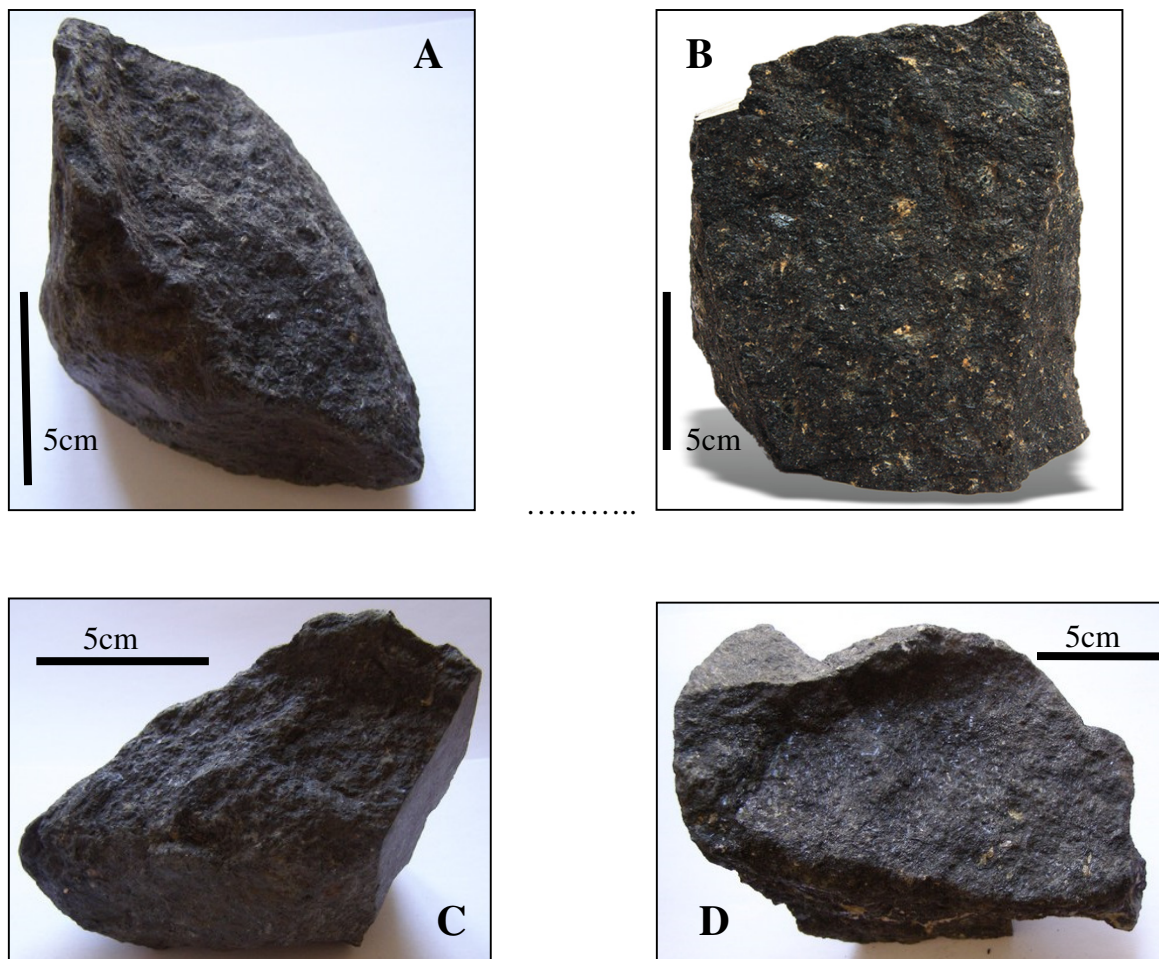
Az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek) a masszívum északi, északnyugati részén – a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak között – gabbrókkal és dioritokkal együtt (Tarnița Komplexum; *Pál-Molnár*, 1992, 1994a, 2000) bukkannak a felszínre (*Pál-Molnár*, 1994b, 1995). A kumulátum kőzetek a gabbrókban és dioritokban lencse alakban és tömbök formájában vannak jelen. A kumulátum kőzetek mérete néhány cm-től a több száz méterig terjedhet (14. ábra).



14. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek (hornblenditek) megjelenése a Tarnița Komplexumban

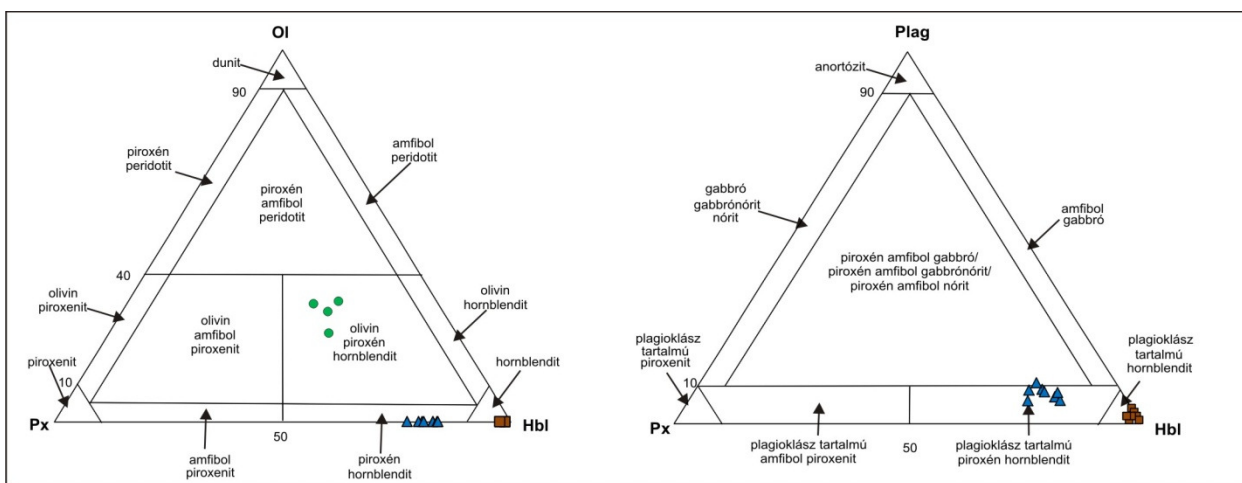
A bezáró gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek és a kumulátumok között ásványos összetételben nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi arányának változása akár kézipéldány szintjén is több kőzettípust eredményezhet (Tarnița Komplexum).

A masszívumban az ultramafikus kőzetek sötét színű, holokristályos, durva és közepes szemcsés, irányítatlan szövetűek (15. ábra). Modális összetételüknek akár a 90 %-át amfibol alkotja.



15. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum hornblendit típusai: plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit (A, D), plagioklász-tartalmú hornblendit (B, C)

Az ultramafikus kőzetek a DAM-ban háromféle kőzettípusban jelennek meg: olivin-piroxén hornblendit, plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász-tartalmú hornblendit (16. ábra).



16. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzetek petrográfiai besorolása (Streckeisen, 1973, 1976 alapján)

Ásványos összetételét tekintve a masszívum ultramafikus kőzetei hasonlóak, csupán az ásványok mennyisége változó (1. táblázat).

1. táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteit alkotó ásványok százalékos megoszlásban

Kőzet	Olivin-piroxén hornblendit	Plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit	Plagioklász-tartalmú hornblendit
Ásvány			
Olivin	22-30	0	0
Piroxén	20-26	9-18	1-2
Amfibol	39-45	60-66	90-93
Biotit	0-1	0-2	1-5
Plagioklász földpát	0-1	1-10	1-4
Titanit	0	1-3	1-3
Apatit	1	0-5	1-5
Opak ásványok	1-4	1-5	1-3

A masszívum ultramafikus kőzetei (hornblenditek) kumulátumok, kumulátumokra jellemző szöveti és szerkezeti bélyegeket mutatnak.

8.1. A kumulátum fogalma

A kumulátumok egyszerű kőzetek, a kristályok akkumulálódása, csoportosulás során jönnek létre (*Wager et al.*, 1960). Akkor alakulnak ki, amikor az elsődleges magmában a kristályok elkülönülnek az olvadéktól. Az akkumuláció folyamata a magmakamra falán történik. A kumulátumok tipikus előfordulási helye az ultramafikus intrúziók, magnéziumban gazdag bazalt folyások, néhány gránit intrúzió, komatiitokban az ultramafikus láva csatornák.

A kumulátum fogalmát először *Wager és Deer* használták 1939-ben a Skaergaard intrúzió esetében. Az első meghatározás szerint a kumulátumot az először kiváló kristályok akkumulációja és az őket körülvevő olvadék alkotja. Az először kiváló kristályok, röviden kumulusz (angolul cumulate), egy egység, ami az elsődleges magmából válik ki, mielőtt még a kristályosodás során bármiféle változás történne. A kumulusz fázist körülvevő olvadék az interkumulusz olvadék.

A kumulátum kőzeteket két fő összetevő alkotja. A kumulusz, olyan kristályok csoportjából áll, amely a kumulátum kőzet vázát alkotja. Posztkumulusz, vagy interkumulusz, olyan anyag kristályosodásának terméke, amely a szemcseközi térben jön létre. A kumulusz anyaga normál frakcionált kristályosodással keletkezik, kogenetikus ásványokat tartalmaz. Posztkumulusz (vagy interkumulusz) kialakulása során, az interkumulusz magmából történik a kristályosodás és közben a kumulusz préselődik. Ekkor történhet a kumulusz kristályokra való növekedés is. Ilyenkor zónás ásványok jönnek létre, mivel az interkumulusz olvadék általában kisebb hőmérsékletű és az összetétele is különbözhet a kumuluszt létrehozó olvadék összetételétől. Az ultramafikus kumulátumokban az interkumulusz fázist néhány százalék plagioklász képviseli, egyes esetekben hiányozhat.

A kumulátum kőzetek tipikusan rétegzettek, litológiai variációt mutatnak a fiatalabbtól az idősebb felé. Gravitációsan különülnek el egymástól, ami a frakcionációs kristályosodásnak tulajdonítható és emiatt van a rétegződés is. A frakcionáció folyamata nagyon különböző a különféle intrúziók esetében.

A kumulátum kőzetek rendszerint poikilites szövetet mutatnak, azaz a nagyméretű kristályban (oikokristály vagy bezáró kristály) sok, irányítatlan és szabálytalan eloszlásban kisméretű kristályok (chadakristály) fordulnak elő.

Irvine, 1982-ben a kumulátum közeteket osztályozta az interkumulusz mennyisége alapján. Az osztályozás alapját *Wager et al.* 1960-as munkája képezte. Megkülönböztet: ortokumulátumot, mezokumulátumot és adkumulátumot.

- Ortokumulátum esetében a közbeiktatott, szemcseközi posztikumulusz, vagy interkumulusz anyag a kumulátum közet 25-50%-át alkotja.
- Mezokumulátum esetében kevesebb a posztikumulusz anyag és ez ránc a kumulusz kristályokra, ilyenkor a posztikumulusz anyag a kumulátum közet 7-25%-át alkotja.
- Adkumulátum, kis mennyiségben van jelen a posztikumulusz anyag, vagy egyensúlyba került a kumulátum anyagával és nem látható, ilyenkor a posztikumulusz anyag a kumulátum közet 0-7%-át alkotja.

Wager et al., 1960-ban még használták a heteradkumulátum kifejezést, amely esetében az adkumulátumhoz hasonlóan a közet sok oikokristályt tartalmaz, a kumulusz kristályok változó mennyiségben vannak jelen, mivel egyensúly van a kumulusz és az interkumulusz olvadék között. *Irvine* (1982) már nem használta ezt az elnevezést.

A kumulátum közeteket még osztályozhatjuk az alapján is, hogy volt-e egyensúlyi kristályosodás vagy sem. Ez alapján megkülönböztetünk *kotektikus (egyensúlyi) kumulátumokat* (egy ásványfajta alkotja, mivel a kristályosodás során fokozatosan csökken a hőmérséklet, ilyenkor a kristályok más-más hőmérsékleti értéket mutatnak), *nem kotektikus kumulátumokat* (amikor a kristályosodás szétválás vagy az olvadék más úton éri el az egyensúlyt pl. magmakeveredés vagy asszimiláció során).

A kumulátumok egy részét utólagosan a posztikumuluszos metasomatózis befolyásolhatja.

A DAM ultramafikus kumulátum közetei esetében a kumulusz fázist az olivin, piroxén, amfibol és biotit képviselik, az interkumulusz fázist az amfibol és a plagioklász földpát. Az olivin-piroxén hornblendit ortokumulátum (>25% interkumulusz fázis; *Irvine*, 1982), a közetnek akár a 45%-át interkumulusz amfibol alkotja. A plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit mezokumulátum (7–25% interkumulusz fázis; *Irvine*, 1982), összetételének 21%-át interkumulusz amfibol és plagioklász teszi ki. A plagioklász-tartalmú hornblendit pedig adkumulátum (0–7 % interkumulusz fázis; *Irvine*, 1982) ugyanis az interkumulusz plagioklászok aránya 1–4 % között változik. A masszívum ultramafikus közetei a kumulátumokra jellemző poikilites szövetűek, azaz nagyméretű kristályban, jelen esetben olivin, piroxén és amfibolban sok – orientálatlan és szabálytalan eloszlásban – kisméretű kristály (pl. piroxén, apatit, titanit és opak ásványok) van jelen.

Kumulátumok nevét a domináns ásványok, valamint az alapanyagot alkotó kristályok mennyisége alapján adjuk meg (Hall, 1996). A kumulátumos nevek nem írják felül az általános kőzetneveket, de ha tudjuk, hogy a kőzetünk kumulátum akkor precízebb kőzetnevet adhatunk (Wager *et al.*, 1960). A DAM ultramafikus kőzeteit, amelyek kumulusz anyaga hornblende, így hornblendit kumulátumnak nevezhetjük el., Ezek többféleképpen lehetnek, attól függően, hogy a kumulusz fázist és az interkumuluszt milyen ásványok alkotják. Így a DAM ultramafikus kőzeteit nevezhetjük még olivin-piroxén hornblendit kumulátumnak, piroxén hornblendit kumulátumnak vagy olivin-hornblende-piroxén ortokumulátum, hornblende adkumulátum, piroxén mezokumulátum.

A kumulátum kőzetek, mivel az elsődleges magmából frakcionálódtak nem alkalmasak a magma eredeti összetételének meghatározására, amelyből létrejöttek. Egyes esetekben indirekt módon meghatározható a magma összetétele (numerikus modellezés, kísérleti eredmények).

Kumulátumok kémiai összetétel információt adhat a maradék magma összetételéről, a hőmérsékletéről, nyomásáról, az olvadék kémiájáról. A kumulátum kőzetet alkotó fázisok (kumulusz, interkumulusz) vizsgálatával meghatározhatjuk annak az olvadéknak az összetételét, amelyből kristályosodtak, valamint a kumulátum keletkezési körülményeit.

8.2. Kőzetváltozatok

8.2.1. Olivin-piroxén hornblendit

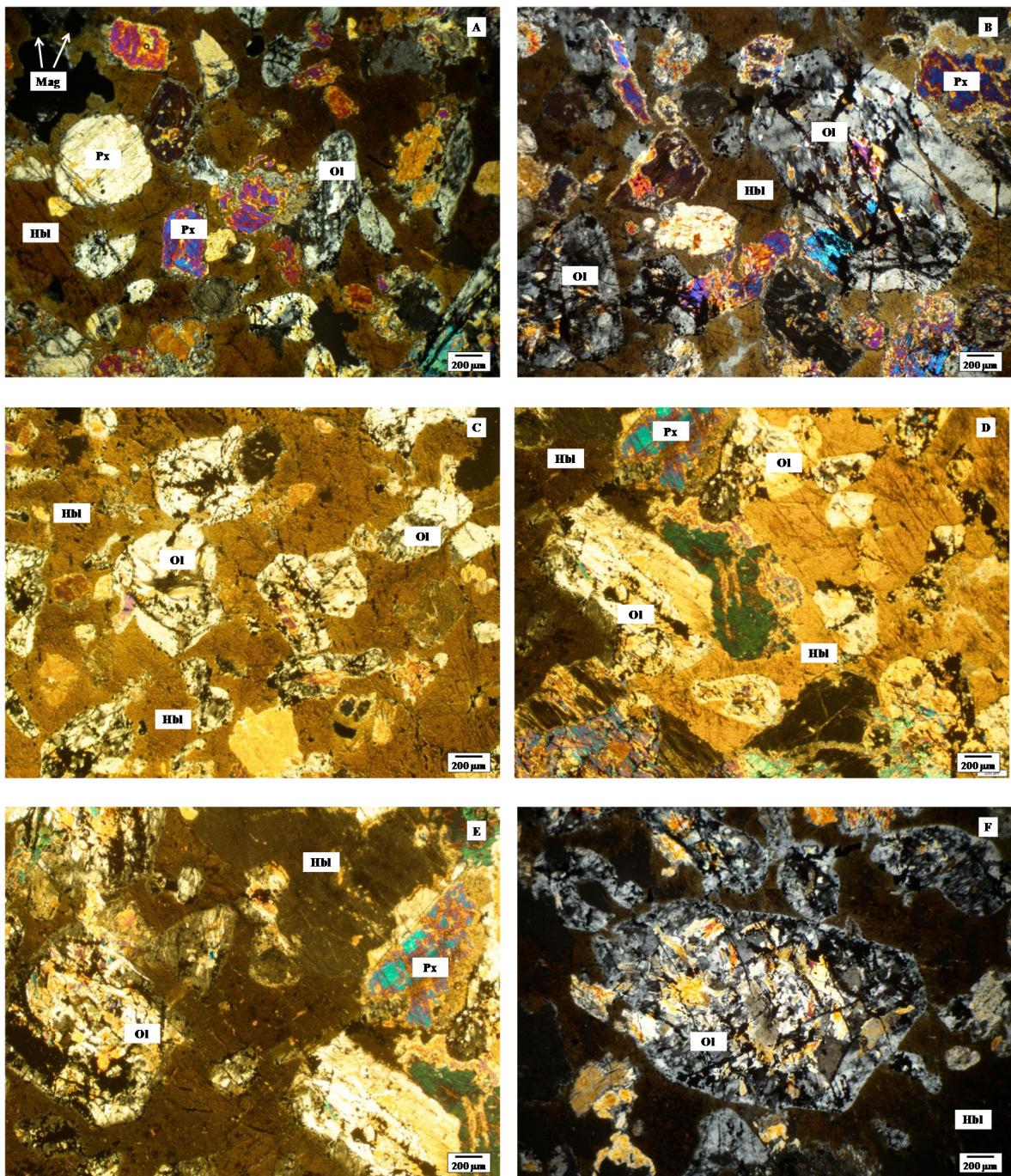
A kőzet szövete holokristályos, ekvigranuláris, irányítatlan, nagyrészt átalakult. Fő kőzetalkotók: olivin, amfibol, piroxén, biotit, plagioklász földpát, akcesszórius ásványok: apatit, magnetit.

Legnagyobb mennyiségben az olivin, piroxén és amfibol ásványok vannak jelen, kisebb mennyiségben a biotit és plagioklász földpát. A kumulusz fázist az olivin, piroxén kristályok alkotják, míg az interkumulusz az amfibol, biotit és plagioklász földpát.

Az olivin mesh szerkezete mutat, ami a magnéziumos olivin serpentinizációja során alakult ki (Carvalho és Carneiro, 2002). Az olivin xenomorf szemcsék formájában jelenik meg amelyek gyakran lekerekítettek és minden esetben serpentinizáltak (17. A, B, C, F ábra).

A klinopiroxén kissé lekerekített, vagy szabálytalan szemcsék formájában fordul elő, mérete: 800-1300 μm közötti (17. A, B, D, E ábra). Az ortopiroxén xenomorf, mérete 500 μm körüli, a szemcsék peremén egy 40-50 μm vastag reakció perem van jelen, amelyet talk, plagioklász és kis mennyiségű magnetit alkot.

Az amfibol, amely az interkumulusz fázist képviseli hipidiomorf-xenomorf, körbeveszi a kumulusz ásványokat. Zöldebarna, sötétbarna színű (17. ábra). A biotit szórványosan fordul elő, xenomorf, szélei kloritos átalakulás figyelhető meg. A plagioklász földpát nagyon kis mennyiségben fordul elő, egyes esetekben hiányzik a kőzetből. Az olivint magnetit szemcsék veszik körül, amelyek csomókba tömörülnek, vagy füzérszerűen az olivin repedései mentén jelennek meg (17. B, E, F ábra). Az apatit gyakran az amfibolban vagy a szemcséközi térben van jelen.



17. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum olivin-piroxén hornblenditjeinek vékonycsiszolati képei (a rövidítések Whitney és Evans, 2010 után)

8.2.2. Plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit

Sötét színű mezokumulátum kőzet, szövete poikilites. Az ásványok lekerekítettek, csak a földpáttal körülvett zömök prizmás piroxén és amfibol idiomorf (18. ábra). A kumulusz fázist az amfibol, piroxén kristályok alkotják, míg az interkumulusz a plagioklász földpát és a biotit.

A kőzetben a nagyméretű (750 μm – 1,75mm), sajátalakú amfibol dominál amelyben titanit, apatit és magnetit zárványok jelennek meg, (18. F ábra). Egyes esetekben az amfibol körülzárja a piroxént. Előfordul, hogy az amfibol a repedéseken keresztül behatol a piroxén kristályba és ott kristályosodik ki (18. D ábra). Az amfibol szegélyén kloritos és/vagy epidotos átalakulás figyelhető meg. A plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekhez tartozó kőzetek egyik részében az amfibol az interkumulusz fázist képviseli (18. A, C ábra), míg másik részében kumulátum fázis (18. B, D, E, F ábra).

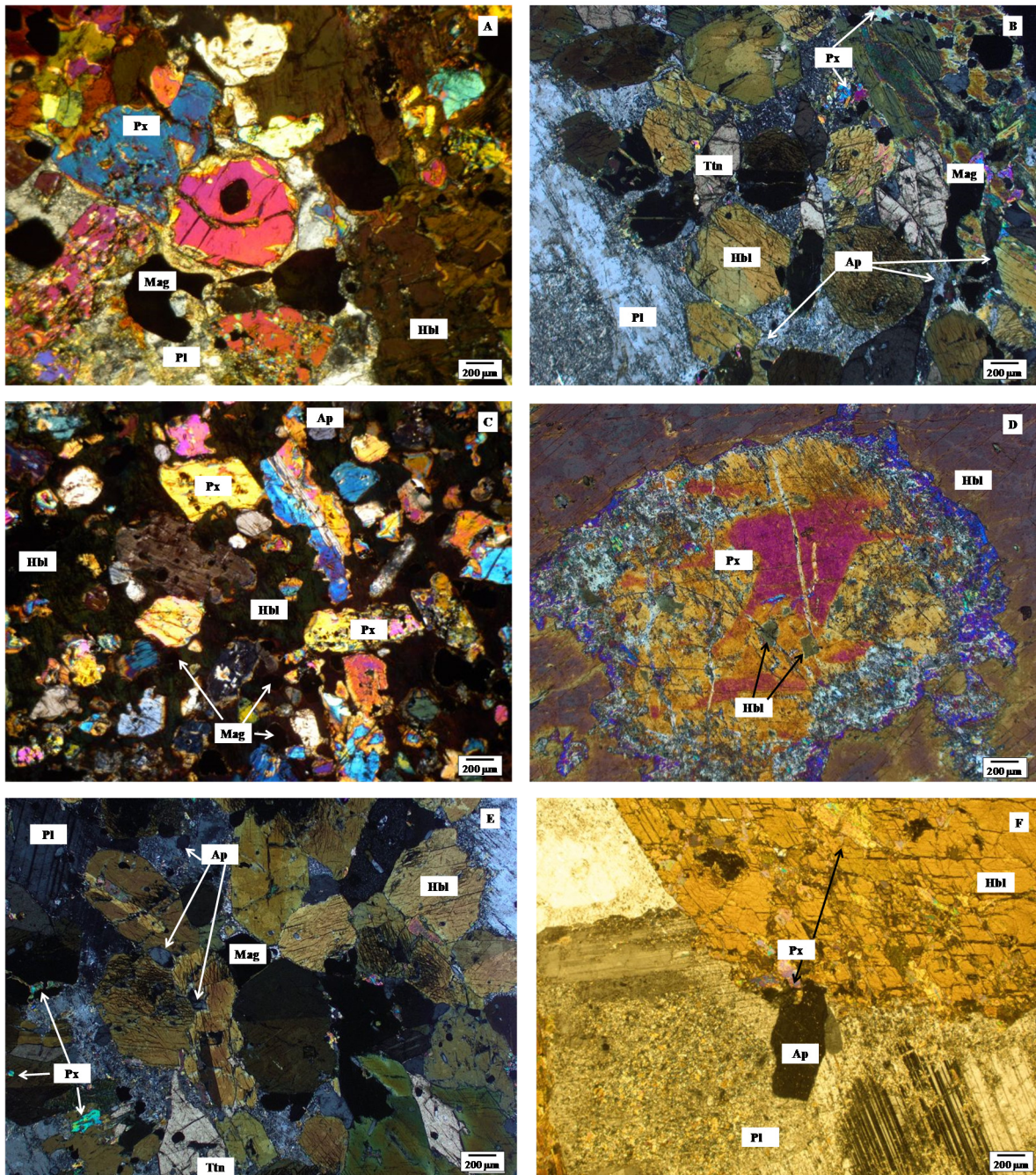
A klinopiroxén nagy (0,7-1,1 mm) megnyúlt kristályok (18. C ábra), vagy apró (150-300 μm) zömök prizmák formájában jelenik meg (18. A, B, D, E, F ábra), apatit és magnetit zárványokat tartalmaz.

A biotit, félig sajátalakú, mérete: 1000 μm , ritkán amfibollal összenőve fordul elő. Piroxén apatit és magnetit zárványokat tartalmaz, szélein klorittá alakulnak. Színe barna, pleokroizmus sötétbarna, barna. A plagioklász kis mennyiségben van jelen, xenomorf és az interkumulusz fázist képviseli (18. B, E, F ábra).

Akcesszóriaként apatit, titanit és magnetit fordul elő. Apatit elszórtan (18. B, C ábra), vagy az amfibolban zárványként jelenik meg.

A titanit kőzetalkotó mennyiségű (2-3%), egyrészt nagyméretű (1,05 – 2,25 mm) idiomorf kristályként (18. E ábra), másrészt amfibolban zárványként van jelen. A titanitban ritkán apatit és magnetit zárványok találhatóak. Esetenként a titanit kristályok fészkekbe tömörülnek (18. B ábra).

A magnetit xenomorf, lekerekített (18. A, E ábra) vagy szabálytalan alakú (18. B ábra), nagyon ritkán idiomorf. Elszórtan vagy zárványként fordul elő titanitban, amfibolban. Ritkán apatitot vagy cirkon tartalmaz.



18. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditjeinek vékonycsiszolati képei (a rövidítések Whitney és Evans, 2010 után)

8.2.3. Plagioklász-tartalmú hornblendit

Sötét színű adkumulátum kőzet, szövete holokristályos, ekvigranuláris, irányítatlan, fő kőzetalkotó ásványa az amfibol (19. ábra). A kumulusz fázist az amfibol alkotja, míg az interkumulusz a plagioklász földpát.

Az amfibol kristályokban lévő apatit, magnetit és titanit zárványok miatt a kőzet poikilitos szövetet mutat. A legnagyobb mennyiségben jelen lévő amfibol pegmatoidos, nagyméretű (1-11 mm), prizmás habitusban (19. A, B, F ábra), míg szórványosan kisebb méretű hipidiomorf (250 – 375 μm) kristályként jelenik meg. Zárványként magnetit, apatit és piroxén szemcséket tartalmaz.

A klinopiroxén kisebb mennyiségben van jelen, a szemcseközi térben vagy amfibolban zárványként (19. E, F ábra).

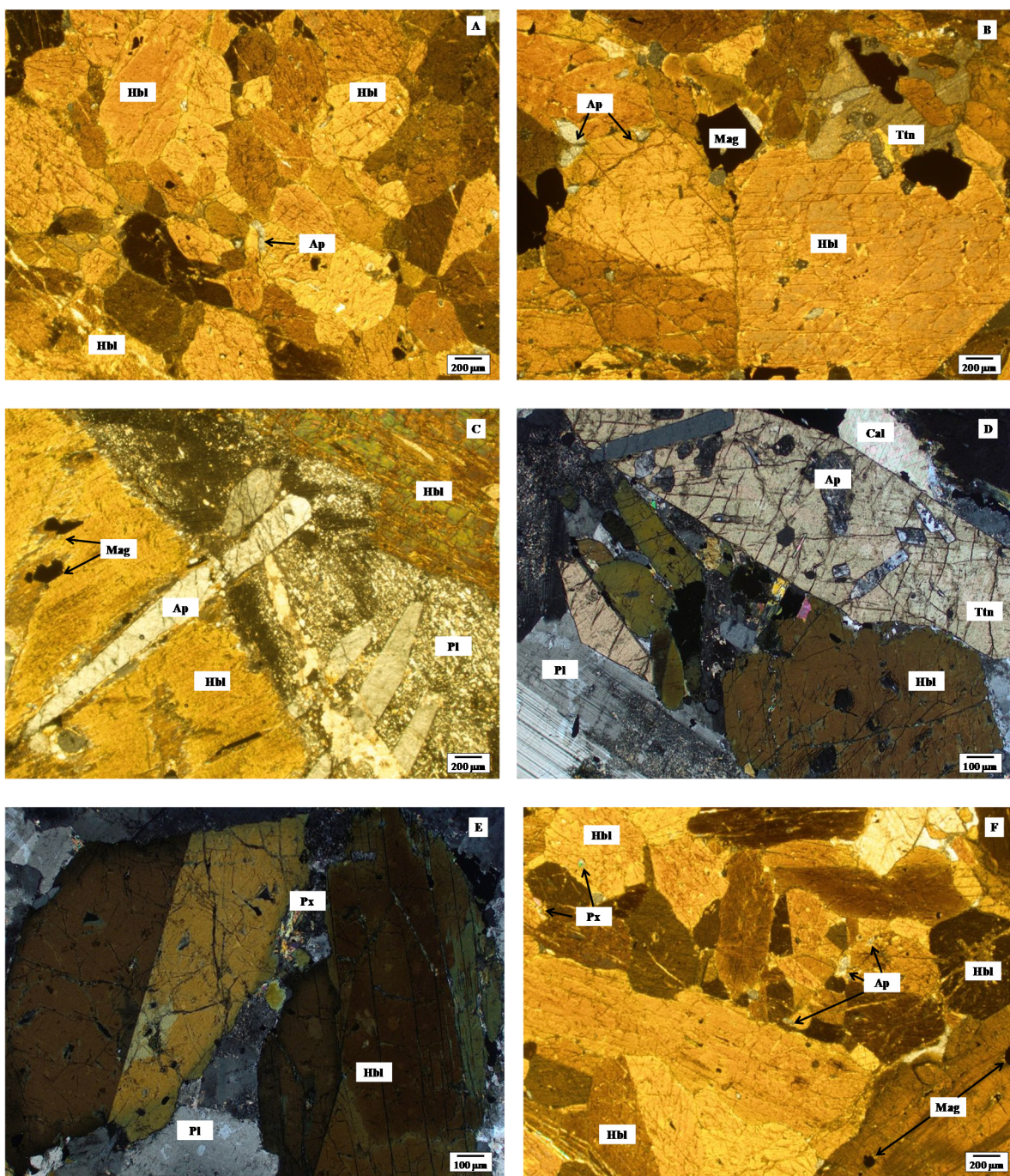
A biotit kis mennyiségben fordul elő, színe zöldes barna. Mérete helyenként elérheti akár 4,3 mm nagyságot is. Peremén kloritos átalakulás figyelhető meg. Zárványként az összes mafikus ásvány megtalálható benne A plagioklász földpát minden esetben jelen van, az ásványok közti teret tölti ki, xenomorf (19. C, D, E ábra).

A titanit két populációba sorolható: 1. idiomorf, nagyméretű (~2 mm), sárgásbarna színű kristályok, amelyek magnetit, apatit zárványokat tartalmaznak (19. C ábra); 2. hipidiomorf, aprószemcsés halmazokat alkotnak, amfibolok biotitok körül jelennek meg. Ezeknek a mérete 325 – 475 μm között változik, ritkán magnetit zárványt tartalmaznak.

A magnetit a szemcsék közötti térben vagy zárványként fordul elő, főként xenomorf, de ritkán idiomorf megjelenésű (19. C ábra).

Az apatit idiomorf, vagy hipidiomorf, hosszú, megnyúlt prizmás alakban fordul elő, főleg amfibolban zárványként (19. C, F ábra). Kisebb mennyiségben a többi ásványban (titanit, piroxén, biotit) zárványként (19. D ábra), vagy elszórtan van jelen, ritkán magnetitet tartalmaz.

Kis mennyiségben ebben a kőzettípusban xenomorf kalcit is előfordul (19. D ábra).

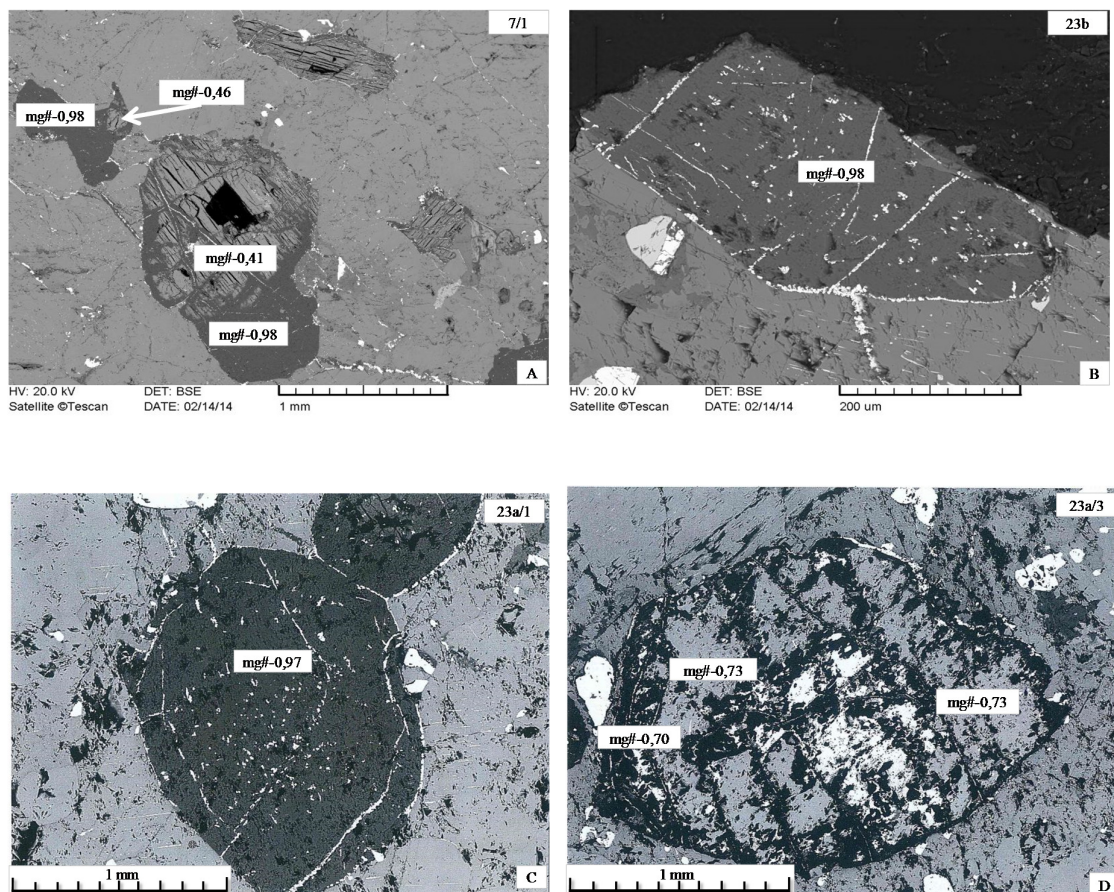


19. ábra A Ditrói Alkáli Masszívumplagioklász-tartalmú hornblenditjeinek vékonycsiszolati képei (a rövidítések Whitney és Evans, 2010 után)

9. Ásványkémia

9.1. Olivin

A szemcsék lekerekítettek vagy xenomorfok (20. ábra), kumulátum fázist képviselik. Az olivin szélein és a kristályok belsejében is, szerpentinés átalakulás figyelhető meg. Minden esetben mesh szerkezetet mutatnak.



20. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum olivin-piroxén hornblenditjeiben lévő olivinek visszaszórt elektron felvételei, feltüntetve az olivinek mg-tartalmát

Az olivint általában amfibol szemcsék veszik körül, interkumulusz amfibol körbezárja. Az olivin színe világos, sötétszürkétől másodrendű rózsaszín, kék és narancssárgáig változik. Méret: 0,87 – 1,15 mm közötti, ritkán eléri a 1,7 mm is.

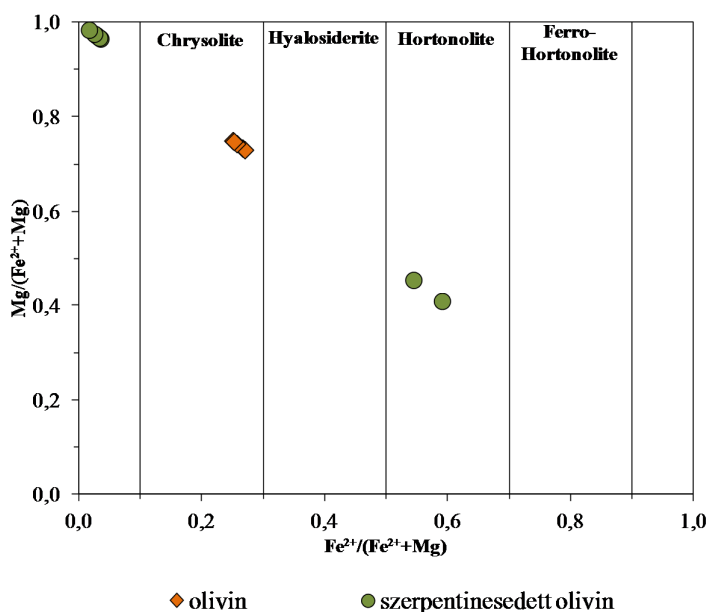
Az olivin szemcsék körül másodlagos magnetit jelenik meg, amely az olivin és a vizes oldatok reakciójának eredménye. Attól függően, hogy a szemcsék mennyire szerpentinésedtek az olivinek körüli magnetitek mennyisége is változik. A kevésbé szerpentinésedett olivinek

körül kevesebb (2-3), míg a már teljesen átalakult olivin szemcsék körül sok (5-10) magnetit szemcse található. Az olivin elsődleges idiomorf magnetit zárványokat is tartalmaz (20. A ábra).

Kémiai elemösszetétel mérések az olivin ép és szerpentinisedett részéről is készültek (melléklet 2, 3. táblázatok). Az ép olivin FeO^t tartalma 22,5 – 25 t% között változik, míg a szerpentinisedett rész FeO^t tartalma 1,0 – 2,5 t%. A MgO-tartalomban is jelentős változást mutatnak, az ép rész tartalma 36,7-38,5 % közötti, míg a szerpentinisedett rész 30,8 – 38,8 t% MgO-tartalommal rendelkezik. Az olivinek MnO tartalma 0,21-0,43 t% között változik.

Annak függvényében, hogy mennyire szerpentinisedett az olivin kétféleképpen jelenik meg. Olivin, amely csak kis mértékben szerpentinisedett, éles szemcsehatárokkal, körülötte kis mennyiségű magnetit található, összetétele: $\text{Fo}_{73-79}\text{Fa}_{21-27}$ között változik (20. A, D ábra). Nagymértékben szerpentinisedett olivin, amely körül több magnetit szemcse látható, ennek az összetétele: $\text{Fo}_{96-98}\text{Fa}_{2-4}$ (20. B, C ábra).

Az ép olivin krizolit összetétellel rendelkezik, míg a szerpentinisedett olivin egy része hortonolit, míg másik része forsterites összetételt mutat (21. ábra). Az ép olivin CaO tartalma 0,0-0,1 t% között változik, míg a Ni-tartalma 574-813 ppm közötti.



21. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában található olivinek osztályozása a $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ diagramon

9.2. Piroxén

Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben mint ortopiroxén, mint klinopiroxén van jelen, kumulusz fázisként. Az ortopiroxén csak az olivin-piroxén hornblenditben fordul elő. A klinopiroxén a masszívum összes hornblendit típusában megtalálható.

Az osztályozást a kristálytani helyek kationokkal való feltöltésének sorrendjét az IMA által javasolt *Morimoto*, 1988, *Rock*, 1990 szerint végeztem a MINPET 2.0 (*Richard*, 1988-1995) ásványtani és petrológiai program segítségével (melléklet 4, 5, 6. táblázat).

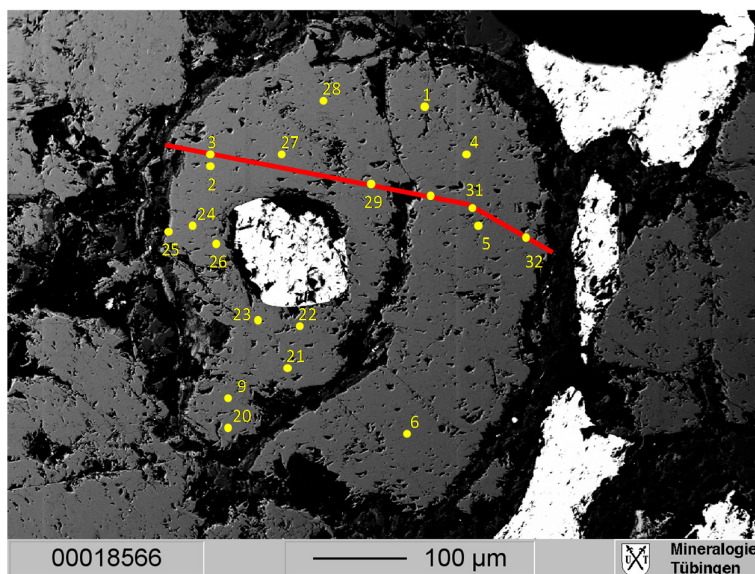
Az elektronmikroszkopos mérések hátránya, hogy nem adható meg a FeO és a Fe_2O_3 koncentrációja. Piroxének, amfibolok, biotitok és Fe-Ti oxidok esetében általában a vas, ferri és ferro kationok formájában van jelen. Az ásványok $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ aránya tükrözi a kristályosodás körülményeit, így ennek meghatározása rendkívül fontos a magmafejlődés körülményeinek vizsgálatában. A Fe^{3+} értékének becslése *Droop* (1987) módszere szerint végeztem.

Az ortopiroxén xenomorf lekerekített, erősen mállott, töredezett, körülötte magnetit szemcsék találhatóak (22. ábra). Mérete $500\ \mu\text{m}$ körüli, elsőrendű rózsaszín, kék és zöld színűek. Benne elsődleges magnetit zárványok találhatóak. Az ortopiroxén minden esetben ensztatitos ($\text{Wo}_{2-3}\text{En}_{67-69}\text{Fs}_{29-30}$) összetételt mutat (25. ábra).

M2: $\text{Fe}^{2+}_{0,49-0,59}\text{Mg}^{2+}_{0,35-0,46}\text{Ca}^{2+}_{0,04-0,05}$

M1: $\text{Fe}^{3+}_{0,00-0,07}\text{Mg}^{2+}_{0,93-0,97}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,00-0,02}$

T: $\text{Fe}^{3+}_{0,00-0,03}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,02-0,05}\text{Si}_{1,92-1,96}$



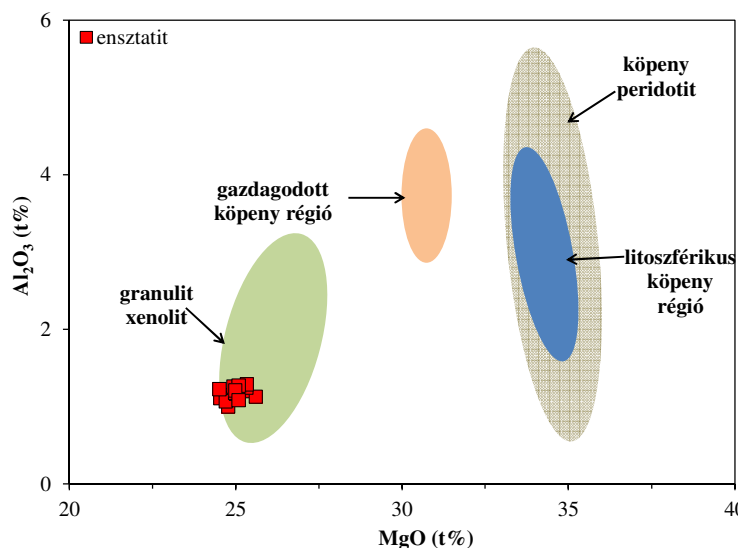
22. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő ortopiroxén visszaszórt elektron képe, a mérési pontokkal

Optikai mikroszkóppal a szemcsék körül sárgás színű finomszemcsés 40-50 μm vastagságú reakcióperem látható, ami arra utal, hogy az ortopiroxén olyan környezetbe került, amelyben már nem tudott egyensúlyt tartani a körülményekkel, kezdett visszaoldódni, az ortopiroxén idegen eredetű, xenokristály. Raman vizsgálatok azt mutatják, hogy a finomszemcsés peremet nagy mennyiségben talk és kis mennyiségben plagioklász földpát és néhány magnetit szemcse alkotja.

Az ortopiroxén kristályokon történt vonalmenti mérések (melléklet 4. táblázat, 22. ábra) alapján megállapítottuk, hogy a kristályok homogének, a középső és a peremi részek összetétele közel megegyezik ($\text{mg\#}-0,70 - 0,72, \text{Fe}^{\text{tot}}$). Az Al_2O_3 -tartalma (1,1-1,3 t%) sem mutat jelentősebb változást, Ca-tartalma 0,95-1,3 t% között változik, míg Ti-tartalma 0,21-0,26 t% közötti értéket mutat.

Az ortopiroxén körüli reakcióperem a H_2O -ban gazdag olvadékkal való érintkezése során alakulhatott ki (Eggleton, Boland, 1982). Az ortopiroxén nem-egyensúlyi szöveti jellemzői azt mutatják, hogy ez a kristály valószínűleg a magma felemelkedése során, kéreg körülmények között, a mellékkőzetből került a kumulátum kőzetekbe.

A DAM kumulátumában lévő ensztatit nagyobb Fe-tartalommal (18,79-19,61 t%) és kisebb Al- (1,07-1,26 t%), és Mg-tartalommal (24,54-25,33 t%) rendelkezik, mint az ultramafikus xenolitok ortopiroxénjei, Ca-tartalma 0,95-1,33 t% között változik.



23. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum olivin-piroxén hornblendit kőzettípusában lévő ortopiroxén összetétele a MgO (t%) vs Al_2O_3 (t%) és a MgO (t%) vs CaO (t%) diagramokon. Az ortopiroxének referencia területei: granulit xenolit - Jan és Howie, 1980, Orlando et al., 1994, Conticelli, 1998; gazdagodott köpeny régió - Észak Kína Kraton (Zhang et al., 2007); köpeny peridotit - Vaykar-Synya és Kempirsai Masszívum (Savelieva et al., 2015); litoszférikus köpeny - ÉK-Bohémiai Masszívum (Matusiak-Malek et al., 2010).

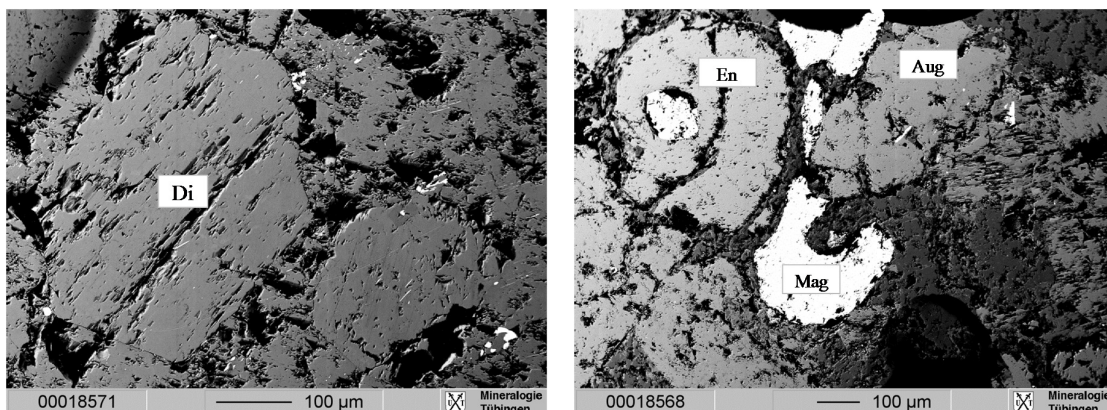
Olyan ortopiroxénekkal mutatnak hasonlóságot, amelyek kéreg eredetű granulit xenolitokban vannak jelen (23. ábra).

A klinopiroxén idiomorf és hipidiomorf, oszlopos, rövid prizmák formájában jelenik meg (24. ábra). A DAM ultramafikus kumulátum közeteiben kétféleképpen van jelen:

1. nagyméretű, különálló ásványként, amelynek a mérete elérheti a 4 mm, amely erősen mállott, peremén kloritos és epidotos átalakulás figyelhető meg
2. kisebb méretű (450 μm körüli) hipidiomorf ásványként, amelyet interkumulusz amfibol zár körül, benne apatit és magnetit zárványok találhatóak.

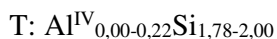
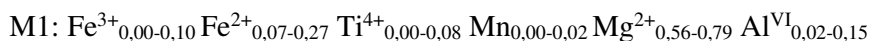
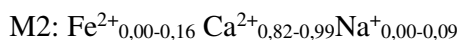
A klinopiroxén diopszid ($\text{Wo}_{46-68}\text{En}_{23-42}\text{Fs}_{9-18}$, ferroan–, aluminian–ferroan and sodian–ferroan diopside) és augit ($\text{Wo}_{28-44}\text{En}_{54-65}\text{Fs}_{13-33}$, Mg rich augite) összetétellel rendelkezik (25. ábra).

Magas a mg-számuk (0,77–0,90), ($\text{mg}\# = (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$, valamint az Al_2O_3 - (2,35-8,27 t%) TiO_2 -tartalmuk (0,56-2,92 t%) (melléklet 5, 6 táblázat).

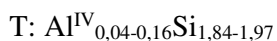
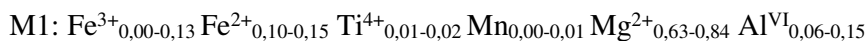
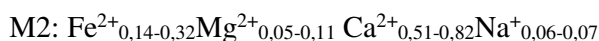


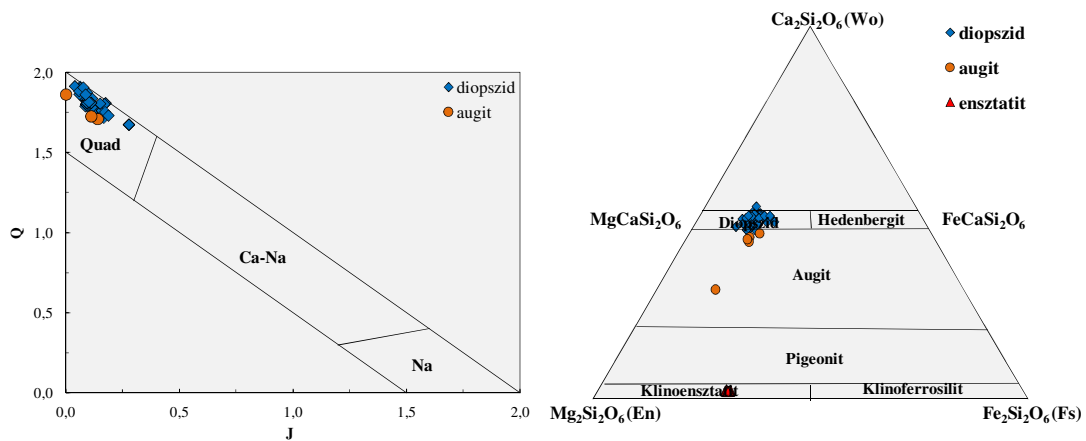
24. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő klinopiroxének visszaszórt elektron képe (rövidítések Whitney és Evans, 2010 után)

A diopszid összetétele:



Az augit összetétele:



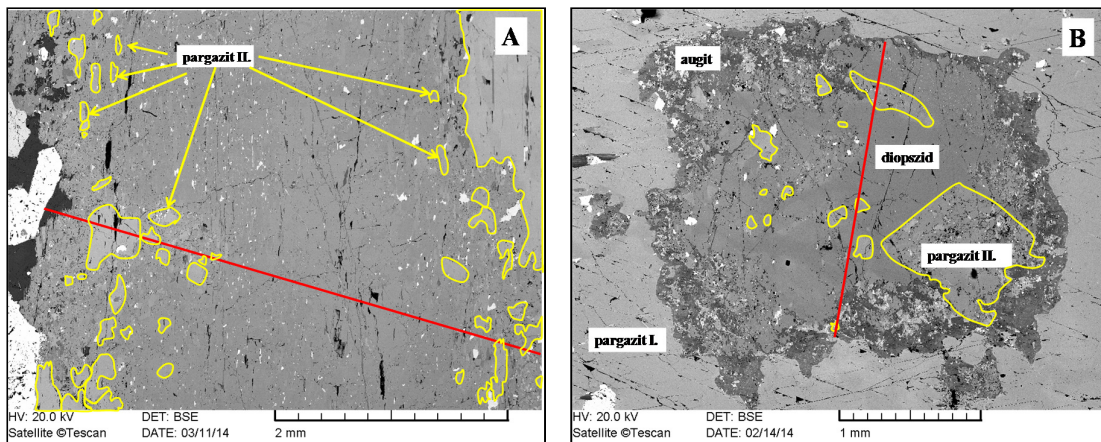


25. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzetiben található klinopiroxének és ortopiroxének összetétele Morimoto (1988) alapján

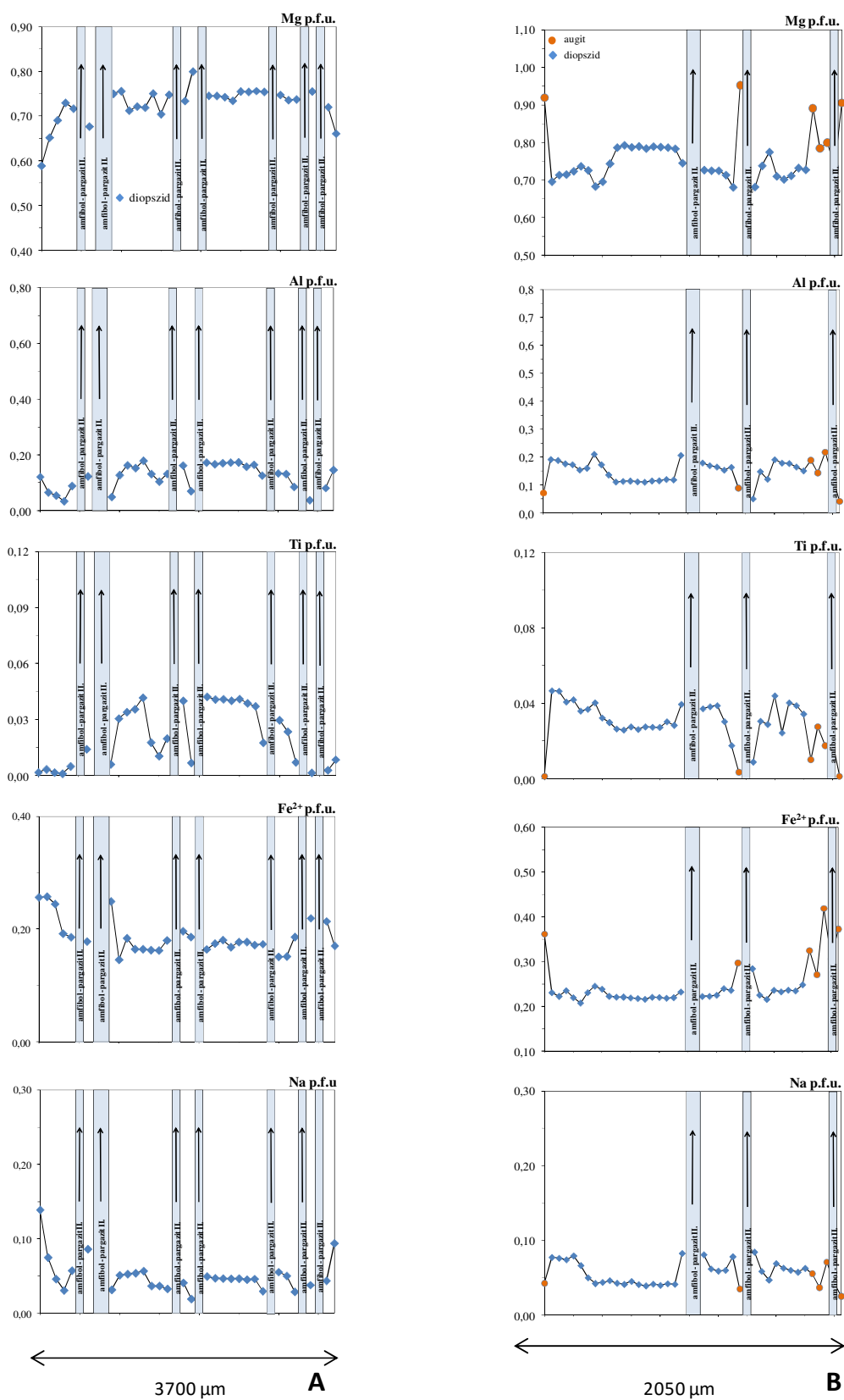
A klinopiroxén kristályokon vonalmenti (perem–mag–perem) mérések történtek. A nagyobb kristályokon 100 μm , míg a kisebb kristályokon 50 μm volt a mérési pontok közötti távolság. A klinopiroxén amfibol zárványokat tartalmaz és elkerülhetetlen volt, hogy a vonalmenti mérések során az amfibol ne kerüljön be a mérési sorozatba.

A klinopiroxén kristályok nagyrészt diopszidos összetétellel rendelkeznek, az augitos összetétel a peremi részekre volt jellemző.

A következőkben két jellegzetes példán mutatom be a DAM ultramafikus kumulátumában lévő klinopiroxének összetételbeli változását.



26. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditjeiben lévő klinopiroxének visszaszórt elektron felvételei, feltüntetve a mérés vonalát (A: VRG6706/17 és B: VRG6706/118 mintában lévő zárvány piroxén). A klinopiroxének amfibol zárványokat tartalmaznak.



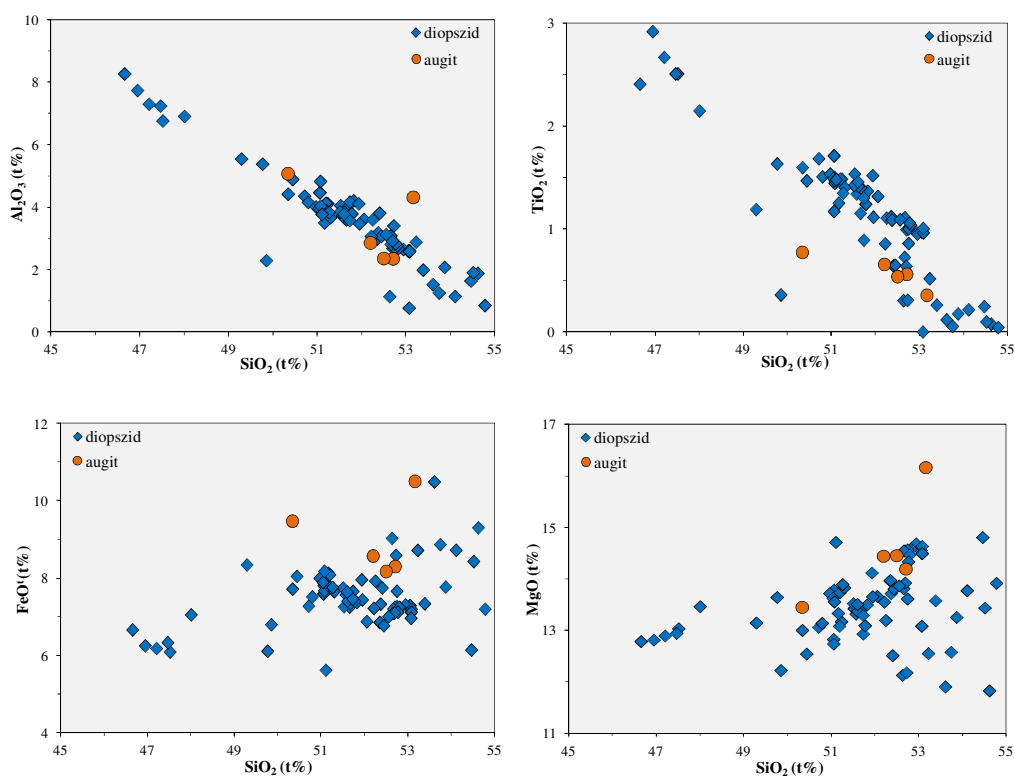
27. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő klinopiroxének (A: VRG6706/17 és B: VRG6706/118 minták) vonalmenti kémiai összetételbeli változása

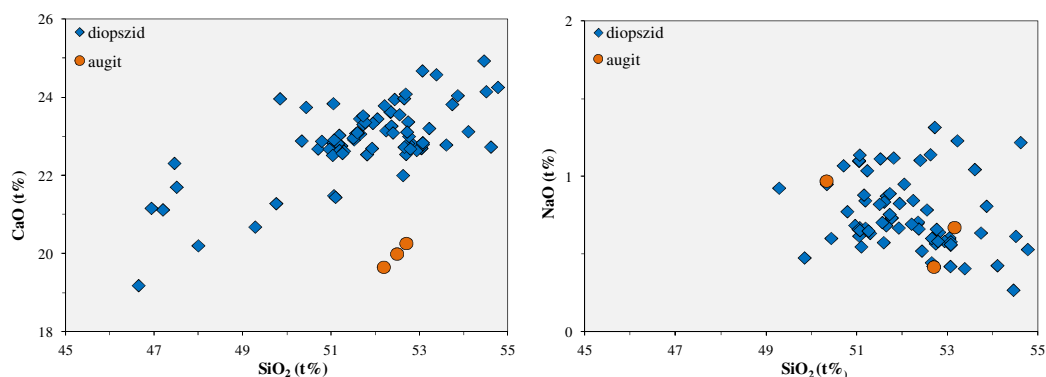
Az első esetben (26. A ábra) a piroxén önálló, idiomorf ásvány, a mérés a kristály keresztmetszetén történt (perem–mag–perem) 3700 μm hosszúságban. A mérés 7 esetben metszi a piroxénben lévő amfibol zárványokat. A kristály diopszidos összetételt mutat, a peremi részek szegényebbek Mg, Ti és Ca-ban, viszont gazdagabbak Fe^{2+} és Na-ban a mag részhez viszonyítva. Az Al mennyisége a kristályszemcsén belül fokozatosan változik (27. A ábra).

A második esetben a piroxén kristály amfibollal van körülveve (26. B ábra). A vonalmenti mérés 3 esetben metsz amfibol kristályt, a mérés hossza 2050 μm volt. A piroxén pereme augitos, míg a mag része diopszidos összetételt mutat. Az augitos rész gazdag Mg és Fe^{2+} , és szegény Al, Ti és Ca-ban a diopszidos részhez viszonyítva. A Na mennyisége folyamatosan változik a kristályszemcsén belül (27. B ábra).

A klinopiroxén Harker diagramjain (28. ábra) jól látható, hogy az augit nagyobb Al_2O_3 -, TiO_2 -, FeO^{t} -, Na_2O - és K_2O -tartalommal rendelkezik, mint a diopszid, viszont a diopszid MgO, CaO és MnO-ban gazdagabbak.

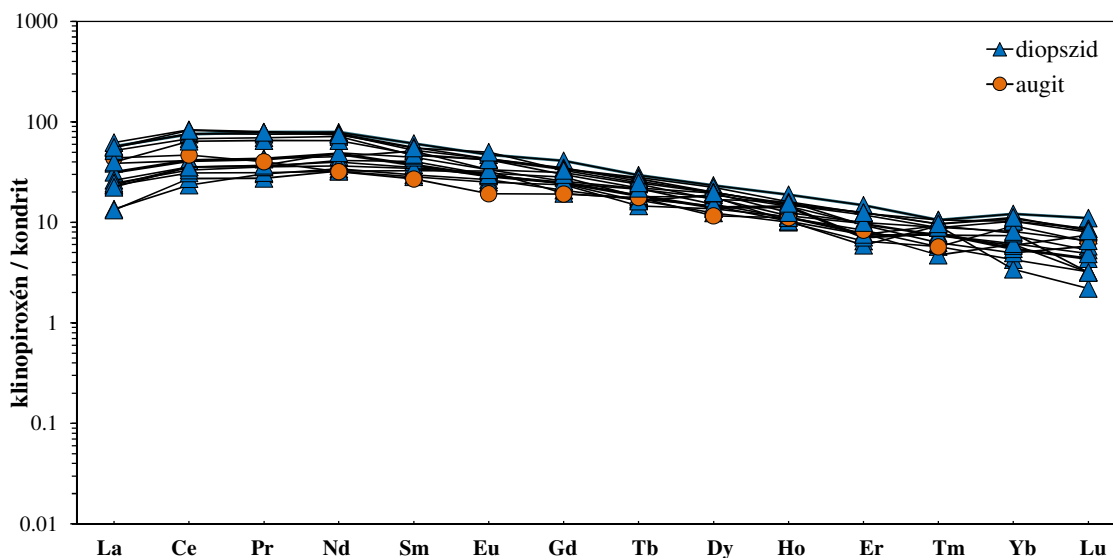
A SiO_2 növekedésével csökken az Al_2O_3 -, TiO_2 -, FeO^{t} -, K_2O -tartalom, viszont növekszik a MgO-, CaO- és MnO-tartalom.





28. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum közeteiben található lévő klinopiroxének Harker diagramjai

A klinopiroxének Cr-tartalma jelentős változékonyságot mutat (440-5300 ppm). A klinopiroxén Sr-tartalma 75-120 ppm, míg a Zr-tartalma 60-200 ppm között változik (melléklet 7. táblázat). Kondritra normált (*McDonough és Sun, 1995*) ritkaföldfém lefutásuk kondrithoz képest 2-90x nyomelem gazdagodást mutat (29. ábra). A két klinopiroxén típus nem mutat jelentősebb különbséget. Könnyű ritkaföldfém gazdagodást és nehéz ritkaföldfém kimerülést jeleznek (28. ábra). A La^N/Yb^N arányuk 2,9-7,8 között változik, Eu változékonysága jelentős ($(Eu/Eu^*)^N=0,80-1,25$).



29. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben található klinopiroxének kondritra normált (*McDonough és Sun, 1995*) ritkaföldfém eloszlása

9.3. Amfibol

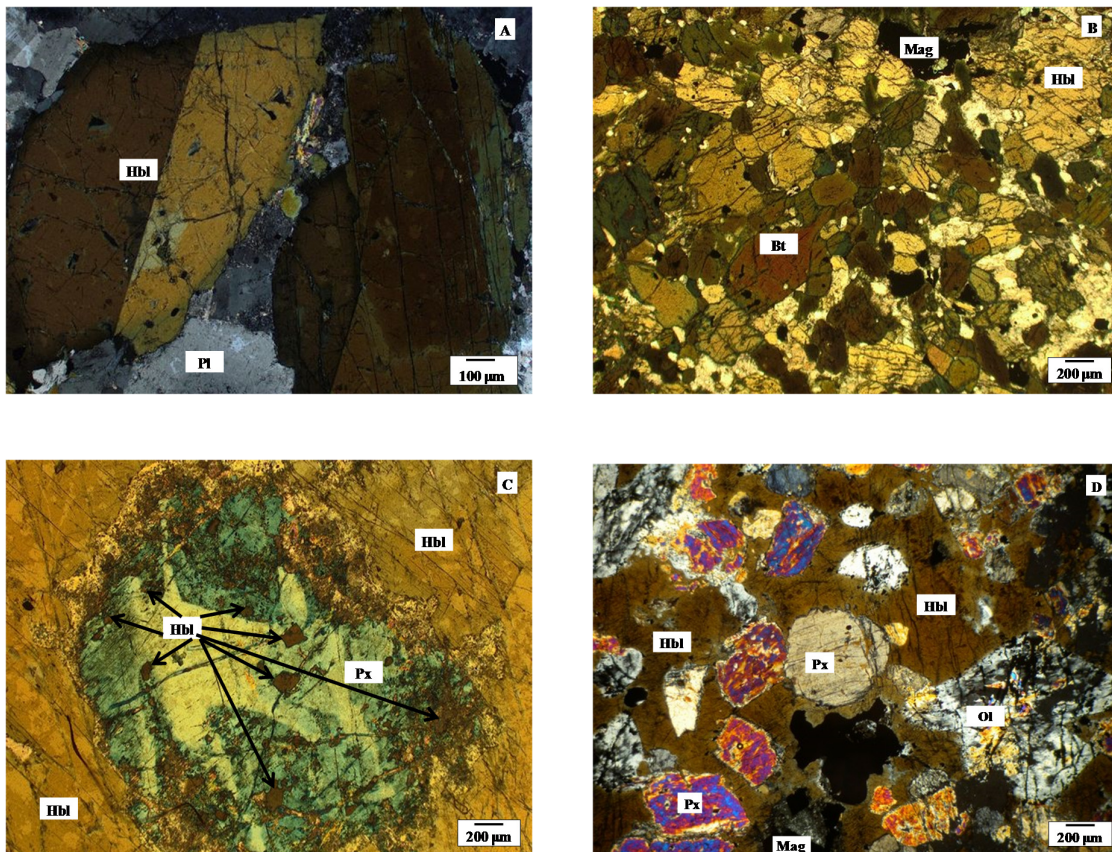
Az amfibol a DAM ultramafikus kumulátumának fő közetalkotó ásványa. Változó mennyiségben (38–91 tf%) található meg ezekben a közetekben, akár a közet 90%-át is alkothatja. Négy típusban fordul elő:

1. Nagyméretű, idiomorf vagy hipidiomorf prizmás vagy oszlopos kristályok formájában, mérete 1-11 mm között változik (30. A ábra). Piroxén, apatit és titanit zárványokat tartalmaz (kumulusz fázis).

2. Kisebb méretű (150 μm) aggregátumok formájában, apatit és magnetit zárványokkal (30. B ábra) (kumulusz fázis).

3. Hipidiomorf szemcsék formájában klinopiroxénekben zárványként, méretük: 50–200 μm (30. C ábra).

4. Szabálytalan szemcsék formájában, amely az olivin és piroxén kristályokat veszi körül (30. D ábra) (interkumulusz fázis).

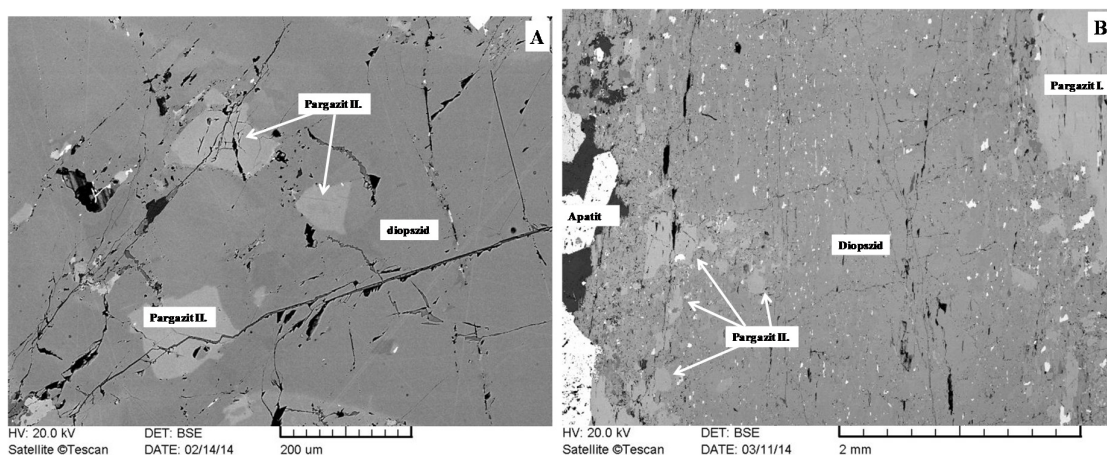


30. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum közeteiben megjelenő különböző amfibol típusok vékonycsiszolati képei: idiomorf kumulusz amfibol (A), kumulusz amfibol aggregátum (B), zárvány amfibol (C), interkumulusz amfibol (D) (rövidítések Whitney és Evans, 2010 után)

Az első típusú amfibol mind a három hornblendit típusban megtalálható, míg a második inkább plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditben és plagioklász-tartalmú hornblenditben van jelen.

Zárványként az amfibol a nagyobb mennyiségben, a piroxént tartalmazó hornblendit típusokra jellemző. A zárvány amfibolokat minden esetben diopszidos összetételű piroxén zárja be (31. ábra). Szabálytalan szemcsék formájában az olivin-piroxén hornblendit és a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditek esetében van jelen, interkumulusz fázisként.

Az olivin-piroxén hornblenditek és a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditeknek az amfibol, mint interkumulusz jelenik meg, körbeveszi az olivin és piroxén kristályokat (kumuluszt). A plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekben és a plagioklász-tartalmú hornblenditekben az amfibol a kumuluszt képviseli, az interkumulusz ebben az esetben a plagioklász földpát.



31. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő zárvány amfibol visszaszórt elektron felvételei

Az amfibolok osztályozása nagymértékben függ attól, hogy hogyan határozzuk meg a Fe^{3+} értékét. Mivel az elektronmikroszkóp nem képes elkülöníteni a különböző oxidációs állapotú vasat, ezért a Fe^{3+} értékét elektrosztatikai és/vagy sztöchiometriai alapon meg kell határoznunk. A szakirodalomban két eljárást alkalmaznak a kutatók az amfibol Fe^{3+} -tartalmának kiszámítására. Az egyik módszer az IMA által elfogadott módszer, amely esetében a minimum és maximumbecslés átlagát veszik alapul az osztályozásban (Halama *et al.*, 2006), míg a másik módszer a 13CNK módszer. Ez esetben 13 kationszámra (az összes kationszámból kivonjuk a Ca^{2+} , Na^+ , K^+ értékeit) számoljuk ki a Fe^{3+} értékét. A masszívum amfiboljai esetében a 13CNK módszer alkalmaztuk a Fe^{3+} értékének kiszámításához.

Leake et al. (1997) és *Hawthorne et al. (2012)* osztályozási kritériumai alapján az interkumulusz amfibol: magneziohastingsit, pargazit, kaersutit, míg a kumulusz amfibol: magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit és kaersutit összetételt mutat. A zárvány amfibol pargazitos összetétellel rendelkezik (melléklet 8. táblázat, 32. ábra).

A 13eCNK módszer (*Leake et al. 1997*) alapján számított amfibolok összetétele a következő:

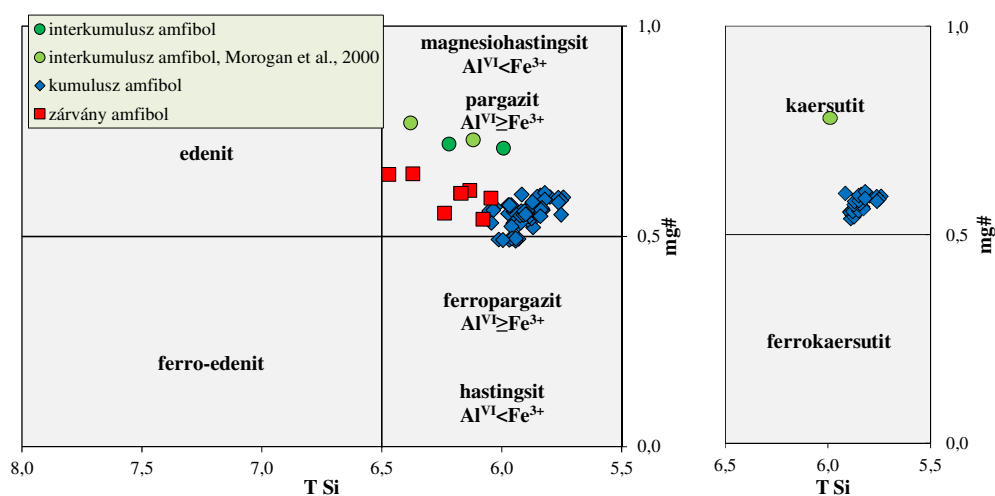
Kumulusz amfibol összetétele:

A: $\text{Na}_{0,65-0,76}\text{K}_{0,24-0,35}$

B: $\text{Ca}_{1,76-1,95}\text{Na}_{0,05-0,24}$

C: $\text{Fe}^{2+}_{1,65-2,24}\text{Fe}^{3+}_{0-0,50}\text{Mg}_{2,02-2,54}\text{Mn}_{0,03-0,08}\text{Ti}_{0,27-0,50}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,03-0,35}$

T: $\text{Al}^{\text{IV}}_{1,88-2,25}\text{Si}_{5,75-6,12}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$



32. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben található amfibolok összetétele a Leake et al. (1997)-féle nevezéktani diagramon (interkumulusz amfibol olivin-piroxén hornblenditből, kumulusz amfibol plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditből és plagioklász-tartalmú hornblenditből, zárvány amfibol plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditből)

Interkumulusz amfibol összetétele:

A: $\text{Na}_{0,55-0,79}\text{K}_{0,21-0,23}$

B: $\text{Ca}_{1,81-2}\text{Na}_{0-0,12}$

C: $\text{Fe}^{2+}_{1,17-1,26}\text{Fe}^{3+}_{0-0,03}\text{Mg}_{3,04-3,12}\text{Mn}_{0,01-0,02}\text{Ti}_{0,39-0,41}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,16-0,36}$

T: $\text{Al}^{\text{IV}}_{1,78-2,00}\text{Si}_{6,00-6,22}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

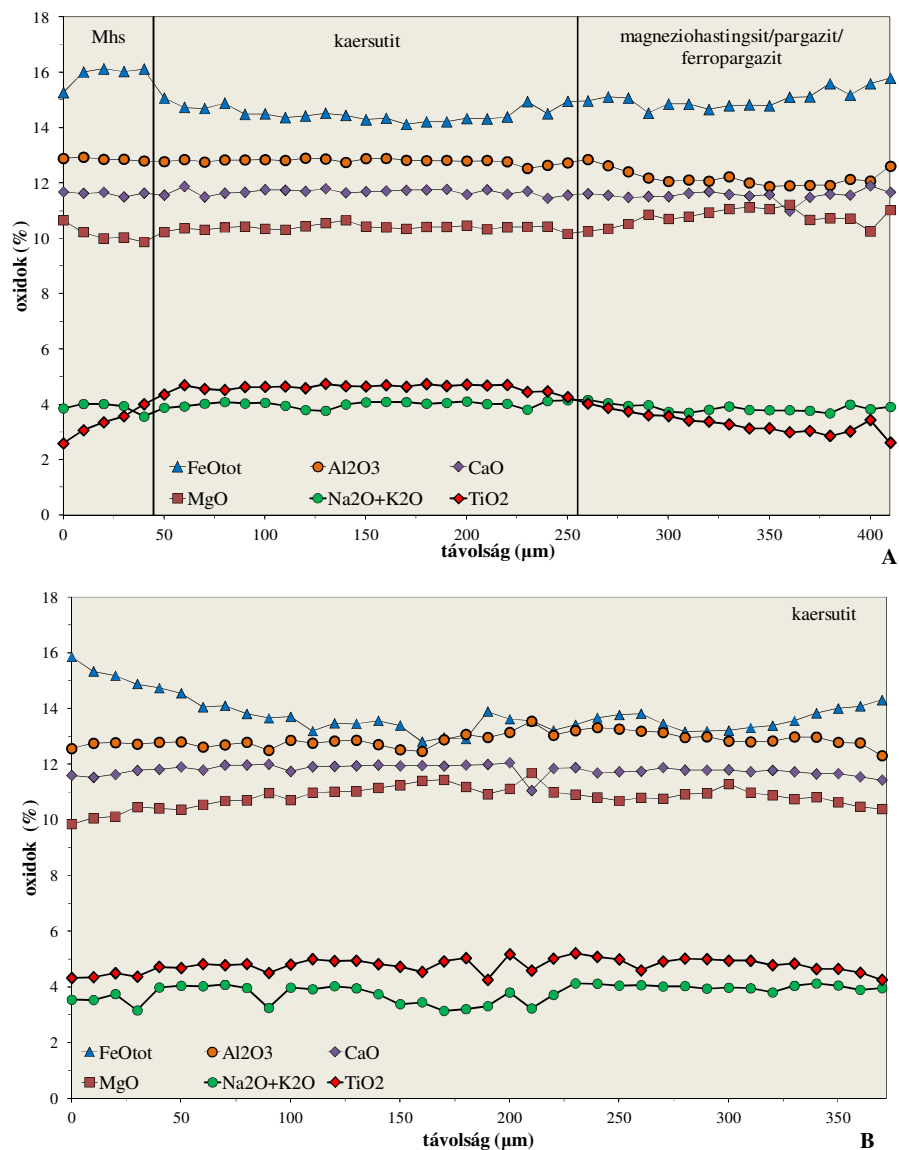
Zárvány amfibol összetétele:

A: $\text{Na}_{0,36-0,71}\text{K}_{0,16-0,29}$

B: $\text{Ca}_{1,811-1,95}\text{Na}_{0,05-0,19}$

C: $\text{Fe}^{2+}_{1,40-1,86} \text{Fe}^{3+}_{0-0,57} \text{Mg}_{2,14-2,77} \text{Mn}_{0,03-0,05} \text{Ti}_{0,03-0,40} \text{Al}^{\text{VI}}_{0,30-0,59}$

T: $\text{Al}^{\text{IV}}_{1,53-1,96} \text{Si}_{6,04-6,47} \text{O}_{22}(\text{OH})_2$



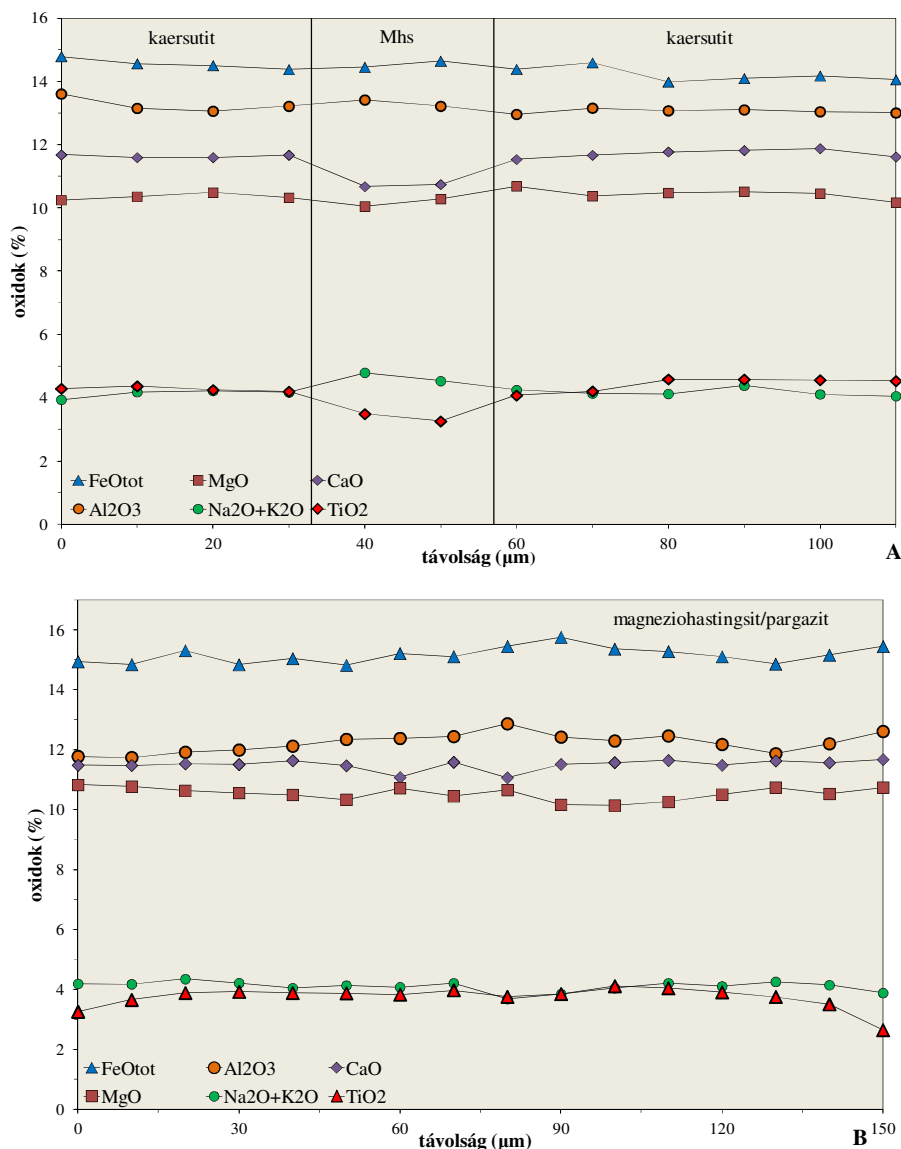
33. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő kumulusz amfibolok vonalmenti méréséből származó elem eloszlásai (A-VRG6547/22, B-VRG6547/21 minta, Mhs-magneziohastingsit)

A kumulusz amfibol kristályokon 10 μm-ként vonalmenti mérések (perem–mag–perem) történtek. A vonalmenti mérések alapján az ultramafikus kumulátum kumulusz amfiboljai négy csoportba sorolhatóak:

1. amfibolok kaersutit maggal és pargazit/magneziohastingsit szegéllyel (33. A ábra),
2. amfibolok homogén kaersutitos összetétellel (33. B ábra),

3. amfibolok magneziohastingsit maggal és kaersutit szegéllyel (34. A ábra),
4. amfibolok homogén magneziohastingsit/pargazit/ferropargazit összetétellel (34. B ábra).

Az első esetben a kaersutitos mag nagyobb Ti- és Na-tartalommal és kisebb Fe^{4+} - és Mg-tartalommal rendelkezik, mint a pargazit, magneziohastingsit perem. A Ca folyamatosan változik a kristályszemcsén belül (33. A ábra). A második esetben, az egész kristályszemcse kaersutitos összetétellel rendelkezik. A peremi részek gazdagabbak Fe-ban, Mg-ban és Na-ban, szegényebbek Ti-ban és Ca-ban (33. B ábra).

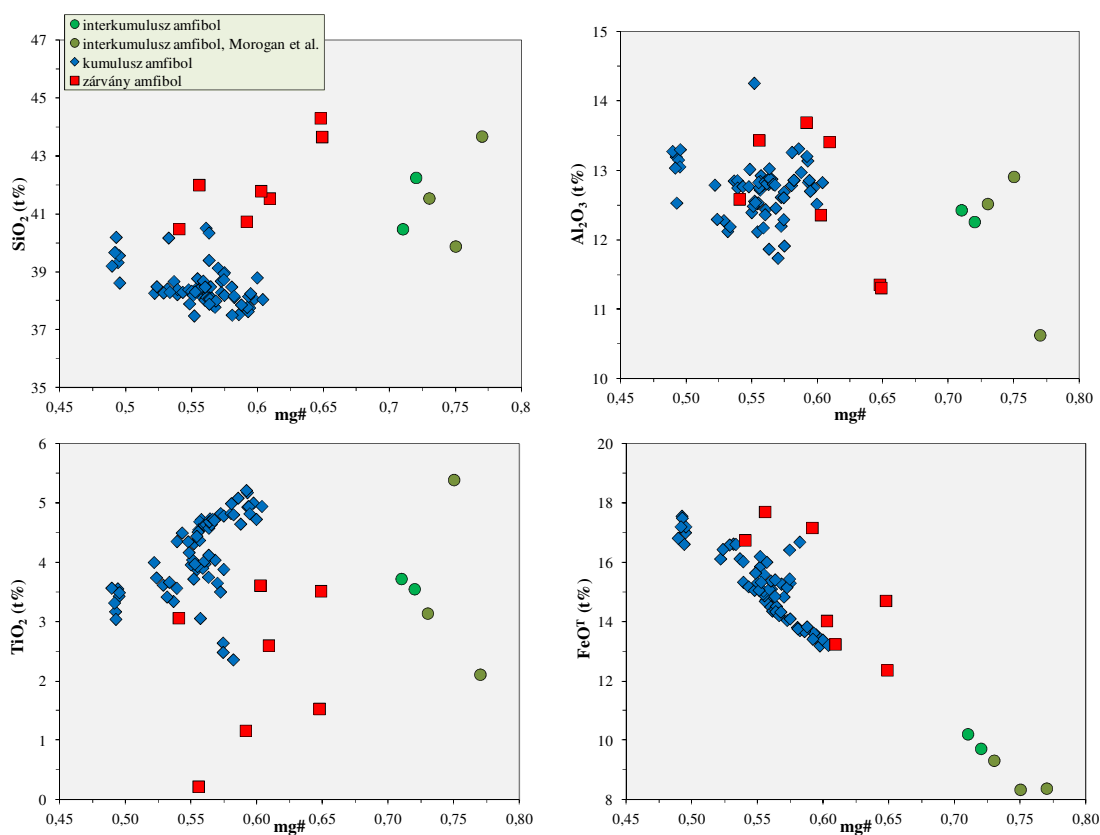


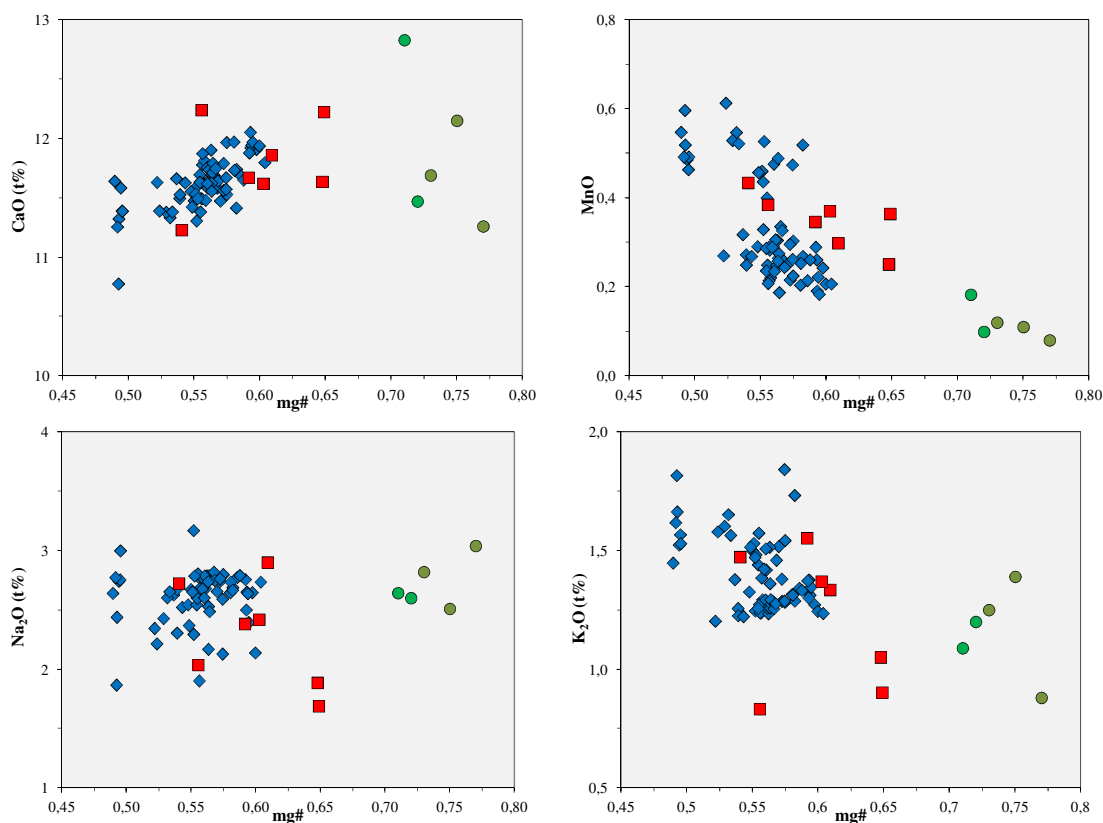
34. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő kumulusz amfibolok vonalmenti méréséből származó elem eloszlásai (A- VRG6756/51, B- VRG6547/23 minta, Mhs-magneziohastingsit)

A harmadik esetben, magneziohastingsites mag részt kaersutitos perem vesz körbe. A peremi rész Ca-ban és Mg-ban gazdagabb és Ti-ban és Na+K-ban szegényebb a mag részhez viszonyítva (34. A ábra).

Az utolsó esetben magneziohastingsit és pargazitos összetétel folyamatosan változik a kristályszemcsén belül, aminek következtében az elemek mennyisége is folyamatosan változik (34. B ábra). A plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditben lévő amfiboloknak átlagosan magasabb a MgO (14,2 tf%) és alacsonyabb a FeO^t (10,2 tf%) tartalmuk, mint a plagioklász-tartalmú hornblenditben lévő amfiboloknak (MgO- 10,2 tf%, FeO^t-15,2 tf%).

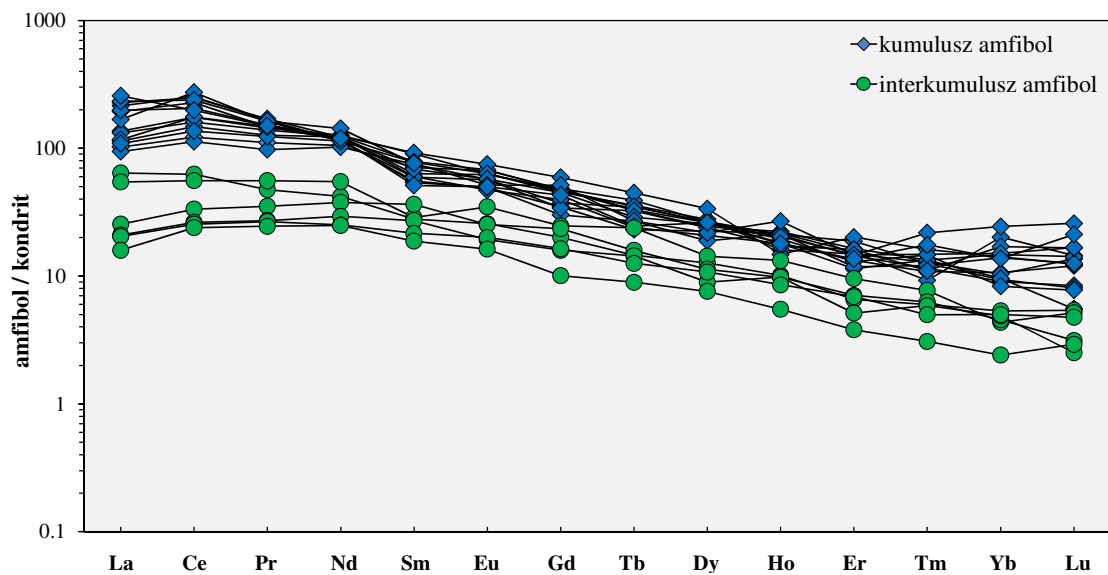
Az amfibol Harker diagramjain (35. ábra) jól látszik, hogy az interkumulusz amfibolnak magasabb a mg-száma ($mg\# = \frac{Mg^{2+}}{Mg^{2+} + Fe^{2+}}$), mint a kumulusz és a zárvány amfibolnak. A zárvány amfibolnak és az interkumulusz amfibolnak nagyobb a SiO₂-tartalma mint a kumulusz amfibolnak. A DAM ultramafikus kumulátum közeteiben lévő amfibolok esetében a SiO₂-mg-szám pozitív korrelációja figyelhető meg, valamint a mg-szám negatív korrelációt mutat az Al₂O₃-, MnO- és K₂O-tartalommal.





35. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben megjelenő amfibolok összetételének változékonysága a $mg\#$ függvényében

A kumulusz és interkumulusz amfibolok nyomelem-tartalma különbözik (melléklet 9. táblázat).

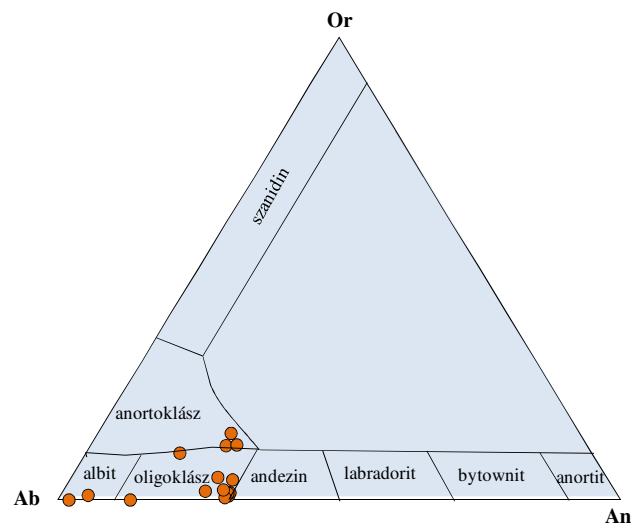


36. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben található amfibolok kondritra normált (McDonough és Sun, 1995) ritkaföldfém eloszlása

Az interkumulusz amfibol Ba (1-155 ppm), Sr (79-348 ppm) és Zr-tartalma (52-115 ppm) kisebb, mint a kumulusz amfibol Ba (542-1210 ppm), Sr (1021-1856 ppm) és Zr-tartalma (177-560 ppm). Az interkumulusz és kumulusz amfibolok kondritra normált ritkaföldfém eloszlása különböző arányú ritkaföldfém gazdagodást mutatnak (36. ábra). Az interkumulusz amfibol 20-60x, míg a kumulusz amfibol 100-270x gazdagabb ritkaföldfémekben, mint a kondrit. La_N/Yb_N arányuk is változó, az interkumulusz amfibol esetén 4,1-12,5, míg a kumulusz amfibolnál 8,3-18,8 között változik.

9.4. Plagioklász földpát

A plagioklász földpátot a DAM ultramafikus kumulátumában albit és oligoklász ($Ab_{98}Or_0An_2$ és $Ab_{62}Or_{14}An_{24}$) képviselik (melléklet 10. táblázat, 37. ábra).

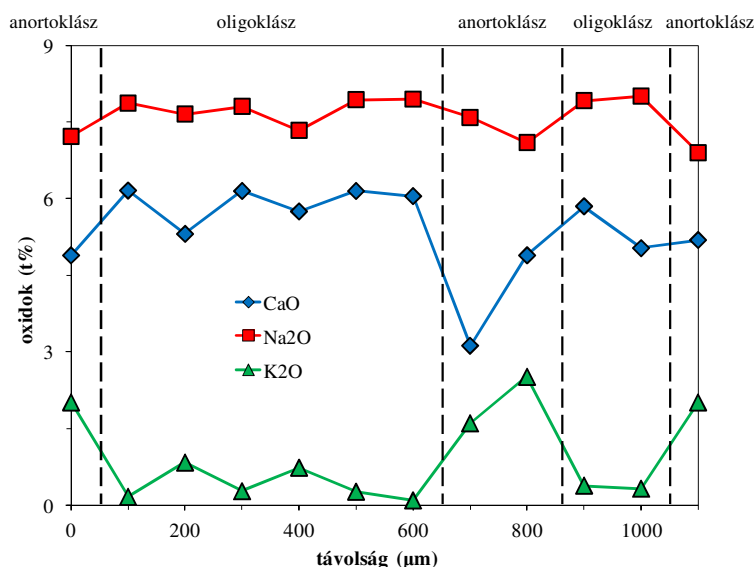


37. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő plagioklász földpát összetétele az Or-Ab-An háromszögdiagramon

Mennyisége változó, legkisebb arányban az olivin-piroxén hornblenditben (0-1 %) található, legnagyobb arányban (9-10 %) a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditben van jelen.

Xenomorf, az ásványok közti teret tölti ki. Interkumulusz fázist képvisel, a kumulusz ásványok után az interkumulusz olvadékból kristályosodott. A plagioklász kristályok szélein kloritos átalakulás figyelhető meg.

Vonalmenti mérések (perem–mag–perem) készültek a plagioklász kristályokon, a pontok közötti távolság 100 μ m volt (38. ábra). A kapott adatok alapján elmondható, hogy a Na₂O tartalom jelentősen nem változik a kristályon belül. A perem nagyobb K₂O tartalommal rendelkezik, mint a mag rész, ami viszont CaO gazdagabb.

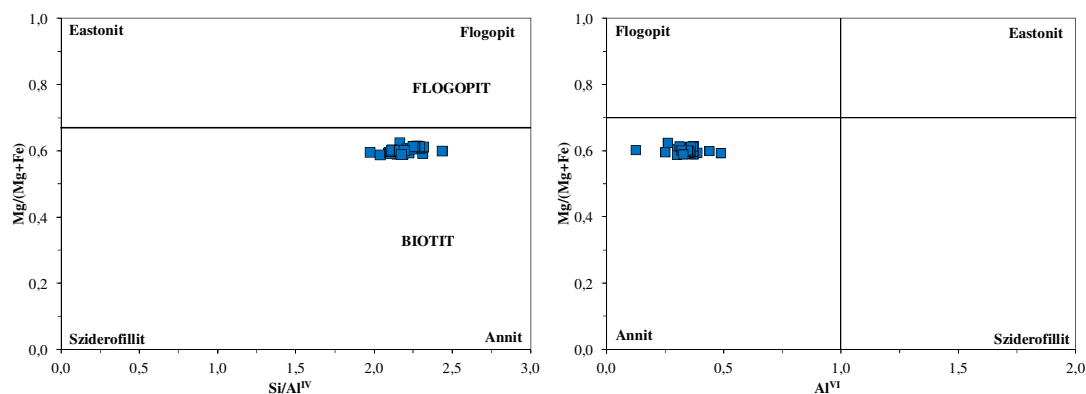


38. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő plagioklász földpát elemeloszlása

9.5. Biotit

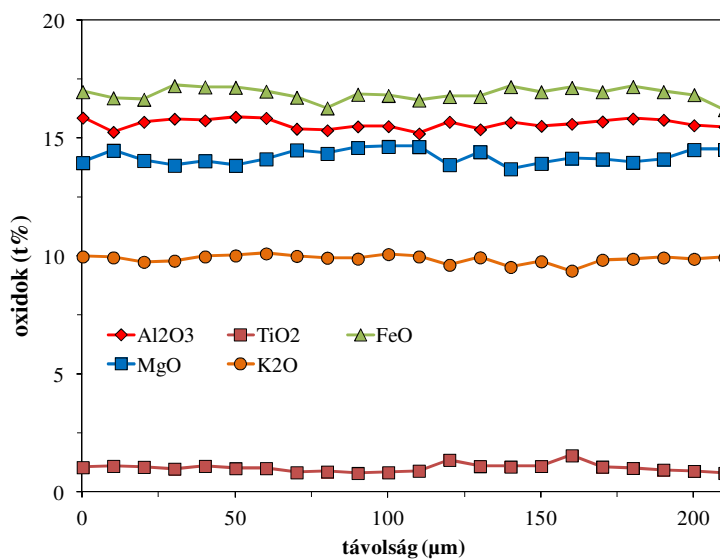
A biotit hipidiomorf és xenomorf, ritkán amfibollal összenőve jelenik meg. Mennyisége 0-5 tf% között változik. Színe barna, zöldes barna, pleokroizmusa sötétbarna, sötét sárga, zöldes barna. Mérete 0,5-3 mm között változik, ritkán eléri a 4,3 mm is. Magnetit, ilmenit, apatit zárványokat tartalmaz, ritkán piroxén és amfibol kristályokat vesz körül. A szegélyeken másodlagos kloritos átalakulás figyelhető meg.

Kémiai összetétele alapján annit és sziderofillit (melléklet 11. táblázat, 39. ábra) közötti átmenetet mutat. Kis Al₂O₃- (14,7–16,3 t%), FeO^t- (16,2–18,1 t%) és MgO- tartalommal (13,5–16,8 t%) rendelkezik. K₂O-tartalma széles értékek között változik (5,9–10,2 t%, mg# száma =0,59–0,62 közötti (mg#=Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺)).



39. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő biotit osztályozása

A biotiton készült vonalmenti mérések (10 μ m-ként, perem–mag–perem) azt mutatják, hogy a kristályok homogének, a peremi és mag részek ugyanolyan összetételt mutatnak (40. ábra).



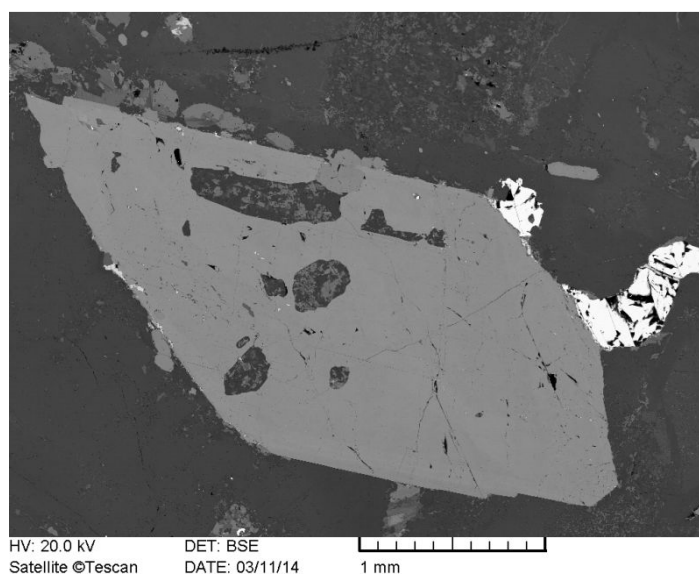
40. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő biotit vonalmenti méréséből származó elem eloszlása

9.6. Akcesszóriák

9.6.1. Titanit

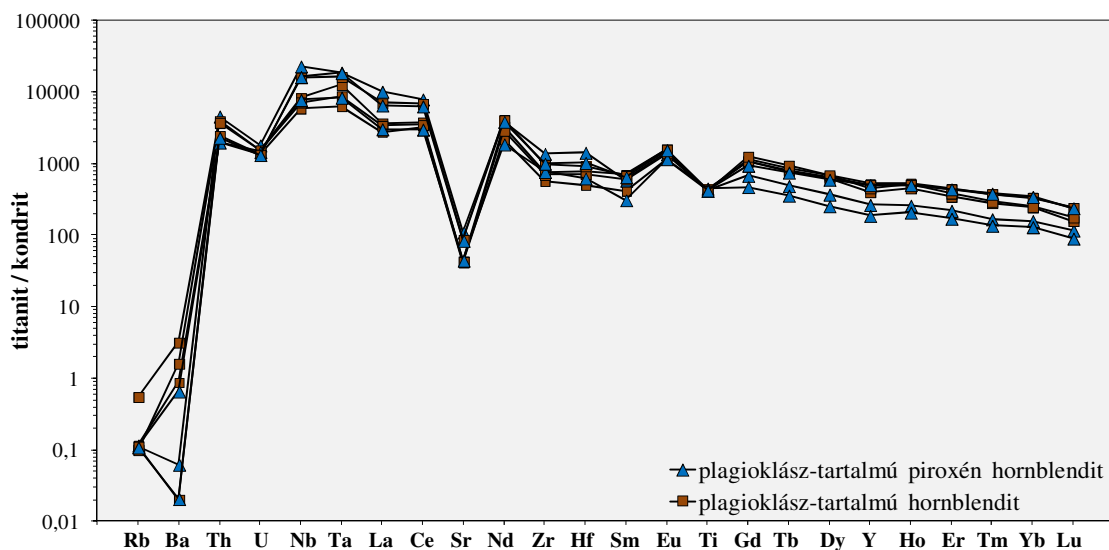
Változó mennyiségben található meg a DAM kumulátum kőzeteiben, az olivin-piroxén hornblenditekben nincs jelen, viszont a többi hornblendit típusban mennyisége 1-3% között

változik. Egyrészt nagyméretű (1,2–2,8 mm), idiomorf kristályként (41. ábra), másrészt amfibolban zárványként van jelen. Esetenként a titanit kristályok fészkekbe tömörülnek, illetve ritkán apatitot és magnetitet tartalmaznak.



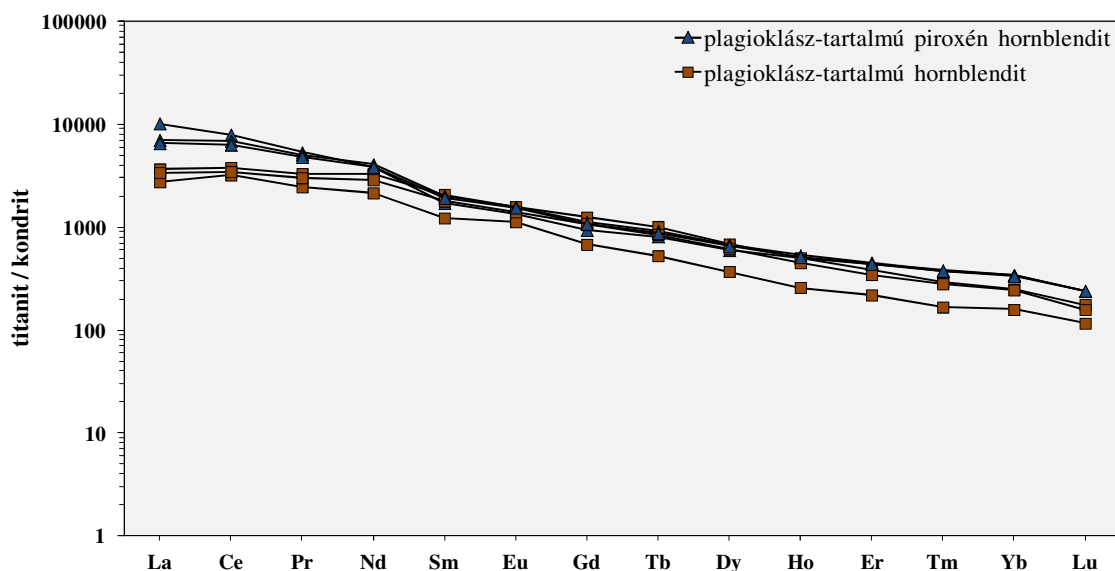
41. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő idiomorf titanit visszaszórt elektron képe

A titanitok átlagos főelem összetétele: SiO_2 - 27,2 t%, TiO_2 -35,2 t%, Al_2O_3 -0,86 t%, FeO -1,1 t%, MnO -0,06 t%, CaO -27 t%, Na_2O -0,02 t%, K_2O -0,01 t%. Az idiomorf titanitokon nyomelemzések készültek (melléklet 12. táblázat). A két hornblendit változat (plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász-tartalmú hornblendit) idiomorf titanitjain készült nyomelemzések azt mutatják, hogy a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekben a titanitoknak magasabb Nb, Ce és Nd tartalma van (Nb-3423-5609 ppm, Ce-1541-2401 ppm, Nd-1791-1898 ppm), mint a plagioklász-tartalmú hornblenditek titanitjainak (Nb-1428-2026 ppm, Ce-1956-2308 ppm, Nd-1002-1539 ppm). Kondritra normált nyomelem eloszlásuk negatív Rb, Ba, és Sr anomáliát mutat. A titanitok kondritokhoz képest 200-10000x nyomelem gazdagodást jeleznek (42. ábra).



42. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő titanit kondritra normált (Sun, McDonough, 1989) nyomelem eloszlása

A plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit titanitjainak könnyű RFF/nehéz RFF aránya magasabb ($\text{La/Yb}^N=26,39-67,80$), mint a plagioklász-tartalmú hornblenditté ($\text{La/Yb}^N=13,32-15,62$).



43. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő titanit kondritra normált (Sun, McDonough, 1989) ritkaföldfém eloszlása

Mindkét hornblendit változat titanitja könnyű RFF gazdagodást mutat. Ritkaföldfém lefutásuk hasonló (43. ábra). Eu értékük 1 körül ingadozik, mind a plagioklász-tartalmú

piroxén hornblendit ($(Eu/Eu^*)^N=1-1,03$), mind a plagioklász-tartalmú hornblendit esetében $(Eu/Eu^*)^N=0,95-1,18$.

9.6.2. Apatit

Nagyon gyakori akcesszórius ásvány, a szemcsék közötti térben vagy amfibolban, piroxénben, titanitban zárványként fordul elő. Idiomorf vagy hipidiomorf, gyakran magnetit zárványt tartalmaz. A masszívum kumulátum közeteiben változó mennyiségben található (0-5 %).

9.6.3. Opak ásványok

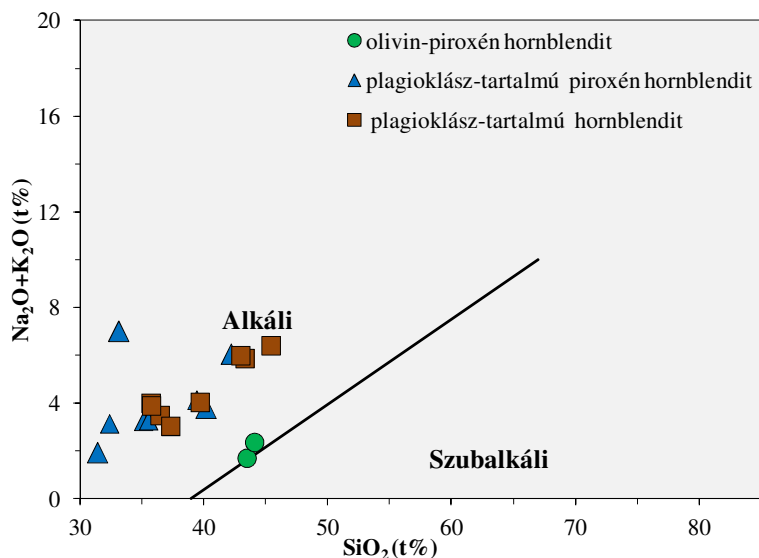
Az opak ásványokat, magnetit, ilmenit képviselik (*Pál-Molnár, 2000*), nagyon gyakori akcesszóriák a DAM ultramafikus kumulátumában. Elszórtan a szemcseközi térben, vagy a kőzetalkotó ásványok körül, vagy zárványként fordulnak elő. Xenomorf, ritkán idiomorf megjelenésűek. A xenomorf magnetit mérete elérheti az 500 μm -t. Az idiomorf, elsődleges magnetitek amfibolban, piroxénben, apatitban zárványként találhatóak. Szórványosan apatitot és cirkont tartalmaz.

10. Kőzetgeokémia

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetek három kőzettípusából összesen 17 teljes kőzet geokémiai elemzés készült, amelyek a melléklet 13. táblázatában találhatóak. A három különböző helyen készült mérések (Stockholmi Egyetem Földtudományi Kara, Edinboroughi Egyetem Földtudományok Iskolája és a kanadai ACME Labs) egymást kiegészítik, átfedik.

10.1. Teljes kőzet főelem geokémia

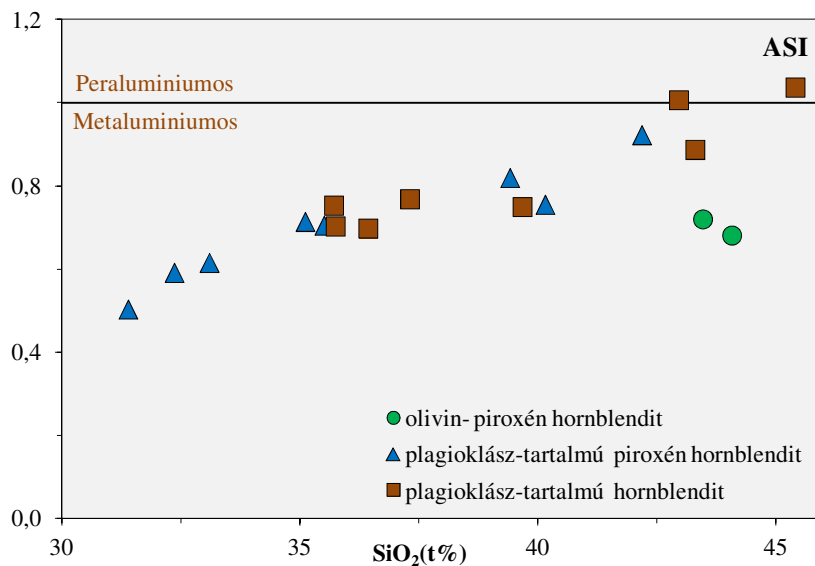
A minták könnyen illótartalma alacsony, 1,35-2 t% között változik, egy minta esetében (VRG7450) viszont magas, 7,65 t%. A kőzetek alkáli jelleget mutatnak (44. ábra) és K-ban gazdagok (0,54-4,94 t%).



44. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek SiO₂ vs Na₂O+K₂O diagramja

Alumínium telítettségi indexük ($ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) nagy változatosságot mutat 0,50-1,01-ig, ami metaluminios jellegre vall. Egyes hornblenditek átmenetet mutatnak a peralumínios jelleg felé (45. ábra).

A kőzetek $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ aránya 0,18-0,63 között van, ami a miaszkitos tulajdonságát mutatja. A kumulátum kőzetei Si telítetlenek, az olivin-piroxén hornblendittől (ol-21,5-21,9) eltekintve, amely olivint tartalmaz, nem tartalmaznak olivint és nefelint annak ellenére, hogy olivin (ol-14,2-22,1) és nefelin (ne-0,53-13,6) normatívak.



45. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek ASI (alumínium telítettség index, $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) vs. SiO_2 diagramja

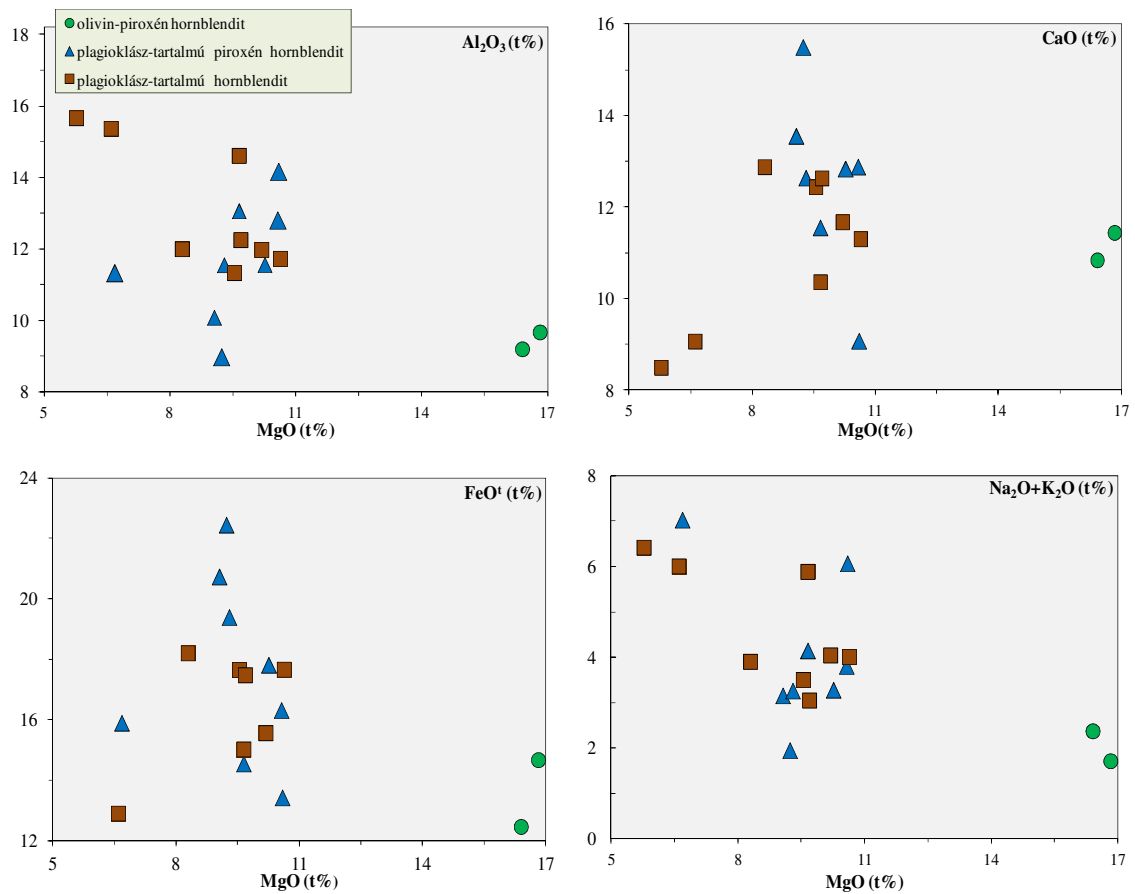
A kőzetek SiO_2 -tartalma jelentősen változik 31-45 t% között, fokozatos átfedések vannak a különböző hornblendit csoportok között. A legalacsonyabb SiO_2 tartalommal a plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit rendelkezik (31,4 t%), míg a legmagasabb értékkel a plagioklász-tartalmú hornblendit (45,4 t%).

A kumulátum kőzetek MgO -tartalma is változik 5,8-16,8 t%, legkisebb értéke (5,8 t%) a plagioklász-tartalmú hornblenditnek, míg a legnagyobb az olivin-piroxén hornblendit (16,4-16,8 t%) van. Al_2O_3 -tartalmuk is fokozatosan változik 8-15,4 t% között. Alkáli-tartalmuk ($Na_2O + K_2O$) is jelentős változást mutat: az olivin-piroxén hornblenditnél ez az érték 1,7-2,3 t%, a plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditnél 1,9-7,0 t%, míg a plagioklász-tartalmú hornblenditnél 3,1-6,4 t% közötti. CaO -tartalmuk is fokozatosan változik a DAM kumulátum kőzetein belül, 8,49-12,83 t% között (melléklet 11. táblázat).

A MgO vs Al_2O_3 , CaO és ($Na_2O + K_2O$) negatív korrelációja a klinopiroxén és plagioklász, míg a FeO pozitív korrelációja a MgO -hoz képest az olivin és ortopiroxén frakcionációját/akkumulációját jelzi (46. ábra).

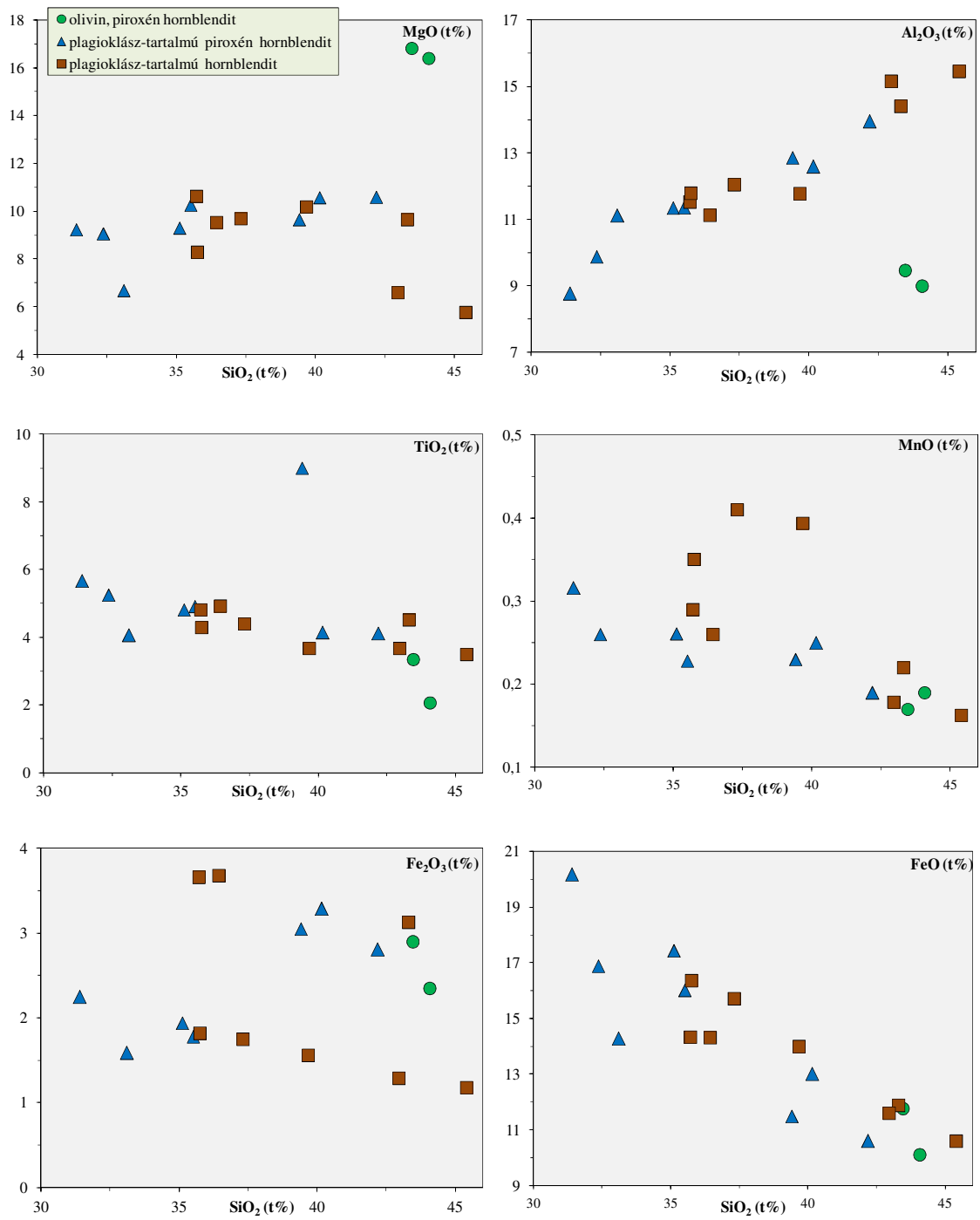
A DAM ultramafikus kőzeteinek $mg\#$ száma [$mg\# = 100Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$, Fe^{2+} értéke Irvine és Baragar (1971) alapján számolva] is nagy változatosságot tükröz az olivin piroxén hornblendit a legnagyobb mg -számmal rendelkezik, ($mg\#$ -0,73), míg a legkisebbel a plagioklász-tartalmú hornblendit ($mg\#$ -0,43).

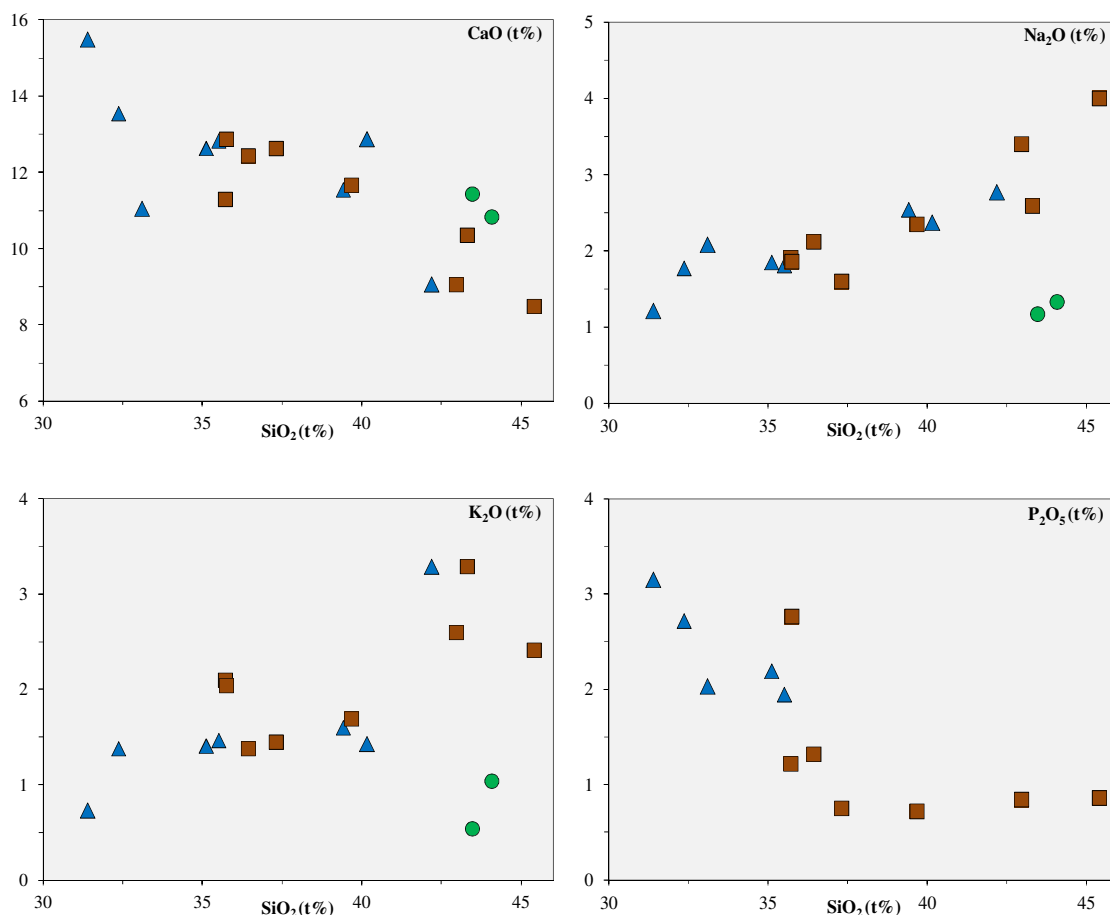
Primitívebb összetételt az olivin-piroxén hornblendit jelez, amelyeknek a mg -száma: 0,73, míg a SiO_2 összetétele: 43,46-44,07 t% között változik.



46. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek MgO vs főelem diagramjai

Harker diagramok (47. ábra) azt mutatják, hogy a SiO_2 növekedésével növekszik a MgO, Na_2O - és csökken a TiO_2 -, FeO^T -, CaO- és a P_2O_5 -tartalom. A különböző hornblendit típusok K_2O -, Na_2O - és Al_2O_3 - tartalma pozitív-, a CaO- FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 - MgO- P_2O_5 - tartalma pedig negatív korrelációt mutat a SiO_2 tartalommal (FeO és Fe_2O_3 értékeket összevasként számoltuk *Irvine és Baragar, 1971* alapján). A CaO-, MgO- és FeO - tartalom csökkenése növekvő SiO_2 - tartalom mellett a klinopiroxén, illetve az amfibol, a CaO-, FeO^t -, TiO_2 - és a P_2O_5 tartalom csökkenését főleg a titanit, magnetit és apatit frakcionációja befolyásolja.





47. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteinek Harker diagramjai

10.2. Nyomelem geokémia

A nyomelemek, a magmás folyamatok érzékeny indikátorai, mivel a főelemeknél jóval nagyobb nagyságrendben változik a koncentrációjuk. A főelemek részleges helyettesítésével épülhetnek be az ásványfázisokba vagy statisztikus eloszlásban jelennek meg a térrácsszerkezetben (Harangi, 2004).

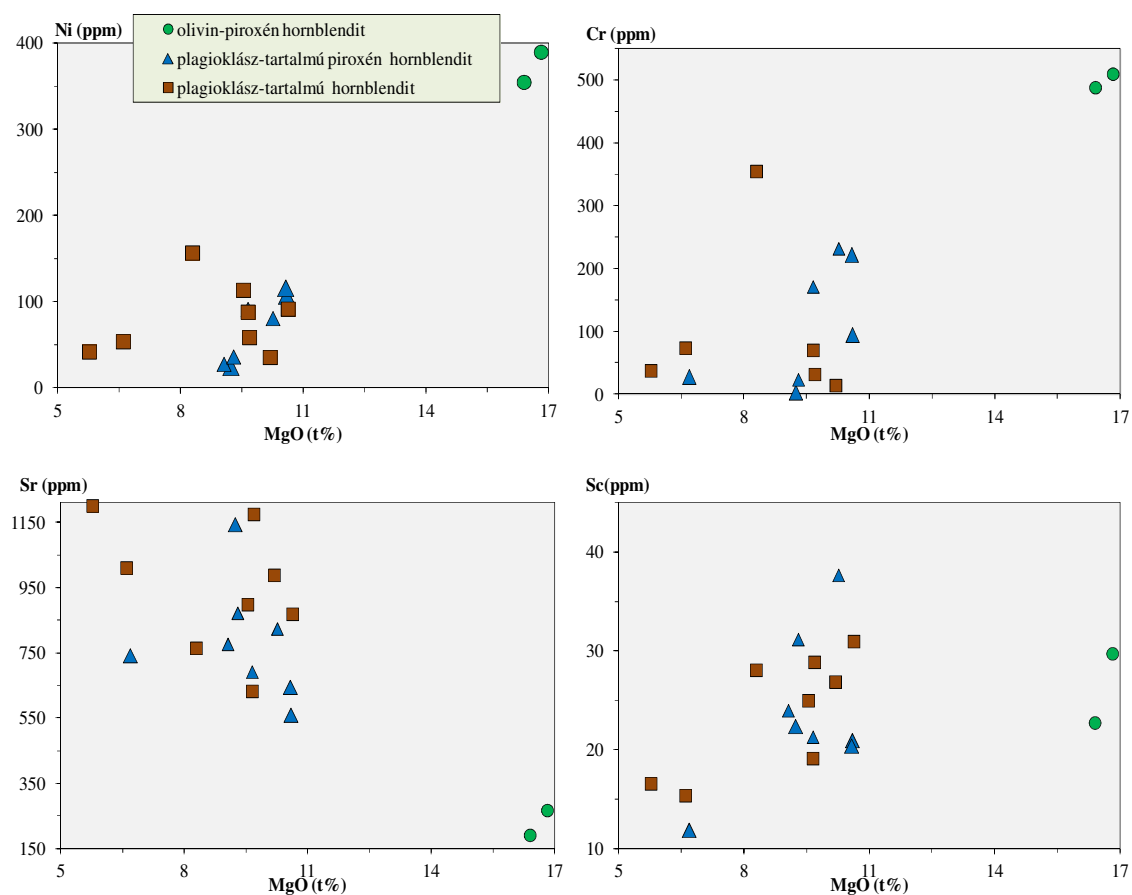
Különböző tulajdonságaik alapján jól elkülöníthető csoportokat alkotnak: *inkompatibilis nyomelemek*: a magmakamrában lévő ásványfázisok szerkezete nem segíti elő, hogy a nyomelem a kristályfázisba lépjen, ezért az olvadékfázisba koncentrálnak; *kompatibilis nyomelemek*: az ásványfázisokban főelemeket helyettesítve koncentrálnak. Egy másik osztályozás a nyomelemek ionpotenciálján (iontöltés/ionsugár): *nagy térerejű nyomelemek* (HFSE-high field strength elements): kisméretű és nagy iontöltésű elemek tartoznak ide: pl. Ti, Zr, Nb, Hf, Ta. *Kis térerejű nyomelemek* (LFS-low field strength vagy LILE-large ion lithophile elements): nagyméretű és kis iontöltésű elemek: Rb, Ba, Sr, K.

A ritkaföldfémek (REE-rare earth elements) ionrádiuszuk miatt csaknem egységesen a legutoljára kristályosodó és a legelsőként megolvadó komponensben halmozódnak föl, pl. Sc, La, Ce, Eu. Parciális olvadás során, a ritkaföldfémek mennyisége alapján lehet meghatározni parciális olvadás fokát és a parciális olvadék mennyiségét.

A masszívum kumulátum kőzeteinek nyomelem értékei azt mutatják, hogy ezek a kőzetek gazdagodtak LILE, HFSE elemekben és RFF-ben.

A masszívum hornblenditjeinek Y/Nb aránya minden esetben 1-nél kisebb ($Y/Nb=0,20-0,75$) ami a kőzetek alkáli jellegét erősíti (Pearce és Cann, 1973). Szintén az alkáli jellegüket erősíti, hogy nagy Ti/V értékkel (68-210) rendelkeznek (alkáli kőzetek esetében $Ti/V > 50$).

A MgO vs. kompatibilis elem (Ni, Cr, Co, Sr, Sc, La) diagramok (48. ábra) jól mutatják az olivin, piroxén és plagioklász frakcionációját/akkumulációját.



48. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek MgO vs nyomelem diagramjai

A kőzettípusok Ni- (150-390 ppm), Co- (46,46-76,81 ppm) és a Cr- (220-509 ppm) tartalma különbözik, ami az olivin, spinell és klinopiroxén frakcionációját jelzi.

A Ni és a Cr tartalom csökkenése az olivin-piroxén hornblendittől a plagioklász-tartalmú hornblendit felé az olivin frakcionációját, míg a Sr tartalom növekedése a plagioklász-tartalmú hornblendit és a plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit felé a plagioklász földpát frakcionációját tükrözi.

A Cr a bazaltos magmában egy tipikus kompatibilis elem, amelynek a mennyisége gyakran drasztikusan csökken a kumulátumokban a frakcionációs kristályosodás során (*Ducheshne et al.*, 2004). A DAM kumulátum kőzeteinek a Cr tartalom 509 ppm-ről 220 ppm-re csökken, ami azt jelzi, hogy a kumulátum kőzetek kialakulása során frakcionációs kristályosodás történt.

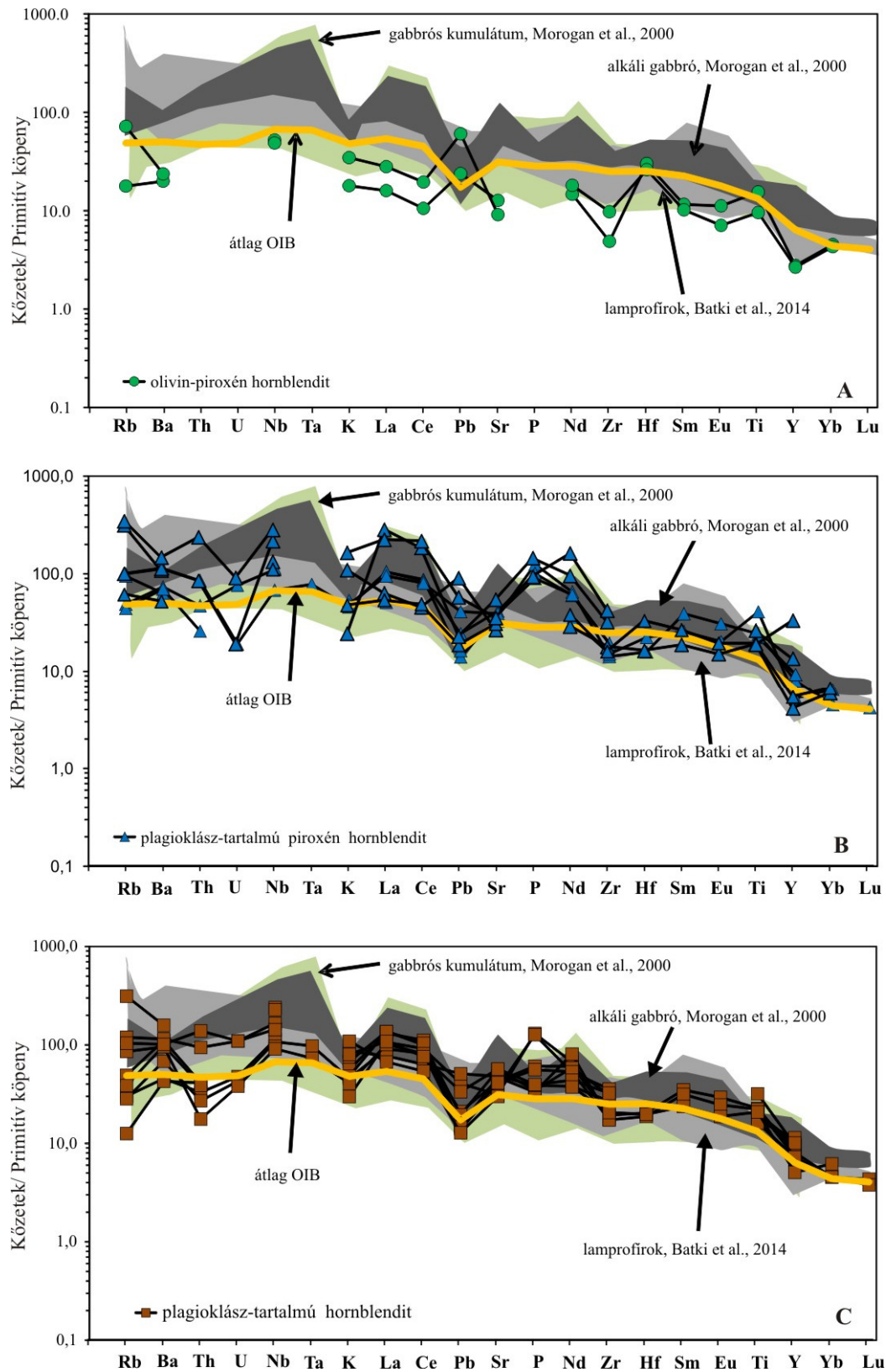
A DAM hornblenditjei nagy Sc tartalmúak (11-40 ppm), ami klinopiroxén frakcionációra utal. Azok a hornblendit típusok, amelyek nagyobb mennyiségben tartalmaznak klinopiroxént magasabb Sc értékkel rendelkeznek.

Az olivin-piroxén hornblenditek magas Ni- (355-390 ppm) és Cr- (487-509 ppm) tartalma azt mutatja, hogy az olivin korai fázisban kristályosodott és akkumulálódott. A kőzet alacsony Al-tartalma és magas mg száma (0,73), arra utal, hogy a piroxén az olivin szaturációja során kristályosodott.

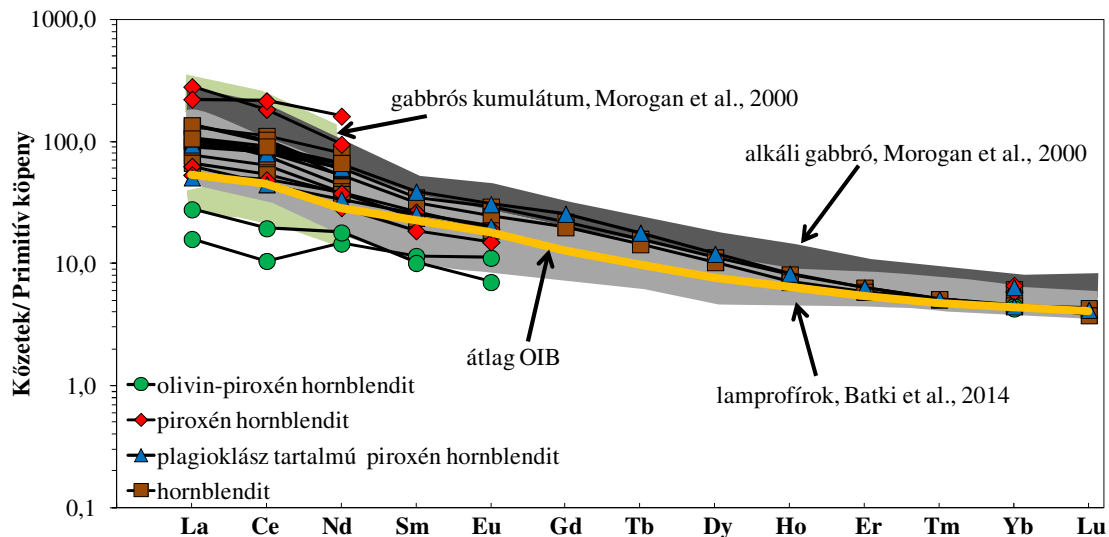
A többi kőzettípus (plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász-tartalmú hornblendit) különbözik az olivin-piroxén hornblendit összetételétől, ezeknek kisebb mg-száma és kis Ni és Cr tartalommal rendelkeznek.

A nyomelem eloszlási görbék lefutása tükrözi a forráskőzet jellegét (kimerült vagy gazdagodott), olvadás mértékét, azaz a magmaképződés körülményeit (*Harangi*, 2004).

A kumulátumok primitív köpenyre normált nyomelem eloszlásai nagyjából párhuzamosak. Az olivin-piroxén hornblendit pozitív Pb, Hf és Ti anomáliát valamint negatív Zr és Y anomáliát mutat (49. A ábra). A plagioklász-tartalmú, piroxén hornblendit P és Ti gazdagodást és U és K-ban való kimerülést jelez, a Rb, La, Ce, Pb, Nd és Y értékek folyamatosan változnak (49. B ábra). A plagioklász-tartalmú hornblendit Nb gazdagodást mutat, míg a Rb értéke széles határok között változik (49. C ábra). A kumulátum kőzetek hasonló nyomelem lefutást mutatnak a masszívum alkáli gabbró, gabbrós kumulátum (*Morgan et al.*, 2000) és lamprofírok (*Batki et al.*, 2014) valamint az átlagos óceáni sziget bazaltok (*Sun és McDonough*, 1989) nyomelem lefutásával (49. A, B, C ábra).



49. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek primitív köpenyre normált (Sun és McDonough, 1989) nyomelem eloszlásai



50. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek primitív köpenyre normált (Sun és McDonough, 1989) ritkaföldfém eloszlásai

A kumulátum kőzetek primitív köpenyre normált ritkaföldfém értékei a La-tól a Lu-ig egyenletesen csökken, könnyű RFF gazdagodást és nehéz RFF szegényedést mutatnak. Ritkaföldfém lefutásuk közel megegyezik az átlagos óceán szigeti bazaltok ritkaföldfém lefutásával és hasonlóságot mutat a masszívum alkáli gabbró és gabbrós kumulátum (Morogan et al., 2000) valamint a masszívum lamprofirjainak (Batki et al., 2014) lefutásával (50.ábra).

Az ultramafikus kumulátum kőzetek nem mutatnak Eu anomáliát, értékük 1 körül változik ($Eu/Eu^*=0,97-1,05$). A különböző hornblendit típusokban a könnyű és nehéz ritkaföldfémek frakcionációja $La/Yb=5-32$ között változik.

A közepes RFF gazdagodás a könnyű és nehéz RFF-ekhez viszonyítva a nagy mennyiségű hornblende ásványoknak tulajdonítható.

Óceáni szigetek bazalt (OIB) kőzetei az erősen inkompatibilis nyomelemekben jobban gazdagodtak, a nehéz ritkaföldfémekben viszonylag szegények. Ezeknek a kőzeteknek magas a Nb koncentrációja, inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott gránát peridotit részleges olvadásával keletkeznek. A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek nyomelem arányai, közel megegyeznek az átlagos OIB nyomelem arányaival (2. táblázat).

A kőzetek alacsony SiO_2 -tartalma, magas $FeO+MgO$, Cr- és Ni-tartalma nem mutatja az elsődleges magma összetételét, de tükrözi a Fe-Mg ásványok akkumulációját és támogatja a kumulátum eredetét (pl. Daczko et al., 2014).

2. táblázat. Erősen inkompatibilis nyomelem arányok összehasonlítása az átlagos OIB (*Sun és McDonough*, 1989) és a Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum kőzeteinek átlagával

nyomelem arányok	átlagos OIB	DAM kumulátum kőzetek átlag
La/Ce	0,46	0,49
Nb/La	1,29	1,59
Zr/Nb	5,83	2,55
La/Sm	3,70	3,93
Ce/Yb	37,03	37,18
Zr/Hf	35,90	26,59
Rb/Nb	0,64	0,67
K/Rb	387,00	392,87
Ti/V	66,90	101,31
K/Nb	250,00	167,14

10.3. Radiogén izotópok

A radiogén izotóp arányoknak nagy szerepük van a magmás folyamatok értelmezésében, mivel zárt rendszerben részleges olvadás vagy frakcionációs kristályosodás során értékük nem változik (értékük független a parciális olvadás mértékétől vagy a differenciáció fokától). Nem vesznek részt a magmás folyamatokat jellemző kémiai frakcionációban, mivel kis különbség van az izotóp-pár tömege között.

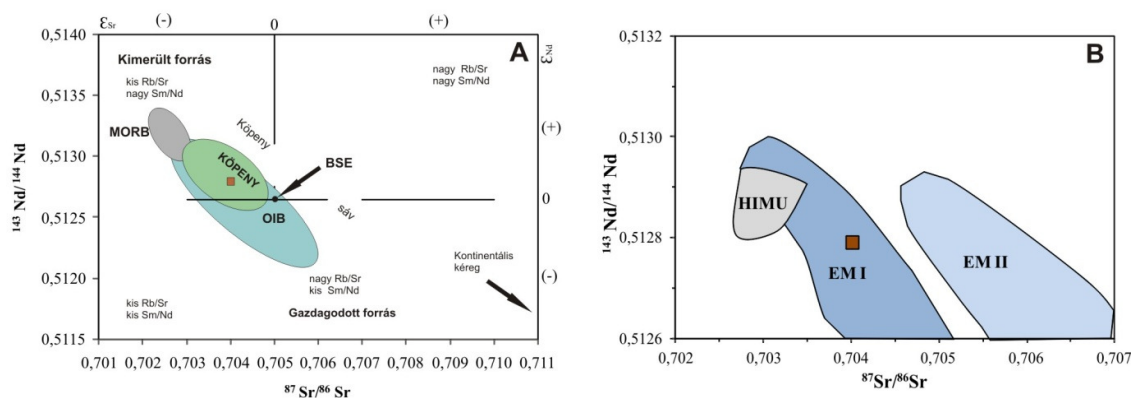
Részleges olvadás során egy magmának és a forrásrégiójának is ugyanazok lesznek az izotópos jellemzői. A radiogén izotóparányoknál (pl. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) izotóp párok szerepelnek, azaz az elem radioaktív bomlásban nem szereplő, stabil izotópja/ és az elem radioaktív bomlás során keletkező izotópja.

A magmás kőzetek radiogén izotóptestételét a kialakulás óta eltelt idő és a forráskőzet kémiai jellege határozza meg. Így az eltérő forrásrégiókat el lehet különíteni egymástól, a csak rájuk jellemző izotóp arányok alapján, valamint fel lehet ismerni a különböző források közötti keveredést (*Allégre et al.*, 1995; *Dickin*, 1995; *Harangi*, 2004).

Sm-Nd rendszerben a két elemnek hasonló fizikai és kémiai tulajdonságai vannak, kontinentális kéregben metamorf és üledékes folyamatok során is megőrzik a forrásrégiójuk izotóp arányát. Hátránya, hogy nagy mennyiségű köpeny összetevőhöz keveredve kis mennyiségű kéreganyag nem látható (*Rollinson*, 1993). Ezzel szemben a Rb-Sr rendszerben az elemek erősen frakcionálódnak egymástól. A Rb mobilisan viselkedik hidrotermás körülmények között a Sr viszont aránylag immobilis. Így a Sr a kőzetsorozatok teljes, eredeti összetételének közeli értékeit tükrözi. A két elem között igen nagy frakcionáció van, a kéreg

és a köpeny között (Rollinson, 1993, White, 2007). Mivel a Rb mobilitása miatt a Rb-Sr izotóprendszer megzavarható és nem marad zárt, olyan kőzetek esetében ahol kéreg kontamináció vagy utólagos fluid kölcsönhatással Rb adódik hozzá. A Rb érzékenységek miatt a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányok önmagukban nem alkalmasak megbízható következtetések levonására, olyan esetekben mint a DAM, mivel a masszívum kőzeteit utólagos fluid kölcsönhatások érték (Fall *et al.*, 2007). Ebben az esetben a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányokat a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ értékekkel együtt kell kezelni és értelmezni

A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek (plagioklász-tartalmú hornblendit) mért izotóp arányai: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51279\pm5$ és $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70401\pm15$ (melléklet 14, 15 táblázat), amelyek azt mutatják, hogy ezek a kőzetek gazdagodott köpeny régióból származnak (51. A, B. ábra).



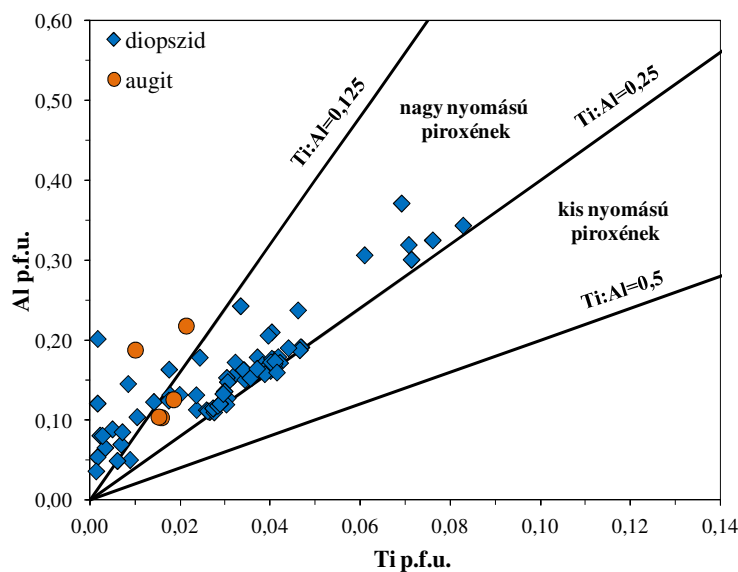
51. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum kőzetének $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korrelációs diagramja. **A.** Forrásrégiók Rollinson (1993) alapján, **B.** Köpeny tartományok a GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>) összefoglaló oldalról: HIMU: Saint Helena, EMII. Samoa szigete, EMI-Tristan da Cunha és Pitcairn. Rövidítések: OIB-óceani sziget bazalt, MORB – óceánközépi hátság bazalt, HIMU - magas U/Pb arányú köpeny szegmens, BSE - Föld átlag izotóp összetétele, EM I, EM II - gazdagodott köpenyforrás.

11. Termobarometria

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei esetében a kristályosodási hőmérséklet és nyomásviszonyok becsléséhez a klinopiroxén-olvadék termobarometriát és az amfibol termobarometriát alkalmaztuk, figyelembe véve a DAM kumulátum kőzetek ásványos összetételét és az egymással egyensúlyt tartó fázisokat.

11.1. Klinopiroxén barometria és termometria

A klinopiroxének összetétele érzékenyen mutatja a magma természetét és a kristályosodás körülményeit. Az alkáli bázisos magmák piroxénjeiben az Al és Ti között szoros kapcsolat van. A nagyobb nyomáson kristályosodó klinopiroxén kristályrácsába több Al és kevesebb Ti épül be, míg a nyomás csökkenésével egyre inkább Ti épül be az Al helyett (Leterrier *et al.*, 1982). Így a klinopiroxének Ti/Al arányából következtethetünk a kristályosodás nyomás viszonyaira.



52. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumban megjelenő diopszidok és augitok nagy nyomáson való kristályosodását ábrázoló Ti-Al eloszlás (Leterrier *et al.*, 1982 alapján)

A DAM ultramafikus kumulátum piroxénjeinek Ti/Al arány azt mutatja, hogy a diopszid (Ti/Al=0,12 – 0,25) nagy nyomáson keletkezett, ugyanúgy mint az augit, amelyeknél ez az arány 0,125 alatti (52. ábra).

11.1.1. Klinopiroxén-olvadék termobarométer

Davis és Boyd (1966) vezették be az első piroxén termométert, amelynek az alapja hogy az együtt kristályosodó klinopiroxén és ortopiroxén között egyensúly van. A termométer az ortopiroxén és a klinopiroxén összetételét veszi figyelembe a kristályosodási nyomás és hőmérséklet becsléséhez. A két piroxén termométer nagyon elterjedt azóta is, de sok esetben csak az ortopiroxén, vagy csak a klinopiroxén van jelen a vulkáni kőzetekben, ennek következtében a termométer használata korlátozott. E miatt, vannak olyan termométerek és barométerek, amelyek csak a klinopiroxén összetétele (*Nimis*, 1995; *Nimis és Ulmer*, 1998; *Nimis és Taylor*, 2000) vagy a klinopiroxén és olvadék egyensúlya (*Putirka et al*, 1996, 2003) alapján számolják ki a klinopiroxén képződési nyomás és hőmérsékleti értékeit.

Nimis (1995) kísérleti úton bazaltok klinopiroxénjeinek kristálykémiai szerkezete és kémiai összetétele (cellatérfogata – M1 pozíció térfogata (M1=a piroxén oktaéderes kristálytani helye)) alapján kidolgozott egy ± 2 kbar pontosságú geobarométert, amely gránát nélküli bazaltos olvadékból kristályosodó klinopiroxénekre alkalmazható 0-24 kbar közötti nyomástartományon.

Ezt később *Nimis és Ulmer* (1998) átdolgozta vízmentes és víztartalmú bázisos és ultrabázisos rendszerekre, valamint *Nimis* (1999) bázikus – savanyú, tholeiites és enyhén alkáli magmás rendszerekre, amelyhez 212 magmás klinopiroxén adatait használta fel. A barométer, csak olyan klinopiroxének esetében alkalmazható, amelyek kéregből vagy felsőköpenyből származó ($p=0-24$ kbar; gránát nélküli) klinopiroxén \pm ortopiroxén \pm pigeonit \pm olivin \pm plagioklász \pm spinell \pm magnetit \pm amfibol \pm ilmenit ásványegyüttest tartalmazó magmás rendszerben képződtek. A barométer alapja ,hogy a klinopiroxének cellatérfogata (V_{cell}), az M1 pozíció térfogata (V_{M1}) és a klinopiroxén mg# száma ($\text{mg\#}=\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) közötti lineáris kapcsolat van. A geobarométer hátránya, hogy a klinopiroxének kémiai összetételén kívül a nyomás számításához szükség van független kristályosodási hőmérséklet adatokra is.

Putirka et al. (1996) kifejlesztettek mafikus magmás rendszerekre egy klinopiroxén-olvadék termobarométert. A termobarométer 0-30 kbarig jól használható vízmentes rendszerekre, hibahatárai ± 40 K és $\pm 0,3$ kbar. Később ezt továbbfejlesztették (*Putirka et al.*, 2003), nemcsak bazaltos összetételű rendszerekre, hanem H_2O -ban telített, hidratált, valamint SiO_2 -gazdag rendszerekre is. A termobarométer hibahatárai: hőmérséklet esetén ± 33 K (240°C) míg a nyomás becslésénél $\pm 1,7$ kbar. Az új termobarométer változó víztartalom esetében is jól működik, 1 kbar nyomásértéktől. Alapja a klinopiroxén és olvadék közötti Fe-Mg megoszlási együttható, $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{cpx-olv}}$

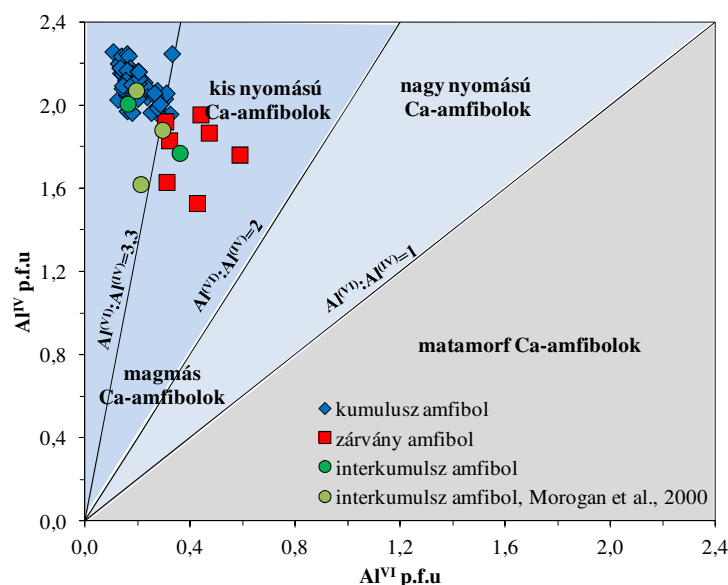
A klinopiroxének képződési nyomás és hőmérséklet meghatározása *Putirka* (2008) által szerkesztett *RiM69_Ch03_cpx_P-T* programmal történt. A programon belül a *Putirka et al.* (2003) -féle egyenletet alkalmaztam, amely a jadeit-diopszid/hedenbergit-olvadék és jadeit-olvadék egyensúlyon alapul. Az programban az olvadék összetételeként egy elméleti olvadék összetételt használtam, amelyből a klinopiroxének kristályosodhattak (a masszívum legprimitívebb lamprofír összetételét). A kristályok peremi részén lévő kalciumban szegény, magnéziumban gazdag augit képződési körülménye átlagosan $24,2 \pm 1,7$ kbar és 1314 ± 240 °C, míg a diopszid értékei széles határok között változnak: $16,7\text{--}25,4 \pm 1,7$ kbar és $1201\text{--}1317 \pm 240$ °C.

11.2. Amfibol barometria és termometria

Az amfibol érzékenyen reagál a kristályosodás körülményeinek megváltozására, valamint rögzíti a magmakamrában zajlott folyamatokat, ezért jól használható a kristályosodási folyamatok rekonstruálására. Az amfibol összetételét lényegesen befolyásolja a magma kémiai összetétele és a kristályosodási körülmények (nyomás, hőmérséklet, oxigén és víz fugacitás, valamint a vele együtt kristályosodó ásványok milyensége (pl. *Johnson és Rutherford*, 1989; *Bachmann és Dungan*, 2002; *Ridolfi et al.*, 2010; *Krawczynski et al.*, 2012), így az amfibolok összetételén alapuló termobarométerek (pl. *Johnson és Rutherford*, 1989; *Anderson és Smith*, 1995; *Ridolfi et al.*, 2010; *Ridolfi és Renzulli*, 2012) segítségével számszerűsíthetők a magmafejlődés körülményei.

11.2.1. Amfibol barometria

Fleet és Barnett (1978) magmás és metamorf kalcium amfibolok (pargasit, kaersutit) összetételét és keletkezési körülményeit vizsgálták. Arra a következtetésre jutottak, hogy az amfibol $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ aránya használható kvalitatív barométerként. A hőmérséklet növekedésével egyenes arányban nő az amfibol Al^{IV} tartalma, míg a nyomás növekedésével nő a Al^{VI} tartalom, így az $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ aránnyal el lehet különíteni a magmás és metamorf amfibolokat, valamint a kis és nagy nyomású amfibolokat. A masszívum kumulusz, interkumulusz és zárvány amfiboljai is azt mutatják, hogy kis nyomáson kristályosodtak (53. ábra).



53. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben lévő amfibolok Al^{IV} vs Al^{VI} diagramja (az arányok és a mezők elkülönítése Fleet és Barnett, 1978 alapján történt)

Számos, amfibolok összetételén alapuló barométer van jelen a szakirodalomban (pl. *Johnson és Rutherford, 1989; Anderson és Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010; Ridolfi és Renzulli, 2012*). A továbbiakban röviden összefoglaljuk és összehasonlítjuk az amfibol összetételén alapuló barométereket és alkalmazzuk azokat, amelyek a DAM ultramafikus kumulátum kőzetek amfiboljaira a legjobban megfelelnek.

A nyomás meghatározásához a következő tanulmányokban szereplő egyenleteket használtuk: *Hollister et al. (1987); Johnson és Rutherford (1989); Schmidt (1992); Ridolfi et al. (2010)* ill. *Larocque és Canil, 2010; Krawczynski et al. (2012); Ridolfi és Renzulli (2012)*.

A hornblende Al-tartalma magmás rendszerekben egyensúlyi körülmények között lineárisan korrelál az intrúzió kristályosodási nyomásviszonyaival, így a hornblende Al-tartalma geobarométerként használható (*Hammartron és Zen 1986*). Ezt alapul véve *Hammartron és Zen (1986)* mészkalkáli plutoni kőzetek kalcium amfiboljaira fejlesztettek ki egy barométert, amely az amfibolok teljes Al-tartalmára épül, ennek a hibahatára ± 3 kbar. *Hollister et al. (1987)* finomítottak ezen az összefüggésen, közepes nyomáson (2–8 kbar), mészkalkáli rendszerben kristályosodott intrúziók hornblende összetételbeli adatainak bővítésével, így sokkal kisebb (± 1 kbar) hibahatárt értek el. A barométert olyan gránit intrúziókra kalibrálták, amelyek különböző mélyégben szilárdultak meg, ásványos összetételük, amfibol + kvarc + plagioklász + ortoklász +

biotit + magnetit + titanit (szöveti egyensúlyban) és a plagioklászok An tartalma 25–35 mol% között van. Ezek együttesen pufferek az amfibol Al tartalmát. Kísérleti úton szintén sikerült alátámasztani az amfibol teljes Al-tartalmára épülő („Al in hornblende”) geobarométer alkalmazhatóságát $\pm 0,5$ kbar pontossággal (Johnson és Rutherford, 1989; Schmidt, 1992).

Ridolfi et al. (2010) mészkalkáli magmákból származó kalcium amfibolokra egy oxo-hygro-termo-barométert dolgoztak ki. Ez a termobarométer a nyomásszámoláshoz szintén az amfibolok Al-tartalmát veszi figyelembe, továbbá lehetőség van relatív oxigén fugacitás és az olvadék víztartalmának kiszámítására is. Később Ridolfi és Renzulli (2012) újrakalibrálta ezt az oxo-hygro-termo-barométert, amelynek köszönhetően ez a barométer már az alkáli magmák kalcium amfiboljaira is használható 1130 °C és 2,2 GPa értékekig. A Ridolfi-féle (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi és Renzulli, 2012) számításokhoz az amfibol elemzéseket először egy kritérium rendszer alapján meg kell szűrni ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,5$, $Al\# \leq 0,21$ ($Al\# = Al^{VI}/Al^T$) és az oxidok összege < 98 t%) és, ha a mért amfibol összetétel nem felel meg, akár csak egy kritériumnak, úgy az nem használható fel a számításokhoz. A kumulátum kőzetek amfiboljai esetében eltávolítottuk a $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,5$ kritériumot, mivel alkáli rendszerekben az amfiboloknak ez az érték fejlettebb magmákban kisebb lehet mint 0,5. A barométer $\pm 11,5\%$, az olvadék víztartalma $\pm 0,78$ t%, az oxigén fugacitás pedig (Δ_{NNO}) $\pm 0,37$ logaritmusikus egység hibával adható meg. A szerzők a kristályosodási nyomás kiszámításához öt egyenletet ismertetnek, amelyek mindegyikét más rendszer és nyomástartomány alapján kalibrálták. A kalibráció alapjaként az amfibolok teljes kémiai összetételeket vették figyelembe, melyekre különböző nyomástartományban (becsült nyomás – kísérleti nyomás diagramon) és kapcsolattal (normál vagy természetes logaritmusikus) regressziós egyeneseket illesztettek.

Bazaltos és andezites rendszerben kristályosodott amfibolok Al^{VI} -tartalma lineáris kapcsolatban van a kristályosodási nyomással (Simakin et al., 2009, 2012; Larocque és Canil 2010; Krawczynski et al., 2012). így az amfibolok Al^{VI} tartalma is felhasználható a kristályosodási nyomás becslésére. Erre épül Larocque és Canil (2010) barométere, amelyet később Krawczynski et al. (2012) továbbfejlesztettek. Az Al^{VI} barométert kísérletileg szintetizált amfibolok összetételét felhasználva kalibrálták.

A különböző barométerekkel számolt nyomásértékeket összehasonlítottuk, a barométereket csoportosítottuk. Az amfibol teljes Al tartalmával számoló barométerek („Al in hornblende”) egy csoportba kerültek, Ridolfi et al. (2010) és Ridolfi és Renzulli (2012) barométereik egy másik csoportba, míg az amfibol Al^{VI} értékét használó barométerek (Larocque és Canil, 2010,

Krawczynski et al., 2012) egy külön csoportba soroltuk. A kapott nyomásértékek széles tartományban változnak (3 táblázat, 54. ábra).

3. táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok képződési nyomás értékei különböző szerzők összefüggései alapján

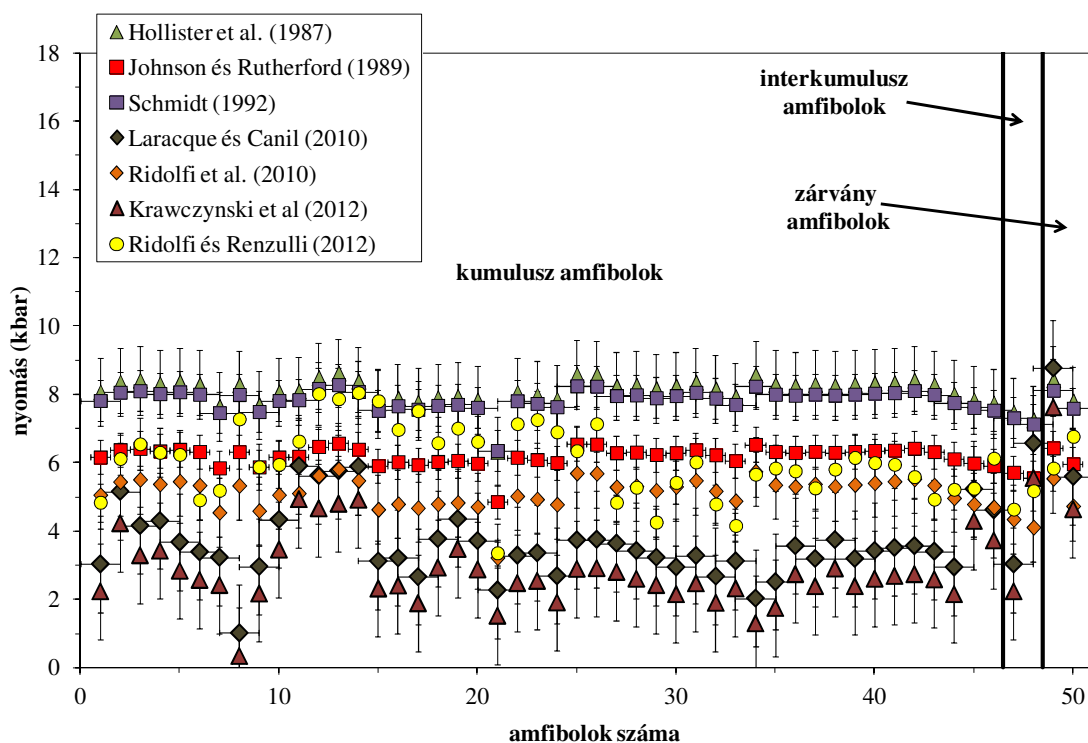
Geobarometria szerzője	hibahatár (kbar)	kumulusz amfibol (kbar)	interkumulusz amfibol (kbar)	zárvány amfibol (kbar)
Hammarson & Zen (1986)	±3	6,0-9,0	5,3-7,5	7,5-9,0
Hollister et al. (1987)	±1	6,3-9,8	5,6-8,0	6,2-8,7
Johnson & Rutherford (1989)	±0,5	4,9-7,4	4,3-6,1	4,7-6,7
Schmidt (1992)	±0,6	6,3-9,3	5,7-7,3	6,0-8,4
Laracque & Canil (2010)	±1,42	2,0-6,2	3,0-5,4	5,6-8,5
Ridolfi et al. (2010)	±1	3,2-5,8	4,3	3,1-6,0
Krawczynski et al. (2012)	±1,41	1,4-5,4	2,2-4,4	4,6-7,4
Ridolfi & Renzulli (2012)*	±0,5 és ±0,9**	4,2-8	4,6-5,1	5,8-6,7

*a táblázat a két egyenlet (eq1a és eq1b) átlagolása során kapott értékeket tartalmazza

** - a DAM ultramafikus kumulátum közeteinek amfiboljai esetén a 11,5%

A legkisebb értékeket (<5 kbar) az Al^{VI} barométert használva kaptuk. *Simakin et al.* (2012) vizsgálata alapján az alkáli magmákban kristályosodó amfibolok esetében az alumínium elsősorban az tetraéderes (Al^{IV}) pozícióba épül be, így adott nyomáson az alkáli magmák amfiboljait várhatóan kisebb Al^{VI} tartalom jellemzi, mint a szubalkáli magmák amfiboljait, így a számolás során alulbecsülhetjük a kristályosodási nyomást.

Az „Al in hornblende” barométer különböző kalibrációival kapott eredmények látszólag reális értékek adnak, figyelembe véve a hasonló amfibol kumulátumok kialakulását (7-10 kar nyomás, pl.: *Davidson et al.*, 2007; *Larocque és Canil*, 2010). Azonban fontos kiemelni, hogy az „Al in hornblende” barométert egy adott ásványegyüttes egyensúlyára dolgozták ki (pl.: *Hollister et al.*, 1987), ezért a mafikus kumulátumok esetén a használata bizonytalansággal terhelt. A Ridolfi-féle barométerek (*Ridolfi et al.*, 2010; *Ridolfi és Renzulli*, 2012) az amfibol kumulátumok kialakulási nyomás értékeihez hasonló eredményt mutatnak (6-8 kbar).



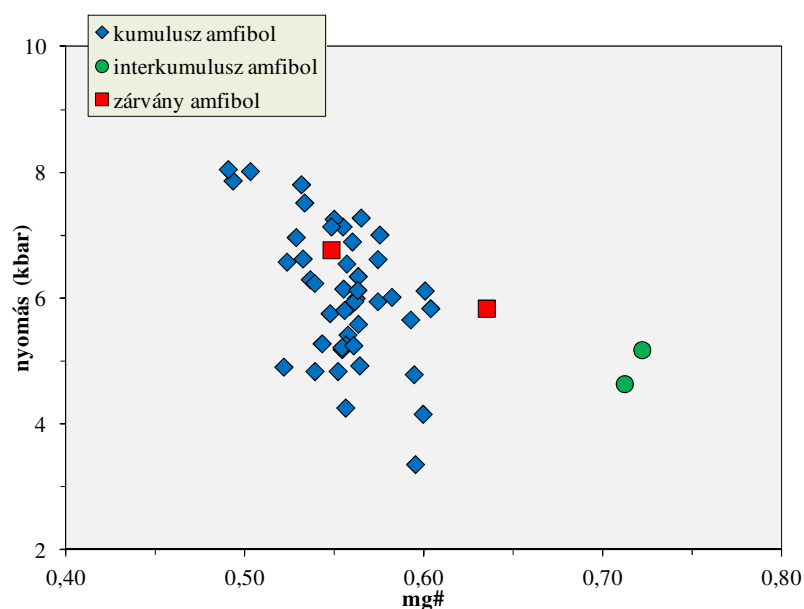
54. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumának amfibol összetételéből különböző barométerekkel számolt kristályosodási nyomásértékek összehasonlítás. A függőleges vonalak a számolt értékek hibahatárát jelzik.

Annak eldöntésére, hogy mely barométer eredményeit fogadjuk el a DAM ultrabázisos kumulátum amfiboljaira, kísérleti adatokkal teszteltük a barométerek használhatóságát. A kísérleti adatoknál *Nekvasil et al.* (2004) munkáját vettük alapul, amelyben ismert összetételű kőzettípusokban, meghatározott kristályosodási körülmények között (a nyomás 9,3 kbar (930 MPa) és 4,3 kbar (430 MPa), a hőmérséklet 1040-920 °C, a víz mennyisége 0,5 tömegszázalék, az oxigénfugacitás 1,5 log egység) vizsgálták a keletkezett amfibolok összetételét. *Nekvasil et al.* (2004) munkájában használt kőzettípusok és azok amfibol adatai nagy hasonlóságot mutatnak a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteihez, így megfelelő referenciaforrás egy alkáli rendszer nyomás és hőmérséklet becslésének megállapítására. A kísérleteik arra utalnak, hogy az olyan alkáli kőzetsorozatokban, mint a DAM az amfibolok kristályosodása 430-930 MPa közötti nyomáson és 920-1040°C közötti hőmérsékleten zajlanak.

A Ridolfi-féle barométerek (*Ridolfi et al.*, 2010; *Ridolfi és Renzulli*, 2012) közül, az alkáli rendszerekre is kalibrált *Ridolfi és Renzulli* (2012) 5 db egyenlete közül a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel a „eq1a” és „eq1b” egyenletek nyújtották. Az eq1a egyenlet nagy nyomásra, míg az eq1b egyenlet kis nyomásra van kalibrálva. A barométerrel jobb eredményt, a

kísérletek által jelzett (430-930 MPa) nyomás intervallumban, az eq1a és eq1b egyenletek nyomás értékeinek átlagolásával érhetjük el, ami azt eredményezi, hogy kissé alábecsült nyomás értéket kapunk, azonban a szórás mértéke a felére csökken.

Ezek alapján a DAM kumulátum kőzeteinek amfiboljaira is ennek a 2 egyenletnek (eq1a és eq1b) az átlag értékeit használtuk. A kumulusz amfibol 6 ± 1 kbar nyomás viszonyok mellett kristályosodott, míg az interkumulusz amfibol 5 ± 1 kbar kristályosodási nyomást mutat. A zárvány amfibol szintén 6 ± 1 kbar kristályosodási nyomást jelez (55. ábra).

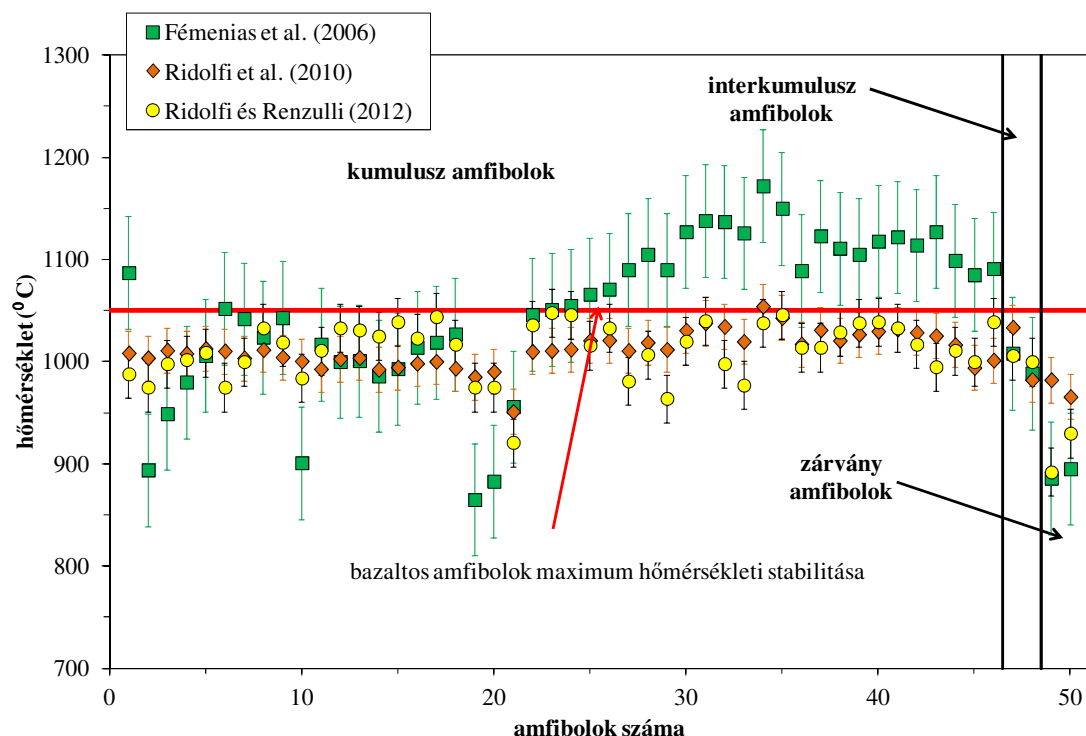


55. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum kumulátum kőzeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási nyomás értékei az amfibolok mg#-ának függvényében

11.2.2. Amfibol termometria

Az ultramafikus kumulátum amfiboljainak kristályosodási hőmérséklet meghatározásához a következő tanulmányok egyenleteit használtuk: *Féménias et al.* (2006), *Ridolfi et al.* (2010) ill. *Ridolfi és Renzulli* (2012). *Féménias et al.* (2006) mészkalkáli magmából származó kalcium amfibolokra egy termométert dolgoztak ki, amely az amfibol Ti-tartalmán alapul. A kalcium amfibolba beépülő Ti pozitív korrelációban áll a hőmérséklettel (*Alonso-Perez et al.* 2009), amennyiben az amfibol mellett Ti-tartalmú fázisok is kristályosodtak (pl. Fe-Ti oxidok). A termométer hibája $\pm 15 \pm 5$ °C. A Ridolfi-féle termométer (*Ridolfi et al.* (2010) ill. *Ridolfi és Renzulli* (2012)) az amfibol összes kationját felhasználja a kristályosodási hőmérséklet becslésére, a termométer hibahatára 23,5 °C.

A DAM ultramafikus kumulátum közeteinek amfiboljaira a három különböző termométerrel (*Fémenias et al.*, 2006; *Ridolfi et al.*, 2010; *Ridolfi és Renzulli*, 2012) számolt képződési hőmérséklet értékei közel megegyeznek (4. táblázat, 56. ábra).



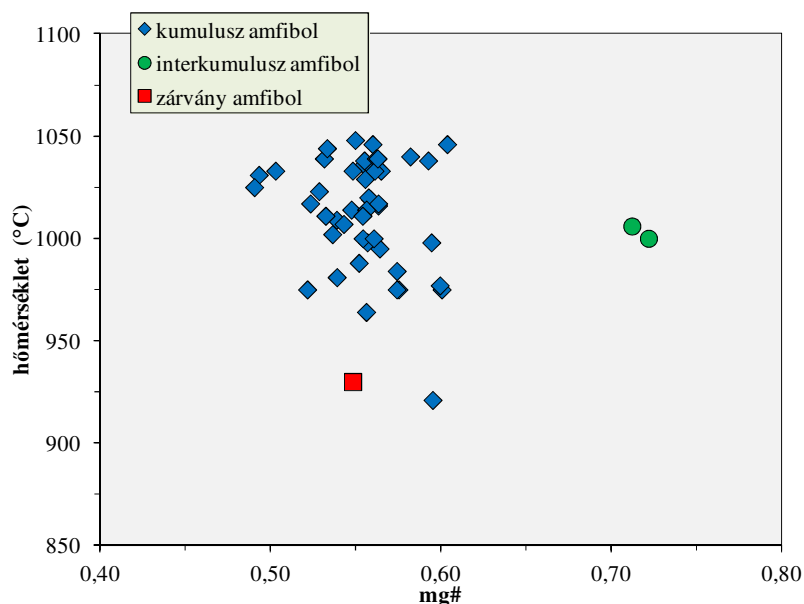
56. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumának amfibol összetételéből különböző termométerekkel számolt kristályosodási hőmérsékletértékek összehasonlítás. A függőleges vonalak a számolt értékek hibahatárát jelzik. A bazaltos amfibolok maximum hőmérsékleti stabilitásának meghatározásához a következő kísérleti eredményeket vettük alapul: *Pichavant et al.*, 2002; *Grove et al.*, 2003; *Barclay és Carmichael*, 2004; *Adam et al.*, 2007; *Krawczynski et al.*, 2012; *Simakin et al.*, 2012.

Fémenias et al. (2006) termométere a kersutitokba épülő magasabb Ti tartalom miatt, nagyobb értékeket mutat mint a bazaltos rendszerben kristályosodó amfibolok maximum hőmérsékleti stabilitási értéke (1050°C).

4. táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum hornblendit kumulátum amfiboljainak képződési hőmérsékleti értékei különböző szerzők összefüggései alapján

Termometria szerzője	hibahatár (°C)	kumulusz amfibol (°C)	interkumulusz amfibol (°C)	zárvány amfibol (°C)
Fémenias et al (2006)	±15/±55	866-1088	823-1180	750-995
Ridolfi et al. (2010)	±22	942-1020	982-1034	903-996
Ridolfi és Renzulli (2012)	±23,5	920-1047	1000-1006	892-930

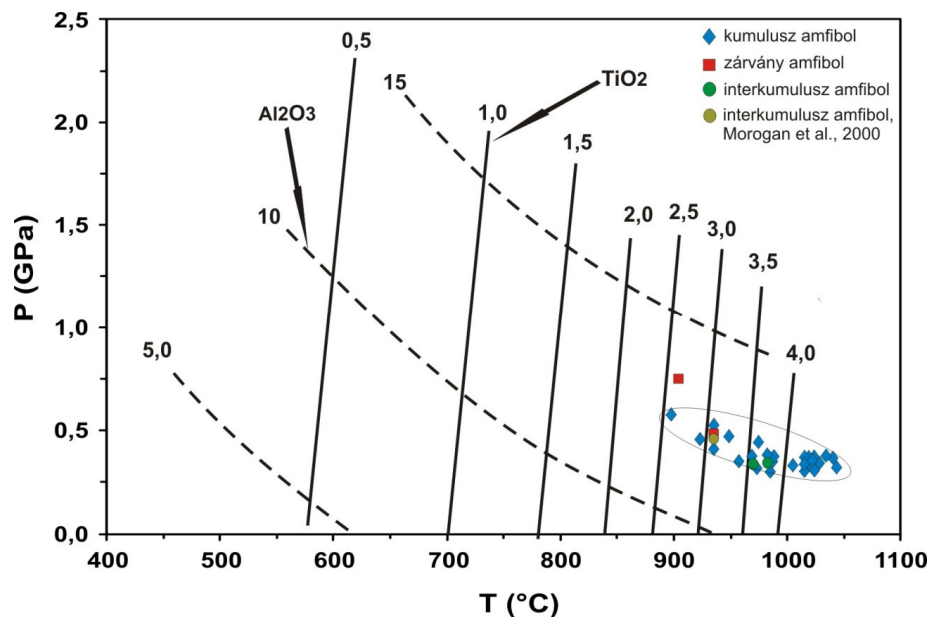
A termométereket is teszteltük *Nekvasil et al.* (2004) munkájában lévő kísérleti amfibol adatokkal. Az amfibol kristályosodási hőmérsékletének becslésére is *Ridolfi és Renzulli* (2012) termométere mutatta a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel. A kumulusz amfibol esetében a termométerek 920-1050°C kristályosodási hőmérsékletet becsülnek, interkumulusz amfibol 1000-1005°C, míg a zárvány amfibol valamivel kisebb 892-930°C-ot mutatnak (57. ábra).



57. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok kristályosodási hőmérséklet értékei az amfibolok mg#-ának függvényében

Elmondható, hogy mindhárom termométer használható a DAM ultramafikus kumulátum amfiboljaira és reális hőmérsékleti értékeket adnak, amelyek megfelelnek egy bazaltos olvadékból kristályosodó kumulátum hőmérsékletének.

Ernst és Liu (1998) kifejlesztettek egy szemikvantitatív termobarométert, amely a kalcium amfibolok Al_2O_3 és TiO_2 tartalmára épül. Megállapították, hogy a kalcium amfibol Al_2O_3 tartalma növekszik a nyomás és hőmérséklet emelkedésével, valamint a TiO_2 tartalom növekedése korrelációt mutat a hőmérséklettel. Ez összhangban van az amfibol Al^{IV} és Al^{VI} tartalmára épülő barométerekkel és a Ti-tartalomra épülő termométerrel. A termobarométer metabazaltok esetében alkalmazható, amelyek egyensúlyban vannak mint kéreg és felső köpeny körülmények között és Al és Ti-gazdag fázisokat tartalmaznak. A masszívum ultramafikus kumulátum közeteiben megjelenő amfibolok a szemikvantitatív barométeren átlagosan 900-1050°C és 3-6 kbar (0,3-0,6 GPa) kristályosodási körülményeket mutatnak (58. ábra).



58. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben megjelenő amfibolok Al_2O_3 vs TiO_2 diagramja (szemikvantitatív termobarométer, Ernst és Liu, 1998 alapján)

Az eddig felsorolt termobarométerek csak az amfibol összetételét veszik figyelembe a kristályosodási nyomás és hőmérséklet becslésére. Vannak olyan termobarométerek (*Blundy és Holland, 1990; Holland és Blundy, 1994; Anderson et al., 2008*), amelyek alkalmazásához az amfibol és a vele együtt gyakran kristályosodó plagioklász ásványpár összetétele szükséges és ezek alapján becsülhetők a kristályosodási körülmények.

Ezek a termobarométerek abban az esetben alkalmazhatók, ha az amfibol és a plagioklász egyszerre kristályosodik, és egyensúlyban vannak. A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei esetében az amfibol-plagioklász termobarométerek nem alkalmazhatóak, mivel a plagioklász interkumuluszként van jelen, az amfibol után kristályosodott, nincsenek egyensúlyban.

Ridolfi és Renzulli (2012) alkáli rendszerekre kalibrált oxo-hygro-termo-barométerre jól használható a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteke amfiboljaira és reális értékeket ad egy alkáli rendszerben lévő amfibolok képződési nyomás és hőmérsékleti értékeire.

A Ridolfi és Renzulli (2012) barométere által megállapított adatok alapján meghatározható az amfibolok kristályosodási mélysége, ezáltal a kumulátum kőzetek keletkezési mélysége. Ennek oka, hogy az amfibolba beépülő elemek mennyisége korrelációt mutatnak az adott nyomás és hőmérséklet viszonyokkal. A kontinentális kéreg esetében a litosztatikus nyomással kell

számolni a mélység növekedésével. Az átlagos közetsűrűség $2,8 \text{ g/cm}^3$. Ebben az esetben 100 MPa (1 kbar) nyomás körülbelül 3,7 km-es mélységnek felel meg.

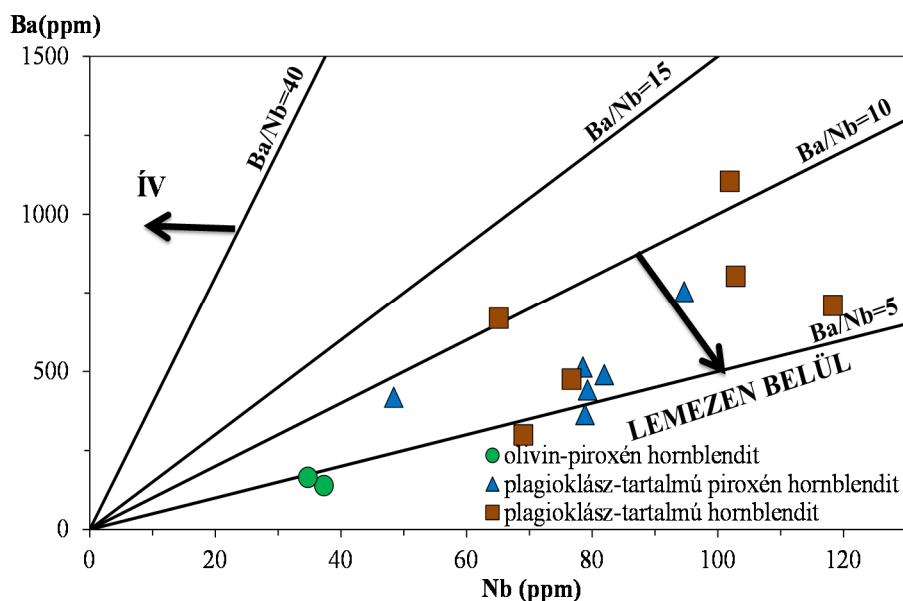
A barometriaai eredmények azt mutatják, hogy a DAM ultramafikus kumulátum kőzetei $22,4 \pm 3,9 \text{ km}$ mélységben jöttek létre, amely átlagos kéregvastagság esetén (30 km) középső-alsó kéreg régiót mutat. Ez a mélység megegyezik azzal a megállapítással miszerint a ultramafikus kőzetek (pl. Bonanza-ív, Brit Columbia, Kanada, *Laracque és Canil.*, 2010; Mt. Shasta, Kalifornia, USA, *Krawczynski et al.*, 2012; Adamello, Olaszország, *Tiepolo et al.*, 2011) a középső-alsó kéreg régióban jönnek létre, mivel ez a régió vízben gazdag és itt megfelelő körülmények vannak az amfibol gazdag kumulátumok keletkezéséhez (*Davidson et al.*, 2007).

12. A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek eredete

12.1. Keletkezési környezet

Tútelített és telítetlen alkáli rendszerek Ca-amfiboljainak fejlődési trendjét vizsgálva *Giret et al.* (1980) megállapították, hogy az amfibolok kristályosodása a magmafejlődés során a $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ -ben gazdag és $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ -ban szegény összetételtől a $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ -ben szegény és $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ -ban gazdag összetétele felé halad. Ezen összefüggés alapján a DAM ultramafikus kumulátum kőzetek amfiboljai Si-telítetlen, primitív, alkáli bazaltos olvadékból kristályosodtak. Ez összhangban van *Morogan et al.* (2000) és *Batki et al.* (2014) eredményeivel, miszerint a DAM szülőmagmaja bazanitos összetételű és az alkáli ultrabázisos kőzetek bazanitos magma frakcionációs kristályosodása révén keletkeztek.

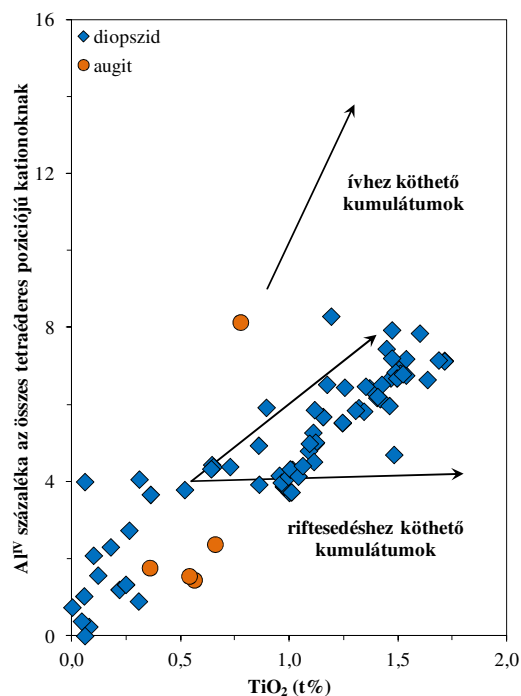
Alkáli, szilíciumban telítetlen mafikus magmák képződhetnek a felemelkedő asztenoszféra kiskokú olvadása során (*Bradshaw et al.*, 1993, *Niu et al.*, 2001, *Wang et al.*, 2002) vagy a szub-litoszférában található metasomatizált amfibol gazdag erek olvadása során (*Beccaluva et al.*, 2007, *Bianchini et al.*, 2008, *Fitton et al.*, 1988, *Pilet et al.*, 2008, *Valentine és Perry*, 2007).



59. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek Ba vs Nb diagramja, (D’Orazio et al., 2004 alapján)

A DAM ultrabázisos kumulátum közeiteinek nyomelem értékei azt mutatják, hogy ezek a kőzetek lemezen belüli környezetben jöttek létre (59. ábra). A kumulátumok lemezen belüli eredetét *Morogan et al.* (2000), *Batki et al.* (2014) és *Pál-Molnár et al.* (2015) eredményei is alátámasztják.

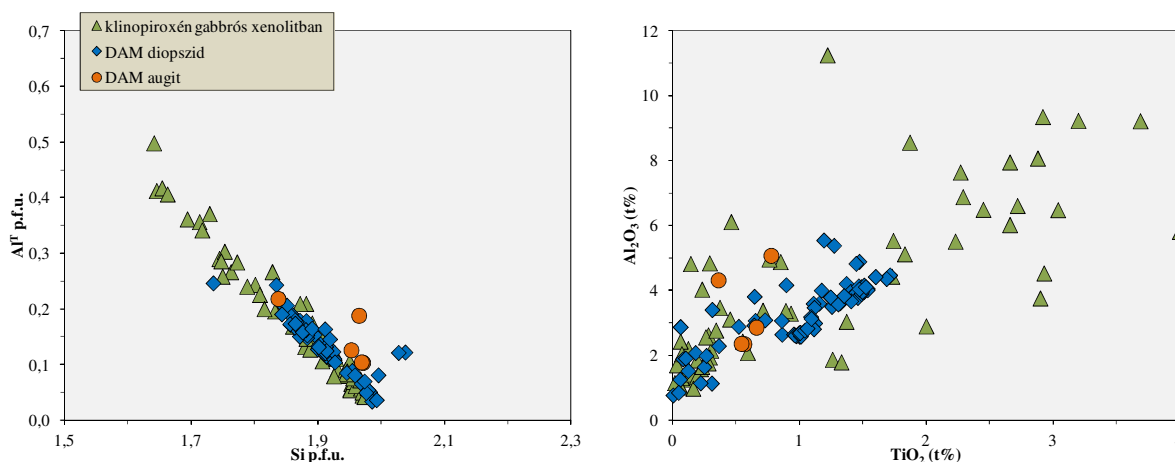
A piroxének tetraéderez pozíciójában lévő Al és Ti kationok között összefüggés van, ami a különböző tektonikai környezetekre utalhat (*Louck, 1990*). Riftesedéshez köthető környezetben a piroxének magasabb Ti- és alacsonyabb Al^{IV} - és Si- tartalommal rendelkeznek, mint az ívhez köthető környezetben létrejövő piroxéneknek. A DAM ultramafikus kumulátumában lévő piroxének riftesedéshez köthető eredetet mutatnak (60. ábra).



60. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumban lévő klinopiroxének riftesedéshez köthető környezetre utalnak (*Louck, 1990* alapján)

A DAM ultramafikus kumulátumában lévő klinopiroxéneket összehasonlítottuk olyan ultramafikus xenolitok klinopiroxén adataival (61. ábra), amely xenolitok a földköpenyben egy régi óceáni kéreg metasztatikus átalakulása során jöttek létre. *Neumann et al.* (2000) szerint ezek a xenolitok, olyan kumulátumból származnak, amely egy felfelé áramló magma által beolvasztott régi óceáni kéreg kumulátumból jött létre, metasztatizált köpeny olvadékból. Erre bizonyíték, hogy a kőzetek Rb, Ba, K és inkompatibilis nyomelemekben való gazdagodást mutatnak.

A DAM ultramafikus kumulátum közeteiben lévő piroxének szoros egyezést mutatnak ezekkel a piroxénekkal.



61. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumában lévő klinopiroxének összehasonlítása gabbrós xenolitból származó klinopiroxénekkal (Neumann et al., 2000)

A DAM ultramafikus kumulátumai, nem mutatnak a szubdukciós zónára jellemző negatív Nb anomáliát (pl. *Saunders et al.*, 1991, *Pearce és Peate*, 1995), pozitív Ba és K-anomáliát (pl. *Fazlnia és Alizade*, 2013), ami megerősíti, hogy a kumulátumok olyan szülőmagmából kristályosodtak, amelyek nem rendelkeznek szubdukciós környezetre utaló kémiai jellegzetességgel. A DAM ultramafikus kumulátum közeteinek LILE és HFSE elemekben gazdagodása arra utal, hogy a kőzeteket létrehozó olvadék, metasztatizált köpeny régióból származik (pl. *Beard et al.*, 1996, *Hauser et al.*, 2010).

A köpeny metasztatizációja történhet parciális olvadás és/vagy metasztatikus fluidumok hatására is. Rövid ideig tartó és kismértékű részleges olvadás során az olvadékba nagy mennyiségű inkompatibilis nyomelem kerül, amely olvadékok az asztenoszférikus köpenyből elvándorolnak és a kontinentális litoszféra alatt megrekednek (*McKenzie*, 1989). Ezek az olvadékok metasztatizálják a felsőköpenynek ezen részét és úgynevezett metasztatikus ereket hoznak létre. Ezek az erek fluidumokban és inkompatibilis nyomelemekben gazdagok, összetételük: klinopiroxén, amfibol ± csillám ± apatit ± karbonát ± oxidok. A metasztatizált erek újraolvadásuk során különböző arányban hibridizálják a parciális olvadékot, amelynek eredményeként fluidumokban és inkompatibilis nyomelemekben gazdag alkáli magmák jönnek létre (*Foley*, 1992).

Az így keletkezett kőzetek magas Nb/Ta aránya arra utal, hogy az újraolvadt metasztatizált erekben, nagy mennyiségben pargazitos amfibol volt jelen, mivel az olvadék Nb/Ta arányát az amfibol kontrollálja (*Tiepolo et al., 2000*). A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek Nb/Ta aránya magas (15,12-21,70), ami az amfibol jelenlétére utal.

Az asztenoszférából származó metasztatikus olvadékból kikristályosodott amfibol a litoszférikus köpenyben stabil (*Class és Goldsterin, 1997*).

Az amfibol összetételére épülő barométer által kapott értékek (6-8 kbar) azt mutatják, hogy a DAM kumulátum kőzetei $22,4 \pm 3,9$ km mélységben keletkeztek, ami átlagos kéregvastagság esetén (30 km) középső-alsó kéreg régiót mutat. Ez a mélység megegyezik más ultramafikus kumulátum kőzetek keletkezési mélységével (pl. Bonanza ív, Brit Columbia, Kanada, *Laracque és Canil, 2010*; Mt. Shasta, Kanada, *Krawczynski et al., 2012*; Adamello, Olaszország, *Tiepolo et al., 2011*).

Az ultramafikus kumulátumok nemcsak a középső- alsó kéreg régióban keletkeznek, hanem a kéreg-köpeny átmeneti zónában is. Az alsó kéreg és a köpeny felső része között egy átmeneti zóna, a kéreg-köpeny átmeneti zóna (crust-mantle transition zone - CMTZ) van (*Durrheim és Green, 1992*; *Finlayson et al., 1993*), amelynek változó a vastagsága (*Durrheim és Green, 1992*; *Niu és James, 2002*).

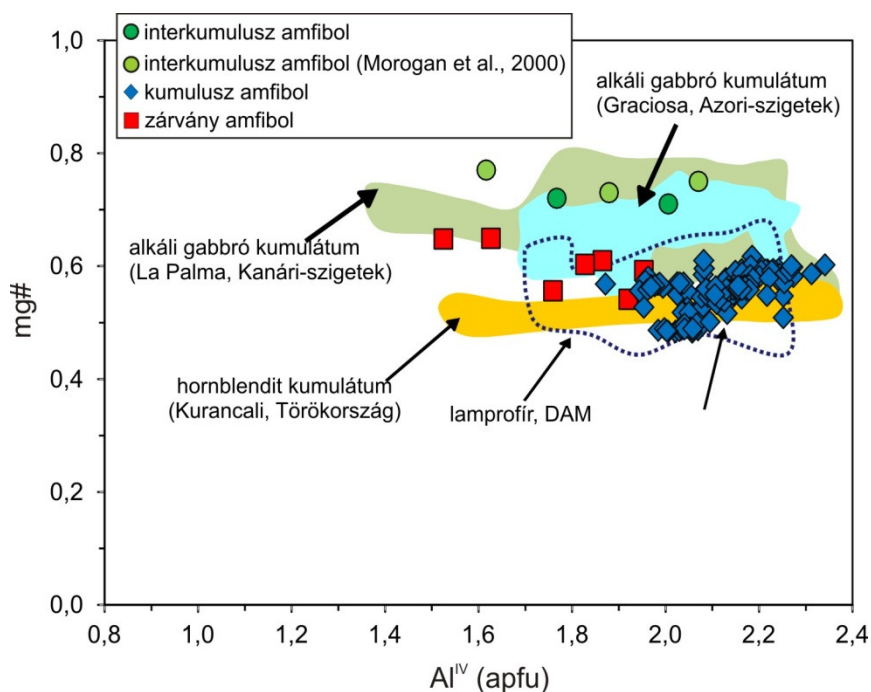
Kéreg-köpeny átmeneti zónában, H₂O-ban gazdag bazaltos magmából nemcsak peridotit (*Chian et al., 1999*) és piroxenit kumulátumok jönnek létre (*Nekvasil et al., 2004*, *Müntener és Ulmer, 2006*), hanem hornblendit kumulátumok és amfibol-gazdag kőzetek is keletkeznek (*Barclay és Carmichael, 2004*, *Nekvasil et al., 2004*, *Müntener és Ulmer, 2006*, *Behn és Kelemen, 2006*; *Berger et al., 2007*; *Alonzo-Perez et al., 2009*), attól függően, hogy milyen volt a magma összetétele és mennyi volt a kristályosodási hőmérséklet.

1100 °C-nál magasabb hőmérsékleten H₂O-ban gazdag bazaltos olvadékból olivin és klinopiroxén kristályosodik ki (*Müntener és Ulmer, 2006*). 800-1000 °C között a legfontosabb kristályosodó fázis az amfibol (*Sisson és Grove, 1993*, *Barclay és Carmichael, 2004*, *Nekvasil et al., 2004*, *Alonzo Perez et al., 2009*). Ilyenkor olyan hornblendit kumulátumok vagy amfibol-gazdag kőzetek alakulnak ki, amelyeknek 50-90%-át amfibol alkotja.

Számos mafikus és ultramafikus kumulátum ismert a kéreg-köpeny átmeneti zónából, amelyek kőzettanilag hornblenditek (amfibol tartalom ≥ 90 %), (pl. *Aoki, 1970*; *Marvick et al., 2001*; *Neumann et al., 2000*).

H₂O-ban gazdag alkáli-bazaltos olvadékból kristályosodó kőzetek a primitív köpenyhez képest LILE elemekben való gazdagodást mutatnak. A DAM kumulátum kőzetei is LILE elemekben gazdagok.

A DAM ultramafikus kumulátumának amfiboljai hasonlóságot mutatnak olyan hornblendit kumulátumok amfiboljaival amelyek H₂O-ban gazdag magmából kristályosodtak (Hawes Head, Új-Zéland *Daczko et al.* 2014; Kurancali, Törökország, *Toksoy-Köksal és Oberhaensli, R.*, 2009), valamint olyan alkáli gabbró kumulátum amfibolokkal amelyek lemezen belüli környezetben, alkáli mafikus olvadékokból frakcionációs kristályosodás útján keletkeztek (La Palma, Kanári-szigetek, *Neumann et al.* 2000; Graciosa, Azori-szigetek, Portugália, *Larrea et al.* 2014) (62. ábra).



62.ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumában lévő amfibolok Al^{IV} vs mg# diagramja. Összehasonlításként feltüntettük a törökországi Kurancali hornblendit kumulátum (Toksoy-Köksal és Oberhaensli, R., 2009), a La Palma kanári-szigeteki alkáli gabbró kumulátum (Neumann et al., 2000) az új-zélandi Hawes Head hornblendit kumulátum (Daczko et al. 2014), az Azori-szigetek Graciosa alkáli gabbró kumulátum (Larrea et al., 2014), valamint a masszívum lamprofir (Batki et al., 2014) amfibol adatait is.

Már *Morogan et al.* (2000) is felvetették, hogy a DAM-ot létrehozó magma H₂O-ban gazdag volt, feltételezték, hogy az elsődleges olvadék hidratálódott, feltehetőleg amfibol tartalmú litoszférikus köpeny kőzeteken való áthaladása során.

Jelentős H₂O-tartalma van azoknak az elsődleges magmának, amelyek szubdukciós zónában (pl. *Anderson, 1979; Sisson és Grove, 1999; Sisson és Layne, 1993; Sobolev és Chaussidon, 1996;*), ív mögötti medencében (*Danyushervsky et al., 1993; Stolper és Newman, 1994*), lemezen belüli környezetében (*Dixon et al., 1997, Spilliaert et al., 2006*) keletkeztek, valamint számos közép-óceáni hátság (*Danyushevsky, 2001*) esetén is ismertek H₂O-tartalmú magmák.

Az amfibol H₂O-ban gazdag magmából kristályosodik (*Simakin et al., 2012*), kaersutitok jelenléte a kőzetekben is az olvadékban lévő nagy mennyiségű H₂O jelenlétét tükrözi. Az akcesszóriaként megjelenő nagy mennyiségű apatit (a DAM kumulátum kőzeteiben akár 5 tf%-ban is megjelenik) is az olvadék H₂O-ban való telítettségét tanúsítja (*Polat et al., 2012*).

Ridolfi és Renzulli (2012) összefüggését használva lehetőség van az amfibolt létrehozó olvadék H₂O-tartalmának meghatározására. A DAM kumulátumának interkumulusz amfiboljai az mutatják, hogy 6-7 t% H₂O-t, míg a kumulusz amfibolok 6-8 t% H₂O-t tartalmazó olvadékból kristályosodtak ki. A kaersutitok valamivel kisebb (6–7 t%) H₂O-tartalmú olvadékot képviselnek, mint a többi amfibol típus (magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit). A gránátok hiánya a kőzetekben arra utal, hogy az olvadék H₂O-tartalma kevesebb volt, mint 8 t% (*Alonzo-Perez et al., 2009*).

A DAM kumulátum kőzeteinek ásványos összetétele, a kőzetek fő és nyomelem geokémiai tulajdonságai, valamint az ásványok nyomás és hőmérsékleti adatai azt mutatják, hogy egy H₂O-ban, LILE, HFSE elemekben gazdag alkáli bazaltos olvadékból kristályosodtak középső-alsó kéreg/kérek-köpeny átmeneti zónában riftesedő környezetben.

12.2. A kumulátum kapcsolata a masszívum kőzeteivel

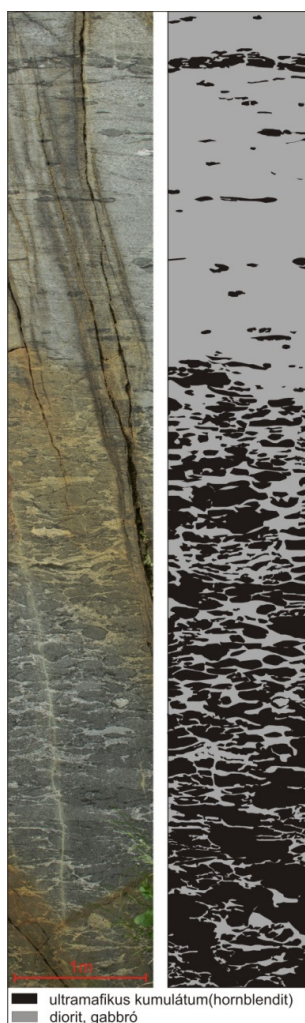
A DAM északi részén a Tarnița Komplexumban az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek), gabbrók, dioritok egymással együtt jelennek meg. A kumulátum kőzeteket gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek zárják be (63. ábra).

A terepi megfigyelések és a kőzetek kapcsolata arra utal, hogy a DAM ultramafikus kumulátum kőzetei gravitációs akkumuláció során keletkeztek. A kumulátumok, gabbrók és dioritok között ásványos összetételben nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi aránya változik. A masszívum ultramafikus kumulátum kőzetei, a masszívumban lévő gabbrók, a

dioritok és a lamprofírok megegyeznek abban, hogy mindegyikben ugyanaz az összetételű Al-gazdag Fe-diopszid, Fe-gazdag kaersutit és magneziohastingsit jelenik meg.

Morogan et al. (2000) összefoglaló tanulmányukban, az olivin-piroxén hornblenditek ásványos összetételéhez hasonló kőzeteket gabbrós kumulátumnak nevezték el. Szerintük ezek a kőzetek olyan kumulátumok, amelyek a magmakamra fala mentén kristályosodtak.

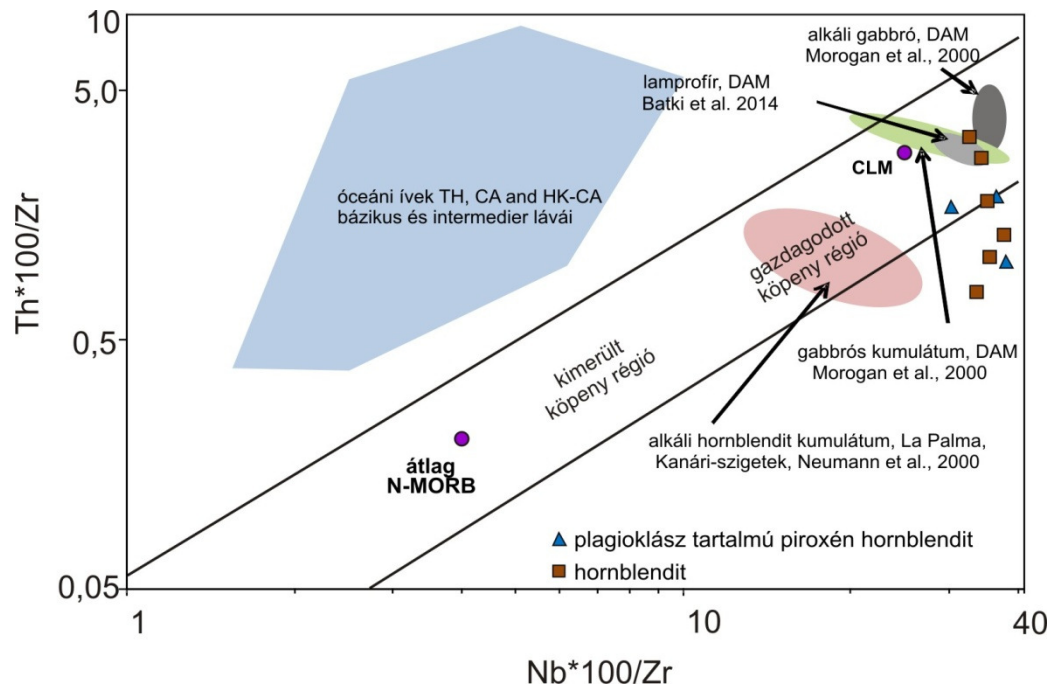
A gabbrós kumulátumnak, valamint az alkáli gabbró (*Morogan et al.*, 2000) és a lamprofírok (*Batki et al.*, 2014) nyomelem és ritkaföldfém lefutása is közel megegyezik az ultramafikus kumulátum kőzetek lefutásával (49, 50. ábra). Az ultramafikus kumulátumok $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ értéke (0,512638) is hasonló a lamprofírok értékeivel ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0,512585-0,51269$) (*Batki et al.*, 2014).



63. ábra. Az ultramafikus kumulátum kőzetek, a dioritok és a gabbrók kapcsolata a Tarnița Komplexumban

Az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditok), lamprofírok, alkáli gabbró és gabbrós kumulátum inkompatibilis nyomelem arányai azt mutatják, hogy ezek a kőzetek gazdagodott köpeny régióból, kontinentális litoszférikus köpenyből származnak (64. ábra).

Ezeknek a kőzettípusoknak valószínűleg ugyanaz volt a szülőmagmaja, csak a kristályosodási körülményeik különbözöek.



64. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátum kőzeteinek inkompatibilis nyomelem arányai (Serri et al., 1990 után). Referencia régiók: óceáni ívek tholeites (tholeiite-TH), mészkalkáli (calc-alkaline-CA) nagy K-tartalmú mészkalkáli (high-K calc-alkaline-HK-CA) lávái, köpeny régió, átlag N-MORB (Rottura et al. 1998 alapján) és kontinentális litoszférikus köpeny (continental lithospheric mantle-CLM) (McDonough 1990 alapján).

12.3. Elsődleges magma modellezése

A kumulátum kőzetek esetén is lehetőség van az elsődleges (szülő) magma összetételének meghatározására. Megbecsülhetjük annak az olvadéknak az összetételét, amely a primitív, kumulátum ásványokkal tartott egyensúlyt, felhasználva a kumulátum ásványok kémiai elemzését (nyomelemek, ritkaföldfémek) valamint az ásvány/olvadék megoszlási együtthatókat (pl. Bédard, 1994, 2001; Cawthorn, 1996; Azzone et al., 2013). A korai fázisban kristályosodó ásványok relik mag része, amely nem került kapcsolatba az interkumulusz olvadékkal, megőrzi az elsődleges, korai ásványokkal egyensúlyt tartó olvadék összetételét.

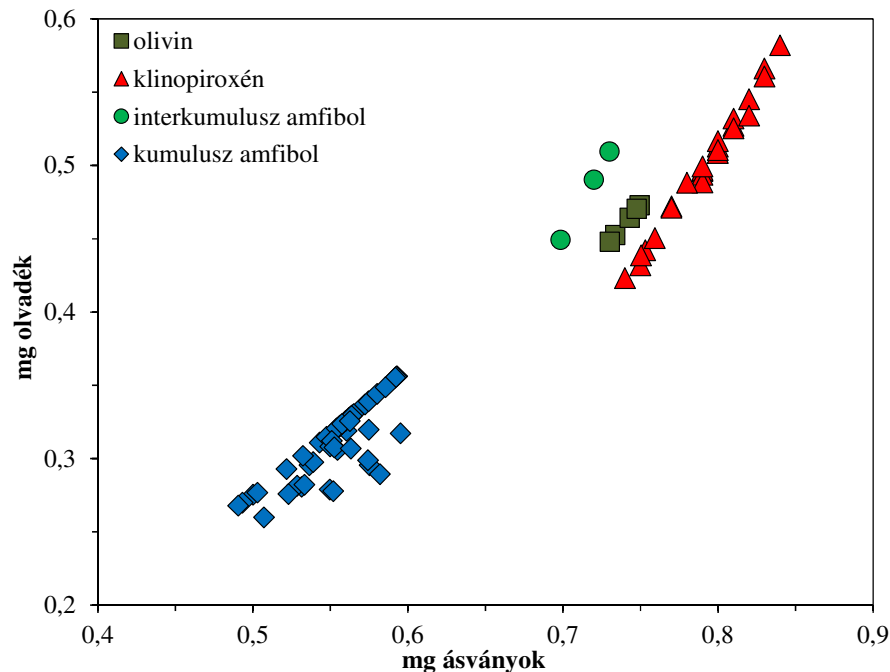
Azok az ultramafikus kőzetek, amelyekben az olivin összetétele $Fo < 90$, CaO-tartalma: $> 0,1$ t%, valamint NiO-tartalma $< 0,3$ t%, azok nem köpeny eredetűek, hanem a primitív magmából frakcionációs kristályosodás során keletkeztek (*Stormer, 1973; Pearson et al., 2003; Jankovics et al., 2013; Larrea et al., 2014*). A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteiben lévő olivinek kis Ca-tartalma (0-0,14 t%) és alacsony Fo-tartalma ($Fo = 73-75$) valamint Ni-tartalma (Ni~817 ppm) kumulátum eredetet mutatnak. A klinopiroxén nagy mg-száma (0,66-0,85) és nagy Cr-tartalma (92-247 ppm) is a primitív magmából történő frakcionációs kristályosodásra utal.

Az olivin és klinopiroxén kémiai összetételét, az egyensúlyi olvadék összetétele határozza meg, főként a Mg/Fe arányuk esetében (pl. *Sisson és Grove, 1993*). Így az olivin, klinopiroxén, amfibol összetételét és az ásvány/olvadék megoszlási együtthatót felhasználva megbecsülhetjük, hogy ezek az ásványok milyen összetételű olvadékból kristályosodtak.

Az egyensúlyi olvadék Mg/Fe arányának modellezéséhez a következő megoszlási együtthatókat használtunk:

- az olivin esetén, a $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{olivin} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,30$ (*Roeder és Emslie, 1970*). Mivel az olivin csak az olivin-piroxén hornblenditokban van jelen, így az olivint csak ebben az esetben tudtam felhasználni, ebben az esetben az olvadék mg-száma: 0,43-0,46 (65. ábra). Összehasonlításként felhasználtuk *Morogan et al. (2000)* gabbró kumulátumban lévő olivin adatait is, amelyeknek magasabb Fo-tartalommal rendelkeznek (0,79-0,90), így ezek az olivinek egy 0,40-0,63 mg-számú olvadékkal tartottak egyensúlyt.
- klinopiroxén esetében $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{klinopiroxén} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,26$ (*Akinin et al., 2005*) megoszlási együtthatót használtunk (65. ábra). A modellszámítások alapján az olvadék mg-száma 0,42-0,58. Mint az olivin, mint a klinopiroxén közepes mg-tartalmú olvadékkal tartott egyensúlyt.
- az amfibol esetében a ásvány/olvadék megoszlási együttható $K_D^{Fe/Mg} = (Fe/Mg)_{amfibol} / (Fe/Mg)_{olvadék} = 0,36$ (*LaTourrette et al., 1995*). Az interkumulusz és a kumulusz amfibolok esetében különbség van (65. ábra). Az interkumulusz amfibol, amely az olivin-piroxén hornblenditben és a plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit egyes mintáiban van jelen, az olivinnel és klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadék értékét mutatja (0,45-0,51). A kumulusz amfibol, ami a többi hornblendit típusban jelenik meg, már egy frakcionálódott olvadékot mutat, amelynek a mg-száma 0,26-0,36 közötti.

Az olivinnel, klinopiroxénnel és az interkumulusz amfibollal egyensúlyt tartó olvadék mg-száma közel megegyezik a masszívum lamprofír kőzetének mg-számával ($mg\# = 0,44-0,70$).



65. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzetekben lévő ásványokkal egyensúlyt tartó olvadék mg-számának becslése

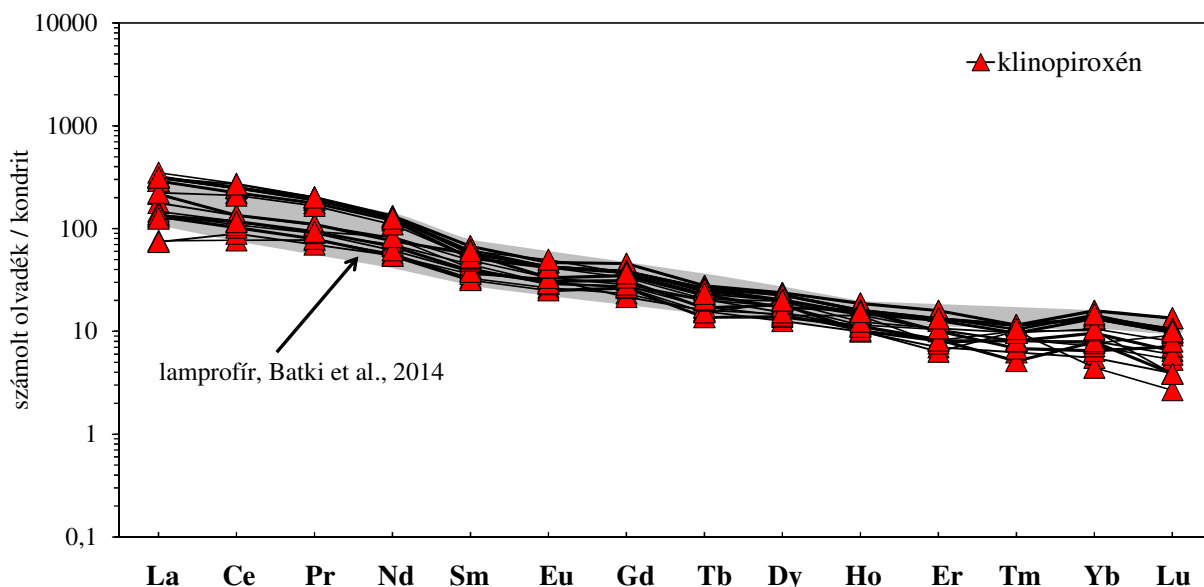
A kőzetek nyomelem összetétele alapján megállapítható, hogy milyen olvadékból keletkeztek, mivel a nyomelemek megoszlása az egyensúlyban lévő magma és a szilárd fázis között termodinamikai törvényszerűségeket követ. Egyensúlyi viszonyok között a szilárd és olvadék fázis között a nyomelemek koncentráció eloszlását a megoszlási együttható adja meg. Erre épülnek a különböző petrogenetikai folyamatokat modellező matematikai modellek.

A klinopiroxén és az amfibol nyomelem tartalma és az ásvány/olvadék megoszlási együtthatók segítségével meghatározható annak az olvadéknak az összetétele, amellyel a DAM ultramafikus kumulátumának klinopiroxénjeivel és amfiboljaival egyensúlyt tartott. A modellszámítás eredményei a melléklet 16, 17. táblázatában láthatóak.

Mivel a masszívumban jelen van a lamprofír, mint alkáli mafikus telér és összetétele hasonló a kumulátum kőzetek összetételéhez valószínűsíthető, hogy a kumulátum kőzeteknek és a lamprofírnak közös a forrásrégiója. Ezért a modellszámításhoz *Ubide et al.* (2014) alkáli lamprofíros olvadék megoszlási együtthatóit használtuk. A számolt értékeket kondritra normáltuk

(Anders és Grevesse, 1989) és összehasonlítottuk a lamprofírok (Batki et al., 2014) ritkaföldfém értékeivel.

A piroxénnel egyensúlyt tartó olvadék kondritra normált (Anders és Grevesse, 1989) ritkaföldfém lefutása megegyezik a DAM lamprofírjainak ritkaföldfém lefutásával (66. ábra).

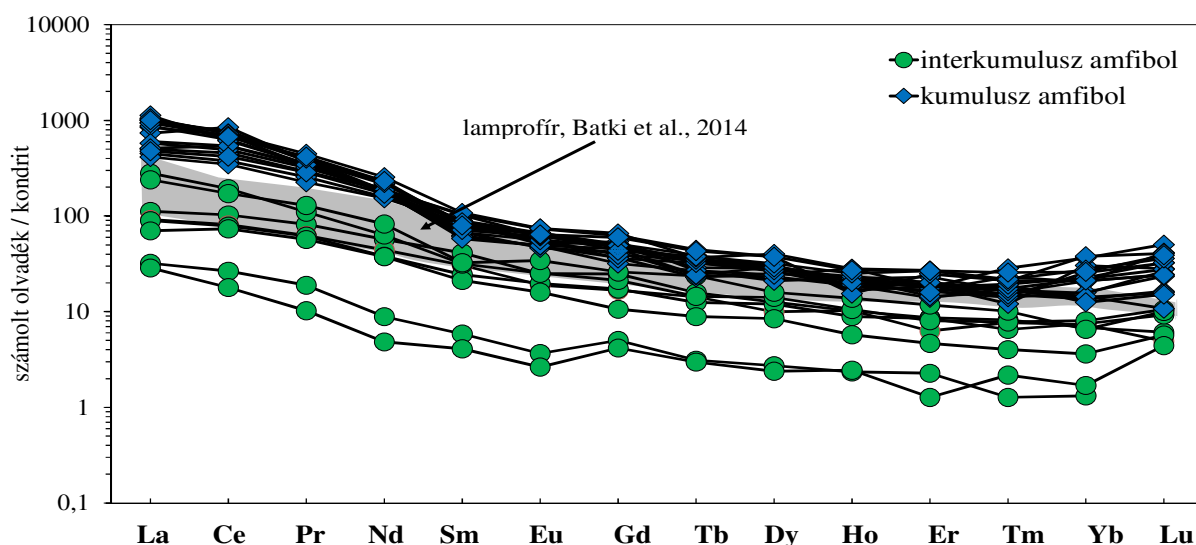


66. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumának klinopiroxénjeivel egyensúlyt tartó olvadék kondritra normalizált (Anders és Grevesse, 1989) ritkaföldfém lefutása

A kumulusz amfibol összetételéből számolt egyensúlyt tartó olvadék kondritra normál ritkaföldfém eloszlása a lamprofírok ritkaföldfém lefutásával közel megegyezik, míg az interkumulusz amfibol a lamprofírnál primitívebb összetételt mutat (67. ábra).

Valószínűsíthető, hogy a lamprofírokat létrehozó olvadék képezte a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek is a szülőmagmáját.

Az olivin-piroxén hornblendit kőzetet alkotó ásványok (olivin, klinopiroxén és az interkumulusz amfibol) közvetlenül ebből az olvadékból kristályosodtak és kumulálódtak, míg a kumulusz amfibol már egy frakcionált olvadékból jött létre.



67. ábra. A Ditrői Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátumának amfiboljaival egyensúlyt tartó olvadék kondritra normalizált (Anders és Grevesse, 1989) ritkaföldfém lefutása

12.4. Petrogenesis

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei, egy kontinentális rift zónában jöttek létre, amikor az elvékonyodási fázisban a kontinentális litoszféra, alsó kéreg része megolvadt.

A kumulátumokat létrehozó olvadék feltételezhetően egy köpeny eredetű, Si-telítetlen, H₂O-ban és inkompatibilis nyomelemekben gazdag alkáli bazaltos (gabbrós) olvadék volt, amely a masszívumhoz tartozó lamprofírok szülőmagmája (*Batki et al., 2014*) is lehetett. Ez az olvadék gazdagodott köpenyből származó amfibol tartalmú gránát lherzolit 2-4 %-os parciális olvasása során keletkezett, amelyben az amfibol aránya 4 t% volt.

A kumulátum kőzetek ebből az olvadékból kristályosodtak és akkumulálódtak. A kumulátum kőzetekben megjelenő amfibol kulcs fontosságú, mivel interkumulusz és kumulusz fázisban is megjelenik.

A ultramafikus kumulátum kőzetek keletkezése a felemelkedő olvadékban az olivin és a klinopiroxén kristályosodásával kezdődött.

Az olivin nagy Fo-tartalma és a klinopiroxén magas mg# száma azt mutatja, hogy primitív magmából először kristályosodtak ki. Az olivin és a klinopiroxén 0,42-0,58 mg-számú olvadékkal tartottak egyensúlyt. A klinopiroxén nagy kristályosodási nyomást (16,7-25,4±1,7

kbar) és nagy kristályosodási hőmérsékleti értékeket mutat ($1201-1314 \pm 240^\circ\text{C}$), ami kb. 35-55 km-es mélységnek felel meg.

Az amfibol a kumulátum kőzetekben két fő folyamat során keletkezhet (*Daczko et al.*, 2012): vagy elsődlegesen a magmából kristályosodnak és akkumulálódnak, vagy a korai kristályok (olivin, piroxén) és H_2O -ban gazdag olvadék/fluidum reakciójának eredményeként jönnek létre (*Laracque és Canil*, 2010).

A DAM kumulátum kőzeteiben lévő interkumulusz és kumulusz amfibol két különböző folyamat során jöttek létre. Az interkumulusz amfibol az először kristályosodott ásványok (olivin és klinopiroxén) és H_2O -ban gazdag olvadék vagy fluidum reakciója során alakult ki. Ezt bizonyítja a kumulusz olivin és klinopiroxén lekerekített, anhedrális alakja valamint az hogy, az interkumulusz amfibol az olivin és klinopiroxénhez hasonló mg-számú olvadékot mutat, valamint az, hogy az interkumulusz amfibol a lamprofírnál primitívebb olvadékkal tartott egyensúlyt.

A plagioklász-tartalmú piroxén hornblenditekben a piroxén a szélek és a repedések mentén pargazitá alakul át, illetve a pargazit tovább növekszik. Ennek a pargazitnak az összetétele megegyezik az önálló amfibol szemcsék összetételével. Ez megfelel annak, hogy a kristályosodás során a maradék H_2O -ban dúsult olvadék eléri azt a határt, hogy a piroxén mellett megjelenik az amfibol, sőt esetleg átveszi az instabil piroxén helyét és a piroxén rovására amfibol kezd kristályosodni.

A nagy mennyiségű vasmagnézium ásványok kristályosodásával és leülepedésével az olvadék összetétele megváltozott, a kumulátum amfibolok és kumulátumok közti interkumulusz (plagioklász földpát) egy fejlettebb olvadékból jött létre.

A kumulusz amfibol nem zónás, nincs reakció perem, kristályosodás során egyensúlyt tartott az olvadékkal. A kumulusz amfibol már egy fejlettebb (mg#-0,26-0,36) olvadékból kristályosodva akkumuláció során alakult ki.

Az amfibolok közel állandó nyomáson és csökkenő hőmérsékleten kristályosodtak. Ezek a paraméterek megfelelnek egy sekély mélységben lévő, lassú hőmérsékletcsökkenés mellett zajló kristályosodásnak.

Az amfibolok a középső-alsó kéregben, vagy kéreg-köpeny átmeneti zónában kristályosodtak és az előzőleg kristályosodó ásványokkal együtt gravitációsan leülepedtek le.

Si-telítetlen magma esetében az ortopiroxén nincs jelen az olvadékba (*Ghiorso és Charmichael*, 1987), a masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteiben az ortopiroxén xenokristály, a felemelkedő olvadékba került a környező kőzetekből. A masszívum

ortopiroxénjei granulit xenolitban lévő ortopiroxénnel mutatnak hasonlóságot. A kontinentális kéreg alsó részén a leggyakoribb kőzettípus a granulit. A granulitban a vasmagnézium ásványok közül nagy mennyiségben az ortopiroxén van jelen (*Jan és Howie, 1980*). Az ortopiroxének a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteiben valószínű, hogy az alsó kéreg régióban lévő magmakamrába kerültek az olvadékba, a fal kőzet beolvasztása során, mint a Torre Alfina kőzetek esetében is (*Conticelli, 1998*).

A DAM feltételezett keletkezési modelljében (68. ábra) a kumulátum kőzetek a masszívum kialakulásának első, korai fázisát képviselik

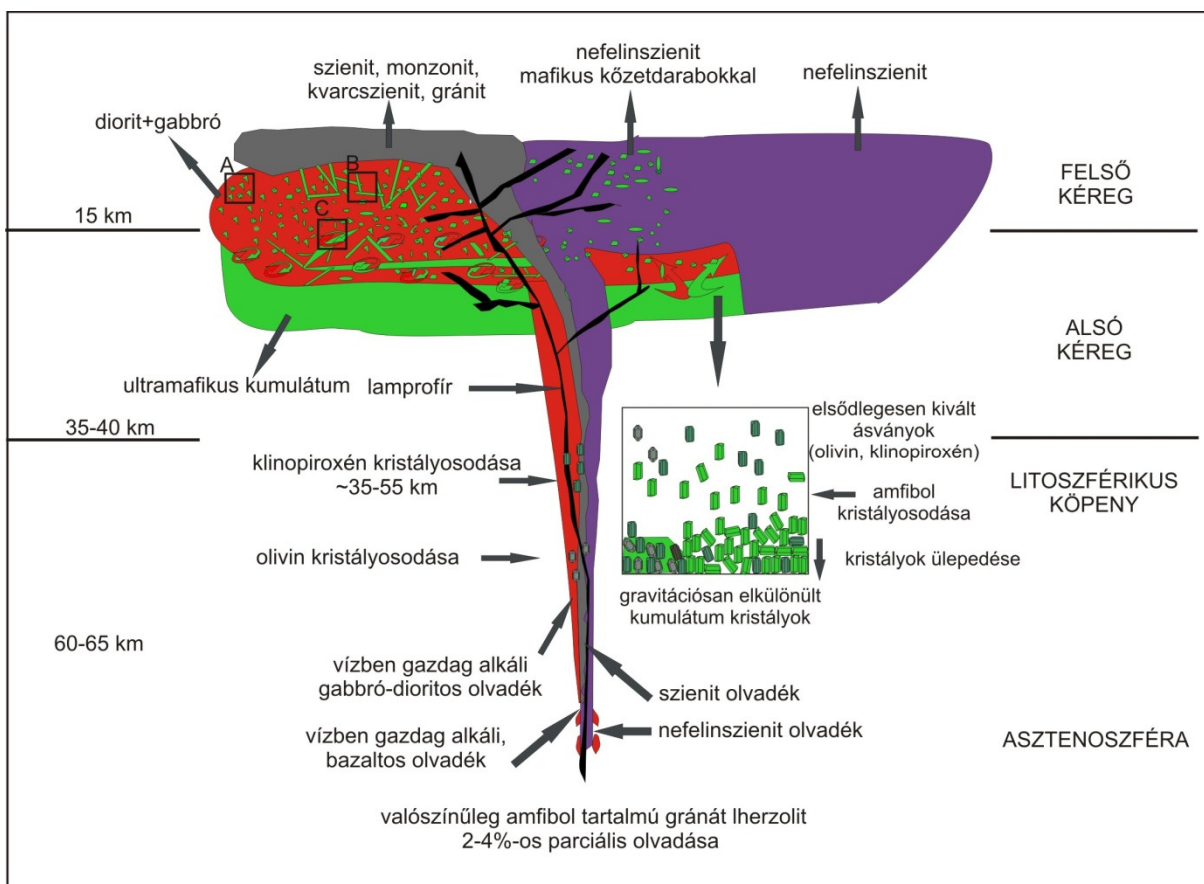
A gravitációsan elkülönült ultramafikus kumulátumot egy újabb benyomulás (gabbró-dioritos olvadék) felszakította, megkeverte és részlegesen beolvasztotta, ezért nem látható a kumulátumokra jellemző rétegzettség.

A dioritokban lévő hosszúkás, lekerekített, megnyúlt, gömb alakú hornblendit darabok analógiát mutatnak a magma keveredési szövetekre (pl. *Vernon, 1984*).

A masszívum Tarnița Komplexumában látható ez a keveredés, ahol a hornblenditek, dioritok és gabbrók összefogazódva, folytonos átmenettel jelennek meg (68. A, B,C ábra)

A DAM fejlődésének a következő fázisában egy újabb köpeny eredetű olvadék létrehozta a szieniteket, a környező kőzeteket asszimilálta és létrejöttek a monzonitok, kvarcszienitek, gránitok (ezekkel a folyamatokkal részletesebben nem foglalkozunk, mivel ez nem képezi a mostani dolgozat témáját). A nefelinszienitek keletkezése egy harmadik intrúzióhoz köthető. Ez a típusú magma kumulátum darabokat szakított fel és e miatt jelennek meg a masszívum DNy-i részén, (Ditró-völgye (Valea Mare) – Gődöc - Békény övezet-Anastasiu és Constantinescu, 1978, 1980) nefelinszienitben mafikus kőzetdarabok (hornblenditek, dioritok, gabbrók).

A masszívum kialakulásának utolsó fázisában a lamprofírok intrúziója történt, amelyek átjárják a DAM kőzeteit. A lamprofírok komagmásak a masszívum kumulátum kőzeteivel, feltételezhetően ugyanabból a H₂O-ban gazdag bazalt-andezites olvadékból jöttek létre.



68. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumának és a vele kapcsolatban lévő kőzetek sematikus petrogenetikai modellje. A kéreg és litoszféra vastagság forrása: Horváth, 1993, Tašárová et al., 2009. Az A, B, C képek a hornblendit és a gabbro-dioritos kőzetek és az ultramafikus kumulátum kőzetek kapcsolatát mutatja

Összefoglalás

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] keletkezése a középső triász Meliata–Hallstatt óceán kinyílásához (riftesedéséhez) köthető (Hoeck *et al.* 2009; Pál-Molnár, 2010; Pál-Molnár *et al.*, 2015, *in press*). Keletkezési kora K/Ar koradatok alapján 196 ± 6 (Bagdasarian, 1972), illetve $216 \pm 8,8$ és $237 \pm 9,1$ millió év (Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ koradatok alapján a hornblenditek kora $231,5 \pm 0,1$ és $227,1 \pm 0,1$ millió év (Dallmeyer *et al.*, 1997)

Az ultramafikus kumulátum kőzetek (hornblenditek) a masszívum É-i, ÉNy-i részén – a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak között – gabbrókkal és dioritokkal együtt (Tarnița Komplexum; Pál-Molnár, 1992, 1994a, 2000) bukkannak a felszínre (Pál-Molnár, 1994b, 1995), keletkezési körülményeik a DAM 180 éves kutatása során vitatott volt. Az ultramafikus kumulátum kőzetek a gabbrókban és dioritokban lencse alakban vagy tömbök formájában jelennek meg amelyeknek a mérete néhány cm-től több 100 méterig terjedhet.

A bezáró gabbró-diorit (főleg diorit) kőzetek és a kumulátumok között ásványos összetételben (klinopiroxén, amfibol, plagioklász földpát, biotit, akcesszórius ásványok) nincs nagy különbség, az ásványok mennyiségi arányának változása akár kézipéldány szintjén is több kőzettípust eredményezhet.

A kutatás célja, a Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzetek keletkezési körülményeinek, a kőzeteket létrehozó olvadék összetételének, valamint a kumulátum kőzetek masszívumban betöltött szerepének pontosítása és meghatározása volt.

A petrogenetikai vizsgálatokhoz részletesen elemeztük az ultramafikus kumulátum kőzetek szövetét, a kőzetalkotó ásványfázisok szöveti és kémiai jellemzőit, valamint a kőzetek és ásványok fő- és nyomelem geokémiai tulajdonságait.

A mintákat a Csibi-Jakab (Cibi-Jacob)-, Alsó- és Felső- Pietrăriei (Pietrăriei de Jos, Pietrăriei de Sus)-, Alsó- és Felső- Tarnica (Tarnița de Jos, Tarnița de Sus)-, Orotva (Jolotca), Fülöp (Filep)-, Éles-patakok (Ascuțiț) völgyéből begyűjtött, a 120 kőzetmintából 45 vékonycsiszolat készült.

A kőzetek szövetét, illetve az ásványok jellemzőit Brunel-SP-300-P és Olympus BX 41 polarizációs mikroszkópokkal vizsgáltuk a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. Az ásványok geokémiai összetételét „in situ” vizsgálatokkal a Berni Egyetemen Cameca SX-50 típusú elektronmikroszondával határoztuk meg. A gyorsítófeszültség

15 kV, míg a mintaáram 20 nA volt. Az ásványok nyomelem vizsgálatát a Cardiffi Egyetem Földtudományi és Oceanológiai Intézetében végeztük, Thermo X/2-ICP-MS készülékkel. A teljes közet geokémiai vizsgálatok egy része (6 minta) a Stockholmi Egyetem Geológiai Tanszékén Finnigan MAT Element tömegspektrométerrel, míg a nyomelem- és ritkaföldfém-tartalmukat Varian Vista AX spektrométerrel történt. A fő- és nyomelemek koncentrációjának meghatározása ICP-emissziós spektrometria módszerrel és ICP-tömegspektrométerrel történt. A minták egy részének (8 minta) fő- és nyomelem geokémiai összetételének meghatározása az Edinburghi Egyetem Földtudományi Intézetében, Panalytical PW2404 hullámhosszdiszperzív XRF-fel történt, röntgenfluoreszcens spektrometriával. A minták kisebb (3 minta) részének vizsgálata az AcmeLabs Ltd. (<http://acmelab.com/>) akkreditált vancouveri (Kanada) laboratóriumában készült.

A vizsgált ultramafikus kumulátum közetek fekete színűek, holokristályosak, ortokumulátumok és mezokumulátumok. Modális összetételüknek akár 90 térfogat %-át amfibol alkotja. Az ultramafikus kumulátum közetek a masszívumban három közettípusban jelennek meg: az olivin-piroxén hornblendit, plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász-tartalmú hornblendit.

A DAM ultramafikus kumulátum kőzetei alkáli jellegűek, nagyrészt metaluminiosak és káliumban gazdagok. Primitív köpenyhez képest nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE), nagy térerejű nyomelemekben (HFSE) és könnyű ritkaföldfémekben gazdagodtak.

Az ultramafikus kumulátum közetekben a kumulusz fázisokat az olivin, piroxén, amfibol és biotit, míg az interkumulusz fázisokat az amfibol, plagioklász földpát és biotit képviseli. Az olivin-piroxén hornblendit abban különbözik az ultramafikus kumulátum közetek másik két közettípusától, hogy ebben az először kumulálódott ásványok vannak jelen olivin, klinopiroxén, interkumulusz amfibol és xenokristályként megjelenő ortopiroxén van jelen. A plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit és plagioklász-tartalmú hornblenditben különböző arányban, de ugyanazokat az ásványokat tartalmazzák.

A DAM ultramafikus kumulátum kőzeteinek legfontosabb közetalkotó ásványa az amfibol, amely interkumulusz és kumulusz fázisként is megjelenik. Az interkumulusz amfibol körbeveszi az olivin és piroxén ásványokat, a szemcseközi térben alakul ki, míg a kumulusz amfibol közvetlenül az olvadékból kristályosodik. A két amfibol csoport kialakulása különböző folyamatokhoz köthető. A kumulusz amfibol frakcionációs kristályosodás és akkumuláció során

alakul ki, míg az interkumulusz amfibol az először kiváló ásványok (olivin, piroxén) és a H₂O-ban gazdag olvadék reakciójának eredményeként jön létre.

Az amfibol összetételén alapuló, szakirodalomban megtalálható különféle termobarometriai összefüggések, egyenletek használtuk a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteiben lévő amfibolok keletkezési körülményeinek a meghatározására. A termobarométerek eredményeit összehasonlítottuk egymással és kísérleti adatokkal is. A kísérleti adatoknál *Nekvasil et al.* (2004) munkáját vettük alapul, amelyben ismert összetételű kőzetekben, meghatározott kristályosodási körülmények között vizsgálták a keletkezett amfibolok összetételét. A *Nekvasil et al.* (2004) munkájában használt kőzettípusok és azok amfibol adatai nagy hasonlóságot mutatnak a DAM kőzeteivel és amfibol összetételeivel, így megfelelő referenciaforrás egy alkáli rendszer nyomás és hőmérséklet becslésének megállapítására.

A termobarométerek közül a *Ridolfi és Renzulli* (2012) alkáli rendszerekre kalibrált oxo-hygro-termobarométere alkalmazható a DAM ultramafikus kumulátum kőzeteire, azon belül is az öt ismertet egyenlet közül az „eq1a” és „eq1b” egyenletek átlag értékei. Ezek alapján az amfibolok 6 ± 1 kbar (600 ± 100 MPa) közötti nyomáson és 900-1050°C közötti hőmérsékleten zajló kristályosodást jeleznek. Átlagos kéregsűrűséggel számolva ez ~25 km mélységet jelent, ami középső-alsó kéreg/kéreg-köpeny átmeneti zóna körülményeknek felelnek meg. Ez összhangban van azzal, hogy az ultramafikus kumulátum kőzetek nagy része is ebben a mélységtartományban (középső-alsó kéreg és kéreg-köpeny átmeneti zónában) keletkezik. A masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek kumulusz és interkumulusz amfiboljai is ugyanazt a kristályosodási nyomás és hőmérséklet értéket mutatja.

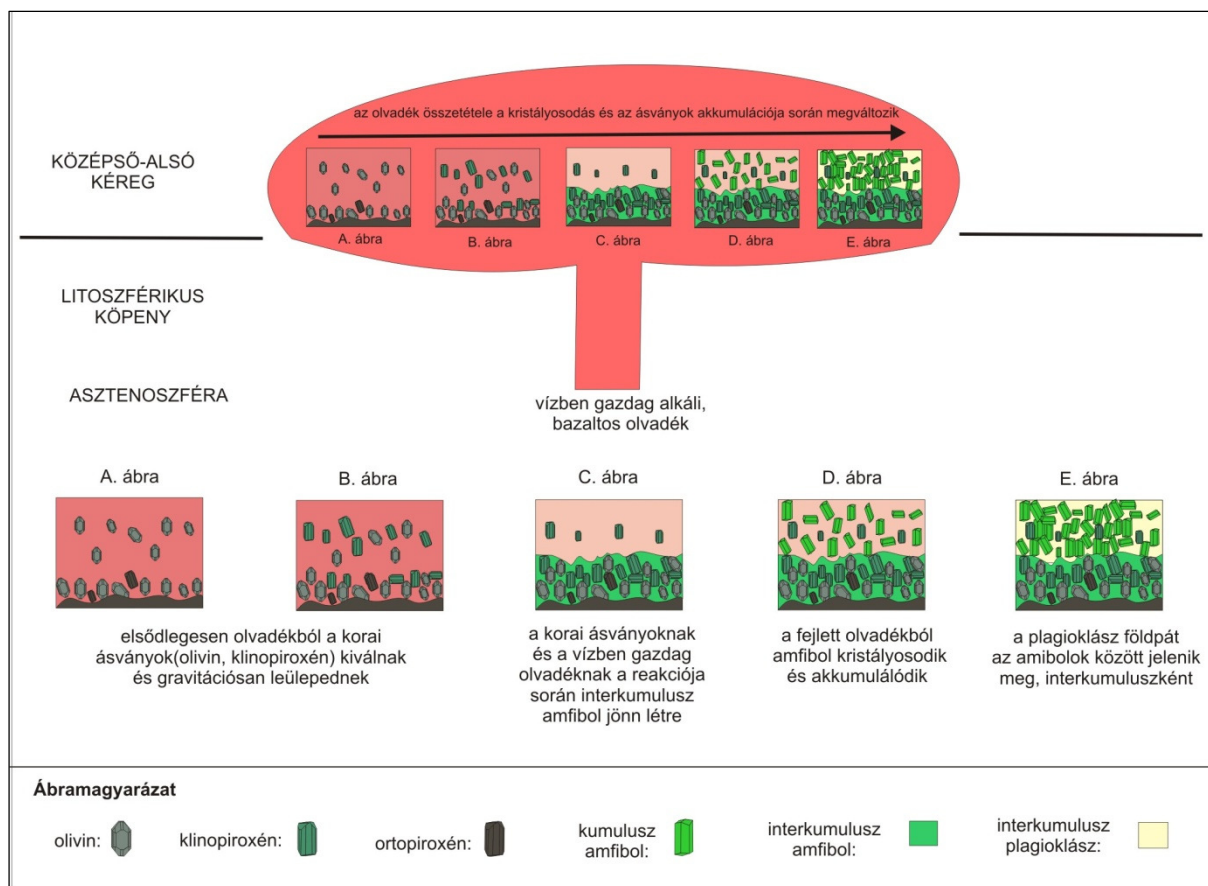
A kumulátum kőzetekben lévő nagy mennyiségű vízben gazdag ásvány (amfibol, apatit) jelenléte, az ásványok összetétele, valamint mint az ásványok, mint a kőzetek HFSE és LIL elemekben való gazdagodás azt mutatja, hogy a kumulátum kőzeteket létrehozó olvadék, H₂O-ban gazdag alkáli bazalt-bazanitos olvadék volt, amely riftesedő környezetben a felső köpenyben lévő metasztatizált erek részleges olvadása során jött létre.

Az ultramafikus kumulátum kőzetek, a masszívum gabbrós kőzetei és a lamprofírok ásványos összetétele, teljes kőzet fő-és nyomelem összetétele valamint ritkaföldfém tartalma nagyon hasonló. A kumulátum kőzetek és lamprofírok ¹⁴³Nb/¹⁴⁴Nb_i értékei is szinte megegyeznek. Valószínűsíthető, hogy ezeknek a kőzeteknek ugyanaz a H₂O-ban gazdag alkáli bazaltos olvadék volt a szülőmagmája.

Batki *et al.* (2014) a lamprofírok szülőmagmaját egy gazdagodott, gránát Iherzolit 1-4%-os parciális olvadásából vezeti le, amely 4 tf% amfibolt (pargazit) tartalmaz. Ez a régió egy szub-litoszférikus, metasomatizált zóna, amelyben változó arányban jelen van amfibol ± karbonát ± oxidok ± apatit ± klinopiroxén amelynek az olvadása során vízben gazdag alkáli magma keletkezett.

Az ultramafikus kumulátum kőzetekben lévő amfibol és klinopiroxén in situ ásvány nyomelem adatait valamint alkáli rendszerekben használt ásvány/olvadék megoszlási együtthatókat felhasználva meghatároztuk, annak az olvadéknak az összetételét, amellyel a klinopiroxén egyensúlyt tartott. Ennek az olvadéknak az összetétele közel megegyezik a DAM primitívebb lamprofírjainak összetételével.

A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek keletkezésére, a kőzettani és a geokémiai vizsgálatok alapján, valamint az azokból levont következtetésekkel együtt, egy lehetséges petrogenetikai modellt állapítottunk meg (69. ábra).



69. ábra. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek sematikus petrogenetikai modellje

A kumulátum kőzetek kristályosodása középső-alsó kéreg régióban, egy H₂O-ban gazdag, alkáli bazaltos olvadékból történt. Ebből az olvadékból váltak ki és gravitációsan ülepedtek le a korai ásványok (olivin, klinopiroxén) (69. A, B. ábra). A korai ásványoknak és a vízben gazdag olvadéknak a reakciója során interkumulusz amfibol jött létre (69. C. ábra).

A kristályosodás előrehaladtával, a Fe-Mg-gazdag ásványok kiválását követően az olvadék összetétele megváltozott. A késői fázisok (kumulusz amfibolok) már egy frakcionáltabb, fejlettebb olvadékból jöttek létre (69. D. ábra) Az amfibolok akkumulációja után a maradék (interkumulusz) olvadékból plagioklász földpát kristályosodott ki (69. E. ábra).

Abstract

The Ditrău Alkaline Massif have been related to the opening (rifting) events of Meliata–Hallstatt Ocean in the Middle Triassic (*Hoeck et al.* 2009; *Pál-Molnár*, 2010; *Pál-Molnár et al.*, 2015, in press). The K/Ar age determination of the Ditrău Alkaline Massif resulted dates 196 ± 6 Ma (*Bagdasarian*, 1972) and 216 ± 8.8 / 237 ± 9.1 (*Pál-Molnár and Árvai-Sós*, 1995). However, more recently $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende ages of 231.5 ± 0.1 Ma and 227.1 ± 0.1 Ma have been obtained from basic rocks from the massif (*Dallmeyer et al.*, 1997).

The ultramafic cumulate rocks (hornblendites) crop out in the north- and north-west part of the massif between to Csibi-Jakab and Tászok Creeks together with gabbros and diorites (Tarnița Complex, *Pál-Molnár* 1992, 1994a, 2000). However, the condition of their formation is not yet clarified after 180 years of research. The ultramafic cumulate rocks enclosed in gabbroic–dioritic rocks as lenticular or block shaped bodies from a few centimeters to hundred meters in size. The enclosing gabbroic and mainly dioritic rocks and enclosed cumulates showed almost the same mineral compositions (clinopyroxene, amphibole, plagioclase, biotite and accessories). Changes in modal % of minerals can result different rock types even in hand specimen scale.

The aim of the research was to investigate the petrogenesis of ultramafic cumulate rocks from the Ditrău Alkaline Massif, to identify the parental magma of the ultramafic series and to specify/determine the ratio of ultramafic cumulate rocks in the massif.

For the petrogenetic investigations we carefully analyzed the following parameters: texture of the ultramafic cumulate rocks, textural and chemical features of the rock-forming minerals and the major/trace element' geochemical signature of the rocks.

Samples of ultramafic cumulates were collected from Jolotca, Csibi-Jakab, Pietrăriei de Jos, Pietrăriei de Sus, Tarnița de Jos, Tarnița de Sus, Ascuțit and Filep Creeks. From the 120 collected samples 45 thin sections were made.

The rock-, as well the mineral textures and zoning patterns were examined with a Brunel-SP-300-P and Olympus BX 41 polarizing microscopes at the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged. The in situ analysis of the mineral phases (point and line measurements) were determined using a CAMECA SX100 electron microprobe equipped with four wavelength-dispersive X-ray spectrometry (WDS) and one energy-dispersive X-ray spectrometry (EDS) at the University of Bern of 15 kV accelerating voltage and 20 nA

beam current. The trace and rare earth element (REE) analysis of minerals (16 amphibole, 12 clinopyroxene, 4 titanite and 2 olivine grains) were carried out on a New Wave Research UP213 Nd-YAG 213 nm UV laser system coupled to a Thermo X Series 2 ICP-MS at the School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University. All measurement were made using Thermo Elemental PlasmaLab time-resolved analysis mode. The laser beam diameter was 40 μm , with a frequency of 10 Hz and a power of $\sim 3.5 \text{ J cm}^{-2}$. Ablations were carried out under a pure helium atmosphere. Acquisitions lasted about 90 s, including a 20-s gas blank prior to the start of the analysis and a 10-s washout at the end. BIR, BHVO and BCR standards were used as external standards. Si were used as internal standards to correct concentration values. Si concentrations were quantitatively measured prior to LA-ICP-MS using EPM. Subtraction of gas blanks and internal standard corrections were performed using Thermo Plasmalab software.

Whole-rock major-, trace- and rare-earth element X-ray fluorescence analyses (XRF) were carried out on a Panalytical PW2404 wavelength-dispersive sequential X-ray spectrometer at the School of Geosciences, University of Edinburgh, U.K. (8 samples). Additional major, trace element and REE of bulk rock analyses were obtained by ICP mass spectrometer (Finnigan MAT Element) and ICP atomic emission spectrometry using a Varian Vista AX spectrometer at the Department of Geological Sciences, University of Stockholm, Sweden (6 samples) and at the ACME Analytical Laboratory (<http://acmelab.com/>), Vancouver, Canada (3 samples). The examined ultramafic cumulate rocks were dark, holocrytalline, ortocumulates and mesocumulates. The modal proportion of these rocks are composed up to 90% amphibole. Three types of ultramafic cumulate rocks were identified: olivine-pyroxene hornblendite, plagioclase-bearing pyroxene hornblendite and plagioclase-bearing hornblendite.

The Ditrău Alkaline Massif cumulate rocks are alkaline, mostly metaluminous and enriched in potassium. Primitive mantle-normalized trace element and rare earth element patterns of the ultramafic cumulates show that the rock was enriched in LILE (large-ion lithophile elements), HFSE (high-field strength elements) and light rare earth elements.

In the ultramafic cumulate rocks the cumulus phases were olivine, clinopyroxene, amphibole and the intercumulus phases were: amphibole, plagioclase and biotite. The olivine-pyroxene hornblendite was different considering the plagioclase-bearing pyroxene hornblendite and plagioclase-bearing hornblendite, because in this rock type contained the early-cumulus phases (olivine, clinopyroxene) and the intercumulus amphibole and orthopyroxene xenocryst. The

plagioclase-bearing pyroxene hornblendite and plagioclase-bearing hornblendite had almost the same mineral composition but were different in modal % of minerals.

Amphibole is an important mineral in the ultramafic cumulate rocks because represents both cumulus and intercumulus phases. The intercumulus amphibole surrounded the olivine and pyroxene crystals, crystallized in the intergranular spacing, while the cumulus amphibole directly crystallized and accumulated from the melts. The crystallization of the two types of amphiboles were different as follows: the cumulus amphibole was formed by fractional crystallization and accumulation, while the intercumulus amphiboles were obtained by a reaction involving early formed minerals (olivine, pyroxene) and hydrous melts/fluids. We applied the chemical composition values of the amphiboles to estimate the pressure and temperature of their crystallization and used thermobarometric equations for the estimation of the crystallization conditions.

We have compared our calculations' results with the values obtained by Nekvasil et al (2004). In this paper the authors investigated the amphibole composition within rocks with a well-defined chemical/mineralogical composition (under well-defined conditions: temperature, pressure and H₂O-content).

Nekvasil et al. (2004) reported that the rock types and amphibole compositions are similar to the DAM rock types and amphibole compositions, so it is an appropriate reference for the estimation of the pressure and temperature of alkaline systems. The best results were given for the ultramafic cumulate rocks' amphiboles by the oxo-hydro-thermobarometer provided by Ridolfi and Renzulli (2012) which was calibrated for alkaline systems. For this oxo-hydro-thermobarometer the correct values were the averages of eq1a" and „eq1b”.

Amphibole thermobarometry indicated a 6 ± 1 kbar (600 ± 100 MPa) pressure and 900-1050°C temperature during the crystallization, which corresponded to. With an average crustal density this pressure range corresponds to ~25 km depth, middle-lower crust conditions. The majority of the worldwide ultramafic cumulate rocks were formed in this region.

Intercumulus and cumulus amphiboles were formed under the same crystallization conditions. The large amount of hydrous minerals (amphibole, apatite) in the cumulate rocks, the mineral composition, the enriched content of the high field strength elements (HFSE), large ion lithophile (LIL) elements in the minerals and rocks shows that the melts which formed the Ditrău Alkaline cumulate rocks were hydrous alkaline basaltic melts. These melts were rift related and originated in the upper mantle from partial melts of the metasomatic vein.

Mineralogy, major-trace and rare earth elemental composition of gabbroitic rocks and lamprophyres were very similar with the values from ultramafic cumulate rocks. The ultramafic cumulate rocks and lamprophyres have similar $^{143}\text{Nb}/^{144}\text{Nb}_i$ values. Probably these rocks had the same primary alkaline hydrous magma. According to Batki et al. (2014) the composition of lamprophyres in Ditrău Alkaline Massif were the closest in chemical composition to the primary magma. The formation of these rocks were generated by 1–4% partial melting of an enriched garnet and lherzolite mantle source containing 4% of pargasitic amphibole. The source enrichment was attributed to a sub-lithospheric metasomatic zone consisting from a variable amphibole-rich \pm carbonate \pm oxides \pm apatite \pm clinopyroxene-bearing veins, which originates from the hydrous alkaline melts.

We measured the parental magma composition based on the estimation of the liquid in equilibrium with the most primitive cumulate minerals' (e.g. clinopyroxene) chemical composition. This conclusion was based on in situ (LA-ICP-MS) trace element data of the cumulus phases and trace element partition coefficients. It was pointed out that these melts' composition was similar to the lamprophyres compositions from the massif.

Taking in count the petrological and geochemical data and their direct petrogenetic implication we established a hypothetical petrogenetic model for the Ditrău Alkaline Massif ultramafic cumulate rock (Fig. 70). The crystallization of ultramafic cumulate rocks starts in the mid-lower crust or crust/mantle boundary of the hydrous alkaline basalt melts. From these melts crystallized and accumulated the early-formed minerals (olivine, clinopyroxene) (Fig. 70 A, B). The intercumulus amphibole was formed by the reaction between early –formed minerals, primitive hydrous basaltic magma, or with more evolved melts (Fig. 70. C)

After the crystallization of Fe-Mg rich minerals, the melt's composition changed. The cumulus amphibole crystallized the more evolved melts (Fig. 70. D). After the formation of cumulus amphibole, the melt's composition was different compared to the primary magma. From these types of melts crystalized the intercumulus plagioclase (Fig. 70. E).

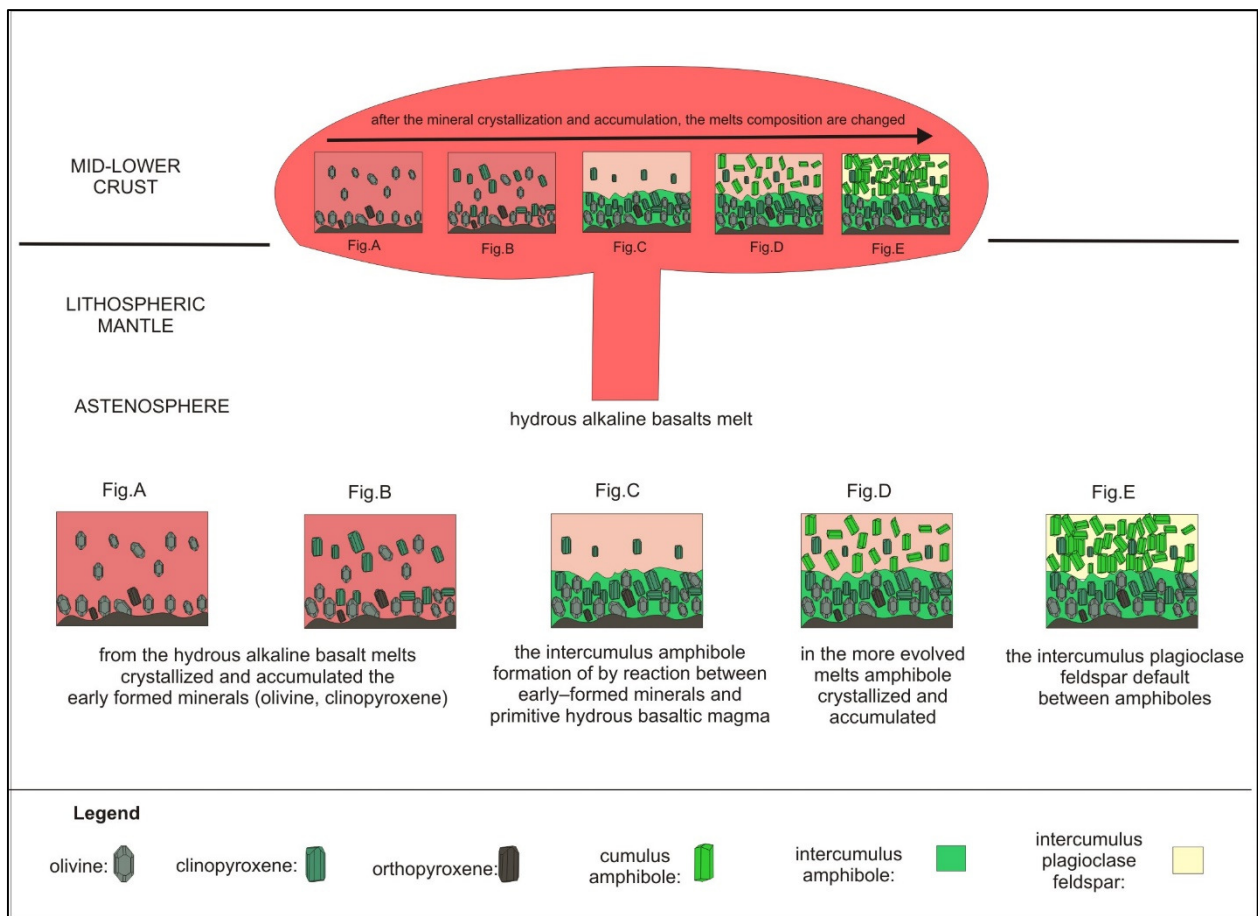


Fig. 70. Hypothetical petrogenetic model for ultramafic cumulate rocks from Ditrău Alkaline Massif

Köszönetnyilvánítás

Elsőként szeretném megköszönni témavezetőmnek, *Dr. Pál-Molnár Elemérnek* a kutatás során nyújtott sok segítséget, a hasznos konzultációkat és ezt az érdekes kutatási témát.

Köszönettel és hálával tartozom *Dr. Batki Anikónak* a rengeteg segítségért, mint a méréseknél, mint a kutatásban nyújtott segítségért valamint hálás vagyok a sok hasznos tanácsért is.

Szeretnék köszönetet mondani *Kiss Baláznak* a termobarometriai számításokban nyújtott segítségéért valamint a sok ötletért, amivel segítette a kutatási munkámat.

Köszönettel tartozom *Jankovics Mária Évának* és *Dobosi Gábornak* hasznos észrevételeikért és szakmai segítségükért.

Köszönöm *Kóbor Baláznak* az ásványkémi mérésekben, *Heincz Adriánnak* pedig a termobarometriai számításokban nyújtott segítségét.

Sogrik Edinának köszönöm a hasznos beszélgetéseket, a biztatást és a kutatásban nyújtott segítséget.

Hálás vagyok barátnőimnek *Czirbus Nórának*, *Bogya Bettinek*, *Janovics (Kucsma) Zsuzsinak* akik az évek során folyamatosan biztattak.

Hálával tartozom a munkám során nyújtott segítségért és támogatásért a *Vulcano Kutatócsoport tagjainak* (*Ódri Ágnes*, *Fintor Krisztián*, *Bencsik Attila*) és a *SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék* valamennyi munkatársának.

Hálás vagyok *Czeke Zsoltnak* a dolgozat stilisztikai-helyesírási szempontból való átolvasásáért.

Külön szeretnék köszönetet mondani *Pap Zsoltnak* a rengeteg segítségért, szüntelen támogatásáért és biztatásáért.

A legnagyobb hálával *szüleimnek* és a *családomnak* tartozok, a biztatásért, türelmükért és mérhetetlen segítségükért, akik az évek során mindvégig biztattak és minden megtettek azért hogy eddig eljussak.

Irodalomjegyzék

- Adam, J., Oberti, R., Ca'mara, F., Green, TH. (2007): An electron microprobe, LAM-ICP-MS and single-crystal X-ray structure refinement study of the effect of pressure, melt-H₂O concentration and fO₂ on experimentally produced basaltic amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, 19, 641–655.
- Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T., Richter, W. (2005): Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contributio to Mineralogy and Petrology*, 150, 85–101.
- Allègre, C.J., Poirier J.-P., Humler, E., Hofmann, A.W. (1995): The chemical composition of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 515–526.
- Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P. (2009): Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 157, 541–558.
- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1978): Feldpații alcalini din masivul alcalin de la Ditrău, Dări de seamă ale ședintelor. *Institutului de Geologie și Geofizica*, LXIV/1, 13–36, București.
- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1980): Structure du massif alcalin de Ditrău. *Annual Universitate. București. Seria Geol.*, 29, 3–22.
- Anders, E., Grevesse, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197–214.
- Anderson, A.T. (1979): Water in some hypersthenic magma. *Journal of Geology*, 87, 509–531.
- Anderson, J.L., Smith, D.R. (1995): The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F. (2008): Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1), 121–142.
- Aoki, K. (1980): Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusion in Iki Island, Japan. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 25, 270–283.
- Azzone, R.G., Enrich, G.E.R., Gomes, C. de B., Ruberti, E. (2013): Trace element composition of parental magmas from mafic-ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 5–21.
- Bachmann, O., Dungan, M.A. (2002): Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist* 87/8–9, 1062–1076.
- Bagdasarian G.P. (1972): Despre vârsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România, *Studii și cercetării geologie, geofizică și geografie, Seria geologie t.* 17, nr. 11, 13–21.
- Balintoni, I. (1981): The importance of the Ditrău Alkaline Massif emplacement moment for dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians. *Revue Roumaine Géologie, Géophysique, Géographie, série Géologie*, 25, 89–94.
- Balintoni, I. (1997): *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*. Ed. Carpatica, 176 p., Cluj Napoca.
- Balintoni, I., Gheucă, I., Vodă, A.I. (1983): Alpine and Hercynian overthrust Napps from Central and Southern Areas of the East Carpathians Crystalline Mesozoic Zone. *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, vol. LX, 15–22.

- Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M., Chen, F., Hann, H.P., Sabliovschi, V. (2009): Late Cambrian-Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: a zircon U/Pb provenance study. *Gondwana Research*, 16, 119–133
- Barclay, J., Carmichael, ISE. (2004): A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure–temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, 45, 485–506.
- 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.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Coltorti, M., Milani, L., Salvini, L., Siena, F., Tassinari, R. (2007): Intraplate lithospheric and sub-lithospheric components in the Adriatic domain: nephelinite to tholeiite magma generation in the Paleogene Veneto Volcanic Province, Southern Alps. In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area Geological Society of America, Special Paper 418*, 131–152.
- Behn, MD., Kelemen, PB. (2006): Stability of arc lower crust: Insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs. *Journal Geophysical Research*, 111:B11207.
- Berger, J., Féménias, O., Coussaert, N., Mercier, J-CC., Demaiffe, D. (2007): Cumulating processes at the crust-mantle transition zone inferred from Permian mafic-ultramafic xenoliths (Puy Beaunit, France). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 153, 557–575.
- Berwerth, F.S. (1905): Der Eläolithsyenitstock des Piricske bei Gyergyó-Szt.-Miklós und Ditró in der Gyergyó. *Jahrb. Siebenbürg. Karpathenver*, 25.
- Bédard, J.H. (1994): A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. *Chemical Geology* 118, 143–153.
- Bédard, J.H. (2001): Parental magmas of Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 141, 747–771.
- Bianchini, G., Beccaluva, L., Siena, F. (2008): Postcollisional and intraplate Cenozoic volcanism in the rifted Apennines/Adriatic domain. *Lithos* 101, 125–140.
- Blundy, JD., Holland, TJB. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104/2, 208–224.
- Bradshaw, T.K., Hawkesworth, C.J., Gallagher, K. (1993): Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters* 116, 45–62.
- Cannat, M., Chatin, F., Whitechurch, H., Ceuleneer, G. (1997): Gabbroic rocks trapped in the upper mantle at the Mid-Atlantic Ridge. In: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., and Elton, D. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, 243–264.
- Carvalho, I.M., Carneiro, M:A. (2002): Ultramafic rocks preserving cumulate textures: an archaic occurrence in Southern Sao Francisco craton, *Geo.br* 1, 1–20.
- Cawthorn, R.G. (1996): Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123, 109–115.
- Chian, D., Loudon, KE., Minshull, TA., Whitmarsh, RB. (1999): Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7443–7462.
- Class, C., Goldstein, S. L. (1997): Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 150, Issue 3-4, p.245–260.

- 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, II/3-4, 385–446
- Codarcea, A., Dessila-Codarcea, M., Ianovici, V. (1958): Structure géologique du massif des roches alcalines de Ditrău, Reveu de Géologie et de Géographie, II/1, 1–135.
- Conticelli, S. (1998): The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. Chemical Geology, 149, 51–81.
- Daczko, NR., Ernam, S., Allibone, A.H., Turnbull, IM. (2012): Petrogenesis and geochemical characterisation of ultramafic cumulate rocks from Hawes Head, Fjorland, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 55/4, 361–374.
- Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): Middle-late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende ages for early intrusions within the Ditrău alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. Geologica Carpathica 48, 347–352.
- Danyushevsky, LV. (2001): The effect of small amounts of H_2O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 110/(3-4), 265–280.
- Danyushevsky, LV., Falloon, TJ., Sobolev, AV., Crawford, AJ., Carroll, M., Price, RC. (1993): The H_2O content of basalt glasses from Southwest Pacific back-arc basins. Earth and Planetary Science Letters, 117/(3-4), 347–362.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A. (2007): Amphibole „sponge” in arc crust? Geology 35/9, 787–790.
- Davis, BTC., Boyd, DR. (1966): The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{--CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. Journal of Geophysical Research 71, 3567–3576.
- Dalpe, C., Baker, D.R. (1994): Partition coefficients for rare-earth elements between calcic-amphibole and Ti-rich basaltic glass at 1.5 GPa, 1100 °C. Mineralogical Magazine, 58, 207–208.
- De Angelis, SH., Larsen, J., Coombs, M. (2013): Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine volcano, Alaska, 2006: evidence from amphibole geochemistry and texture. Journal of Petrology 54/9, 1939–1961.
- Dessimoz, M., Müntener, O. (2012): A case for hornblende dominates fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades). Contributions to Mineralogy and Petrology, 163, 567–589.
- Dickinson, A. (1995): Radiogenic Isotope Geochemistry. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dixon, I.E., Clague, D.A., Wallace, P., Poreda, R. (1997): Volatiles in alkalic basalts from the North Arch volcanic field, Hawaii: Extensive degassing of deep submarine-alkalic series lavas, Journal of Petrology, 38, 911–939.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. (2004): Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'–52°S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (4): 525–538.
- Downes, H., Beard, A., Hinton, R. (2004): Natural experimental changes : an ion microprobe study of trace element distribution coefficients in glass-rich hornblendite and clinopyroxenite xenoliths. Lithos, 75, 1–17.
- Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51, 431–437.
- Durrheim, R.J., Green, R.W.E. (1992): A seismic refraction investigation of the Archean Kaapvaal craton, South African, using mine tremors as the energy source. Geophysical Journal International, 108, 812–832.

- Duchesne, J-C., Liégeois, J-p., Deblond, A., Tack, L. (2004): Petrogenesis of the Kabanga-Musongati layered mafic-ultramafic intrusions in Burundi (Kibaran Belt): geochemical, Sr-Nd isotopic constrains and Cr-Ni behaviour. *Journal African Earth Sciences*, 39, 133–145.
- Eby, GN. (1984): Montereian Hills I. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of The Western Intrusions: Mounts Royal, St. Bruno, and Johnson. *Journal of Petrology*, 25/2, 421–452.
- Eggleton, R.A., Boland, J.N. (1982): Weathering of enstatite to talc through a sequence of transitional phases. *Clays and Clay Minerals*, 38/ 1, 11–20.
- England, R.N., Davies, H.L. (1973): Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from Eastern Papua. *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 416–425.
- Ernst, WG, Liu, J. (1998): Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952–969.
- Ersoy, E.Y. (2013): PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 115–125.
- Fall, A., Bodnar, R. J., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. *Lithos*, 95, 331–345.
- Fazlnia, A., Alizade, A. (2013): Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumich (Urmia), Iran: Magmatic development of an intra-oceanic arc. *Periodico di Mineralogia*, 82, 2, 263–290.
- Féménias., O., Mercier, J-C C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., Demaiffe, D. (2006): Calcic amphibole growth and composition in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, 91, 73–81.
- Finlayson, DM., Owen, AJ., Johnston, DW., Wake-Dyster, KD. (1993): Moho and petrologic crust-mantle boundary coincide under southeastern Australia. *Geology* 21, 707–710.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P. (1988): The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology* (1), 331–349 (Special Volume).
- Fleet, M.E., Barnett, R.L. (1978): Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Froid mine, Sudbury, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 16, 527–532.
- Földváry, A. (1946): A Ditrői nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése*, 8/1-2, 11–32.
- Gaggero, L., and Cortesogno, L. (1997): Data report: metamorphic mineralogy of Leg 153 gabbros. In: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., and Elton, D. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, 531–546.
- Gaetani, G. A., Grove, T. L., Bryan, W. B. (1993): The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365, 332–334.
- Germann, A., Marker, A., Friedrich, G. (1987): The alkaline complex of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. Petrology and genetic consideration. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1, 807–818.
- Ghiorso MS, Carmichael ISE (1987): Modeling Magmatic Systems: Petrologic Applications, in, Carmichael, ISE, Eugster HP, eds., *Thermodynamic modeling in Geologic Systems: minerals, fluids and melts*, Mineralogical Society of America Short Course Notes, Chapt 13, 467–499.
- Giret, A., Bonin, B., Leger, J.M. (1980): Amphibole compositional trend sin oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *The Canadian Mineralogist*, 18, 481–495.

- Grove, T., Elkins-Tanton, L., Parman, S., Chatterjee, N., Müntener, O., Gaetani, G. (2003): Fractional crystallization and mantle-melting controls on calcalkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145/5, 515–533.
- Grunder, A.L., Mahood, G.A. (1988): Physical and chemical models of zoned silicic magmas: the Loma Seca Tuff and Calabozos caldera, South Andes. *Journal of Petrology*, 29, 831–867.
- Guidotti, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. In: Micas, Bailey, S.W. (ed.), *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 13, 357–467.
- Halama, R., Boudon, G., Villemant, B., Joron, J.-L., Le Friant, A., Komorowsky, J.-C. (2006): Pre-eruptive crystallization conditions of mafic and silicic magmas at the Plat Pays volcanic complex, Dominica (Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 200–220.
- Hall, A. (1996): *Igneous Petrology* (2nd edition), Addison Wesley Publishing Company, 550p.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E.-an. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
- Harangi, Sz. (2004): A Kárpát-Pannon Térség vulkáni közeteinek kutatása-geokémiai megközelítés. *Magyar Kémiai Folyóirat-Összefoglaló közlemények*, 109-110(4), 173–182.
- Harangi, Sz., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflor, T. (2013): Origin of basaltic magmas of Perșani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. *Lithos*, 180-181, 43–57.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Herbich, F. (1859): Die geologischen Verhältnisse des nordwestlichen Siebenbürgens. *Jahrb. Ungarn. Geol. Anst.*, 293-350.
- Herbich, F. (1871): Északkeleti Erdély földtani viszonyai (Jelentés a m. kir. Földtani Intézet megbízásában végzett földtani fölvételről). *Magyar királyi Földtani Intézet évkönyve*, 284–292.
- Hoeck, V., Ionescu, C., Koller, F. (2006): Mesozoic ophiolites in the Dinarides and the Carpathians: a review. *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, 5, 39–41.
- Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009) The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. *Lithos*, 108, 151–171.
- Holland, T., Blundy, J. (1994): Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987): Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231–239.
- Ianovici, V. (1938): Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău, en relation avec la tectonique de la région. *C. R. Acad. Sci. Roum.* II/6, 689–694.
- Irvine, T.H (1982): Terminology for Layered Intrusions. *Journal of Petrology*, 23/2, 127–162.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Jakab, Gy. (1981): O nouă concepție privind succesiunea cronologică a fazelor de intruziune în masivul alcalin de la Ditrău. *Acta Hargitensia*, 2, Annual Muzeul Harghita, Miercurea-Ciuc.
- Jakab, Gy. (1982): Studiul mineralogic și geochemic al mineralizațiilor metalifere dintre Voșlobeni și Corbu. PhD thesis, Universitate Alexandru. Ioan Cuza, Iași, Manuscript.
- Jakab, Gy., Garbășevschi, 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 minereuri de metale rare și disperse, feroase și neferoase în masivul de roci alcaline de la Ditrău, județul Harghita. *Archiva IPEG*.
- Jakab, Gy. (1998): *Geologia Masivului alcalin de la Ditrău*. Pallas-Akadémia, Miercurea-Ciuc, 298 p
- Jan, M.Q., Howie, R.A. (1980): Ortho-and clinopyroxenes from the pyroxene granulites of Swat, northern Pakistan. *Mineralogical Magazine*, 43, 715–726.
- Jankovics, M.É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, Sz., Ntaflos, T. (2013): Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. *Bulletin of Volcanology*, 75:749.
- Johnson, M.C., Rutherford, M. J. (1989): Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflos, T., Masson, P.R.D., Pál-Molnár, E. (2014): Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 167, 986.
- Koch, A. (1879): A ditrói syenittömzs közettani és hegyszerkezeti viszonyairól. *Magyar Tudományos Akadémiai Értekezések*, IX/2.
- Kostopoulos, D.K., James, S.K. (1992): Parameterization of the melting regime of the shallow upper mantle and the effects of variable lithospheric stretching on mantle modal stratification and trace element concentration in magmas. *Journal of Petrology* 33, 665–691.
- 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.
- Krawczynski, M., Grove, T., Behrens, H. (2012): Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 164/2, 317–339
- Kräutner, H.G., Bindea, G. (1995): The Ditrău alkaline intrusive complex and its geological environment. *Romanian Journal of Mineralogy* 77/ 3 1–44.
- Kräutner, H.G., Bindea, G. (1998): Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). *Slovak Geological Magazine*, 4, 213–221.
- Larocque, J., Canil, D. (2010): The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 159, 475–492.
- Larrea, P., Galé, C., Ubide, T., Widom, E., Lago, M., França, Z. (2014): Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal). *Journal of Petrology* 55(11), 2125–2154.
- LaTourrette, T., Hedvig, R.L., Holloway, J.R. (1995): Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 13–30.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, 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., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. (1997): Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine* 61, 295–321.

- Leterrier, J., Maurry, R.c., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- Lilienbach, L. (1833): Journal d'un voyage géologique fait en travers toute la chaîne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. *Mém. Soc. Géol. France*, 1, 237-316.
- Loucks, R.R. (1990): Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene, *Geology*, 18/4, 346-349.
- Luhr, J.F., Charnichael, I.S.E. (1980): The Colima volcanic complex, Mexico. I. Post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71, 343-372.
- McDonough, W.F., Sun, C., C. (1995): Composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McKenzie, D. (1989): Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 53-72
- Marwick, A.J.W., Downes, H., Veretennikov, N. (2001): The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths. *Tectonophysics*, 339/1-2, 215-237.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Downes, H. (2010): Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Lithos*, 117, 49-60.
- McDonough, W.F. (1990): Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101, 1-18.
- Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto 606, Japan. Pages 1123-1133.
- 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.
- Müntener, O., Kelemen, P., Grove, T. (2001): The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 643-658.
- Müntener, O., Ulmer, P. (2006): Experimentally derived high-pressure cumulates from hydrous arc magmas and consequences for the seismic velocity structure of lower arc crust. *Geophysical Research Letters*, 33, L21308.
- Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H., Lindsley, D.H. (2004): The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study. *Journal of Petrology*, 45, 693-721.
- Neumann, E.R., Sørensen, V.B., Simonsen, S.L., Johnsen, K. (2000): Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 313-342.
- Nimis, P. (1995): A clinopyroxene geobarometer for basaltic system based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115-125.
- Nimis, P. (1999): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 62-74.
- Nimis, P., Ulmer, P. (1998): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultramafic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 122-135.

- Nimis, P., Taylor, W.R. (2000): Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 139:541–554.
- Niu, F., James, D.E. (2002): Fine structure of the lowermost crust beneath the Kaapvaal craton and its implications for crustal formation and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 121–130.
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., O'Hara, M.J. (2011): The origin of intra-plate ocean island basalts (OIB): the lid effect and its geodynamic implications. *Journal of Petrology* 52, 1443–1468.
- Orlando, A., Conticelli, S., Manetti, P., Vaggelli, G. (1994): The basement of the Northern Vulsinian Volcanic District as inferred from the study of crustal xenoliths from the Torre Alfina lavas Viterbo, Central Italy. *Mem. Soc. Geol. Italiana* 48, 681–688.
- 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. *Lucrare de diplomă, Universitate Babeș-Bolyai, Cluj Napoca, Manuscript*
- Pál-Molnár, E. (1992): Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania): a preliminary description. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 33, 67–80.
- Pál-Molnár, E. (1994a): Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 34, 95–109.
- Pál-Molnár, E. (1994b): Adalékok a Ditrói szienitmasszívum szerkezeti és közettani ismeretéhez (Contributions on structural and petrological knowledge of Ditró Syenite Massif.), MTA SZAB Competition, Manuscript, 2–45.
- Pál-Molnár, E. (1998): A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására. PhD értekezés.
- Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 pp.
- Pál-Molnár, E. (2008): Mezozoós alkáli magmatizmus a Kárpát régióban: A Ditrói Alkáli Masszívum Petrogenezise. OTKA zárójelentés.
- Pál-Molnár E. (2010): Geology of Székelyland. In: Szakáll S, Kristály F *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 33–43.
- Pál-Molnár E. (2010): Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. In: Szakáll S, Kristály F *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Ódri, Á., Kiss, B., Almási, E. (2015a): Geochemical implications of the magmatic origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). *Geologia Croatica*, 68/1, 51–66.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Almási, E., Kiss, B., Upton, B.G.J., Markl, G., Odling, N. (2015b): Origin of cumulates from the Ditrău Alkaline Massif, Romania, *Lithos*, in press
- Pál-Molnár, E., Árvai-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*, Szeged 36, 101–116.
- Palme, H., O'Neill, H.S.C. (2004): Cosmochemical estimates of mantle composition, in: Carlson, R.W. (ed): *The mantle and Core. Treatise on Geochemistry*, in: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.), vol.2, Elsevier, Oxford, 1–38.
- Pană, D., Balintoni, I., Heamen, L., Creaser, R. (2002): The U-Pb and Sm-Nd dating of the main lithotectonic assemblages of the Eastern Carpathians, Romania. *Geologia Carpathica*, 53, Special Issue: 177–180.

- Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basaltic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285.
- Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B., 2003. Mantle sample included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds, in: Carlson, R.W. (Ed.), *Treatise on Geochemistry: the Mantle and Core*. Elsevier, pp 171–276.
- Pichavant, M., Martel, C., Bourdier, J.-L., Scaillet, B. 2002: Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelée (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research* 107/B5, 1–28.
- Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M. (2008): Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science* 320, 916–919.
- Polat, A., Fryer, B.J., Samson, I.M., Weisener, C., Appel, P.W.U., Frei, R., Windley, B.F. (2012): Geochemistry of ultramafic rocks and hornblende veins in the Fiskensætt layered anorthosite complex, SW Greenland: Evidence for hydrous upper mantle in the Archean. *Precambrian Research*, 214–215, 124–153.
- Putirka, K. (2008): Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Templey, F. (eds). *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, 69, 61–120.
- Putirka, K. 2014: Amphibole-liquid equilibria: barometers and thermometers for volcanic systems. – 2014 GSA Annual Meeting in Vancouver, British Columbia. Geological Society of America Abstracts with Programs 46/6, 180–4.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D. (1996): Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene –liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 123, 92–108.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H. (2003): New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and the Snake River plain, Idaho, *American Mineralogist*, 88, 1542–1554.
- Richard, L.R. (1988–1995): Minpet Version 2.0: Mineralogical and Petrological Data Processing System.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2009): Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 45–66.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012): Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 163, 877–895.
- Reinhard, M. (1911): Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró, Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 2, 116.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.s., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R. (1998): Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, 36, 905–912.
- Rock, N.M.S. (1990): The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43, 99–119.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F. (1970): Olivine-Liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 29, 275–289.

- Rollinson, H. (1998): Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman, Harlow, 351 pp.
- Rottura A, Bargossi GM, Caggianelli A, Del Moro A, Visona D, Tranne CA (1998) Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the Central-Eastern Southern Alps, Italy. *Lithos*, 45, 329–348.
- Rutherford, MJ., Hill, PM. (1993): Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98/B11, 19667–19685.
- Savelieva, G.N., Batanova, V.G., Kuz'min, D.V., Sobolev, A.V. (2015): Composition of Minerals in Mantle Peridotites as Proxy of Ore-Forming Processes in the Mantle: Evidence from Ophiolites in the Voykar–Synya and Kempirsai Massifs. *Lithology and Mineral Resources*, 50/1, 80–91.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1991): Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of Royal Society London*, A335, 377–392.
- 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., 92p, Bucuresti.
- Săndulescu, M. (1984): *Geotectonica Romăniei*. Editura Tehnică, 336 p.
- Scaillet, B., Evans, BW. (1999): The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology* 40/3, 381–411.
- Schmidt, M.W. (1992): Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
- Seghedi, i., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. *Tectonophysics*, 393, 43–62.
- Serri, G. (1990): Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Memorie Società Geologica Italiana*, 41, 219–242.
- Simakin, A., Salova, TP., Babansky, AD. (2009): Amphibole crystallization from a water-saturated andesite melt: experimental data at P=2 kbar. *Petrology* 17(6), 591–605.
- Simakin, A., Zakrevskaya, O., Salova, T. (2012): Novel Amphibole Geo-barometer with Application of Mafic xenoliths. *Earth Science Research*, 1/2, 82–97.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993): Experimental investigations of the role of H₂O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113/2, 143–166.
- Sisson, TW., Layne, GD. (1993): H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 117, 619–635.
- Sobolev, AV., Chaussidon, M. (1996): H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 137/1, 45–55.
- Spear, FS. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, 281, 697–734.
- Spilliaert, N., Allard, P., Métrich, N., Sobolev, V. (2006): Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *Journal of Geophysical Research*, 111, B04203.

- Stolper, E., Newman, S. (1994): The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 121, 293–326.
- Stormer, J.C. (1973): Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 37, 1815–1821.
- Streckeisen, A. (1931): Über das Nephelinsyenit-Massiv von ditro (Rumänien). *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 64/A (Brauns-Festband), 615–628.
- Streckeisen, A. (1934): Zur differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). *Bul. Lab. Miner. Universitate București*, 1, 3–9.
- Streckeisen, A. (1935): Zur Differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). *Bul. Lab. Mineral. Univ. București*, 1, 65–71.
- Streckeisen, A. (1938): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. *erh. Schweiz. Naturf. Ges.*, 159–161.
- Streckeisen, A. (1952): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), I. Teil. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 32, 251–309.
- Streckeisen, A. (1954): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), II. Teil. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 34, 336–409.
- Streckeisen, A. (1960): On the structure and origin of the Nephelinsyenite Complex of Ditro (Transylvania, Roumania). *Rep. 21th IGC*, 13, 228–238.
- Streckeisen, A.L. (1973): Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommision on the systematics of igneous rocks. *Geotimes* 18/10, 26–30.
- Streckeisen, A., Hunziker, J.C. (1974): On the origin of the Nephelinsyenit Massif of Ditro (Transylvania, Romania). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 59–77.
- Streckeisen, A. L. (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, 1, 1–15.
- Sun, S., Mcdonough, WF (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts implications for mantle composition and process. In: Saunders AD, Norry MJ (eds.) *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication*, 42, 313–346.
- Tieplo, M., Tribuzio, R. (2008): Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with Sanukitic affinity from Husky Ridge (Northern Victoria Land, Antarctica): Insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas. *Journal of Petrology* 49(5), 937–970.
- Tieplo, 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.
- Tieplo, M., Langone, A., Morishita, T., Yuhara, M. (2012): On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the arc crust: evidence from Shikanoshima island (Kyushu, Japan). *Journal of Petrology* 53(6), 1255–1285.
- Toksoy-Köksal, F., Oberhaensli, R. (2009): Hydrous aluminosilicate metasomatism in an-intra-oceanic subduction-zone: Implication from the Kurankali (Turkey) ultramafic-mafic cumulates within the Alpine neotethys Ocean. *Mineralogy and Petrology*, 95, 273–290.
- Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., Larrea, P. (2014): Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain): A record of magma history and a widow to mineral-melt partitioning. *Lithos*, 184–187, 225–242.
- Upton, B.G.J., Parsons, I., Emeleus, C.H., Hodson, M.E. (1996): Layered alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland. In: Cawthorn, C.G. (ed.): *Layered intrusions*, 331–363, Elsevier Science B.V.

- Valentine, G.A., Perry, F.V. (2007): Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth and Planetary Science Letters* 261, 201–216.
- Vernon, R.H. (1984): Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438–439.
- Villiger, S., Ulmer, P., Müntener, O., Thompson, A. B. (2004): The liquid line of descent of anhydrous, mantle-derived, tholeiitic liquids by fractional and equilibrium crystallization - an experimental study at 1.0 GPa. *Journal of Petrology* 45, 2369–2388.
- Visarion, M. (1987): Studii geologice și geofizice complexe pe geotraversa Pașcani-Tg. Neamț-Toplița-Reghin. Arhiva Institutul Geologie și Geofizică, București. Manuscript.
- Voda, A., Balintoni, I. (1994): Corelari lithostratigrafice în cristalinel Carpaților Orientali. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia*, XXXIX, 61–66.
- Wager, L. R. (1960): The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *Petrology*, 1, 364–98.
- Wager, L.R., Deer, W. A. (1939): Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdluqssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Gronland*, 105, 1–352.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., Smith, E.I. (2002): A mantle melting profile across the Basin and Range, SWUSA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B1) ECV 5-1- ECV 5-21.
- Weaver, B.L. (1991): The origin of ocean-island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381–397.
- White, W.M. (2007): Geochemistry. <http://www.imwa.info/geochemistry/Chapters>
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. (1977): Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*. 15, 459–488.
- Zhang L., Han, B.F., Wei, C-J, Shu, G-M. (2011): Cumulate hornblendite enclaves in diorite-porphyrite intrusions from the Shuangyashan, Northeast China, and implications for the transition from lower crust to upper mantle in subduction setting. *International Journal of Earth Sciences* 100/1, 63–79.
- Zincenco, D., Vlad, C. (1978): Studiul geochimic-metalogenetic al masivului Ditrău și al formațiunilor adiacente cu privire specială asupra mineralizațiilor asociate. Partea I. Structura, petrografia și petrologia masivului. Arhiva IPEG „Harghita”, Manuscript.

Mellékletek
(Táblázatok)

1.Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek (hornbelnditek) összefoglaló kortáblázata

Szerző, év	Kőzettípus	Lelőhely	Vizsgált frakció	Módszer	Kor (millió év)
Bagdasarian, 1972	hornblendit	Orotva- és Tászok-patak összefolyásától Ny-ra	teljes kőzet	K/Ar	196 ± 6
Bagdasarian, 1972	hornblendit	Orotva- és Simó- patak összefolyásától Ny-ra	teljes kőzet	K/Ar	161 ± 2
Bagdasarian, 1972	xenolitból vett hornblendit	Orotva- és Halaság- patak összefolyásától Ny-ra	teljes kőzet	K/Ar	161 ± 10
Bagdasarian, 1972	plagioklász zárványos hornblendit	Ditró völgye és Putna-patak forrásvidéke	teljes kőzet	K/Ar	177 ± 1
Mínzatu et al, 1981	hornblendit		teljes kőzet	K/Ar	134
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	irányított szövetű hornblendit	Orotva, Felső- Tarnica patak	amfibol	K/Ar	237,4 ± 9,1
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	irányított szövetű hornblendit	Orotva, Pietrarilor-patak	amfibol	K/Ar	216 ± 8,8
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	irányítatlan szövetű hornblendit	Orotva, 6-os táró	amfibol	K/Ar	226 ± 9,6
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	pegmatoidos hornblendit	Orotva, Felső-Tarnica-patak	amfibol	K/Ar	234,7 ± 10,8
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	pegmatoidos hornblendit	Orotva, Felső-Tarnica-patak	plagioklász	K/Ar	161,3 ± 9,8
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	pegmatoidos hornblendit	Orotva, Felső-Tarnica-patak	biotit	K/Ar	162,4 ± 6,1
Pál-Molnár és Árva-Sós, 1995	pegmatoidos hornblendit	Orotva, Felső-Tarnica-patak	biotit	K/Ar	168,3 ± 7,2
Dallmeyer et al, 1997	gabbró	Ditrótól K-re, Tölgyesi úton	teljes kőzet	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	227,1 ± 0,1
Dallmeyer et al, 1997	hornblende diorit	Orotva folyó	teljes kőzet	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	231,5 ± 0,1

2.Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő olivinek főelem összetétele

Kőzettípus	olivin-piroxén hornblendit					peridotit
Mintavételi hely	Tarnica- patak					Orotva
Mintasza	VRG-23a					V. Morogan, 2000
Mérési pont	3/1	3/4	4/1	4/2	5/1	
Főelemek (t%)						
SiO ₂	39,08	38,78	38,79	38,73	38,54	38,97
Al ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO ^t	24,06	24,18	22,97	23,15	22,48	19,29
MgO	37,20	36,70	38,55	37,55	37,37	41,17
MnO	0,21	0,43	0,23	0,24	0,34	0,30
CaO	0,14	0,00	0,03	0,01	0,03	0,04
Na ₂ O	0,02	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00
K ₂ O	0,03	0,10	0,03	0,07	0,03	0,00
Összesen	100,74	100,27	100,64	99,77	98,82	99,80
Kationok 4 oxigénszámra						
Si	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00
Fe ²⁺	0,52	0,53	0,50	0,51	0,49	0,41
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,44	1,43	1,49	1,46	1,47	1,58
Összesen	2,98	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00
mg#	0,73	0,73	0,75	0,74	0,75	0,79
Fo	73,38	73,01	74,95	74,30	74,77	79,40
Fa	26,62	26,99	25,05	25,70	25,23	20,60

3.Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus közeteiben megjelenő szerpentinek főelem összetétele

Kőzettípus	olivin-piroxén hornblendit					piroxén hornblendit	
Mintavételi hely	Tarnica- patak					Tászkok- patak	
Mintaszaám	VRG-23a					VRG-23b	
Mérési pont	1/2	1/3	3/2	4/3	5/2	4/1	4/2
Főelemek (t%)							
SiO ₂	45,86	48,50	48,30	47,23	45,83	44,95	47,94
FeO ^I	2,00	2,31	2,30	1,99	2,40	1,69	0,94
MgO	38,24	35,34	38,05	38,40	38,82	36,56	30,86
MnO	0,00	0,00	0,00	0,12	0,15	0,00	0,00
CaO	0,06	0,00	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04
Na ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,04	0,08
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,17
Összesen	86,23	86,17	88,76	87,87	87,28	83,30	80,03
Kationok 4 oxigénszámra							
Si	1,22	1,28	1,24	1,23	1,21	1,23	1,34
Fe ²⁺	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,51	1,39	1,46	1,49	1,53	1,49	1,29
Összesen	2,78	2,72	2,75	2,77	2,79	2,76	2,65
mg#	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98
Fo	97,15	96,47	96,72	97,18	96,65	97,47	98,33
Fa	2,85	3,53	3,28	2,82	3,35	2,53	1,67

4. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus közeteiben megjelenő ortopiroxének főelem összetétele

Kőzettípus	olivin-piroxén hornblendit															
Mintavételi hely	Tászkok patak															
Mintasza	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b	VRG-23b
Mérési pont	1/1	1/2	1/3	1/4	1/5	1/6	1/19	1/20	1/21	1/22	1/23	1/24	1/25	1/26	1/27	1/28
Főelemek (t%)																
SiO ₂	54,53	54,53	54,09	54,38	54,38	54,40	54,40	54,40	54,39	54,54	54,56	54,54	52,88	54,40	54,19	54,16
Al ₂ O ₃	1,15	1,21	1,20	1,14	1,20	1,15	1,11	1,07	1,22	1,24	1,17	1,18	1,13	1,25	1,26	1,26
TiO ₂	0,24	0,24	0,27	0,25	0,26	0,25	0,21	0,24	0,26	0,25	0,23	0,26	0,24	0,26	0,25	0,26
FeO _t	18,84	19,29	18,94	19,09	18,54	19,48	19,25	19,39	19,29	19,32	19,61	19,31	19,29	19,29	19,39	18,79
MgO	24,78	25,00	25,22	24,95	24,97	24,55	24,54	24,70	24,52	25,03	25,01	24,98	25,61	25,33	24,94	25,10
MnO	0,41	0,41	0,42	0,41	0,41	0,44	0,47	0,41	0,44	0,42	0,39	0,43	0,42	0,42	0,43	0,42
CaO	1,16	1,11	1,33	1,07	1,07	1,09	1,02	1,00	1,02	0,96	1,02	0,99	0,99	0,95	1,10	1,09
NiO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05
Összesen	101,11	101,79	101,49	101,29	100,83	101,37	101,01	101,21	101,17	101,77	102,02	101,69	100,57	101,91	101,56	101,12
Kationok 6 oxigénszámra																
T Si ⁴⁺	1,97	1,96	1,95	1,97	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,96	1,96	1,97	1,92	1,95	1,96	1,96
T Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
T Al ^{IV}	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04
M1 Al ^{VI}	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Σ Al	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
M1 Fe ³⁺	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,02	0,02	0,01
M1 Mg ²⁺	0,97	0,97	0,96	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,97	0,97	0,97	0,93	0,96	0,96	0,97
M1 Ti ⁴⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
M1 Ni ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2 Fe ²⁺	0,57	0,57	0,54	0,58	0,56	0,59	0,58	0,59	0,58	0,58	0,58	0,58	0,49	0,56	0,57	0,56
M2Mg ²⁺	0,37	0,37	0,40	0,37	0,38	0,35	0,36	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37	0,46	0,39	0,38	0,39
M2 Mn ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
M2 Ca ²⁺	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Összesen	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

4. Táblázat folytatása

mg#	0,70	0,70	0,72	0,70	0,71	0,69	0,69	0,69	0,69	0,70	0,70	0,70	0,74	0,71	0,70	0,71
Q	1,95	1,96	1,95	1,96	1,95	1,96	1,95	1,96	1,95	1,96	1,96	1,96	1,92	1,95	1,95	1,95
En	68,05	67,84	68,09	68,06	68,66	67,24	67,53	67,63	67,50	68,02	67,64	67,95	68,51	68,32	67,67	68,47
Wo	2,28	2,16	2,58	2,09	2,11	2,14	2,01	1,96	2,02	1,87	1,99	1,93	1,90	1,84	2,14	2,13
Fs	29,67	30,00	29,33	29,85	29,23	30,62	30,46	30,41	30,48	30,11	30,37	30,12	29,59	29,83	30,18	29,40
Ka	1,27	1,24	1,27	1,24	1,25	1,35	1,45	1,24	1,36	1,28	1,20	1,30	1,30	1,27	1,32	1,27
CaTi	1,29	1,28	1,44	1,36	1,39	1,36	1,15	1,30	1,43	1,36	1,24	1,38	1,26	1,40	1,36	1,38
CaTs	2,33	1,54	0,15	1,61	2,29	1,95	2,26	1,78	2,40	1,72	1,15	1,68	0,00	0,73	1,01	1,42
Ess	0,00	0,69	3,23	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	1,32	0,12	2,58	1,53	1,88	1,05
F2F3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,96	0,84	0,04	0,00
Di	0,89	0,77	0,32	1,01	0,48	0,92	0,57	0,78	0,15	0,28	0,23	0,63	0,00	0,00	0,00	0,36
En	36,88	37,07	39,71	37,01	38,13	35,28	35,82	35,99	35,86	37,15	37,21	36,78	45,88	39,48	37,82	38,70
Fs-En	57,35	57,41	53,88	57,62	56,47	59,14	58,75	58,90	58,80	57,88	57,65	58,11	45,02	54,75	56,57	55,82

5. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő diopszidok főelem összetétele*

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit		plagioklász tartalmú piroxén hornblendit							
Mintavételi hely	Felső Pietrăriei- patak		Orotva, 6-os táró							
Mintasza	VRG- 6547	VRG- 6547	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706	VRG- 6706
Mérési pont	1	3	16	17/5	17/16	17/33	17/4	118/39	17/28	118/16
Főelemek (t%)										
SiO ₂	53,07	52,34	49,28	53,86	49,85	52,21	53,06	52,63	51,29	51,56
Al ₂ O ₃	2,58	2,99	5,54	2,08	2,29	3,07	0,77	1,14	3,67	3,72
TiO ₂	1,00	1,12	1,19	0,18	0,36	0,86	0,00	0,31	1,41	1,34
FeO ^I	7,11	6,85	8,34	7,77	6,80	7,22	6,96	9,03	7,65	7,56
MgO	14,50	13,97	13,15	13,26	12,23	13,56	13,09	12,14	13,84	13,33
MnO	0,29	0,25	0,19	0,24	0,15	0,30	0,40	0,63	0,23	0,29
CaO	22,85	23,63	20,69	24,05	23,97	23,79	24,69	22,01	22,63	23,09
Na ₂ O	0,56	0,70	0,93	0,81	0,48	0,70	0,42	1,14	0,64	0,71
K ₂ O	0,00	0,03	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00
Összesen	101,96	101,88	99,37	102,26	96,15	101,72	99,40	99,05	101,36	101,60
Kationok 6 oxigénszámra										
T Si ⁴⁺	1,93	1,90	1,83	1,95	1,90	1,99	1,98	1,88	1,88	1,86
T Al ^{IV}	0,07	0,10	0,17	0,05	0,10	0,01	0,02	0,12	0,12	0,14
M1 Al ^{VI}	0,04	0,03	0,08	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Σ Al	0,11	0,13	0,24	0,09	0,13	0,03	0,05	0,16	0,16	0,17
M1 Fe ³⁺	0,02	0,06	0,09	0,05	0,07	0,03	0,05	0,06	0,05	0,07
M1 Fe ²⁺	0,19	0,15	0,17	0,19	0,14	0,19	0,23	0,12	0,15	0,17
M1 Mg ²⁺	0,71	0,73	0,62	0,72	0,74	0,73	0,68	0,75	0,73	0,68
M1 Ti ⁴⁺	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,04	0,04
M2 Fe ²⁺	0,07	0,03	0,11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,04	0,07
M2 Mn ²⁺	0,89	0,92	0,82	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,88
M2 Ca ²⁺	0,04	0,05	0,07	0,93	0,93	0,99	0,89	0,89	0,90	0,05
M2 Na ⁺	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,03	0,08	0,05	0,05	0,00
Összesen	4,10	4,12	4,23	4,02	4,02	4,01	4,02	4,02	4,02	4,16
mg#	0,73	0,80	0,69	0,79	0,83	0,79	0,75	0,81	0,80	0,74
Q	1,87	1,82	1,72	1,84	1,82	1,91	1,80	1,82	1,18	1,80
J	0,08	0,10	0,14	0,12	0,10	0,06	0,17	0,09	0,10	0,10
En	41,34	39,98	40,08	37,84	38,88	37,43	36,37	40,08	38,82	39,61
Wo	46,82	48,61	45,33	49,33	49,03	50,75	47,39	47,11	48,34	47,02
Fs	11,84	11,41	14,59	12,83	12,10	11,82	16,24	12,80	12,84	13,37
Ae	2,19	5,06	6,94	4,99	5,03	2,62	5,14	4,53	4,87	4,73
Jd	1,74	0,00		0,75		0,52	3,27		0,15	
Ka	0,89	0,77	0,60	0,74	0,92		2,00	0,71	0,90	0,77
Jo						1,30				
CaTi	5,46	6,10	6,64	0,98	4,70		1,71	7,74	7,36	8,28
CaTs	1,88	2,81	7,73	3,54	3,30	1,14		3,39	4,22	3,19
Ess		0,94	2,05		1,80			1,14		2,25
Di	74,81	71,78	66,09	70,47	70,33	74,52	65,30	70,86	67,99	69,54
Hd	6,69	10,29		18,49	12,69	19,60	21,81	5,54	12,80	5,10
Fs	6,34	2,25	7,01	0,04	1,23		0,73	6,09	3,71	6,14
Fs-En			2,94							

*Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

6. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus közeteiben megjelenő augitok főelem összetétele

Ásvány	augit (magnesium rich augite)	augit (subcalcic magnesium-rich augite)	augit (magnesium rich augite)	augit (magnesium rich augite)	augit (magnesium rich augite)
Kőzet	plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit		olivín-piroxén hornblendit		
Mintavételi hely	Orotva, 6-os táró		Tarníța-patak		
Mintasám	VRG6706	VRG6706	VRG23b	VRG23b	VRG23b
Mérési pont	17	118/47	7	8	9
Főelemek (t%)					
SiO ₂	50,33	53,15	52,70	52,19	52,49
Al ₂ O ₃	5,07	4,32	2,35	2,86	2,36
TiO ₂	0,78	0,36	0,56	0,66	0,54
FeO ⁱ	9,47	10,50	8,30	8,57	8,17
MgO	13,46	16,17	14,20	14,45	14,46
MnO	0,27	0,43	0,23	0,21	0,20
CaO	21,06	12,91	20,27	19,66	20,00
Na ₂ O	0,97	0,67	0,42		
K ₂ O	0,02	0,16			
Összesen	101,43	98,68	98,61	98,61	98,22
Kationok 6 oxigénszámra					
Si	1,84	1,96	1,97	1,95	1,97
T Al ^{IV}	0,16	0,04	0,03	0,05	0,03
M1 Al ^{VI}	0,06	0,15	0,07	0,08	0,07
Σ Al	0,22	0,19	0,10	0,13	0,10
M1 Fe ³⁺	0,13				
M1 Fe ²⁺	0,15		0,12	0,10	0,10
M1 Mg ²⁺	0,63	0,84	0,79	0,81	0,81
M1 Ti ⁴⁺	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
M1 Mn ²⁺	0,01				
M2 Fe ²⁺		0,32	0,14	0,17	0,15
M2Mg ²⁺	0,11	0,05			
M2 Mn ²⁺		0,01	0,01	0,01	0,01
M2 Ca ²⁺	0,82	0,51	0,81	0,79	0,80
M2 Na ⁺	0,07	0,06			
Összesen	4,00	3,96	3,96	3,97	3,96
mg#	0,83	0,73	0,75	0,75	0,76
Q	1,71	1,73	1,86	1,86	1,87
J	0,14	0,11	0,00		
En	39,51	51,20	42,32	43,13	43,12
Wo	44,44	29,38	43,42	42,18	42,87
Fs	16,04	13,42	14,26	14,70	14,00
Ae	6,95				
Jd		5,79			
Ka	0,83	1,40	0,75	0,67	0,64
Nept	0,02				
Jo					
CaTi	4,28	2,09	3,29	3,83	3,16
CaTs	5,55	10,16	7,75	8,14	7,61
Ess	6,31				
F2F3					
Di	66,24	41,09	73,48	69,64	72,68
Hd					
En		5,61			
Fs	5,81		12,29	10,06	10,69
Fs-En	4,03	33,86	2,44	7,65	5,22

7. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus közeiben megjelenő klinopiroxének nyomelem összetétele

Kőzettípus	olivin-piroxén hornblendit							
Mintavételi hely	Tászk-patak							
Mintaszám	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b
Mérési pont	cpx-1	cpx-2	cpx-3	cpx-4	cpx-5	cpx-6	amph-2	amph-3
Nyomelemek (ppm)								
V	368,80	552,50	446,00	245,90	317,90	531,70	351,70	309,00
Cr	439,20	719,80	2505,00	2065,00	871,80	5363,00	192,40	1000,00
Ni	98,49	94,51	98,55	109,10	108,7	121,90	74,51	87,46
Rb	0,11	0,52	0,45	0,11	1,47	0,04	0,10	0,17
Sr	100,90	106,80	108,30	98,04	114,20	121,10	80,81	73,62
Y	13,59	13,70	16,42	13,70	20,84	15,30	15,97	14,26
Zr	59,31	58,72	132,50	81,83	212,30	110,00	89,99	88,36
Nb	0,71	0,48	1,52	0,29	1,58	0,94	0,60	0,57
Cs	0,30	0,39	0,25	0,24	0,42	0,16	0,21	0,27
Ba	4,33	7,34	5,69	0,33	4,81	0,68	0,64	0,61
La	3,21	3,13	5,62	5,52	9,15	7,49	6,20	5,83
Ce	14,36	16,72	21,89	19,05	25,17	25,16	21,87	20,27
Pr	2,82	2,55	3,41	2,90	4,01	3,97	3,30	3,02
Nd	15,53	14,83	18,26	14,77	20,65	22,09	18,86	16,69
Sm	4,40	4,83	5,19	4,21	7,58	5,51	5,99	5,09
Eu	1,50	1,83	1,74	1,41	1,88	1,62	1,66	1,67
Gd	4,17	3,86	5,59	4,72	6,24	4,92	4,81	4,84
Tb	0,60	0,62	0,65	0,53	0,87	0,66	0,59	0,77
Dy	3,06	3,57	4,39	3,36	4,15	3,46	4,62	4,30
Ho	0,55	0,56	0,56	0,62	0,88	0,78	0,79	0,63
Er	1,04	0,95	1,21	1,240	1,50	1,13	1,53	1,56
Tm	0,14	0,23	0,18	0,12	0,15	0,19	0,18	0,18
Yb	0,68	0,55	1,19	0,97	0,80	0,88	0,95	0,99
Lu	0,08	0,05	0,13	0,08	0,14	0,11	0,18	0,12
Hf	2,76	2,53	4,26	2,98	7,74	4,39	3,75	5,58
Ta	0,10	0,08	0,15	0,06	0,25	0,19	0,14	0,18
Pb	0,33	0,31	0,56	0,51	0,89	0,28	0,40	1,14
Th	0,01	0,06	0,02	0,07	0,21	0,13	0,25	0,12
U	0,00	0,03	0,06	0,01	0,67	0,02	0,06	0,01

7. Táblázat folytatása

Kőzettípus	olivín-piroxén hornblendit			plagioklász tartalmú piroxén hornblendit					
Mintavételi hely	Tászkok-patak			Orotva, 6-os tároló					
Mintaszám	VRG 23b	VRG 23b	VRG 23b	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706
Mérési pont	amph-4	cpx-7	cpx-8	cpx1 3	cpx1 4	cpx2 c1	cpx3	cpx2 c2	cpx4 c3
Nyomelemek (ppm)									
V	207,60	254,10	80,60	111,00	119,00	117,00	119,00	104,00	114,00
Cr	2498,00	176,80	122,80	38,00	53,00	79,00	49,00	58,00	55,00
Ni	80,15	124,10	73,30	73,30	83,40	92,00	52,30	78,50	86,50
Rb	0,15	0,45	0,03	0,20	0,20	0,27	0,19	0,21	1,08
Sr	102,90	34,97	24,57	237,00	235,00	237,00	253,00	218,00	209,00
Y	16,31	10,85	8,92	24,10	23,70	21,10	20,90	20,70	16,60
Zr	99,92	137,90	157,60	114,00	110,00	105,00	133,00	102,00	76,00
Nb	0,80	0,15	0,08	0,68	0,61	0,69	1,02	0,62	0,53
Cs	0,33	1,23	0,35	0,10	0,10	0,13	0,10	0,10	0,31
Ba	1,24	0,30	0,93	0,18	0,08	0,57	0,02	0,07	1,84
La	5,31	10,37	7,70	13,48	13,75	13,25	14,78	12,26	9,43
Ce	21,62	28,63	17,84	46,18	47,29	46,82	51,16	41,51	39,24
Pr	3,42	3,73	2,34	7,32	7,14	6,97	7,38	6,46	6,06
Nd	22,55	14,61	10,86	36,09	38,65	34,73	35,03	32,64	29,76
Sm	6,56	4,01	2,81	9,02	9,36	7,72	8,28	6,89	7,01
Eu	1,88	1,08	0,84	2,65	2,63	2,40	2,42	2,36	2,37
Gd	5,11	3,81	2,27	8,16	8,81	6,79	6,94	6,71	5,95
Tb	0,79	0,64	0,34	1,07	1,28	1,01	0,93	0,98	0,79
Dy	3,71	2,86	2,41	5,75	5,52	5,47	4,91	4,90	4,79
Ho	0,61	0,61	0,42	1,03	1,06	0,88	0,81	0,81	0,68
Er	1,22	1,33	1,07	2,37	2,15	1,97	2,00	1,90	1,60
Tm	0,23	0,14	0,11	0,26	0,31	0,26	0,24	0,22	0,22
Yb	1,26	1,48	0,87	1,96	1,95	1,65	1,75	1,65	1,31
Lu	0,08	0,16	0,11	0,27	0,23	0,20	0,21	0,21	0,16
Hf	4,23	3,90	3,16	3,89	4,04	3,70	4,59	3,32	2,93
Ta	0,23	0,04	0,00	0,12	0,12	0,10	0,18	0,12	0,07
Pb	0,06	0,04	1,19	0,07	0,13	0,27	0,07	0,10	1,90
Th	0,04	2,09	0,84	0,08	0,07	0,04	0,07	0,04	0,01
U	0,00	0,39	0,19	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01

8. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő amfibolok főelem összetétele

Kőzettípus	hornblendit			plagioklász tartalmú piroxén hornblendit			
Mintavételi hely	Felső Pietrăriei-patak			Orotva, 6-os tároló			
Ásvány	magnezio-hastingsit	magnezio-hastingsit	magnezio-hastingsit	magnesio-hastingsit	magnezio-hastingsit	ferro-pargazit	ferro-pargazit
Mintasza	VRG-6547	VRG-6547	VRG-6547	VRG-6706	VRG-6706	VRG-6706	VRG-6706
Mérési pont	21/1	22/2	24/1	17/38	19/1	18/12	18/23
Főelemek (t%)							
SiO ₂	38,30	38,44	37,59	40,74	40,70	40,68	40,20
Al ₂ O ₃	12,56	12,93	11,78	13,69	12,53	12,98	12,53
FeO ^t	15,86	16,01	15,56	1,16	18,83	16,40	17,49
MgO	9,85	10,22	10,90	17,16	9,25	9,86	9,31
MnO	0,33	0,28	0,22	10,21	0,48	0,41	0,52
CaO	11,60	11,62	11,85	0,35	11,29	11,34	11,32
Na ₂ O	2,30	2,62	2,33	11,67	2,04	2,57	2,44
K ₂ O	1,25	1,39	1,30	2,38	1,89	1,64	1,66
TiO ₂	4,32	3,06	1,84	1,55	2,03	3,39	3,04
Összesen	96,36	96,57	93,36	98,91	99,04	99,27	98,53
Kationok 23 oxigénszámra							
T Si	5,89	5,89	5,95	6,05	6,09	6,06	6,06
T Al ^{IV}	2,11	2,11	2,06	1,96	1,91	1,94	1,94
C Al ^{VI}	0,16	0,23	0,14	0,44	0,29	0,34	0,29
Σ Al	2,28	2,34	2,20	2,39	2,21	2,28	2,23
C Ti ⁴⁺	0,50	0,35	0,22	0,13	0,23	0,38	0,35
C Fe ²⁺	1,83	1,86	1,61	1,56	1,76	2,18	2,23
C Fe ³⁺	0,21	0,19	0,45	0,57	0,59	0,00	0,00
C Mg ²⁺	2,26	2,34	2,57	2,26	2,06	2,10	2,11
C Mn ²⁺	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07	0,07
B Ca ²⁺	1,91	1,91	2,01	1,86	1,81	1,85	0,00
B Na ⁺	0,09	0,00	0,00	0,15	0,19	0,15	0,16
A Na ⁺	0,59	0,78	0,74	0,54	0,40	0,57	0,57
A K ⁺	0,24	0,27	0,26	0,29	0,36	0,36	0,32
Összesen	15,84	15,98	16,03	15,98	15,76	16,00	16,00
mg#	0,55	0,56	0,62	0,59	0,54	0,49	0,49

* Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

8. Táblázat folytatása*

Kőzettípus	olivin- piroxén hornblendit	plagioklász-tartalmú hornblendit		plagioklász tartalmú piroxén hornblendit				
Mintavételi hely	Orotva	Felső Pietrăriei-patak		Orotva, 6-os táró				
Ásvány	pargazit I.	pargazit I.	pargazit I.	pargazit I.	pargazit II.	pargazit II.	pargazit II.	pargazit II.
Mintasám	VRG-23a	VRG-6547	VRG-6547	VRG-6706	VRG-6706	VRG-6706	VRG-6706	VRG-6706
Mérési pont	1	21/20	22/39	118/1	118/9	118/30	17/6	17/35
Főelemek (t%)								
SiO ₂	40,48	38,03	38,85	40,35	40,97	41,54	40,48	42,00
Al ₂ O ₃	12,43	12,96	11,91	12,78	12,41	13,41	12,59	13,43
FeO ^t	10,21	13,89	15,59	15,28	14,19	2,60	3,06	0,22
MgO	14,17	10,92	10,72	10,42	11,27	13,24	16,75	17,70
MnO	0,18	0,28	0,28	0,41	0,30	11,57	9,79	9,67
CaO	12,83	11,99	11,59	11,78	11,79	0,30	0,43	0,38
Na ₂ O	2,64	2,09	2,23	2,83	2,73	11,86	11,23	12,24
K ₂ O	1,09	1,22	1,44	1,32	1,43	2,90	2,72	2,04
TiO ₂	3,72	4,26	2,86	4,08	3,89	1,33	1,47	0,83
Összesen	97,76	95,65	95,46	99,25	98,99	98,75	98,53	98,52
Kationok 23 oxigénszámra								
T Si	5,99	5,84	5,99	6,02	6,09	6,13	6,08	6,24
T Al ^{IV}	2,01	2,16	2,01	1,99	1,92	1,87	1,92	1,76
C Al ^{VI}	0,16	0,19	0,16	0,26	0,26	0,47	0,31	0,59
Σ Al	0,00	2,35	2,17	2,25	2,17	2,34	2,23	2,35
C Ti ⁴⁺	0,41	0,49	0,33	0,46	0,44	0,29	0,35	0,03
C Fe ²⁺	1,26	1,80	2,01	1,91	1,77	1,64	1,86	1,71
C Fe ³⁺	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,24	0,49
C Mg ²⁺	3,13	2,53	2,49	2,32	2,51	2,55	2,19	2,14
C Mn ²⁺	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05
B Ca ²⁺	2,00	1,99	1,93	1,89	1,79	1,88	1,81	1,95
B Na ⁺	0,00	0,00	0,00	0,11	0,12	0,12	0,19	0,05
A Na ⁺	0,79	0,63	0,67	0,71	0,68	0,71	0,60	0,54
A K ⁺	0,21	0,24	0,29	0,25	0,27	0,25	0,28	0,16
Összesen	15,99	15,91	15,93	16,00	16,00	16,07	16,07	15,74
mg#	0,71	0,58	0,55	0,55	0,59	0,61	0,54	0,56

* Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

8. Táblázat folytatása*

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit						plagioklász tartalmú piroxén hornblendit	
Mintavételi hely	Felső Pietrăriei-patak						Orotva, 6-os táró	
Ásvány	kaersutit						kaersutit	
Mintaszám	VRG-6547						VRG-6706	
Mérési pont	21/19	21/24	22/17	22/11	22/9	24/14	118/6	118/54
Főelemek (t%)								
SiO ₂	37,97	37,42	38,05	38,03	38,26	36,66	40,57	40,35
Al ₂ O ₃	13,07	13,10	12,88	12,84	12,83	12,63	12,70	12,57
FeO ^t	12,91	14,09	14,34	14,50	14,88	14,34	14,48	14,53
MgO	11,18	10,51	10,39	10,34	10,39	10,38	10,94	10,50
MnO	0,27	0,33	0,28	0,29	0,25	0,22	0,29	0,36
CaO	11,97	11,82	11,71	11,76	11,63	11,51	11,68	11,60
Na ₂ O	1,93	3,02	2,79	2,76	2,81	2,77	2,87	2,86
K ₂ O	1,28	1,37	1,29	1,29	1,27	1,33	1,33	1,30
TiO ₂	5,04	4,58	4,69	4,63	4,51	4,45	4,56	4,46
Összesen	95,61	96,24	96,43	96,43	96,84	94,29	99,41	98,52
Kationok 23 oxigénszámra								
T Si	5,82	5,76	5,85	5,85	5,86	5,78	6,01	6,04
T Al ^{IV}	2,18	2,24	2,15	2,15	2,14	2,23	1,99	1,97
C Al ^{VI}	0,18	0,14	0,18	0,17	0,17	0,12	0,23	0,25
Σ Al	2,36	2,38	2,33	2,33	2,31	2,34	2,22	2,22
C Ti ⁴⁺	0,58	0,53	0,54	0,54	0,52	0,53	0,51	0,50
C Fe ²⁺	1,56	1,75	1,84	1,87	1,90	1,67	1,80	1,83
C Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00
C Mg ²⁺	2,55	2,41	2,38	2,37	2,37	2,43	2,43	2,36
C Mn ²⁺	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05
B Ca ²⁺	1,97	1,95	1,93	1,94	1,91	1,94	1,87	1,87
B Na ⁺	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,14	0,13
A Na ⁺	0,54	0,85	0,83	0,82	0,83	0,78	0,69	0,71
A K ⁺	0,25	0,27	0,25	0,25	0,25	0,27	0,25	0,25
Összesen	15,70	16,00	15,99	16,00	15,99	16,00	16,00	16,00
mg#	0,62	0,58	0,56	0,56	0,56	0,59	0,57	0,56

* Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

9. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő amfibolok nyomelem összetétele

Kőzettípus	olivín-piroxén hornblendit						plagioklász-tartalmú hornblendit	
Mintavételi hely	Tászkok-patak		Felső Pietrăriei-patak				Felső Pietrăriei-patak	
Mintaszám	VRG23b	VRG23b	VRG7	VRG7	VRG7	VRG7	VRG 6547	VRG 6547
Mérési pont	amph-5	amph-6	amph-1	amph-2	amph-3	amph-5	amp21-1	amp21-2
Típus	interkumulusz						kumulusz	
Nyomelemek (ppm)								
V	424,00	383,30	259,90	194,70	303,40	139,70	331,40	342,60
Cr	512,40	257,70	1226,00	551,00	945,10	1004,00	107,80	72,37
Ni	147,20	157,70	141,20	110,90	95,14	120,30	61,36	52,94
Rb	20,65	7,50	0,10	0,04	0,02	0,48	7,67	9,84
Sr	312,60	348,50	82,80	91,56	79,49	90,97	1018,00	1020,00
Y	13,40	18,50	13,29	10,21	9,74	8,50	27,00	26,17
Zr	114,80	102,20	102,50	65,74	48,97	51,88	171,60	176,90
Nb	13,27	28,54	0,45	0,21	0,23	0,14	75,25	76,25
Cs	0,20	0,32	0,33	0,39	0,30	0,33	0,35	0,32
Ba	155,70	285,20	0,80	1,99	0,23	3,84	578,30	578,30
La	15,16	12,92	6,05	4,96	4,84	3,78	24,21	22,33
Ce	38,34	34,24	20,45	16,15	15,62	14,65	74,67	68,96
Pr	4,41	5,17	3,27	2,52	2,48	2,28	10,25	9,04
Nd	19,17	24,97	17,24	13,40	11,49	11,39	47,98	46,56
Sm	4,13	4,26	5,40	4,02	3,20	2,78	10,46	11,07
Eu	1,45	1,96	1,43	1,09	1,13	0,92	3,77	3,20
Gd	4,01	4,91	4,68	3,17	3,26	2,01	9,56	7,39
Tb	0,53	0,86	0,57	0,52	0,45	0,32	1,19	1,26
Dy	3,12	3,52	2,78	2,20	2,65	1,87	6,43	6,54
Ho	0,55	0,72	0,53	0,54	0,47	0,30	0,99	1,15
Er	1,05	1,53	1,13	0,82	1,11	0,61	2,13	2,30
Tm	0,15	0,19	0,16	0,15	0,12	0,08	0,27	0,29
Yb	0,86	0,70	0,73	0,79	0,80	0,39	1,71	1,46
Lu	0,13	0,13	0,08	0,06	0,12	0,07	0,30	0,21
Hf	3,92	3,57	4,64	2,73	1,98	1,94	4,83	5,08
Ta	0,48	1,61	0,14	0,07	0,07	0,06	2,84	3,02
Pb	1,99	1,10	0,07	0,57	0,13	0,17	0,96	0,61
Th	0,24	0,11	0,21	0,14	0,15	0,09	0,11	0,09
U	0,07	0,04	0,06	0,03	0,04	0,05	0,02	0,00

9. Táblázat folytatása

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit					plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit						
Mintavételi hely	Felső Pietrăriei-patak					Orotva, 6-os táró						
Mintasza	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706
Mérési pont	am23-2	ampX-1	ampX-2	am24-1	am24-2	am19-1	am19-2	am18-1	am18-2	am118-1	am118-2	am118-3
Típus	kumulusz											
Nyomelemek (ppm)												
V	358,80	365,50	313,20	295,70	359,90	303,90	360,80	274,40	264,20	290,80	277,80	273,00
Cr	48,42	80,90	57,93	87,35	103,80	56,22	48,53	50,38	44,23	32,88	37,39	44,14
Ni	106,70	63,24	47,44	102,20	74,69	61,03	77,32	61,67	89,27	63,24	27,89	70,30
Rb	9,53	8,03	9,61	11,66	9,09	11,21	13,13	12,17	12,19	11,66	10,90	11,92
Sr	1208,00	1213,00	1098,00	1368,00	1151,00	1691,00	1741,00	1550,00	1552,00	1684,00	1856,00	1805,00
Y	28,60	28,44	27,32	33,77	29,99	25,50	26,79	23,17	22,88	29,90	34,30	32,01
Zr	186,70	180,60	202,10	213,40	227,50	336,60	370,60	315,30	249,20	355,60	423,60	560,10
Nb	99,08	86,00	103,00	101,20	79,25	156,10	154,80	145,70	157,90	152,10	167,50	157,20
Cs	0,08	0,13	0,27	0,39	0,25	0,23	0,47	0,50	0,30	0,21	0,39	0,21
Ba	707,00	662,10	542,50	674,20	571,20	1122,00	1200,00	1066,00	949,70	894,30	1142,00	1210,00
La	32,34	26,95	31,22	27,60	25,71	50,84	53,78	45,82	39,66	46,99	55,31	60,88
Ce	107,00	90,54	97,87	107,70	83,34	154,90	151,90	139,40	168,00	125,40	145,70	121,40
Pr	13,42	11,72	12,84	13,78	11,45	15,36	15,73	13,59	15,04	14,10	15,13	13,87
Nd	57,82	56,24	56,91	56,64	51,93	52,22	55,91	53,18	51,89	55,70	65,02	54,50
Sm	13,36	9,34	11,67	13,59	11,51	8,20	8,89	7,97	8,81	10,16	11,23	7,58
Eu	3,56	3,49	3,82	4,21	3,57	2,76	2,65	2,79	3,19	3,23	2,90	2,81
Gd	9,00	9,61	9,36	11,77	9,27	6,93	7,88	6,00	6,78	8,98	10,20	8,57
Tb	1,29	1,41	1,18	1,61	1,27	0,83	0,87	0,97	1,17	1,04	0,97	0,89
Dy	6,84	6,53	5,99	8,29	6,43	5,52	5,10	4,65	5,88	6,28	5,38	6,45
Ho	0,88	1,16	1,22	0,81	1,07	1,18	0,98	1,17	0,94	1,11	1,47	0,98
Er	2,39	3,00	2,62	3,23	2,07	2,46	1,83	1,89	2,58	2,34	2,33	2,17
Tm	0,32	0,31	0,33	0,40	0,36	0,23	0,33	0,30	0,27	0,37	0,54	0,43

Yb	1,67	1,52	1,54	2,27	1,34	3,25	2,37	2,23	2,74	2,43	3,93	2,20
Lu	0,34	0,20	0,14	0,30	0,19	0,36	0,35	0,31	0,41	0,41	0,64	0,52
Hf	5,00	5,07	5,07	5,73	5,03	7,49	9,10	6,90	6,49	8,67	11,47	13,50
Ta	3,98	3,85	3,96	3,82	2,83	1,89	2,00	2,00	2,77	2,91	2,83	1,78
Pb	1,49	0,42	0,33	1,38	0,77	0,82	2,15	0,77	1,09	0,70	0,43	1,21
Th	0,05	0,13	0,17	0,05	0,16	0,13	0,11	0,11	0,06	0,10	0,13	0,19
U	0,07	0,02	0,00	0,06	0,02	0,03	0,00	0,04	0,05	0,02	0,03	0,00

10. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus közeteiben megjelenő plagioklász földpátok főelem összetétele*

Kőzettípus	hornblendit		hornblendit											
Mintavételi hely	Alsó Tarnica-patak		Felső Pietrăricei-patak											
Mintasza	VRG-6756		VRG-6547											
Mérési pont	1	2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Főelemek (tf%)														
SiO ₂	63,78	64,95	58,52	57,49	57,00	57,21	57,28	57,28	57,85	60,31	59,31	58,22	58,97	58,92
Al ₂ O ₃	21,26	20,25	24,51	25,42	24,59	25,17	25,75	25,15	24,89	25,17	24,11	24,82	24,96	24,57
TiO ₂	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,27	0,15	0,20	0,31	0,28	0,29	0,31	0,26	0,30	0,14	0,22	0,28	0,31	0,27
MgO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,99	0,34	4,89	6,16	5,31	6,15	5,75	6,15	6,05	3,12	4,89	5,85	5,03	5,19
Na ₂ O	11,03	11,42	7,22	7,87	7,66	7,81	7,34	7,94	7,95	7,59	7,10	7,92	8,01	6,90
K ₂ O	0,10	0,05	2,01	0,16	0,83	0,27	0,73	0,26	0,09	1,60	2,51	0,38	0,32	2,01
Összesen	97,50	97,21	97,35	97,41	95,67	96,92	97,16	97,04	97,13	97,93	98,14	97,47	97,60	97,86
Kationok 8 oxigénszámra														
Si	2,88	2,93	2,68	2,63	2,66	2,63	2,63	2,63	2,65	2,72	2,70	2,66	2,68	2,69
Al	1,13	1,08	1,32	1,37	1,35	1,36	1,39	1,36	1,34	1,34	1,29	1,33	1,33	1,32
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,02	0,24	0,30	0,26	0,30	0,28	0,30	0,29	0,15	0,23	0,28	0,24	0,25
Na	0,97	1,00	0,64	0,69	0,69	0,69	0,65	0,70	0,70	0,66	0,62	0,70	0,70	0,61
K	0,01	0,00	0,11	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,00	0,09	0,14	0,02	0,01	0,01
Összesen	5,04	5,03	5,00	5,01	5,00	4,99	4,99	5,00	4,98	4,96	4,98	4,99	4,96	4,88
An	4,90	2,00	24,03	29,91	26,00	29,84	28,89	29,52	29,44	16,63	23,59	28,34	25,27	25,86
Ab	94,20	98,00	64,21	69,16	68,00	68,59	66,74	68,99	70,03	73,21	61,98	69,46	72,82	62,22
Or	1,00	0,00	11,75	0,91	4,89	1,55	4,35	1,47	0,51	10,14	14,41	2,18	1,90	11,91

* Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

11. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő biotitok főelem összetétele*

Kőzettípus	plagioklász tartalmú piroxén hornblendit			hornblendit							
Mintavételi hely	Orotva, 6-os táró			Alsó Tarnica-patak							
Mintaszaám	VRG-6706			VRG-6756							
Mérési pont	115/1	115/2	117/1	58/1	58/2	58/13	58/14	58/15	58/16	58/18	58/19
Főelemek (tf%)											
SiO ₂	36,09	35,79	38,62	35,78	36,41	34,81	35,68	33,74	35,53	35,4	34,76
Al ₂ O ₃	15,93	15,49	15,99	15,88	15,27	15,7	15,39	15,68	15,53	15,71	15,84
TiO ₂	0,87	0,36	1,14	1,05	1,11	1,36	1,10	1,08	1,10	1,07	1,02
FeO ^t	16,70	18,07	16,96	16,98	16,72	16,77	16,77	17,19	16,98	16,98	17,19
MgO	13,64	16,84	14,24	13,97	14,49	13,88	14,43	13,71	13,90	14,13	13,98
MnO	0,33	0,42	0,34	0,24	0,34	0,37	0,32	0,40	0,36	0,34	0,39
CaO	0,09	0,04	0,00	0,02	0,00	0,28	0,02	0,07	0,04	0,03	0,031
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,10	0,11	0,09	0,09	0,10	0,07	0,06	0,08
K ₂ O	9,21	5,89	10,74	9,99	9,95	9,63	9,95	9,54	9,78	9,85	9,89
Összesen	92,91	92,94	98,08	94,01	94,40	92,91	93,76	91,52	93,34	93,58	93,18
Kationok 22 oxigénszámra											
Si	5,58	5,47	5,67	5,51	5,57	5,43	5,50	5,36	5,51	5,48	5,42
Ti	0,10	0,04	0,13	0,12	0,13	0,16	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
Al	2,9	2,79	2,77	2,88	2,75	2,88	2,79	2,94	2,83	2,86	2,91
Fe ²⁺	2,16	2,31	2,08	2,19	2,14	2,18	2,16	2,28	2,20	2,19	2,24
Mn	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
Mg	3,14	3,84	3,12	3,21	3,30	3,22	3,32	3,25	3,22	3,25	3,25
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02
K	1,82	1,15	2,01	1,96	1,94	1,91	1,96	1,93	1,93	1,94	1,96
Összesen	15,77	15,67	15,83	15,92	15,91	15,88	15,91	15,97	15,87	15,89	15,99
mg#	0,59	0,62	0,6	0,59	0,61	0,6	0,61	0,59	0,59	0,6	0,59
Al(IV)	2,42	2,53	2,33	2,49	2,43	2,56	2,49	2,63	2,48	2,52	2,58
Al(VI)	0,49	0,26	0,44	0,38	0,32	0,31	0,30	0,30	0,35	0,34	0,33

* Pál-Molnár (1998) PhD értekezés

12. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteiben megjelenő titanitok nyomelem összetétele

Kőzettípus	plagioklász tartalmú piroxén hornblendit		plagioklász-tartalmú hornblendit		
Mintaszám	VRG6706	VRG6706	VRG6706	VRG6547	VRG6547
Mintavételi hely	Orotva, 6-os tároló		Felső Pietrăriei-patak		
Mérési pont	ttn 1	ttn 2	ttn 3	ttn1 r2	ttn1 r3
Nyomelemek (ppm)					
V	312,00	365,80	336,10	425,20	378,40
Cr	21,07	20,70	19,87	35,77	35,08
Ni	5,00	5,23	5,11	5,15	5,89
Rb	0,25	0,26	0,25	0,27	1,28
Sr	797,20	627,10	607,90	299,20	312,70
Y	788,10	824,70	791,00	416,60	710,10
Zr	5305,00	3718,00	3861,00	2190,00	2882,00
Nb	5609,00	3896,00	3979,00	1428,00	2026,00
Cs	0,10	0,11	0,10	0,10	0,11
Ba	0,15	0,05	0,05	2,13	7,64
La	2401,00	1659,00	1541,00	651,60	868,20
Ce	4834,00	4186,00	3861,00	1956,00	2308,00
Pr	504,50	479,80	454,50	233,60	314,40
Nd	1791,00	1898,00	1792,00	1002,00	1539,00
Sm	261,90	306,80	293,20	186,90	316,40
Eu	78,32	90,61	89,63	65,23	91,52
Gd	192,40	231,40	219,90	139,50	257,00
Tb	28,11	31,90	30,30	18,26	35,09
Dy	151,30	171,10	165,00	94,07	174,40
Ho	28,36	30,21	28,98	14,65	28,57
Er	72,54	74,68	72,77	36,26	63,22
Tm	9,72	9,46	9,59	4,26	7,48
Yb	58,37	57,63	56,45	26,91	42,42
Lu	6,07	6,09	6,13	2,96	4,50
Hf	151,50	98,08	109,30	53,36	84,03
Ta	261,90	227,30	257,40	87,55	176,50
Pb	4,22	3,17	2,52	14,52	18,40
Th	132,30	70,63	66,75	58,03	114,20
U	14,38	10,65	10,53	10,70	12,02
Eu/Eu*	1,02	1,00	1,04	1,19	0,95

13.Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kőzeteinek fő és nyomelem geokémiai összetétele

Kőzettípus	olivín-piroxén hornblendit		plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit							
Mintavételi hely	Felső Tarnica-patak	Alsó Tarnica-patak	Ursui-domb	Alsó Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak	Fülöp-patak	Orotva, 6-os táró	Felső Pietrăriei-patak	Felső Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak
Mintasám	VRG-6749	VRG-6757	VRG-6710	VRG-6713	VRG-7452	VRG-7450	VRG-6706	VRG-6546	VRG-7432	VRG-7428
Főelemek (t%)										
SiO ₂	43,46	44,07	42,18	40,15	31,39	33,09	32,36	39,41	35,11	35,51
Al ₂ O ₃	9,47	9,00	13,96	12,60	8,78	11,13	9,88	12,86	11,35	11,36
TiO ₂	3,35	2,07	4,12	4,15	5,67	4,07	5,25	9,00	4,81	4,91
Fe ₂ O ₃	2,90	2,35	2,81	3,29	2,25	1,59	4,24	3,05	1,94	1,78
FeO	11,77	10,11	10,61	13,02	20,19	14,29	16,89	11,49	17,44	16,02
MgO	16,82	16,40	10,59	10,57	9,23	6,68	9,06	9,65	9,30	10,26
MnO	0,17	0,19	0,19	0,25	0,32	1,04	0,26	0,23	0,26	0,23
CaO	11,44	10,84	9,07	12,88	15,49	11,06	13,55	11,55	12,64	12,83
Na ₂ O	1,17	1,33	2,77	2,37	1,21	2,08	1,77	2,54	1,85	1,81
K ₂ O	0,54	1,04	3,29	1,43	0,73	4,94	1,38	1,60	1,41	1,47
P ₂ O ₅					3,15	2,03	2,72		2,19	1,95
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
LOI					1,46	7,65	2,60		1,26	1,27
Összesen	101,09	97,47	99,60	100,74	99,88	99,65	99,96	101,40	99,55	99,42
CIPW normák										
or	1,41	6,23	5,86				9,34			
ab	8,88	5,75	0,00				17,12			
an	19,78	15,68	15,73	19,35	16,58	6,94	1,89	19,30	18,76	18,83
lc			10,50	6,59	3,45	24,86		7,57	6,63	6,92
ne	0,53	3,05	12,55	10,78	5,62	10,34	5,57	11,87	8,60	8,44
Di wo	15,35	16,19	12,02	18,42	17,80	16,56		16,34	13,30	14,34
Di en	10,66	10,85	7,59	11,16	9,12	8,27		9,97	7,23	8,48
Di fs	3,40	4,10	3,66	6,23	8,21	7,93		5,44	5,59	5,13
Hy en							11,38			
Hy fs							9,69			
Ol fo	21,86	21,46	13,02	10,56	10,00	6,90	10,18	10,25	11,46	12,33
Ol fa	7,70	8,94	6,94	6,51	9,94	7,31	9,57	6,18	9,79	8,23
ol	29,56	30,40	19,96	17,07	19,94	14,21	19,75	16,43	21,25	20,56
mt	4,10	3,77	4,38	4,72	6,68	5,08	7,04	4,79	5,77	5,42
il	6,34	3,98	7,74	7,83	10,82	8,39	11,42	8,74	9,29	9,50
ap	0,00	0,00	0,00	0,00	6,98	4,82	6,80	0,00	4,86	4,31
D.I.	10,82	15,03	28,91	17,37	9,07	35,20	32,03	19,44	15,23	15,36
S.I.	50,66	52,51	35,22	34,45	27,46	22,59	27,17	34,06	29,12	32,74
mg#	0,74	0,74	0,63	0,61	0,45	0,45	0,53	0,59	0,49	0,53

13. Táblázat folytatása

Kőzettípus	olivín-piroxén hornblendit		plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit							
Mintavételi hely	Felső Tarnica-patak	Alsó Tarnica-patak	Ursui-domb	Alsó Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak	Fülöp-patak	Orotva, 6-os táró	Felső Pietrăriei-patak	Felső Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak
Mintasám	VRG-6749	VRG-6757	VRG-6710	VRG-6713	VRG-7452	VRG-7450	VRG-6706	VRG-6546	VRG-7432	VRG-7428
Nyomelemek (ppm)										
Be	0,24	0,67	1,30	1,11				1,07		
Sc	29,76	22,76	20,97	20,42	22,40	11,90	24,00	21,32	31,20	37,70
V	248,15	144,14	261,97	250,00	202,90	240,60	356,00	252,53	346,80	338,40
Cr	509,44	487,90	94,09	221,79	2,50	27,40		170,65	22,90	231,40
Co	76,81	63,25	52,14	46,46			63,20	46,47		
Ni	390,03	355,06	107,33	116,29	24,60	28,90	28,00	91,65	36,50	81,00
Cu	141,71	131,82	16,86	41,27	63,00	9,00	57,80	44,34	38,10	51,10
Zn	90,05	108,59	131,49	156,55	278,20	391,80	142,00	146,66	208,90	189,80
Sr	267,93	191,86	560,30	645,63	1144,30	742,70	777,50	692,49	872,80	824,70
Ba	139,34	165,13	754,20	363,33	788,40	1023,00	418,00	441,55	514,20	489,30
Rb	11,27	45,59	199,25	38,88	63,60	219,40	28,80	60,12	31,00	28,10
Zr	54,50	109,08	199,45	179,10	358,00	470,30	159,60	169,36	214,80	215,30
Pb	4,40	11,17	16,70	3,42	4,20	10,60	2,60	3,02	4,50	7,60
Nb	37,27	34,70	94,62	78,83	154,30	201,00	48,40	79,24	78,50	81,90
Y	12,58	12,09	18,69	24,50	61,30	150,60	36,30	23,90	42,10	42,30
Hf	9,27	8,05	5,02	10,15			4,90	6,91		
Mo	13,98	2,22	<1,761	22,90			1,40	2,55		
S	353,44	234,13	156,66	210,50				313,35		
La	10,97	19,19	43,25	36,79	194,30	153,10	71,40	35,06	71,70	65,30
Ce	18,72	34,64	80,58	86,44	327,50	383,80	155,30	79,60	150,90	142,80
Nd	19,82	24,43	38,99	51,37	128,90	219,30	88,20	45,68	81,10	82,70
Sm	5,14	4,51	8,29	11,75			17,32	11,34		
Eu	1,88	1,19	2,53	3,26			5,18	3,40		
Gd							15,33			
Dy	3,33	3,89	4,20	6,21			8,89	6,12		
Lu							0,31			
Yb	2,22	2,12	2,91	3,28			2,21	3,18		
U					0,40	1,90		1,00	1,60	
Th					7,20	20,10	2,70		4,00	2,20
ΣREE	104,42	124,82	220,41	244,02	734,40	918,70	452,57	229,60	377,00	370,80

13. Táblázat folytatása

Kőzettípus	olivín-piroxén hornblendit		plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit							
Mintavételi hely	Felső Tarnica-patak	Alsó Tarnica-patak	Ursui-domb	Alsó Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak	Fülöp-patak	Orotva, 6-os táró	Felső Pietrăriei-patak	Felső Tarnica-patak	Felső Tarnica-patak
Mintaság	VRG-6749	VRG-6757	VRG-6710	VRG-6713	VRG-7452	VRG-7450	VRG-6706	VRG-6546	VRG-7432	VRG-7428
Nyomelem arányok										
La/Ce	0,58	0,55	0,54	0,43	0,59	0,40	0,46	0,44	0,47	0,46
Nb/La	3,40	1,81	2,18	2,14	0,79	1,31	0,68	2,26	1,10	1,25
Zr/Nb	1,46	3,14	2,11	2,27	2,32	2,34	3,30	2,14	2,74	2,63
La/Sm	2,13	4,25	5,22	3,13			4,12	3,09		
Ce/Yb	8,43	16,34	27,69	26,35			70,27	25,03		
Zr/Hf	5,88	13,55	39,73	17,64			32,57	24,51		
Rb/Nb	0,30	1,31	2,11	0,49	0,41	1,09	0,59	0,76	0,40	0,34
K/Rb	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74
Ti/V	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99
K/Nb	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27
Ce/Y	1,50	2,90	4,30	3,50	5,30	2,50	4,30	3,30	3,6	3,4
Ce/Pb	4,30	3,10	4,80	25,30	78,00	36,20	59,70	26,30	33,5	18,8
La/Yb	4,94	9,05	14,86	11,22			32,31	11,02		
Nb/Y	2,96	2,87	5,06	3,22	2,52	1,33	1,33	3,31	1,86	1,94
La/Sm	2,13	4,25	5,22	3,13			4,12	3,09		
Sm/Yb	2,31	2,13	2,85	3,58			7,84	3,57		
La/Y	0,87	1,59	2,31	1,50	3,17	1,02	1,97	1,47	1,70	1,54
Rb/Zr	0,21	0,42	0,99	0,22	0,18	0,47	0,18	0,35	0,14	0,13
Y/Nb	0,34	0,35	0,20	0,31	0,40	0,75	0,75	0,30	0,54	0,52
Zr/Y	4,33	9,02	10,67	7,31	5,84	3,12		7,09	5,10	5,09
Nd/Pb	4,51	2,19	2,33	15,02	30,70	20,69		15,12	18,02	10,88
Ba/Nb	3,74	4,76	7,97	4,61	5,11	5,09	8,64	5,57	6,55	5,97
Y/Nb	0,06	0,06	0,03	0,042	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00

* VRG-6749, VRG-6757, VRG-6710, VRG-6713, VRG-6546-Stockholmi Egyetem Földtudományi kara

**VRG-7452, VRG-7450, VRG-7432, VRG-7428- Edinboroughi Egyetem Földtudományok Iskolája

***VRG-6706- ACME Labs

13. Táblázat folytatása

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit								
Mintavételi hely	Alsó Tarnica-patak	Felső Pietrăricei-patak	Alsó Tarnica-patak	Fülöp-patak	Éles-patak	Fülöp-patak	Fülöp-patak	Csibi-Jakab-patak	Alsó Tarnica, 25-ös táró
Mintasám	VRG-6745	VRG-6547	VRG-6755	VRG-7431	VRG-7433	VRG-7434	VRG-7436	VRG-7451	VRG-7453
Főelemek (t%)									
SiO ₂	43,30	36,43	35,71	31,59	37,31	45,40	42,95	39,67	35,74
Al ₂ O ₃	14,41	11,13	11,53	8,01	12,05	15,46	15,16	11,78	11,80
TiO ₂	4,52	4,93	4,82	6,90	4,40	3,50	3,68	3,68	4,29
Fe ₂ O ₃	3,13	3,68	3,66	2,30	1,75	1,18	1,29	1,56	1,82
FeO	11,89	14,32	14,34	20,69	15,72	10,60	11,60	14,00	16,37
MgO	9,65	9,54	10,63	8,88	9,69	5,77	6,60	10,19	8,29
MnO	0,22	0,26	0,29	0,33	0,41	0,16	0,18	0,39	0,35
CaO	10,36	12,44	11,30	14,26	12,63	8,49	9,06	11,67	12,88
Na ₂ O	2,59	2,12	1,91	1,15	1,60	4,00	3,40	2,35	1,86
K ₂ O	3,29	1,38	2,10	0,90	1,45	2,41	2,60	1,69	2,04
P ₂ O ₅		1,32	1,22	2,85	0,75	0,86	0,85	0,72	2,77
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
LOI		2,30	2,30	1,35	2,02	2,00	2,28	2,04	1,24
Összesen	103,37	99,87	99,82	99,20	99,77	99,84	99,66	99,74	99,50
CIPW normák									
or	5,81					13,73	15,77	2,56	
ab	0,00	17,40	17,07			7,37	9,01		
an	17,35			14,28	21,89	16,41	18,86	16,93	18,08
lc	10,21	6,65	9,99	4,26	6,88	0,00		6,01	9,63
ne	11,48	10,09	8,97	5,37	7,50	13,63	11,09	11,00	8,66
Di wo	13,52	19,46	13,81	17,04	16,32	8,04	9,26	15,84	12,69
Di en	8,43	11,22	8,20	8,92	9,29	5,54	5,30	9,41	6,67
Di fs	4,26	7,32	4,89	0,62	6,30	1,84	3,54	5,60	5,64
Hy en									
Hy fs									
Ol fo	10,44	9,48	13,34	9,60	10,85	15,95	8,14	11,64	10,08
Ol fa	5,82	6,83	8,78	9,05	8,12	5,85	5,99	7,65	9,41
ol	16,26	16,31	22,12	18,65	18,97	21,80	14,13	19,29	19,49
mt	4,39	5,54	5,45	7,13	5,25	3,44	3,98	4,62	5,37
il	8,31	9,73	9,39	13,37	8,55	6,39	7,17	7,14	8,29
ap	0,00	0,05	2,73	6,34	1,18	1,81	1,89	1,61	6,14
D.I.	27,50	34,14	36,03	9,63	14,38	34,73	35,87	19,57	18,29
S.I.	31,59	30,73	32,57	26,17	32,07	24,08	25,89	34,20	27,29
mg#	0,61	0,54	0,57	0,43	0,52	0,49	0,50	0,57	0,47

13. Táblázat folytatása

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit								
Mintavételi hely	Alsó Tarnica-patak	Felső-Pietrăricei-patak	Alsó Tarnica-patak	Fülöp-patak	Éles-patak	Fülöp-patak	Fülöp-patak	Csibi-Jakab-patak	Alsó Tarnica, 25-ös táró
Mintaszám	VRG-6745	VRG-6547	VRG-6755	VRG-7431	VRG-7433	VRG-7434	VRG-7436	VRG-7451	VRG-7453
Nyomelemek (ppm)									
Be	1,29	1,00	1,00						
Sc	19,16	25,00	31,00	29,20	28,90	16,60	15,40	26,90	28,10
V	250,02	324,00	318,00	418,60	275,00	250,20	275,70	319,60	239,90
Cr	69,74			2,70	31,30	37,10	73,20	13,60	354,50
Co	46,70	56,60	52,60						
Ni	88,49	114,00	92,00	32,50	59,00	42,30	54,10	35,90	157,10
Cu	44,04	45,00	34,50	55,30	12,60	35,00	51,20	39,30	16,50
Zn	141,97	119,00	154,00	221,50	298,90	132,00	141,40	247,30	236,40
Sr	633,29	899,40	869,70	657,10	1176,00	1201,80	1011,40	988,90	765,30
Ba	1104,76	476,00	669,00	317,80	683,30	709,90	803,20	298,90	775,20
Rb	198,87	18,00	54,50	19,20	24,60	66,20	76,00	8,00	31,20
Zr	230,90	215,90	193,50	213,70	345,80	362,40	299,20	195,90	399,60
Pb	2,37	3,90	2,70	7,50	3,60	6,20	9,40	2,80	2,60
Nb	101,86	76,70	65,10	80,70	162,20	118,30	102,80	69,00	170,30
Y	23,11	36,80	33,20	43,80	45,90	33,00	31,10	51,80	42,70
Hf	6,11	6,30	5,80						
Mo	<1,761	1,20	0,60						
S	180,14								
La	46,12	62,60	69,40	73,10	93,80	74,50	53,20	90,30	94,10
Ce	95,81	145,20	144,50	162,70	184,40	135,20	112,60	197,70	177,30
Nd	50,51	82,20	72,30	90,70	79,20	59,20	51,50	109,50	70,90
Sm	10,52	15,50	13,98						
Eu	3,16	4,92	4,13						
Gd		13,20	11,84						
Dy	5,38	8,32	7,58						
Lu		0,32	0,28						
Yb	3,05	2,24	2,25						
U		0,90	0,70	1,00		2,30	2,30	0,00	n.d.
Th		2,30	1,50	2,80	3,30	11,80	8,00	3,50	3,50
ΣREE	256,82	422,69	414,62	399,50	432,20	318,50	263,80	476,20	413,10

13. Táblázat folytatása

Kőzettípus	plagioklász-tartalmú hornblendit								
Mintavételi hely	Alsó Tarnica-patak	Felső-Pietrăriei-patak	Alsó Tarnica-patak	Fülöp-patak	Éles-patak	Fülöp-patak	Fülöp-patak	Csibi-Jakab-patak	Alsó Tarnica, 25-ös táró
Mintasám	VRG-6745	VRG-6547	VRG-6755	VRG-7431	VRG-7433	VRG-7434	VRG-7436	VRG-7451	VRG-7453
Nyomelem arányok									
La/Ce	0,48	0,43	0,48	0,45	0,51	0,55	0,47	0,46	0,53
Nb/La	2,21	1,23	0,94	1,10	1,73	1,59	1,93	0,76	1,81
Zr/Nb	2,27	2,81	2,97	2,65	2,13	3,06	2,91	2,84	2,35
La/Sm		4,38	4,04	4,96					
Ce/Yb	31,41	64,82	64,22						
Zr/Hf	37,79	34,27	33,36						
Rb/Nb	1,95	0,23	0,84	0,24	0,15	0,56	0,74	0,12	0,18
K/Rb	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74	397,74
Ti/V	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99	80,99
K/Nb	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27	120,27
Ce/Y	4,15	3,95	4,35	3,71	4,02	4,10	3,62	3,82	4,15
Ce/Pb	40,43	37,23	53,52	21,69	51,22	21,81	11,98	70,61	68,19
La/Yb	15,12	27,95	30,84						
Nb/Y	4,41	2,08	1,96	1,84	3,53	3,58	3,31	1,33	3,99
La/Sm	4,38	4,04	4,96						
Sm/Yb	3,45	6,92	6,21						
La/Y	2,00	1,70	2,09	1,67	2,04	2,26	1,71	1,74	2,20
Rb/Zr	0,86	0,08	0,28	0,09	0,07	0,18	0,25	0,04	0,08
Y/Nb	0,23	0,48	0,51	0,54	0,28	0,28	0,30	0,75	0,25
Zr/Y	9,99			4,88	7,53	10,98	9,62	3,78	9,36
Nd/Pb	21,31			12,09	22,00	9,55	5,48	39,11	27,27
Ba/Nb	10,85	6,21	10,28	3,94	4,21	6,00	7,81	4,33	4,55
Y/Nb	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

* VRG-6745-Stockholmi Egyetem Földtudományi kara

**VRG-7431, VRG-7433, VRG-7434, VRG-7436, VRG-7451, VRG-7453- Edinboroughi Egyetem Földtudományok Iskolája

***VRG-6547, VRG-6755- ACME Labs

14. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum hornblenditének Sm-Nd izotóp összetétele

Minta	Kőzettípus	Mintavételi hely	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^1$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2s_m$ (mért)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (iniciális)	ϵ_{Nd} (jelenkori)	ϵ_{Nd} (iniciális)	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} (Ga)
VRG-6745	Hornblendit	Tarnica Komplexum	11,6	60,3	0,1172	$0,512791 \pm 5$	0,5126	3	5	-0,29	0,42

15. Táblázat. A Ditrói Alkáli Masszívum hornblenditének Rb-Sr izotóp összetétele

Minta	Kőzettípus	Mintavételi hely	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2s_m$ (mért)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (iniciális)	ϵ_{Sr} (jelenkori)	ϵ_{Sr} (iniciális)	T_{UR} (Ga)
VRG-6745	Hornblendit	Tarnica Komplexum	199	633	0,9092	$0,704010 \pm 15$	0,70142	-7	-40,3	-0,04

16. Táblázat. Az DAM kumulátum közeteinek piroxén kristályok összetételéből számolt egyensúlyi olvadék nyomelem összetétele (ppm)

Kőzettípus		olivin-piroxén hornblendit									
Mintavételi hely		Tászkok-patak									
Mintasza		VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b	VRG23b
Mérési pont		cpx-1	cpx-2	cpx-3	cpx-4	cpx-5	cpx-6	amph-2(cpx)	amph-3(cpx)	amph-4(cpx)	cpx-7
	megoszlási együttható*										
La	0,18	3,21	3,13	5,62	5,52	9,16	7,49	6,21	5,83	5,31	10,37
Ce	0,31	14,36	16,72	21,89	19,05	25,17	25,16	21,87	20,27	21,62	28,63
Pr	0,41	2,83	2,55	3,41	2,90	4,01	3,97	3,30	3,30	3,42	3,73
Nd	0,6	15,53	14,83	18,26	14,77	20,65	22,09	18,86	16,69	22,55	14,61
Sm	0,91	4,40	4,83	5,19	4,22	7,58	5,51	5,99	5,09	6,56	4,01
Eu	1,01	1,50	1,83	1,74	1,41	1,88	1,62	1,67	1,68	1,88	1,08
Gd	0,91	4,17	3,86	5,60	4,72	6,24	4,93	4,81	4,85	5,11	3,81
Tb	1,06	0,60	0,62	0,65	0,53	0,87	0,67	0,59	0,77	0,79	0,64
Dy	1	3,06	3,57	4,40	3,36	4,15	3,46	4,62	4,30	3,71	2,86
Ho	0,99	0,55	0,56	0,56	0,62	0,88	0,78	0,79	0,64	0,61	0,61
Er	0,94	1,05	0,95	1,21	1,24	1,50	1,14	1,53	1,56	1,22	1,33
Tm	0,94	0,14	0,23	0,18	0,12	0,16	0,19	0,18	0,18	0,23	0,14
Yb	0,76	0,68	0,55	1,19	0,97	0,80	0,88	0,95	0,99	1,26	1,48
Lu	0,83	0,08	0,05	0,13	0,08	0,14	0,11	0,18	0,12	0,08	0,16

*-megoszlási együtthatók: Ubide et al. (2014) munkájából

16. Táblázat folytatása

Kőzettípus		plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit						
Mintavételi hely		Orotva, 6-os táró						
Mintaszám		VRG6706	VRG6706	VRG6706	VRG6706	VRG6706	VRG6706	VRG6706
Mérési pont		cpx1 3	cpx1 4	cpx2 c1	cpx3	cpx2 c2	cpx4 c3	cpx4 c4
	megoszlási együttható*							
La	0,18	13,48	13,75	13,25	14,78	12,26	9,43	13,23
Ce	0,31	46,18	47,29	46,82	51,16	41,51	39,24	50,40
Pr	0,41	7,32	7,14	6,97	7,38	6,46	6,06	7,33
Nd	0,6	36,09	38,65	34,73	35,03	32,64	29,76	33,9
Sm	0,91	9,01	9,36	7,717	8,28	6,89	7,01	8,10
Eu	1,01	2,65	2,63	2,40	2,41	2,36	2,37	2,81
Gd	0,91	8,16	8,81	6,78	6,94	6,71	5,95	6,55
Tb	1,06	1,07	1,28	1,01	0,93	0,98	0,79	0,89
Dy	1	5,75	5,52	5,47	4,91	4,90	4,79	4,83
Ho	0,99	1,03	1,06	0,88	0,81	0,81	0,68	0,85
Er	0,94	2,37	2,15	1,97	2,00	1,90	1,60	2,00
Tm	0,94	0,26	0,31	0,26	0,24	0,22	0,22	0,24
Yb	0,76	1,96	1,95	1,65	1,75	1,65	1,31	1,80
Lu	0,83	0,27	0,23	0,20	0,21	0,21	0,16	0,20

*-megoszlási együtthatók: Ubide et al. (2014) munkájából

17. Táblázat. Az DAM kumulátum kőzeteinek amfibol kristályok összetételéből számolt egyensúlyi olvadék nyomelem összetétele (ppm)

Kőzettípus		olivín-piroxén hornblendit								plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit				
Mintavételi hely		Felső-Pietrăriei-patak				Tászk-patak				Orotva, 6-os táró				
Mintaszám		VRG7	VRG7	VRG7	VRG7	VRG 23b	VRG 23b	VRG 23b	VRG 23b	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706	VRG 6706
Mérési pont		amph-1	amph-2	amph-3	amph-5	amph-5	amph-6	amph-9	amph-10	am19-1	am19-2	am18-1	am18-2	am18-1
	megoszlási együttható*													
La	0,23	6,05	4,96	4,84	3,78	15,16	12,92	1,73	1,55	50,84	53,78	45,82	39,66	46,99
Ce	0,33	20,45	16,15	15,62	14,65	38,34	34,24	5,28	3,55	154,90	151,90	139,40	168,00	125,40
Pr	0,45	3,27	2,52	2,48	2,28	4,41	5,17	0,76	0,41	15,36	15,73	13,59	15,04	14,10
Nd	0,67	17,24	13,40	11,49	11,39	19,17	24,97	2,69	1,47	52,22	55,91	53,18	51,89	55,70
Sm	0,89	5,40	4,02	3,20	2,78	4,13	4,26	0,77	0,54	8,20	8,89	7,97	8,81	10,16
Eu	1,02	1,43	1,09	1,13	0,92	1,45	1,96	0,21	0,15	2,76	2,65	2,79	3,19	3,23
Gd	0,96	4,68	3,17	3,26	2,01	4,01	4,91	0,95	0,79	6,93	7,88	6,00	6,78	8,98
Tb	1,00	0,57	0,52	0,45	0,32	0,53	0,86	0,11	0,11	0,83	0,87	0,97	1,17	1,04
Dy	0,91	2,78	2,20	2,65	1,87	3,12	3,52	0,60	0,53	5,52	5,10	4,65	5,88	6,28
Ho	0,94	0,53	0,54	0,47	0,30	0,55	0,72	0,12	0,13	1,18	0,98	1,17	0,94	1,11
Er	0,82	1,13	0,82	1,11	0,61	1,05	1,53	0,30	0,17	2,46	1,83	1,89	2,58	2,34
Tm	0,78	0,16	0,15	0,12	0,08	0,15	0,19	0,02	0,04	0,23	0,33	0,30	0,27	0,37
Yb	0,66	0,73	0,79	0,80	0,39	0,86	0,70	0,14	0,18	3,25	2,37	2,23	2,74	2,43
Lu	0,52	0,08	0,06	0,12	0,07	0,13	0,13	0,00	0,06	0,36	0,35	0,31	0,41	0,41

*-megoszlási együtthatók: Ubide et al. (2014) munkájából

17. Táblázat folytatása

Kőzettípus		plagioklász-tartalmú piroxén hornblendit		plagioklász-tartalmú hornblendit									
Mintavételi hely		Orotva, 6-os táró		Felső Pietrăriei-patak							Alsó Tarnica-patak		
Mintaszám		VRG 6706	VRG 6706	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6547	VRG 6756	VRG 6756	VRG 6706
Mérési pont		am118-2	am118-3	amp21-1	amp21-2	am23-2	ampX-1	ampX-2	am24-1	am24-2	am51-1	am51-2	am51-3
	megoszlási együttható*												
La	0,23	55,31	60,88	24,21	22,33	32,34	26,95	31,22	27,60	25,71	56,87	50,63	54,18
Ce	0,33	145,70	121,40	74,67	68,96	107,00	90,54	97,87	107,70	83,34	143,80	137,20	133,40
Pr	0,45	15,13	13,87	10,25	9,04	13,42	11,72	12,84	13,78	11,45	17,91	15,92	16,67
Nd	0,67	65,02	54,50	47,98	46,56	57,82	56,24	56,91	56,64	51,93	77,21	67,43	70,46
Sm	0,89	11,23	7,58	10,46	11,07	13,36	9,34	11,67	13,59	11,51	14,11	11,26	10,44
Eu	1,02	2,90	2,81	3,77	3,20	3,56	3,49	3,82	4,21	3,57	4,25	3,61	3,66
Gd	0,96	10,20	8,57	9,56	7,39	9,00	9,61	9,36	11,77	9,27	12,43	8,18	11,26
Tb	1,00	0,97	0,89	1,19	1,26	1,29	1,41	1,18	1,61	1,27	1,34	1,37	1,56
Dy	0,91	5,38	6,45	6,43	6,54	6,84	6,53	5,99	8,29	6,43	8,86	7,04	8,28
Ho	0,94	1,47	0,98	0,99	1,15	0,88	1,16	1,22	0,81	1,07	1,47	1,31	1,42
Er	0,82	2,33	2,17	2,13	2,30	2,39	3,00	2,62	3,23	2,07	3,51	3,50	3,49
Tm	0,78	0,54	0,43	0,27	0,29	0,32	0,31	0,33	0,40	0,36	0,39	0,41	0,49
Yb	0,66	3,93	2,20	1,71	1,46	1,67	1,52	1,54	2,27	1,34	4,06	2,94	2,79
Lu	0,52	0,64	0,52	0,30	0,21	0,34	0,20	0,14	0,30	0,19	0,51	0,46	0,49

*-megoszlási együtthatók: Ubide et al. (2014) munkájából