

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

PHD ÉRTEKEZÉS

**A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM
LAMPROFÍRJAINAK PETROGENEZISE**

BATKI ANIKÓ

*TÉMAVEZETŐ
DR. PÁL-MOLNÁR ELEMÉR*

**SZEGED
2009**

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönöm Dr. Pál-Molnár Elemér témavezetőmnek, hogy a hosszú évek során, nemcsak szakmai tanácsaival, hanem baráti észrevételeivel is folyamatosan támogattott. Külön köszönöm, hogy önzetlen segítsége a munkámhoz nélkülözhetetlen anyagi hozzájárulással is társult.

Köszönöm Dr. Szederkényi Tibor, Dr. Hetényi Magdolna, Dr. Pál-Molnár Elemér és Dr. M. Tóth Tivadar, az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék egykori és jelenlegi vezetőinek, hogy lehetővé tették dolgozatom elkészítését.

Köszönöm Dr. M. Tóth Tivadarnak az elektronmikroszkopos mérések feldolgozása során nyújtott szakmai tanácsait és oknyomozó kérdéseit.

Köszönöm Dr. Schubert Félixnek és Bencsik Attilának a vékonycsiszolatok és a mikroszkópos felvételek elkészítésében nyújtott segítségét.

Köszönöm Bozsó Gábornak a röntgenfluoreszcens spektrometriai mérések során nyújtott önzetlen segítségét, a felmerült kérdések lelkiismeretes és kimerítő megválaszolását.

Köszönöm Dr. Szabó Csabának és Dr. Dobosi Gábornak a geokémiai és petrológiai kérdésekben nyújtott igen hasznos szakmai konzultációikat.

Köszönöm Müller Alexandrának és Dr. Bajnóczi Bernadettnek a katódlumineszcens felvételek elkészítésében való segítőkész közreműködést.

Köszönöm Jánosi-Mózes Tibornak és Jánosi Zsoltnak a grafikai és szerkesztési munkálatokban nyújtott segítségét.

Köszönöm András Eduárdnak a makroszkópos felvételek elkészítése során nyújtott segítőkészségét.

Köszönöm Schád Edinának, Dr. Dányi Évának és Kállay Eszternek, hogy munkám során mindig lelkesen bíztattak és kitartóan támogattak.

Köszönöm Nyilas Tündének a kémiai eljárások magyarázatában nyújtott segítségét, és az éjszakákba nyúló, jó hangulatú közös munkák élményét.

Köszönöm az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék valamennyi munkatársának a munkám során nyújtott segítségét.

Thank you for Prof. Alasdair Skelton his supervision, and the scientific and financial background at the Department of Geology and Geochemistry, University of Stockholm.

Thank you for Birgitta Boström, Klára Hajnal and Assoc. Prof. Carl-Magnus Mörth their help in laboratory work during major and trace element geochemical analyses at the Department of Geology and Geochemistry, University of Stockholm.

Thank you for Dr. Åke Johansson the supervision in isotope geology at the Laboratory for Isotope Geology, Swedish Museum of Natural History.

Köszönöm Zsigmond Gyulának a hosszú évek munkáját, barátságát, útmutatását, rendhagyó ötleteit, szokatlan és váratlan fordulatait, kérdéseit, amelyekkel mindig ráébresztett a helyes irányra és alapvetően hozzájárult sikeres munkámhoz.

Köszönöm Szüleimnek a gondoskodó, szeretetteljes családi háttérrel, kifogyhatatlan türelmüket, nélkülözhetetlen támogatásukat, amellyel mindvégig körülvettek, s aminek köszönhetően eljuthattam idáig.

TARTALOMJEGYZÉK

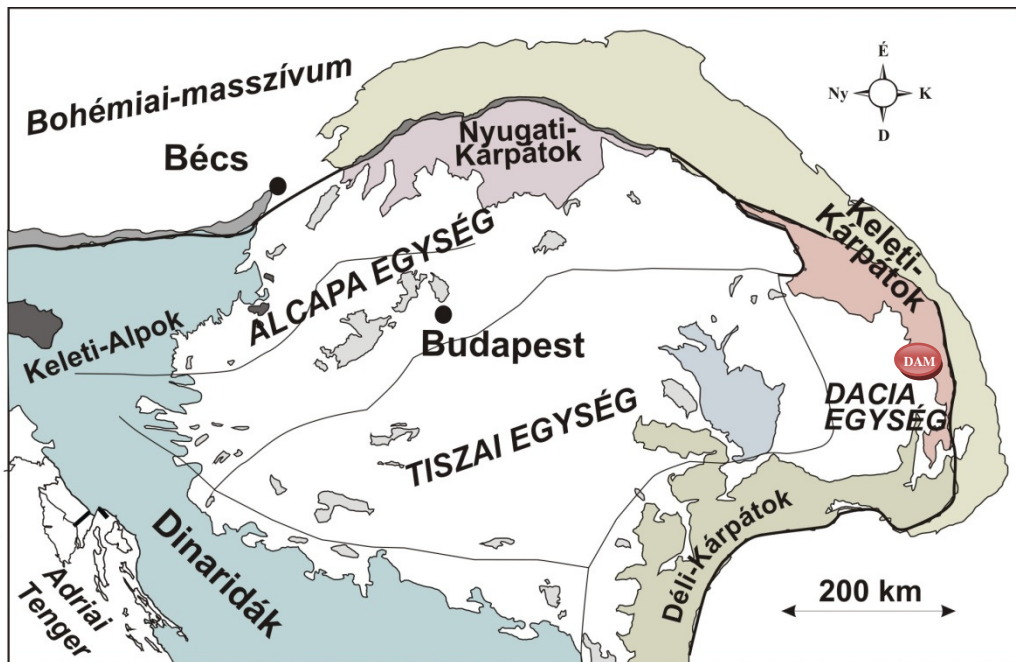
Köszönetnyilvánítás	2
Tartalomjegyzék	4
1. Bevezetés	6
2. Földtani háttér	11
2.1. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani környezete	11
2.2. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani felépítése, keletkezési elméletei	14
3. A lamprofír kutatás előzményei a Ditrói Alkáli Masszívumban	27
4. Alkalmazott vizsgálati módszerek	31
4.1. Terepi munkák	31
4.2. Mikroszkópia	31
4.3. Ásványkémiai elemzések	31
4.4. Fő- és nyomelem összetétel meghatározás	32
4.5. Radiogén izotóp meghatározás	32
5. A Lamprofírok általános jellemzése	34
6. Petrográfia	39
6.1. Településviszonyok	39
6.2. Kőzettan	39
6.2.1. Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok	40
6.2.2. Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok	47
6.2.3. Piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok	49
6.3. Összefoglalás	53
7. Ásványkémia	54
7.1. Piroxének	54
7.2. Amfibolok	63
7.2.1. Elsődleges amfibolok	63
7.2.2. Másodlagos amfibolok	70
7.3. Fe-Mg csillámok	73
7.4. Földpátok	75
7.5. Lizetit	77
7.6. Klorit	78
7.7. Epidot – allanit	79
7.8. Kalcit	81
7.9. Akcesszórikus elegyrészek	83
7.10. Összefoglalás	84

8. Kőzet geokémia	87
8.1. A lamprofírok teljes kőzet főelem geokémiája	87
8.2. A lamprofírok nyomelem geokémiája	92
8.3. A lamprofírok radiogén izotóp geokémiai vizsgálata	100
8.4. Összefoglalás	104
9. Petrogenezis	106
9.1. A lamprofírok keletkezése	106
9.2. Az alkáli lamprofírok helye a Ditrói Alkáli Masszívum fejlődéstörténetében	111
Összefoglalás	114
Abstract	119
Petrogenesis of lamprophyres of the Ditrău Alkaline Massif	119
Irodalomjegyzék	124
Mellékletek	132

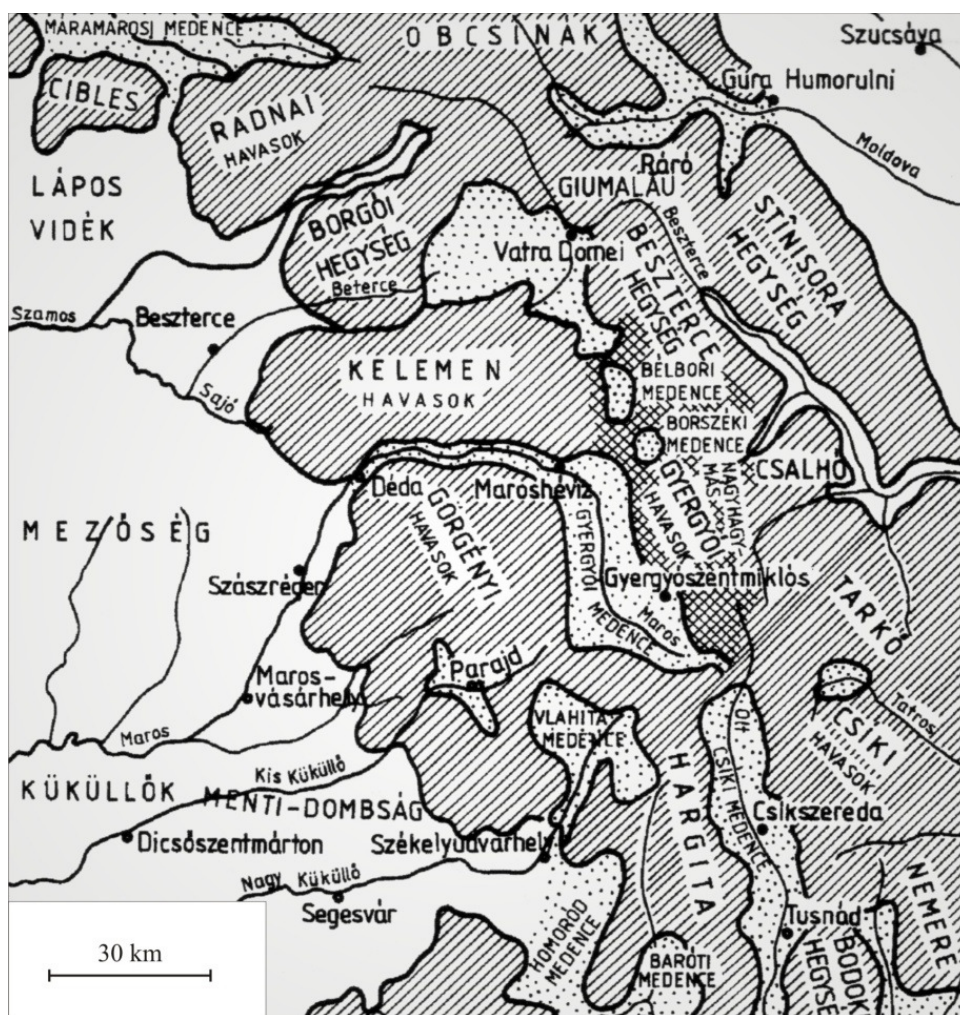
1. BEVEZETÉS

A Ditrói Alkáli Masszívumról [DAM] először 1833-ban LILIENBACH tett említést, azóta a masszívum számos kiváló hazai és európai geológus érdeklődését keltette fel. A XX. század első felében Európa egyik legjobban megkutatott és egyben keletkezését tekintve, a legvitatottabb földtani képződménye volt. Ismertségét főleg ALBERT STRECKEISEN svájci geológus munkáinak köszönheti (1931, 1935, 1938, 1952, 1954, 1960; STRECKEISEN, HUNZIKER, 1974). Emellett az elmúlt 175 év kutatásait a masszívum ásvány- és kőzettanára, szerkezetére, keletkezésének módjára és idejére, illetve a kőzetek és ércek gazdasági potenciáljára vonatkozóan olyan neves geológusok fémjelzik, mint HERBICH FERENC, FELLNER ALAJOS, KOCH ANTAL, SZÁDECZKY GYULA, MAURITZ BÉLA, VENDL MIKLÓS, FÖLDVÁRI ALADÁR, PANTÓ GÁBOR, ALEXANDRU CODARCEA, EMIL CONSTANTINESCU, JAKAB GYULA, BRIAN UPTON, GODFREY FITTON és PÁL-MOLNÁR ELEMÉR. Több magmás kőzettípus és a hazai, illetve a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott magmás kőzetnév (*ditróit* – szodalitos nefelinszienit, *orotvit* – alkáligabbró-alkálidiorit, *ditróessexit* – alkálimonzogabbró-alkálimonzodiorit) locus typicusa (PÁL-MOLNÁR, 1994, 2008).

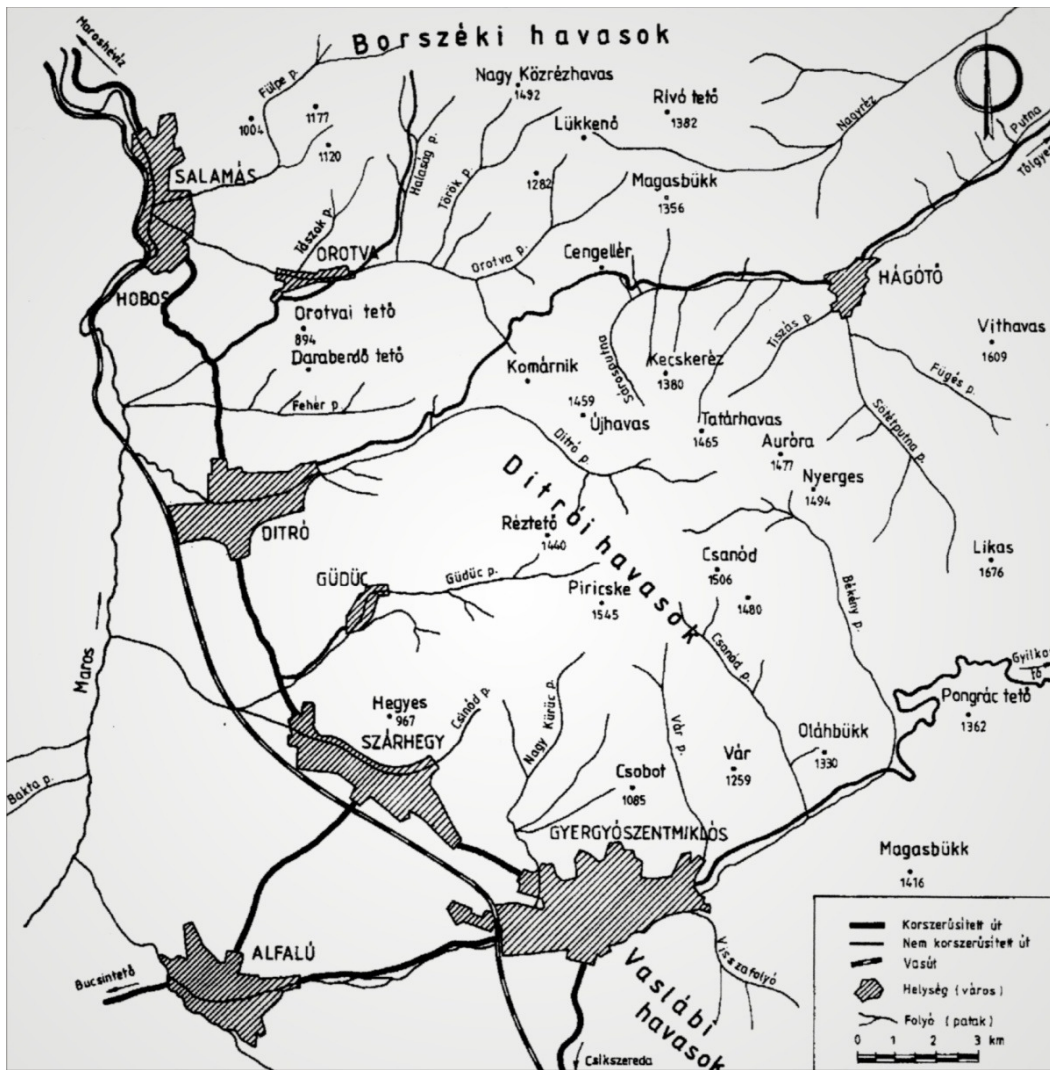
A DAM a Gyergyói-havasok (Munții Ghiurghiului) D-i és DNy-i részét képezi. A Gyergyói-havasok a Keleti-Kárpátok szerves része (1-1. ábra). A Beszterce-hegység DNy-i, Ny-i szegélyét képezi és É-ről D felé húzódva, Székpataka és a Szentdomokosi Tető között terül el. K-en a Nagyhagymás hegytömb, a Putna-patak és a Kisbeszterce völgye szegélyezik, Ny-on pedig a Maros völgye, a Gyergyói-medence, a Toplica völgye, illetve a Kelemen-havasok (1-2. ábra). A Gyergyói-havasok három alcsoportra osztható: Borszéki-havasok, Ditrói-havasok és Vaslábi-havasok (1-3. ábra). A Borszéki-havasok É-ről, Ny-ról és D-ről szegélyezik a hasonló nevű medencét. D-i gerince magas csúcsokban bővelkedik (Nagy Közrezhavas 1492 m, Salamás tető 1399 m). A Ditrói-havasok É-ra fekszenek a Gyergyó-szentmiklóson áthaladó Békény-patak völgyétől. É-on a Borszéki-havasok határolják, Ny-i szegélyük a Gyergyói-medence. Legmagasabb csúcsai a Piricske (1545 m) és a Csanód (1506 m). A DAM felszínén látható részének átmérője ÉNy-DK irányban 19 km, DNy-ÉK irányban 14 km, területe, pedig kb. 225 km², beleértve a határzónákat is. A masszívum É-i részét az Orotva-patak szeli át, mely áthaladva az Orotva és Hodos falvakon Salomásnál a Marosba ömlik. Az Orotva-patak É-i mellékágai: a Nagyág-, Hompot-, Török-, Halaság-, Simó-, Tászk-patak és két mellékága (Fülöp- és Gudu-patak), valamint a Felső Tarnica-, Alsó Tarnica-, Felső Pietrăria-, Alsó Pietrăria- és a Csibi Jakab-patak (1-4. ábra) (PÁL-MOLNÁR, 1994).



1-1. ábra A Keleti-Kárpátok vázlatos szerkezeti térképe (Sándelescu et al., 1981)



1-2. ábra A Gyergyói-havasok földrajzi környezete (Pál-Molnár, 1994)



1-3. ábra A Gyergyói-havasok (Pál-Molnár, 1994)

A DAM a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter mészkalkáli vulkáni övtől K-re a Bukovinai Takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. Ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben. A masszívumot részben a vulkáni ív andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben a Gyergyói-, és az Orosvai-medencék pliocén-pleisztocén üledékei fedik. Közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. Szerkezetileg a Bukovinai Takaróhoz tartozik, annak négy prekambriumi, kora paleozóos litológiai egységével [Rebra (Radna/Rodna) Takaró), Negrișoara (Pietrosul Bistriței) Takaró, Tölgyes (Putna) Takaró, Mândra és Bretila (Ráró) Takaró] érintkezik (PÁL-MOLNÁR, 2000).

A DAM ásvány- és kőzettanára, szerkezetére, keletkezésének módjára, idejére, valamint a kőzetek és ércek gazdasági potenciáljára vonatkozóan számos tudományos munka született, a masszívum területén megjelenő lamprofir teléreket azonban eddig csak érintőlegesen vizsgálták

(MAURITZ, 1912; MAURITZ et al, 1925; STRECKEISEN, 1954; ANASTASIU, CONTANTINESCU, 1985).

Mivel a DAM északi részén található a lamprofírok legtöbb kontaktusa természetes feltárásban a masszívum többi kőzettípusával, ezért a vizsgált terület az Orotva-patak és jobb oldali mellékágainak (Tarnica-, Tászok-, Fülöp- Gudu- Török- és Nagyág-patakok) völgyeit öleli fel. Dolgozatom célja a DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofír testek települési, petrográfiai, geokémiai és petrogenetikai viszonyainak összegzése, továbbá a lamprofírok masszívumon belüli, illetve kívüli kapcsolatainak meghatározása, a komagmás és kogenetikus sorozatok elkülönítése az elvégzett vizsgálati eredmények függvényében.

2. FÖLDTANI HÁTTÉR

2.1. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FÖLDTANI KÖRNYEZETE

A DAM jelenlegi ismereteink szerint K-i, ÉK-i dőlésű, tektonikai tömbökre szakadt komplex formájú intruzív test. A Pașcani - Tg.-Neamț – Ditró (Ditrău) – Régen (Reghin) geotraversen végzett geofizikai (magneto-tellurikus, tellurikus) kutatások (VISARION, 1987) alapján 2-2,5 km mélységig terjedő allochton magmás testről van szó, amely a Bukovinai Takaró része.

JAKAB et al. (1987) kétdimenziós modellje szerint a masszívum vastagsága kb. 6500 m. Kontaktusa a környező kristályos kőzetekkel jól követhető, 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 DAM allochton, feltolódási síkja Ny-on 3500 m, K-en 5000 m mélységben húzódik.

A masszívum és környékének legfontosabb nagyszerkezeti eleme a Salomás (Sărmaș) – Hodos (Hodoș) – Remete (Remetea) – Alfalu (Joseni) irányában (É-Ny) húzódó törési öv (G8). A törési övet szeizmikus, gravitációs és magneto-tellurikus geofizikai módszerekkel egyaránt sikerült kimutatni, magneto-tellurikus mérések alapján dőlése Ny-i. Valószínű, hogy a Külső Dácidák "konszumációs" paleosíkjáról van szó (VISARION, 1987), vagyis litoszféralemezek ütközési síkjáról.

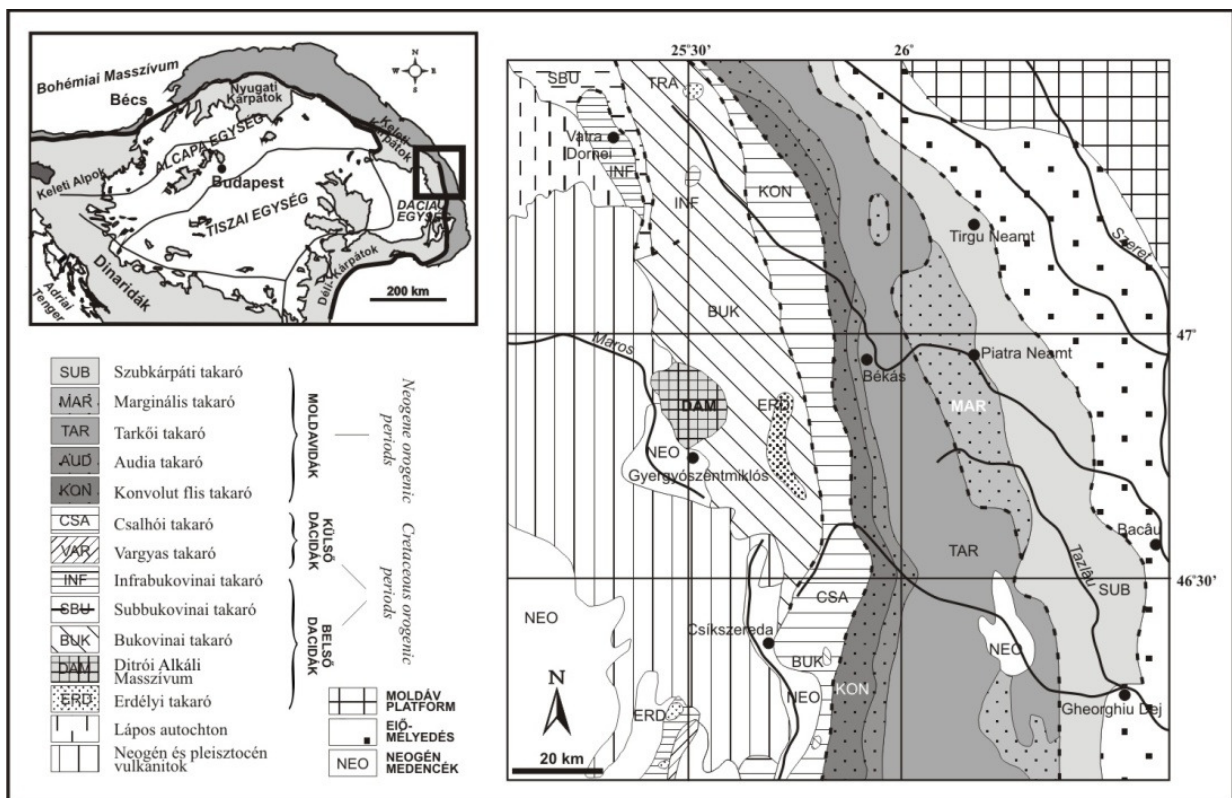
A DAM a Keleti-Kárpátok központi kristályos közettömegébe nyomult be, és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (PÁL MOLNÁR, 1994a) (2-1. ábra).

BERCIA et al. (1971) a masszívumot a középső kréta időszakú Rodna- Mestecăniș-i Takaróba helyezték. Szerintük a masszívumot a Rebra-Barnari, a Tölgyesi és a Marosfői sorozatok határolják. A Rodna- Mestecăniș-i Takaróban egy olyan áttolódási síkot ismertek fel, amelyet a masszívum áttör.

A SÂNDELESCU (1975) által javasolt szerkezeti egységek szerint a masszívum a Keleti Dáciai Takarórendszeren belül a Bukovinai Takarórendszerben található. Ez a takarórendszer a Központi Keleti-Kárpáti takarók felső, a középső kréta időszak mozgásai során kialakult egysége.

A masszívum határövezetében és a masszívumtól D-re a Bukovinai Takaróban SÂNDELESCU (1975) a következő metamorf sorozatokat különíti el:

- Rebra-Barnari sorozat („Magas-Kristallin”, STRECKEISEN, 1952),
- Tölgyesi sorozat,
- Bretila- Rarăui sorozat („Hăghimaş-Kristallin”, STRECKEISEN, 1952; Bretilai sorozat, BERCIÁ et al., 1971),
- Bukovinai fáciesű üledékes kőzetek (T₁-K₁).



2-1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum földrajzi elhelyezkedése a Keleti-Kárpátokban (SÂNDELESCU ET AL., 1981).

A SÂNDELESCU (1975) által szerkesztett geológiai szelvényen a masszívum allochton test. A Bukovinai Takaró síkja a masszívumot Ny-on 2000 m, míg K-en 5000 m mélységben metszi. Szerinte a DAM egy lakkolit.

KRÄUTNER (1976) szerint (K-Ar radiometrikus kormeghatározás alapján) a régió kristályos sorozatainak keletkezési ideje a következő:

- Bretilai és Rebrai sorozat – 850 ± 56 millió év,
- Tölgyesi sorozat – 505 ± 5 millió év.

ZINCENCO, VLAD (1978) szerint a DAM közvetlen környezetének kristályos kőzetei az alábbi litosztratigráfiai egységekbe sorolhatók:

- Rarăui gneiszek és Hagymási granitoidok sorozata (Bretilai sorozat, BERCIA et al., 1976),
- Rebra-Barnari sorozat,
- Pietrosul formáció (részben megfelel a Tölgyesi sorozat alsó összetételének, Tg₁),
- Tölgyesi sorozat.

Szerinte a DAM mind a négy litosztratigráfiai egységet áttöri, legnagyobb része közvetlen kapcsolatban van a Tölgyesi sorozat (Tg₂, Tg₃) kőzeteivel.

BALINTONI (1981) a térségben Ny-ról K felé haladva a következő, a DAM által áttört litosztratigráfiai egységeket írja le:

- Rebrai sorozat (BERCIA et al., 1976), amely a Rodnai Takarót alkotja. A Rebrai sorozat és a DAM kapcsolatát a szárhegy 141-es számú fúrás bizonyította. A felszínre került kőzetek az 1088-1092 m-es intervallum kivételével, amely szienitekből épül fel, a Rebrai sorozathoz tartoznak.
- Negrișoarai sorozat, a Pietrosul Bistriței-i Takarót alkotja (BALINTONI, GHEUCĂ, 1977), mely a Rodnai Takaró felett helyezkedik el. Salomás község közelében a DAM-tól É-ra leírt Salomási sorozat (STRECKEISEN, HUNZIKER, 1974) ekvivalens a Negrișoarai sorozattal. Ha a Negrișoarai sorozat kőzetei 1 km-nél kisebb távolságban vannak a masszívumtól, akkor a masszívum kontakt hatása minden esetben megmutatkozik ezekben a kőzetekben.
- Tölgyesi sorozat (BERCIA et al., 1976) csak egy takaróhoz tartozik, a Putnai Takaróhoz (BALINTONI, GHEUCĂ, 1977). A Putnai Takaró a Pietrosul Bistriței-i Takaró fölött helyezkedik el. A DAM É-i pereme mentén a masszívumban több helyen láthatók a Tölgyesi sorozat kőzetei.
- Mîndra formáció (BALINTONI, 1981), melynek kőzetei a Tölgyesi és a Rarăui sorozatok között helyezkednek el. BALINTONI (1981) szerint a Mîndra formáció rátolódott a Tölgyesi sorozatra. A formációt a Rarăui Takarótól egy áttolódási sík választja el. Ezt az áttolódást a két metamorf sorozat közti üledékes kőzetek jelenléte is alátámasztja.
- Rarăui sorozat (Bretilai sorozat a Rarăui Takaróban, BERCIA et al., 1976), mely a Rarăui Takaró egy része. Az, hogy a masszívum kontakt udvarában, a Rarăui sorozatban megjelenik az andalúzit (STRECKEISEN, HUNZIKER, 1974), valamint az, hogy a Békény völgyében a Mîndra gneiszek ritkaföldfém ásványosodása megegyezik a masszívum

hasonló ásványosodásával, arra enged következtetni, hogy a DAM mind a Rarăui sorozatot, mind a Míndra formációt áttöri.

Szenttamás község közelében, a Rodnai Takaró alól mezozóos üledékes kőzetek bukkannak a felszínre. Ez azt jelenti, hogy a Rodnai, Pietrosul Bistriței-i, Putnai, Borszéki és Rarăui Takarók együtt alkotják a középső kréta időszaki Bukovinai Takarót. BALINTONI (1981) szerint a mezozóos üledékes kőzetek azért hiányoznak a Pietrosul Bistriței-i, Putnai, Borszéki és Rarăui Takarók alól, mert a takarók kialakulása triász előtti. A DAM által áttört takarók a saali tektogenezis paroxizmusában keletkeztek.

A JAKAB et al. (1987) szerint a legfontosabb metamorf sorozatok (Rebrai, Tölgyesi, Bretilai) monoklinálisként jelennek meg ÉNy-DK csapással és állandó K-i dőléssel. Helyzetük alulról felfelé a következő: Rebrai sorozat, Tölgyesi sorozat, Bretilai sorozat. Áttolódási sík csak a Bretilai és a Tölgyesi sorozat között figyelhető meg. A Tölgyesi és a Rebrai sorozatok közti átmenetet a Negrișoarai sorozat képviseli.

A DAM-ot körülölelő metamorf kőzetekről az 1970-es évek első felétől születtek olyan, tényekre alapozott elméletek, amelyek a masszívummal határos metamorf összeteket regionális (Keleti-Kárpátok) viszonylatban is értelmezik. Természetesen a metamorf kőzetek petrográfiai alapokon történő csoportosítása nem a legszerencsésebb, így a Ditrói Alkáli Masszívum határövezetében felszínre bukkadó metamorf kőzeteket is csak akkor lehet az alpi takarókon belül egyértelműen sorozatokba besorolni, ha meghatározzuk a premetamorf kőzetminőséget, valamint a deformációk fizikai paramétereit és szukcesszióját (PÁL-MOLNÁR, 1998).

2.2. A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE, KELETKEZÉSI ELMÉLETEI

A masszívum petrográfiailag nagyon változatos: ultrabázitok, alkáli gabbrók, alkáli dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitek, szienitek, nefelinszienitek, kvarcszienitek, alkáli gránitok, lamprofírok, tinguitok, alkáliföldpát szienitek alkotják. Központi részén nefelinszienitek dominálnak, melyeket szienitek és monzonitok vesznek körül (2-2. ábra). A masszívum északnyugati részén az egymással összefogazódott, folytonos átmenettel megjelenő bázikus, ultrabázikus kőzetek (hornblenditek, gabbrók, dioritok) dominálnak (Tarnica Komplexum, PÁL-MOLNÁR, 1998), míg az északkeleti részt alkáli gránit alkotja. A masszívumot az egyes magmás fázisokhoz kapcsolódó lamprofír, tinguit és alkáliföldpát szienit telérek szelik át (PÁL-MOLNÁR, 2000).

A DAM keletkezésére vonatkozóan a bonyolult szerkezeti-litológiai felépítésének és a közettípusok változatos elterjedésének köszönhetően számos, sokszor egymástól eltérő petrogenetikai modell született.

A DAM első 1833-as említésekor LILIENBACH szürke és vörös szieniteket, illetve ezekkel váltakozó dioritokat és amfibolitokat írt le.

1879-ben KOCH 62 begyűjtött és elemzett kőzetmintából arra a következtetésre jutott, hogy a masszívum egy eredetileg tökéletlenül keveredett és ezért később sávosan megmerevedett, egységes magma tömeges föltódulásának eredménye, amely a kristályos palák valószínűleg csillag alakú hasadékrendszerét töltötte ki. Az Orotva völgyében található gránitos kőzetek a csillámpaláknak eleolitszienit magma által történt beolvasztása révén jöttek létre. A telér alakban megjelenő „dioritaphanit” későbbi kitörések eredménye, és anyaga az eleolitszienit magmától egészen független.

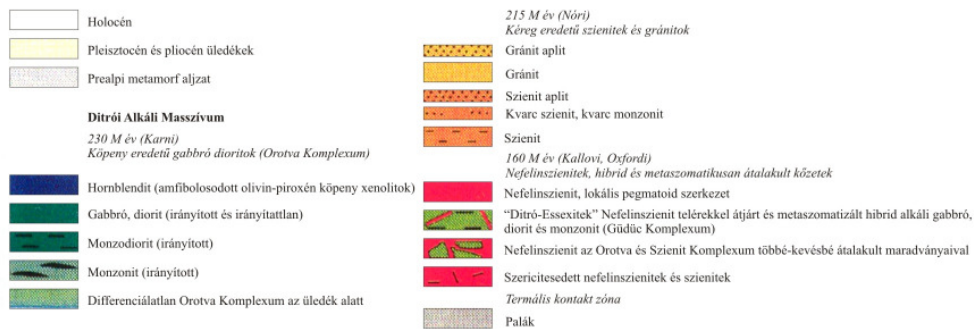
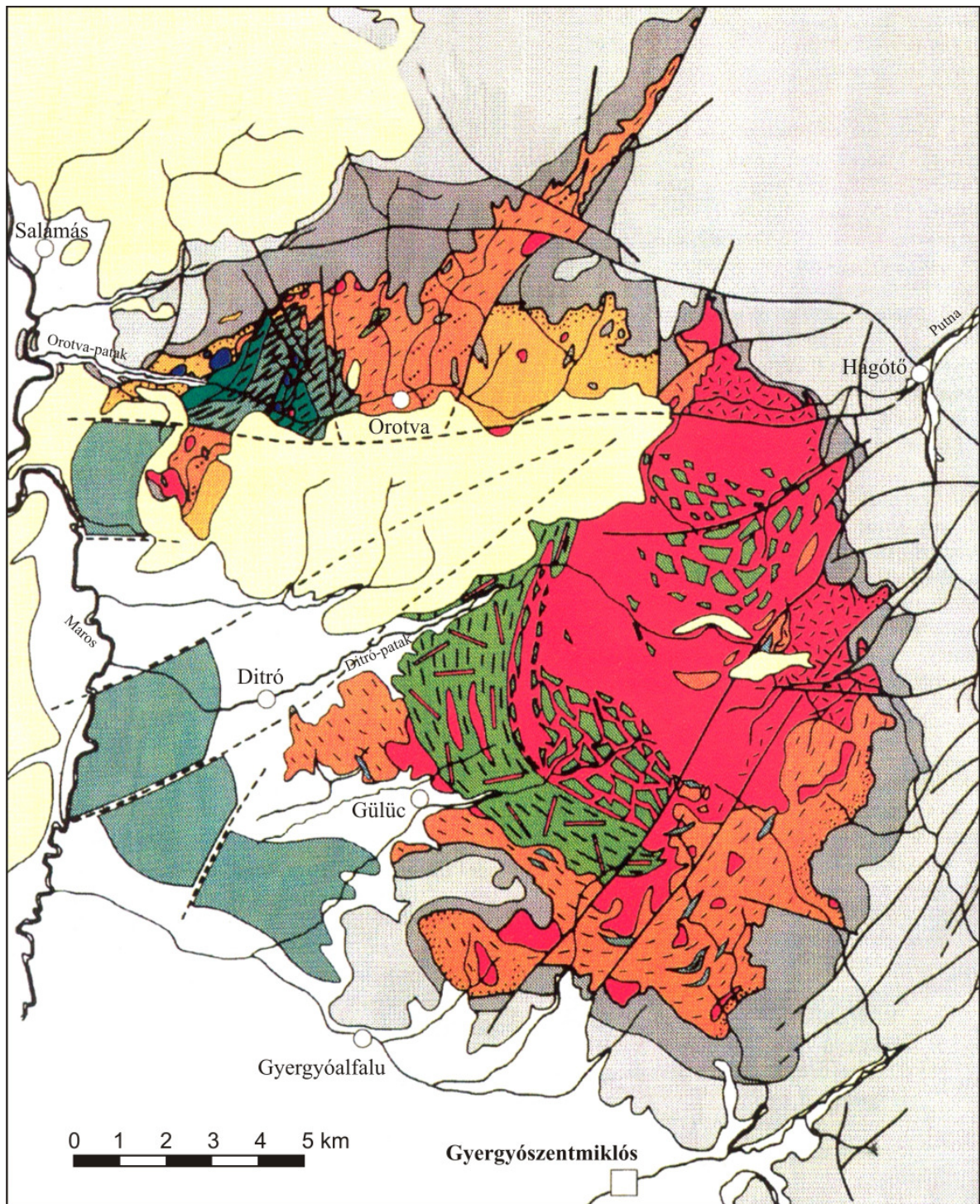
1911-ben REINHARD úgy gondolta, hogy a masszívum kőzetei azon magma mélységi formái, amelynek effúziója a Görgényi havasok kőzeteit eredményezte, vagyis a Keleti-Kárpátok utolsó tektonikai mozgásainál fiatalabb mélységi magmaintrúzió.

1925-ben MAURITZ az addig ismert kémiai elemzések és különböző differenciációs diagramok alapján arra a következtetésre jutott, hogy a ditrói kőzetek közül a legsavanyúbb típusok a nátronalaskitok és nordmarkitok, melyek alkáligránit-, és nordmarkit-pulaskit magmának felelnek meg; az eleolitszienitek és tinguitok egy normál foyaitos magma képviselői; az összes bázikus kőzet, pedig az essexit-, essexitgabbroid-, theralit-, theralitgabbroid-, sőt gabbródiorit magmát képviseli.

STRECKEISEN 1931-es munkája szerint a nefelinszieniteket takaró vulkáni kőzetek a neogénben keletkeztek. A környező kristályos kőzetek kora paleozóos, tehát a masszívum korának meghatározása sztratigráfiai módszerekkel nem lehetséges.

Ez utóbbi jelleg azonban nem tektonikai események következménye, hanem eredeti szövet. Oszlja REINHARD (1911) véleményét, miszerint a masszívum a középső kréta időszak tektonikai mozgásai után keletkezett. A fiatal, Kelemen-Hargita vulkáni vonulat kőzeteivel való korreláció információk hiányában szerinte nem egyértelmű.

IANOVICI 1932-1938 között több munkájában foglalkozott a masszívum földtanával, különösen annak északi részével. Szerinte a kőzetek sokfélesége a komplex magmadifferenciáció és a kvarcban gazdag fillitek valamint a mészkövek asszimilációja révén alakult ki.



2-2. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe, KRÄUTNER és BINDEA (1998) után

Úgy gondolta, hogy a masszívum egy lakkolit, körkörös szerkezettel, ahol a külső részek alkáligránitjai a nordmarkitokon át alkálszienitekbe mennek át, a központi részeket, pedig a nefelinszienitek foglalják el. A hornblenditeket és a gabbrókat, melyek a masszívum ÉNy-i részén találhatók, egy É-D irányú törésrendszeren felnyomuló bázisos és ultrabázisos intrúzió differenciációjaként értelmezte. A szodalit, kankrinit és turmalin képződését pneumatolitos folyamatnak, míg a pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit képződését hidrotermás folyamatoknak tulajdonította. Megemlítette a különböző kőzetek, különösen az alkálszienitek és a bázikus kőzetek irányított szövését, mint a kőzetek nagy nyomás alatti megszilárdulásának eredményét.

1935-ben STRECKEISEN a különböző kőzettípusok újratárgyalása kapcsán arra a következtetésre jutott, hogy a Daly elmélet (1933) nem magyarázza kellőképpen ezen kőzetek kialakulását, mivel kérdéses az akkora mészkőtümegek jelenléte, melyek képesek lennének ilyen alkáli kőzetek kialakítására. 1938-ban azonban az orotvitok (alkálígabbrók-alkáldioritok) kémiai elemzése kapcsán visszatért a Daly elméletéhez. A masszívum keletkezését úgy magyarázta, hogy egy normál bázisos intrúzió asszimilálván a Keleti-Kárpátok kristályos mészköveit kismélységű alkálígabbrós olvadékot hozott létre. A differenciáció az olivin, piroxén és hornblende megjelenésével kezdődött és az orotvitoktól az alkálszieniteken át a nefelinszienitekhez vezetett. A differenciáció előrehaladottabb állapotában az alkálszienit és nefelinszienit olvadékok a kisebb fajsúlyuk következtében a magmakamra felsőbb részeit foglalták el, magukkal hozva a már megszilárdult alkálígabbroid és ultramafit (hornblendit) tömböket (Orotva-patak alsó része, Gődücs-, Ditró-patak – Réznyak – Cengellér). Az aszcendens alkálszienit és nefelinszienit olvadék a felszíni, kvarcban gazdag palákat asszimilálván gránitokat eredményezett, emellett létrehozta az alkálszienit és nefelinszienit, valamint a gránit közötti összes átmeneti formát (Orotva völgy felső része). Időközben a magmakamrában a differenciáció uralkodóan nefelinszienit olvadékokat eredményezett, amelyek már dús könnyenilló tartalommal rendelkeztek. Ebből az olvadékból keletkezett a masszívum központi része (Pricske-tető, Újhavas, Tatárhavas), valamint néhány kisebb test az Orotva-völgye környékén. Az utolsó oldatok hozták létre a nem túl gyakori nefelin-szodalit-kankrinit pegmatitokat és a nagyon gyakori szodalit teléreket. A szodalit telérek legtöbb esetben repedésrendszerekhez kapcsolódnak, és átmenetet képeznek a pneumatolitos fázis felé: az átszivárgó oldatok a szomszédos kőzetekben nagyon gyakran metasomatikusán a nefelint szodalittá és kankrinitté alakították.

1946-ban FÖLDVÁRI felhasználva DALY (1933) és SHAND (1922) megállapításait, miszerint a nefelinszienitek keletkezése gránitos magmák mészkő asszimilációjára vezethető vissza, arra a következtetésre jutott, hogy ez a modell a DAM-ra is érvényes lehet. Elképzelése

szerint a harmadidőszaki andezitből, dácitból, riolitból álló vulkáni hegyláncnak megvannak a mélyben a gránitos-diortios összetételű magmafészkei, s mészkőelőfordulások is ismeretesek a Keleti Kárpátokban: a kristályos palák közt vékony mészkő, illetve márvány közbetelepülések, a masszívum Ny-i oldalán és a masszívumtól D-re Csíkszenttamásig húzódó márvány közbetelepülések, a Nagyhagymás hegység kristályos szövetű dolomitjai és mezozóos mészkőtömegei. FÖLDVÁRI (1946) szerint a masszívum Ny-i oldalán elhelyezkedő márvány nem más, mint a Nagyhagymás hegység mezozóos mészköveinek a nefelinszenit intrúziótól kontakt metamorfózist szenvedett Ny-i folytatása. A kristályos mészkővonulat K-i dőlésű, azonban Szárhegyen a kontaktpalákkal együtt közel függőleges helyzetben helyezkedik el a masszívum Ny-i oldalán és a mélyben folytatódik. Ha takaródóként képzeljük el a vidék felépítését, a mészkőtakarónak a fekvő szárnya a masszívum alá fordul. Ez a fekvő szárny alkalmat adhatott a mélyben lévő gránitos intrúzióknak mészkőasszimilációra, míg a fedőszárny az intrúzió felett kontakt metamorfózist szenvedett. Kelet felé, ahová az intrúzió hőhatása már nem ért el, a mezozóos mészkövek változatlanul megmaradtak. Fenti elmélet szerint a szenitintrúzió kora legalább felső kréta, mivel a Nagyhagymás takarójában kréta mészkövek is vannak (PÁL-MOLNÁR, 1994a, b).

1952, 1954-ben STRECKEISEN nagyszabású összefoglaló munkájában a különböző kőzettípusok kapcsolatáról azt állapította meg, hogy a nefelinszenitek és az alkálszenitek, illetve az alkálszenitek és alkáligránitok között fokozatos az átmenet, viszont a nefelinszenitek diszkordánsan is megjelenhetnek az alkálszenitekben és az alkáligránitokban. Az alkáldiorit – alkáligabbró kőzetek (ditróessexitek) váltakozhatnak az alkálszenitekkel és nagyon gyakran a ditróessexiteket áttörik az alkálszenitek és a nefelinszenitek. A bázikus kőzetek peremi részein bázikus zárványok figyelhetők meg az alkálszenitekben, melyek beolvadván hibrid kőzeteket eredményeztek. Az ultrabázikus kőzetek csak helyenként jelennek meg a bázikus kőzetkomplexumban, és mindig kis kiterjedésűek. Következésképpen az alkáligránitok, alkálszenitek általában azonos korúak, a nefelinszenitek valamivel fiatalabbak, az alkáldiorit – alkáligabbró kőzetek és ultrabázitok a legidősebbek. A kőzetek szoros összekapcsolódása és sávos váltakozása azt mutatja, hogy mind azonos komplexumhoz tartoznak, tehát közös eredetűek. A nefelinszenitaplítok és tinguaitok ritkák és keskeny telérek formájában főleg a fehér nefelinszenitekhez kapcsolódnak, melyekkel kémiai rokonságot is mutatnak. A fehér nefelinszenitekbe a repedések felől, a nefelin helyére gyakran szodalit szivárgott be. Ez a magma megszilárdulása utáni, pneumatolitos fázis a juvenilis gázok és Cl-gőzök eredménye. A kőzetek egyik gyakori sajátossága az irányított szövet. Az alkáldiorit – alkáligabbró kőzetek majdnem minden esetben irányított szövetűek, néha erőteljes „palás”

jelleget mutatva. Az irányított szövet az alkálszieniteknél és a nefelinszieniteknél is megfigyelhető. Az irányítottság nagy változatossága azt sugallja, hogy a kőzetek irányított szövete a magma folyó mozgásainak eredménye, tehát folyási szövetként értelmezhető. A vörös nefelinszienitek közvetlen kapcsolata a fehér nefelinszienitekkel nem mutatható ki, míg a vörös alkálszienitek és alkáligránitok felé fokozatos az átmenet. A vörös színű elválkozás magmás eredetű, gázok és gőzök (főleg vízgőz) hatására jön létre a már megszilárdult kőzetben. Ez az intrúzió és a megszilárdulás után rövid idővel történt a pneumatolitos fázisban, a nefelinszienitek benyomulása előtt.

1957-ben CODARCEA et al. az Orotva-patak völgyében Ny-ról K felé haladva a masszívum kőzeteit három nagyon jól lehatárolható kőzetkomplexumra különítették el: hornblendites és dioritos komplexum, szienit komplexum és granitoid komplexum. Az orotvai kőzetek tanulmányozásából arra a genetikai megállapításra jutottak, hogy a masszívum nagyon változatos kőzettípusainak a kialakulása olyan összetett folyamatok eredménye, melyekben a főszerepet a kristályos palák metatektikus átalakulása, és egy gazdag alkáliavándorlás játszotta. A felszínen látható alkáli kőzet egy mélységi, anatektikus eredetű diapír migmatikus fedője. Ezt igazolná a heterogén szerkezetű komplex kőzettömeg gneiszes szövete, különböző fokú újrakristályosodása, alkalinizálódása, az eredeti palás szövet megőrzésével. A gránitaplitok és szienitek véleményük szerint igazi anatektiteknek tekinthetők.

1960-ban STRECKEISEN lezárta a masszívum szerkezetéről és keletkezéséről írt (1952, 1954) összefoglaló földtani munkáját. Korábban (1938), FÖLDVÁRIHOZ (1946) hasonlóan elfogadta a Daly-féle elméletet a DAM-ra alkalmazva, ekkorra azonban már nem értett egyet ezzel a feltevéssel. Ahhoz, hogy frakcionált kristályosodással ilyen mennyiségű alkáli- és nefelinszienit keletkezzen, olyan nagy mennyiségű alkálibazalt magma szükséges, melynek nincs realitása. Nem beszélve arról az óriási hőmennyiségről, mely szükséges az olvadási reakciókhoz. Ezen kívül mészkő vagy mészsilikát xenolitok is teljesen hiányoznak a masszívumból. Feltételezése szerint a DAM alapja egy alkálszienit szülőmagma, mint ahogy az IANOVICI (1938) is feltételezte. Ez természetesen nem zárja ki, hogy szabad CO₂ jöhetett létre azáltal, hogy a magma bizonyos mélységben asszimilálta a mészköveket. Hasonló módon magyarázható a Na-, és Cl-gazdagodás is, sőt az is feltételezhető, hogy a magma sókőzeteket olvasztott magába. A masszívum magmás eredete felől semmi kétsége nem volt. A magmás folyamat sorrendiségét a következőképp állította fel:

1. Alkáliszienit szülő-magma intrúzió.
2. Frakcionált kristályosodással „in situ” differenciáció. Egyrészt az alkáldiorit – alkálígabbró kőzetek keletkezése (és ultrabázitok, mint elsőként elkülönült összetevők = prototektitek), másrészt reziduális alkáliszieniteké.
3. Az alkáliszienit reziduális magma alkáligránittá és alkáliszienitté való fejlődése.
4. A leukokrata kőzetek autohidrotermális átalakulása, esetleg ércelések keletkezése.
5. Lamprofírok intrúziója.
6. A nefelinszienit magma, mélyben történő, feldúsulása könnyenillókban (CO₂, Cl₂).
7. A fiatalabb nefelinszienit magma intrúziója a központi részeken és ritkábban a peremi területeken. A korábban már megszilárdult kőzetek felemelkedése. Az alkáldiorit – alkálígabbró kőzetek metasomatikus átalakulása. Nefelinszienit pegmatitok és aplitok, illetve a tinguaitok intrúziója.
8. Explozív Cl – gáztalanodás (szodalit) a már megszilárdult központi és ritkábban a kőzetekben.

1974-ben STRECKEISEN és HUNZIKER megpróbálták a masszívum keletkezését magmás úton megmagyarázni, elfogadva a hibridizációs és metasomatikus folyamatok jelenlétét a masszívumban. A magmás eredetet a következők támasztották alá:

- határozott kontaktus, a szomszédos kőzetek oldódása és magmás kőzetekkel való helyettesítése nélkül;
- dyke-ok, tinguaitok, kamptonitok, mint bizonyított magmaintrúziók;
- a térség általános szerkezete: a Keleti Kárpátok D-i részének kristályos palái É-D, ÉÉNy-DDK csapásúak; a masszívum közelében a csapás NyÉNy-KDK és Ny-K irányúra változik, mely abból adódik, hogy a mélyből felemelkedő test elcsavarta a masszívum környéki kristályos palákat.

A magmás folyamatot a következőképp képzelték el:

1. Dioritoid és gabbroid magmák lit-par-lit intrúziója a már meglévő kristályos palákba. A palák helyét a diorit komplexum foglalta el. Alternatívaként feltételezhető, hogy a mélyben lévő kristályos palákat a szienit és a nefelinszienit intrúziók hozták a felszínre.
2. Következett a szienit magma intrúziója, mely áttöri a masszívumot, vagy a dioritos komplexum foliált kőzeteit. A masszívum peremén a szomszédos kőzetek asszimilációja következtében gránitos kőzetek keletkeztek.
3. A legjelentősebb folyamat a nefelines magma (olvadékok, hidrotermás oldatok) felszínre kerülése volt, mely a masszívumban, de főleg a dioritos komplexumban általánosan tapasztalt hibridizációs és metasomatikus folyamatokat eredményezte (kankrinit, kalcit, szodalit megjelenése).

4. Az intrúzió végső stádiumaként pegmatitok, nefelinszenitaplitok, lamprofírok jelentek meg, amelyek mind a masszívumot, mind a szomszédos kőzeteket határozott kontaktusokkal metszik.

Nefelinszenitek biotitjain, illetve tinguitok teljes kőzeten végzett abszolút kormeghatározási eredményeik alapján a masszívum keletkezésének korát 160 millió évre teszik.

1975-ben JAKAB a masszívumot kvázicirkuláris szerkezetűnek írta le, miszerint a különböző kőzettípusok, a masszívum peremétől a középpontja felé haladva, koncentrikusan helyezkednek el:

1. Kvarcban gazdag kőzetek (gránitok, kvarcszenitek), melyek, ugyanúgy, mint a szaruszirt kőzetek, követik a Masszívum peremét.
2. Alkáliszienitek öve: átmenetet képeznek a kvarcszenitek, gránitok és a nefeleinszenitek között.
3. Bomlott nefelinszenitek öve: vöröses színűek, bomlásukat a fehér nefelinszenitek intrúziója idézte elő.
4. Szodalitos, kankrinites nefelinszenitek, melyek a masszívum központját képezik.
5. Melanokrata kőzetek (dioritok, essexitek) öve: két központban (Orotván és Güdücön) fejlődött ki.

1980-ban ANASTASIU és CONSTANTINESCU a masszívum keletkezését egy többfázisos, többállomásos folyamatként értelmezik. A kőzettani változatosságból következően egymástól két függetlenül lejátszódó mélységi magmaintrúziót feltételeznek:

- egy köpeny eredetű (parentális) bázisost,
- és egy, a kéregben lejátszódó, szilíciumban szegény kőzettársulást beolvasztó intrúziót. Ezeknek az intrúzióknak a térbeli kifejlődése azonos, de nem egyidejű.

1978-ban ZINCENCO és VLAD azt feltételezték, hogy a masszívum nem más, mint egy tömzs két különböző jellegű kőzetasszociációja:

- „ring” (külső gyűrű) kőzetasszociáció,
- központi (oszlop) kőzetasszociáció.

Szerintük a külső köpenyben olvadás útján egy szülő-magma keletkezett, nefelinszenites összetételű olvadékot, és egy szilárd, ultrabázisos maradékanyagot eredményezve. Az olvadék, oszlopos formában elszigetelten a magmafészektől, a felszín felé emelkedett. Ebbe az oszlopba a parciálisan olvadó köpeny szilárd anyagának egy része is belekerült. Az oszlop külső részének megszilárdulása után következett az oszlop belső, még meg nem szilárdult részének a feltörése, mely áttörte a már megszilárdult oszlopot. Az oszlop és a külső gyűrű magmája felszín közelbe szállította a maradék ultrabázisos szilárd anyag hibridizációjából keletkezett

már megszilárdult kőzeteket is. A külső gyűrű pneumatolitos és hidrotermás átalakulásai genetikailag az oszlophoz kötődnek.

1981-ben JAKAB a masszívum keletkezését két fő magmaintrúzióval magyarázta. Lehetséges, hogy a magmák a kéreg alsó határáról származnak egy közös magmafészekből. Az első magmaintrúziót a vörös szienitek komplexuma (monzonitok, melaszienitek, szienitek, kvarcszienitek, gránitok) képviseli. Szerinte a gránitok kvarcpalák asszimilációjából keletkeztek. Ezeket a kőzeteket az összes többi kőzettípus áttöri. Az első szienitintrúziót egy telérfázis követte, rózsaszínű alkáliföldpátszienit kőzetekkel. Mindezek után egy hosszabb konszolidációs szünet következett. A második intrúzió során a friss nefelinszienitek intrúzióját tinguaitok és lamprofírok intrúziója követte. Ez az intrúzió a masszívum központi részén zajlott le, áttörve az első fázis kőzeteit. Jakab szerint a bázikus és ultrabázikus kőzetek az első magmaintrúzió termékei, a magma első differenciátumai. Ezek a kőzetek telér formában a környező mezometamorf (Rebra-sorozat) kristályos palákban is megtalálhatók. A második magmaintrúzió során felnyomuló nefelinszienit magmák az elsőintrúziós bázikus és ultrabázikus kőzeteket is magukkal ragadták zárványok formájában.

1982-ben JAKAB arra az álláspontra jutott, hogy az utómagmás jelenségek tisztázása a masszívum magmás eredetének bizonyítását is megoldaná. Itt már három magmaintrúzió benyomulásával magyarázza a masszívum eredetét, melyek időrendi sorrendben a következők:

1. Bázikus és ultrabázikus mészkalkáli, enyhén alkáli jellegű magmaintrúzió, melynek eredete felső köpeny.
2. Első szienitintrúzió, mely területileg a bázikus, ultrabázikus kőzetektől K-re esik. Kőzettípusai: nefelin utáni liebnerit pszeudomorfózis szienitek, alkálszienitek, monzoszienitek, monzonitok és granitoidok. Telérfázisok: vörös alkáliföldpátszienitek, szienitaplitok, fehér porfíros mikroszienitek, lamprofírok. Az első szienitintrúzió összes kőzettípusa kéreg eredetű.
3. Második nagy szienitintrúzió, mely a masszívum központi részét foglalja el tömzs és „szatellit” testek formájában az első szienitintrúzió kőzeteiben. Kőzettípusai: nefelinszienitek, monzonitok, albititek. Telérkőzetei: tinguaitok és alkáli lamprofírok.

A masszívum magmás fejlődéstörténetét a pneumatolitos – hidrotermás folyamatok zárják le. Utómagmás tevékenység mindegyik fő magmaintrúzió után megfigyelhető. A két szienitintrúziót követő különböző típusú átalakulások két fejlődési irányt határoznak meg, és az intrúzió többállomásos jellegét is bizonyítják.

1987-ben a DAM komplex kutatási programjának eredményeit szintetizáló geológiai jelentésben JAKAB et al. magyarították a masszívum keletkezését. Kiindulási pontjuk Jakab 1982-ben alkotott keletkezési elmélete volt. Ebben a felfogásban az ércesedések genetikailag a vörös szienitekhez kapcsolódnak. Az első és harmadik intrúziós fázis magmái a felső köpenyből származnak, a második intrúzió magmái, pedig kéreg eredetűek. Az esetekben elképzelhető a hibrid eredet, mivel szerintük ezeknek a kőzeteknek magmás gyökere nem mutatható ki, és bázikus differenciáció útján ilyen kőzetek nem keletkezhetnek.

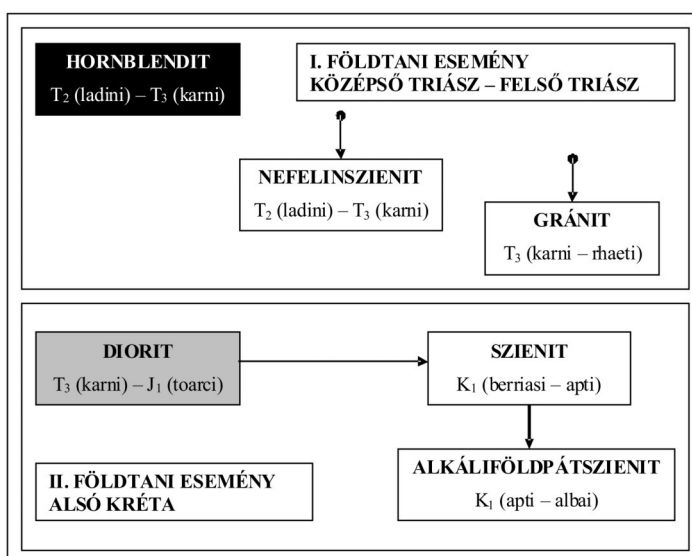
1995-ben PÁL-MOLNÁR és ÁRVA SÓS az addig általánosan elfogadott elméletet, miszerint a masszívum a jurában keletkezett (STRECKEISEN, HUNZIKER, 1974; JAKAB et al., 1987) átértékelte. Az egyes kőzetek ásványfrakcióinak több mint 30 K-Ar koradata alapján először sikerült kimutatniuk, hogy a masszívum egy nagyon hosszú (középső triász – alsó kréta), kétfázisú (középső triász – felső triász, alsó kréta) magmás folyamat eredménye. A DAM kőzeteiből szeparált amfibol, biotit, földpát és nefelin frakciókon végzett K/Ar radiometrikus kormeghatározás során a hornblendit amfiboljára $216 \pm 8,8$ - $237 \pm 9,1$ millió év; a gabbró amfiboljára $234 \pm 10,8$ millió év, plagioklászra $161 \pm 9,8$ millió év, biotitra $162 \pm 6,1$ millió év; a diorit amfiboljára $218 \pm 8,3$ - $176 \pm 6,7$ millió év, földpátra $137 \pm 5,5$ - $138 \pm 5,8$ millió év; a nefelinszenit amfiboljára $216 \pm 8,1$ millió év, nefelinre $232 \pm 8,8$ millió év, biotitra $171 \pm 6,4$ millió év, káliföldpátra $140 \pm 5,3$ millió év; a gránit amfiboljára $217 \pm 8,3$ millió év, biotitra $196 \pm 7,4$ millió év; az alkáliföldpátszenit biotitjára és káliföldpátjára pedig 102 ± 4 - $113 \pm 4,3$ millió év közötti K/Ar korokat kaptak. A fenti mérési adatokat 2 Ar-Ar koradattal kiegészítve DALLMEYER et al. (1997) megerősítették az ultrabázikus kőzetek középső triász korát, KRÄUTNER és BINDEA (1998) pedig újra kihangsúlyozták a masszívum hosszú, és többfázisú magmás aktivitását, amely aktivitás a triászban, a Tethys kinyílásával kezdődött a Getida-Bukovinai mikrolemeznek az eurázsiai szegélytől való leválásával.

1987-1989, valamint 1993-1996 között elkészült a masszívum északi részének (a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak által lehatárolt terület) 1:5000-es méretarányú földtani térképe (PÁL-MOLNÁR, 1998). A földtani térképből kitűnt, hogy a különböző kőzetkomplexumok között nincs szerkezeti és összetételbeli sorrendiség (mint ahogy azt CODARCEA et al. (1957) feltételezték), de a komplexumok gyűrűs szerkezete sem mutatható ki (mint ahogy azt ZINCENCO és VLAD (1978), vagy később, a részletes térkép hiányában MOROGAN et al. (2000) gondolták). Így a masszívum mind keletkezési idejét, mind szerkezetét illetően új megvilágításba került.

1998-2008-ban PÁL-MOLNÁR kimutatta, hogy a bázisos és ultrabázisos kőzetek egy jól lehatárolható térségben, egymással összefogazódva, folytonos átmenettel, a masszívum többi

kőzettípusától eltérő genetikával jelennek meg. Mivel a hornblenditek, garbbrók és dioritok egyik legismertebb előfordulási helye az Alsó-, és Felső Tarnica-patak környéke, a Csibi Jakob-patak és Tászok-patak közötti területen felszínre bukkanó hornblendit és diorit csoport kőzeteit egy komplexumba sorolta, s Tarnica Komplexumnak nevezte el. Szabálytalan kőzetestekről van szó, amelyek a szomszédos kőzetek felé is fokozatos átmenetet mutatnak. A Tarnica Komplexum kőzetei a masszívum bármelyik más kőzettípusával kontaktusba kerülhetnek, az esetek nagytöbbségében alkáliföldpátszienitek, szienitek és monzonitok ölelik körül. A hornblenditeket mindig dioritok, meladioritok, vagy a jóval savanyúbb szienitcsalád kőzetei veszik körül. A dioritok mindig kontaktusban vannak a meladioritokkal és a hornblenditekkel, de kontaktusban lehetnek a szienitcsalád kőzetein kívül a metamorf kőzetekkel is. Kapcsolatot jelentenek a hornblenditek és a masszívum más kőzetei között. A nefelinszienitek és gránitok ezen a területen szatellit testekként jelentkeznek. A hornblenditek, gabbrók, meladioritok és dioritok szöveti és szerkezeti konfigurációi egy intruzív test és egy mellékkőzet érintkezésének sajátos jellegeit mutatják. A kőzetek K/Ar radiometrikus koradatai (PÁL-MOLNÁR, ÁRVA SÓS, 1995) alapján a szerző a következő fejlődési sorrendiséget állítja fel: hornblendit, nefelinszienit, gránit, diorit, szienit, alkáliföldpátszienit. Hangsúlyozza, hogy ez a kronológiai sorrendiség csak részben jelenti a folyamatok sorrendiségét is. A földpátok által mutatott utóhatások idejének figyelembevételével két nagyobb keletkezési időintervallumot ad a masszívum keletkezésére vonatkozóan (2-3. ábra):

1. földtani esemény: középső triász – felső triász
2. földtani esemény: alsó kréta



2-3. ábra: A Ditrói Alkáli Masszívum genetikai modellje K/Ar koradatok alapján (PÁL-MOLNÁR, 2008).

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) kőzetegyüttest produkált. A magmatevékenység első szakaszában (középső triász – felső triász) a köpeny eredetű primitív olvadékból ultrabázit keletkezett [T₂ (ladini) – T₃ (karni)], majd ugyanezen magma asszimiláció és frakcionáció során történő továbbfejlődésével nefelinszienit [T₂ (ladini) – T₃ (karni)] és alkáligránit [T₃ (karni-rhaeti)] jött létre. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével indult. A Bukovinai-Géta mikrokontinensnek az európai platformtól a jurában történő elszakadásával, a Civcin – Severin riftrendszer mentén egy újabb, köpeny eredetű, intrúzió (alsó kréta) jött létre. Az így keletkezett szienit [K₁ (berrasi-apti)] az első magmás folyamat kogenetikus kőzeteivel keveredve egy sor hibrid kőzetet eredményeztek, mint pl. hornblendit, gabbró, diorit [T₃ (karni)–J₁ (toarci)], monzonit (PÁL-MOLNÁR, 2008).

MOROGAN et al. (2000) szerint a masszívum kőzetei OIB-jellegű, bazanitos magmából származnak, melyek gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kis fokú olvadásából keletkeztek. A több szakaszban lejátszódott magmaképződési folyamat hosszabb idejű köpenyfeláramlásra utal. A kőzetekben általában a vas-magnézium amfibolok dominálnak, ami a magmák víztartalmú természetére utal, vagyis a primitív olvadék valószínűleg átalakulást szenvedhetett a litoszférán való áthaladása során. A köpeny eredetű bázisos magmák és a kéreg kontaminációja során képződhetett SiO₂-dal telített és túltelített magmák későbbi frakcionálódással továbbfejlődtek, egészen az alkáli gránit megjelenéséig. A nefelinszienitek a masszívum utolsó nagy magmabenyomulási fázisát képviselik, eredetük bazanitos szülőmagma és kismértékű kéregasszimilációra vezethető vissza.

2007-ben FALL et al. a masszívum nefelinszienitjein végzett folyadékzárvány vizsgálatok eredményeképp megállapították, hogy a nefelinszienitek szülőmagmaja egy alkáli-karbonátban gazdag vizes fluidumban vált telítetté a kristályosodás korai szakaszában. Ez megegyezik PÁL-MOLNÁR (2000) és MOROGAN et al., (2000) korábbi állításával, miszerint a nefelinszienit olvadék frakcionációs reziduum eredetű. A paragenezis különböző stádiumaiból származó elsődleges folyadékzárványok közvetlen bizonyítékul szolgálnak a vizes oldat jelenlétére. A folyadékzárvány összetételek a változatos másodlagos ásványtársaságot létrehozó, magas sótartalmú, karbonát gazdag végtag és az alacsony sótartalmú, NaCl gazdag végtag között változnak. Az eltérő folyadékzárvány populációk a magmás – hidrotermális fluidum sótartalmának csökkenését dokumentálják a kristályosodás során. A sótartalom csökkenése

egyezik az elsődleges ásványfázisok keletkezésével, ami Cl-t, CO₃-t, és SO₄-t von el a vizes oldatból, vagy a nefelinből és/vagy albitból keletkezett másodlagos fázisokból. A víztartalmú ásványok, a biotit és az amfibol, késői kristályosodása összefüggésben van az olvadékban és az egyidejűleg létező vizes fázisban lévő víz aktivitásának növekedésével. Ezen értelmezés szerint a nefelinszienit olvadék nem sokkal a kristályosodás kezdete után elérte az illókban való telítettséget, és egy aktív magmás hidrotermális rendszer létezett a masszívumban előforduló nefelinszienitek kristályosodásának nagy része alatt.

3. A LAMPROFÍR KUTATÁS ELŐZMÉNYEI A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUMBAN

A DAM területén lamprofírok, mint mikrokristályos amfibolközetek elemzését először FELLNER (1867) végezte el. A vizsgált minták az Orotva-Tászok patak torkolatából származtak és a szienitet HERBICH (1878) szerint telérekben törték át. Az egyik kémiai összetétele telérközetként az alnöitekhez állt legközelebb. A másik vizsgált mikrokristályos amfibolközet kémiai összetétele alapján jóval savanyúbb tipikus kamptonitnak adódott.

A masszívum kőzeteit elemezve HERBICH már 1871-ben említést tett a telérekben előforduló „zöldkövekről” (lamprofírokról).

BERWERTH (1905) a DAM telérkőzeteinek vizsgálata során szintén kamptonitot említett a Ditró-Tölgyes út menti feltárásokból.

MAURITZ (1912) a masszívumot átjáró bázikus telérek közül néhányról részletes kőzettani leírást és geokémiai adatot közölt. Az egyik 4-5 m széles, álló helyzetű, észak-déli csapású lamprofír-telért a Várpatak völgyéből írta le, mely apró szienitzárványokat tartalmazott és helyenként vékony pegmatit-erek járták át. Kőzete sötét zöldesszürke, homogén, nagyobb biotithalmazokkal. Jellemző kőzetalkotói az amfibol, biotit, diopszid, egrinaugit, gránát, mikroklin, oligoklász-albit, nefelin, kankrinit, apatit, magnetit, epidot és muszkovit, utóbbi valószínűleg másodlagos eredetű. Szövege pánidiomorf szemcsés. A kőzet ásványtani összetétele alapján a kamptonitnál jóval savanyúbb típus, amit a kőzet kémiai összetétele is alátámasztott. Egy másik kamptonitot a Ditró-Tölgyes országút menti feltárásból egy 3 m széles, északnyugat-délkeleti csapású telérből írt le. A telér szegélyén a kőzet finomszemcsés, beljebb durvaszemcsés, színe sötét szürkésfekete. Uralkodó elegyrésze a barna amfibol, további kőzetalkotói a biotit, oligoklász, kevés mikroklin, titanit, apatit, titántartalmú magnetit, melyet leukoxén-zóna vett körül, másodlagos epidot és klorit. A következő kamptonit, amit MAURITZ (1912) leírt szintén a ditró-tölgyesi út menti feltárásból származott egy 1 m széles telérből, melyet korábban SZÁDECZKY (1899) is leírt. A kőzet szövege poikilites, kőzetlakotói: kevés diopszid, biotit, hastingsit, oligoklász-albit, kalcit, epidot, sok titanit, hematitosodott magnetit és kevés apatit. A negyedik lamprofír-telért MAURITZ (1912) az Orotva-Tászok patak torkolatából írta le amfibolos biotitos anyakőzetben, amely vékony, telérszerű, alig 10-15 cm vastag, sötétszínű, tömött kamptonitból állt. A telér csapása észak-déli, dőlése csaknem függőleges. A kőzet szövege pánidiomorf szemcsés, kőzetalkotói az amfibol, biotit, oligoklász, titanit, apatit, epidot, muszkovit. Ennek a telérnek az anyakőzetét SZÁDECZKY (1899) szintén kamptonit néven írta le, mely a Tászok-patak torkolatánál az Orotva-patak mindkét partján

felszínre bukkant, ezért azt feltételezte, hogy egy vastagabb telérről vagy esetleg egy kisebb tömzsszerű képződményről volt szó. MAURITZ (1912) az utóbbit erősítette meg, mivel nagyobb tömegben volt kifejlődve, az anyakőzetet pedig aplit- és igazi kamptonit-telérek járták át ill. a kőzet észak- és nyugat felé átment egy tipikus amfibolperidotitba. Mindezek azt bizonyították, hogy nem egy vastagabb telérről, hanem egy bázikus differenciálódásról volt szó. Kémiai összetétele alapján a vizsgált anyakőzet a dioritok, shonkinitek és therolitek közé tartozott.

MAURITZ et al. (1925) a masszívum kőzettípusainak vizsgálata során egy kamptonitról is készített kémiai elemzést. A tömött, sötét színű kőzet az Orotva-patak jobb partján, közvetlenül a Tászok-patak torkolata alatt a hornblenditet vékony telér alakjában szelte át. Szövege a pánidiomorf szemcséshez közeledett. Fő kőzetalkotója az amfibol, a többi biotit és oligoklász volt. Nagy mennyiségű titanit, apatit, pirit, epidot és kevés magnetit volt benne, helyenként vékony epidotos erek is átjárták.

VENDL (1926) a MAURITZ et al. (1925) által végzett kémiai elemzések kiegészítéseként végezte el két kamptonit kémiai elemzését, melyek alapján megállapította a kőzetek kémiai rendszertani helyét diaschist melanokrata teléreként. Az egyik biotitos amfibol-kamptonit (Várpatak), mely finomszemcsés, fekete színű kőzet, fehér kalcit mandulákkal. A földpátok üvegszerű alapanyagot alkotnak, melyek sok esetben kalcitosodtak. Uralkodó kőzetalkotó az amfibol, másik gyakori színes elegyrész a biotit, mely az amfibolból keletkezhetett. A biotitot pennin kíséri. Az amfibol átalakulása néhol annyira előrehaladott, hogy helyét apró csillámpikkelyekből álló halmaz foglalja el, ahol az eredeti amfibol még néhol felismerhető. Az átalakulással együtt leukoxénésedés és érc kiválás is megfigyelhető. Nagy mennyiségben talált titántartalmú, erősebben leukoxénésedett magnetit. Szövege az üveges alapanyagú monchiqueitekhez húz, kémiai összetétele alapján viszont a kamptonitot közelíti meg leginkább. A másik finomszemcsés, helyenként kissé likacsos szerkezetű, sötét, zöldesfekete színű amfibol-kamptonit (Károly-patak). Szövege pánalotriomorf-szemcsés, uralkodó színes elegyrésze a barna- és kékamfibol, melyek gyakran összenőttek. Gyakori az amfibol és a biotit kloritosodása, a kloritos részekben, pedig a leukoxén halmazok. Akcesszória az apatit és a magnetit.

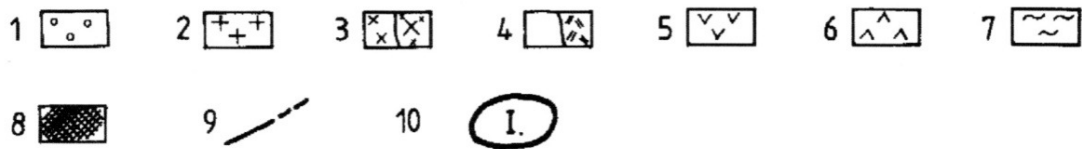
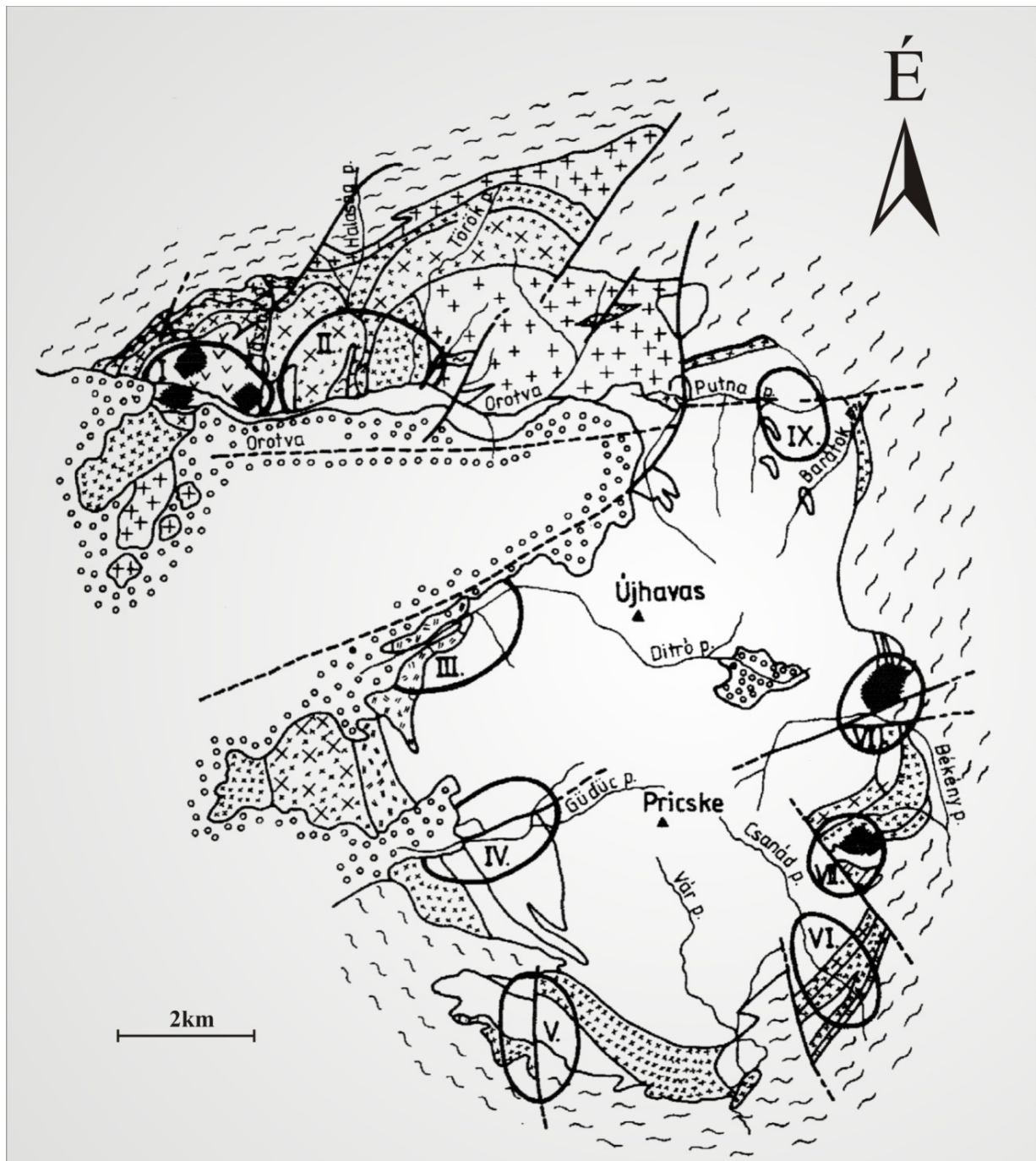
STRECKEISEN (1954) a masszívum kőzeteinek bemutatása során a telérkőzetek között kamptonitot és spessartitot említ. Leírása szerint a lamprofírok változó vastagságúak és a masszívum összes abisszikus kőzetét áttörik. Főleg a ditróessexitek (alkáldioritok-alkálígabbrók) zónájában gyakoriak, kémiaiilag jórészt ezekhez a kőzetekhez hasonlítanak. Ebből a megfigyelésből arra a következtetésre jutott, hogy a lamprofírok genetikailag a

masszívumhoz tartoznak, az abisszikus kőzetek megszilárdulása után, de a magmatevékenység megszűnte előtt nyomultak be.

STRECKEISEN és HUNZIKER (1974) a DAM keletkezését magmás úton próbálják megmagyarázni. A magmás eredetet többek között a dyke-ok, tinguitok és kamptonitok, mint bizonyított magmaintrúziók jelenlétével támasztják alá, melyek kemizmusra nagyon hasonló a nefelinszienitekéhez és a dioritokéhoz, s mind a masszívumot, mind a szomszédos kőzeteket határozott kontaktusokkal metszik.

ANASTASIU és CONSTANTINESCU (1982) a masszívum telérkőzeteit 9 telérmezőre különítették el (3-1. ábra). A Pietrari-Tászok völgyből kerzantitot, spessartitot, vogezeit, az Orotva-völgyéből vogezeit, spessartitot, a Ditró-Güdüc völgyéből kerzantitot, spessartitot, kamptonitot, a Csanód völgyéből, pedig spessartitot és kamptonitot említettek.

JAKAB (1998) a DAM, Tölgyesi sorozat és Vasláb-Balán-Holló-Bélbor területeken vizsgálta a lamprofirokat. Vizsgálatai szerint a masszívumhoz kapcsolódó lamprofirók geokémiai összetételük alapján leggyakrabban kamptonitok és spessartitok, ezen kívül kevés vogezeit is előfordult. Megállapította, hogy az irodalmi adatokhoz képest magas a lamprofirók TiO_2 -tartalma és genetikailag a masszívum több kőzettípusához is kötődhetnek, amit a masszívumban végbemenő hibridizációs folyamatokkal magyarázott.



3-1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe a 9 telérmezővel (Anastasiu, Constantinescu, 1984) 1. fedő üledékek, 2. granitoidok komplexuma, 3. szienitoidok komplexuma: szienitek-monzonitok, 4. foid kőzetek komplexuma: foidszenitek, essexitek, 5. dioritok komplexuma, 6. ultramafitok és mafitok komplexuma, 7. Rebra-sorozat, Tölgyesi-sorozat, 8. ércesedett zóna, 10. telérmezők (I-IX)

4. ALKALMAZOTT VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

4.1. TEREPI MUNKÁK

A 225 km²-en felszínre bukkanó masszívumból mintagyűjtés céljából azt a területet választottuk ki, ahol a lamprofír telérek a legtöbb közettípust átszelve bukkannak a felszínre és természetes feltárásban találhatóak. Ez a terület a DAM északi része, az Orotva-patak medencéjétől északra eső terület. Az Orotva-, Tarnica-, Tászkok-, Fülöp-, Gudu-, Török- és Nagyg- patakok völgyéből, 13 feltárásból összesen 55 lamprofír mintát gyűjtöttünk (6-1. ábra).

4.2. MIKROSKÓPIA

A lamprofírokból összesen 65 vékonycsiszolat készült a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén, valamint 20 vékonycsiszolat a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén. A mikroszkópos vizsgálatok során a szöveti és szerkezeti bélyegek, illetve az ásványfázisok meghatározása Olympus SX-9 binokuláris mikroszkóppal, Nikon Microphot FXA és Olympus BX-41 polarizációs mikroszkóppal történt a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

4.3. ÁSVÁNYKÉMIAI ELEMZÉSEK

Az egyes ásványfázisok főelem kémiai összetételének meghatározása CAMECA SX50 elektronmikroszondán történt az Uppsalai Egyetem Geológiai Tanszékén. Az elemzést természetes standardok segítségével végeztük. A mintaáram 15 nA, a gyorsítófeszültség 20 kV volt.

A piroxénekről, ocellumok ásványairól, valamint a magnetitről készült elemterképek és spektrumok röntgen fluoreszcens spektrofotometriával, HORIBA Jobin-Yvon XGT-5000-es berendezéssel készültek a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. A gerjesztő feszültség 30 kV, az anódáram automatikusan szabályozott 0,2-1,0 mA volt. A mérési idő adatai: spektrumok felvétele esetén 1800s, az elemterképek esetében 50 s szkennelésenként.

A kalcitokról készült katódlumineszcens felvételek vékonycsiszolatokon készültek az MTA Geokémiai Kutatóintézet Nikon Eclipse E600 mikroszkópra szerelt RELIOTRON típusú („hidegkatódos”) berendezésen, 5-8 kV gyorsítófeszültség és 0,9 mA mintaáram mellett.

4.4. FŐ- ÉS NYOMELEM ÖSSZETÉTEL MEGHATÁROZÁS

A teljes kőzet geokémiai elemzésekhez 26 reprezentatív mintát választottunk, melyek mérése a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén történt. A főelem geokémiai elemzéseket HR-ICP-MS módszerrel végeztük el Finnigan MAT Element tömeg spektrométer segítségével, a nyomelem és ritkaföldfém összetételt, pedig Varian Vista AX spektrométeren határoztuk meg ICP-AES módszerrel.

A lamprofírok minta előkészítése lítium metaborátos eljárással készült. Első lépésként a porított kőzetmintákat két órán át 105 °C-on szárítottuk, majd 0,100 g mintát 0,150 g LiBO₂-vel összekeverve agátmozsárban homogenizáltuk. A kapott keveréket fedett, grafit olvasztótégelybe helyeztük, amit egy kemencében 1000 °C-on 30 percig izzítottunk. A tégely kihűlése után az olvadékot műanyag üvegbe helyeztük, 25 ml 8%-os HNO₃-at adtunk hozzá, majd egy rázóasztalon azonnal rázni kezdtük több órán keresztül (akár 24 órán át), addig, amíg az olvadék golyók teljesen fel nem oldódtak. Az oldatot ezután, szűrőpapíron átszűrtük, hogy ellenőrizzük maradt-e feloldatlan szilárd anyag, majd 8%-os HNO₃-al felhígítottuk 100 ml-re. Ezután a minta készen állt az analízisre.

4.5. RADIOGÉN IZOTÓP MEGHATÁROZÁS

Sr és Nd izotóp mérések az előzetes geokémiai vizsgálatok eredményei alapján 4 lamprofír teléren és a DAM két fő intrúziójához kapcsolódó hornblenditen, illetve szieniten történtek.

A mintaelőkészítés, a kőzet Sm illetve Nd tartalmától függően, 150 – 200 mg porminta kimérésével kezdődött. A pormintákat 200 – 300 mg ¹⁴⁷Sm-¹⁵⁰Nd belső standarddal összekeverve teflon bombákba töltöttük. Az eljárás első lépéseként karbonát mentesítést végeztünk nagy tisztaságú 6 N HCl (3 ml) mintákhoz való hozzáadásával és melegítésével. Ezt követte a minták szilikát mentesítése, melynek során a mintákat három napig nagy tisztaságú tömény hidrogén-fluoridban (2 ml) és nagy tisztaságú tömény salétromsavban (20 csepp) forraltuk 205 °C-on. Az ásványi bontást követően a teflon bombákból salétromsavval majd sósavval maradék nélkül centrifugacsövekbe mostuk a mintákat és 14500 fordulatszámon, 10 percen át centrifugáltuk. Ezzel a lépéssel a feltárás alatt megmaradt szilárd részeket választottuk el a felülúszótól. A Sr ioncserét 3,5 ml AG50Wx8, H⁺ gyantával töltött oszlopokon végeztük 2,5 N sósav eluálószerrel, a ritkaföldfémek ioncseréjét pedig 6 N salétromsav eluálószerrel. A Sm és Nd leválasztása speciális lantanida oszlopokon történt PIN és ZALDUEGUI (1997) módszere szerint. A Sr és Nd izotópok meghatározása Finnigan MAT261

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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710236 \pm 24$ ($2\sigma_m$) 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 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511859 \pm 11$ ($2\sigma_m$) volt.

PÁL-MOLNÁR és ÁRVA-SÓS (1995) DAM kőzeteiből szeparált amfibol, biotit, földpát és nefelin frakciókon végzett K/Ar koradatai alapján a jelenleg mért radiogén izotóparányokat átlagosan 200 millió évre számoltuk vissza.

5. A LAMPROFÍROK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A lamprofírok alapvetően alkáli kőzetek, adott SiO_2 tartalom mellett magas alkália tartalommal rendelkeznek. Normatív *ne*, *lc* vagy *ac*, modális földpátpótló, Na-K-Ti gazdag amfibol vagy piroxén közül akár többet is tartalmazhatnak. Teljes kőzet H_2O , CO_2 , Sr és Ba tartalmuk magasabb, mint más magmás kőzeté. Az amfibolokhoz (Ti, Ba), káliföldpátokhoz (Ba, Fe^{3+}), flogopitokhoz (Ti, Ba, Fe^{3+}) és piroxénekhez (Ti, Al, Fe^{3+}) kapcsolódó elemek mennyisége a legmagasabb, ami a természetben ismert ezekben az ásványokban. A 'primitív' ásványok (diopszid, forszterit) együtt vannak jelen a kőzetben a 'differenciált' ásványokkal (albit + ortoklász, kvarc) (ROCK, 1987).

A lamprofír kőzetcsalád négy jól meghatározható tagja (mészalkáli lamprofírok, alkáli lamprofírok, ultramafikus lamprofírok és lamproitok) különböző összetétellel rendelkezik. A mészalkáli lamprofíroknak (pl. minettek) a lamprofírok között kevert alkáli – mészalkáli affinitása van. Az alkáli lamprofírok (pl. kamptonitok) bazanitos – nefelinites összetételűek, általában $\text{Na} > \text{K}$ aránnyal. Az ultramafikus lamprofírok (pl. alnöitek) a magmás kőzetek közül legszegényebbek Si-ban és leggazdagabbak Ca-ban, átmenetet képezve a karbonatitok felé. A lamproitok (pl. orenditek) pedig egyedülállóan gazdagok K, Rb, Ba, Th, Mg, Cr és Ni-ben andezites SiO_2 tartalomnak megfelelő szilikát tartalom mellett és olyan, csak rájuk jellemző ásványokat tartalmaznak, mint pl. a wadeit. A lamprofír kőzetcsaládba ötödik tagként be lehet sorolni a kimberliteket is. A lamprofírok több tektonikai környezetben fordulnak elő, mint általában más alkáli kőzetek. Megközelíthetik az intratellurikus magma összetételt is. Majdnem minden lamprofír primitív magmát képvisel, sok, pedig elsődleges magmát. Néhányuk alkáli intruzív sorozatok széles skálájának szülőmágmájaként jelenik meg, pl. mészalkáli lamprofírok káliumos piroxenit – diorit – shonkinit – szienit – gránit plutonok (Cortlandt) esetében, alkáli lamprofírok hornblendites gabbró – szienit plutonoknál (Monteregian Hills), és ultramafikus lamprofírok ijolit – karbonatit komplexumoknál (Fen) (ROCK, 1987).

A lamprofír kifejezést GÜMBEL használta először 1874-ben a görög lampros porphyros ($\lambda\mu\pi\rho\sigma$ porphyros) szóból, melynek jelentése csillogó porfír. Elnevezését a típuskőzetben (Fichtelgebirge, Németország) megjelenő nagy mennyiségű, fénylő biotit fenokristályról kapta. A lamprofír kutatás első 50-60 évének négy, mérőföldkőnek számító monográfiája ROSENBUSH (1897), BEGER (1923), NIGGLI (1923) és BOWEN (1928) nevéhez fűződik. ROSENBUSH (1897) részletes ismertetést adott a lamprofírokról. Felismerte, hogy a minettek (mészalkáli lamprofírok) rendszerint gránitokkal, a spessartitok (mészalkáli lamprofírok) dioritokkal, míg a kamptonitok és monchiquitek (alkáli lamprofírok) általában szienitekkal társulnak. BEGER

1923-ban megjelent monumentális munkájában nagymennyiségű analitikával dokumentálta a lausitzi, schwarzwaldi és St. Gotthardi lamprofirokat. NIGGLI, szintén 1923-ban, bevezette a lamproit terminust a lamprofíros jellegű kiömlési kőzetekre (eddig a lamprofír megnevezést csak kisebb intrúziókra használták). A negyedik monográfia BOWEN (1928) klasszikus munkája, amelynek a lamprofírokról szóló igen vitatott fejezetében többek között kifejti, hogy a lamprofírok nem felelnek meg a teljes-likvid magmáknak, valamint azt is, hogy komplex fázisok, mint pl. az amfibol és biotit, visszaoldódásával létrejövő differenciált olvadékokként keletkeznek.

A lamprofírok alapvető kőzetalkotó ásványai az amfibol és/vagy a biotit – flogopit. Ezen kívül nagy mennyiségű F, Cl, SO₃, CO₂ és H₂O-ban gazdag ásványokat tartalmazhatnak, mint például karbonátokat, Ca-Sr-Ba-szulfátokat (MITCHELL, 1985, NĚMEC, 1985), zeolitokat, sőt akár szkapolitot is (LADERROUTE et al., 1985). A káliföldpátokban, amfibolokban, flogopitokban és piroxéneknél jellemzően magas a Ba, Fe³⁺, Al és/vagy a Ti-tartalom. A következő ásványok közül, melyek az alkáli kőzetek közé sorolják őket, egyet vagy többet mindig tartalmaznak: alkáli vagy Ti gazdag piroxének, illetve amfibolok, Ba-Ti-flogopitok, Ba-K-földpátok, melanitos gránátok, melilit, montichellit, perovszkit és alkáliák Fe, Ti, Zr, Nb stb. tartalmú szilikátjai. Mg-gazdag mafikus ásványok (pl. diopszid, forsterit) általában együtt vannak jelen Na-K földpátokkal, sőt kvarccal is. A kummingtonit – gedrit, tremolit – aktinolit, fayalit, kalszilit, kaliofilit, muszkovit, ortopiroxén, pigeonit és wollastonit olyan ásványok, amelyek néhány magmás kőzetben előfordulnak ugyan elsődleges fázisként, de a lamprofírokban nem (ROCK, 1991).

Jellemzően hipabisszikus kőzetek, szubvulkáni telérek, telérrajok, teleptelérek, kürtők, tömzsök, formájában jelennek meg vagy kivételesen nagyobb intrúziók széleit is képezhetik. Általánosak a hozzájuk kapcsolódó intruzív vagy vulkáni breccsák. Nem jellemző rájuk a néhány négyzetkilométernél nagyobb intrúzió kibukkanások. Láva és piroklaszt formájában megjelenő lamprofírra jelenleg csak néhány minett és lamproit példa található (ROCK, 1987, 1991). A lamprofír telérek gyakori jellegzetességei az elkülönült, eltolódott, hajlított, hajlott vagy zónás belső szerkezetek, amely a folyás differenciálódására, többszörös benyomulásra utal (UPTON, 1965; CURRIE, FERGUSON, 1970; DELANEY, POLLARD, 1981).

A lamprofírok szövete mezokrata – hipermelanokrata (M > 33%), porfíros (általában pánidiomorf), földpát vagy kvarc fenokristály nélkül. Földpátpótló vagy melilit fenokristályok, illetve alapanyagban megjelenő olivin majdnem mindig hiányzik a lamprofírokból. Az olivin fenokristályok lehetnek idiomorfok, polikristályosak, kerekdedek vagy reakciószegéllyel határoltak. Jellemzőek a felzikus globuláris szerkezetek és az álhexagonális biotitok (általában

sötétbarna szélekkel és halvány maggal). A legtöbb finomszemcsés mafikus telér nagymennyiségű biotit vagy amfibol fenokristállyal lamprofír (bár sokban csak mátrix amfibol vagy biotit fordul elő). Gyakran tartalmaznak xenolitokat és xenokristályokat (ROCK, 1991).

A globuláris (gömbszerű) szerkezetek vagy ocellumok alacsony színindexüknél fogva jól láthatóan elkülönülnek az alapanyagtól, ami sokszor szabad szemmel is látható. Az ocellum és az alapanyag határát gyakran megnyúlt ásványok (amfibol vagy biotit) körkörös elrendeződése is hangsúlyozza. Elsősorban magas illótartalmú kőzetekben fordulnak elő, általában lamprofírokban (ROCK, 1991), de ritkábban bazaltos összetételű kőzetekben is megjelennek (PHILPOTTS, 1976). Ásványos összetételüket tekintve legalább 3 típust különböztethetünk meg a lamprofírokban (ROCK, 1991):

- Karbonát-analcim összetételű ocellumok, amelyek általában ultramafikus lamprofírok jellemzői, de alkáli lamprofírokban is előfordulnak. Mind a karbonát, mind pedig az analcim lehet uralkodó komponense az ocellumnak.
- Földpát összetételű ocellumok. Szienites összetételűek, kisebb mennyiségben kvarcot vagy földpátpótlókat (analcim, nefelin), amfibolt, biotitot vagy karbonátokat is tartalmazhatnak. Általában alkáli lamprofírokban jelennek meg, ritkábban mészsalkáli lamprofírokban is előfordulnak.
- Karbonát-klorit/szerpentin-epidot-kvarc \pm földpát \pm zeolit összetételű ocellumok. Mindegyik lamprofír típusra jellemzőek, általában másodlagos eredetű ásványfázisokat tartalmaznak.

Az ocellumok keletkezésére vonatkozóan többféle magyarázat létezik. SMITH (1967), PHILPOTTS (1976), COOPER (1979), és FOLEY (1984) szerint az ocellumok mandulakövekként, leukokrata ásványok nukleációs magjaként, a kristályosodás késői fázisának szegregációs folyamatainak, vagy szételegyedő olvadékok eredményeképp keletkeznek. Az ocellumok szilikátos – karbonátos olvadék szételegyedésével (liquid immiscibility) való képződését PHILPOTTS (1976) és HAMILTON et al. (1979) vizsgálatai megerősítik. Olvasztási kísérleteik azt igazolták, hogy az ocellum és a bazalt alapanyagának magas hőmérsékleten történő homogenizálása után a két olvadék hidrotermális hőmérsékleten a kiindulási alapanyagokhoz hasonló összetételű olvadékokba elegyedik szét. A földpátos összetételű ocellumok keletkezésére PHILPOTTS (1972, 1976), FERGUSON, CURRIE (1971) és EBY (1980) a szilikát – szilikát olvadék szételegyedést tartja elfogadhatónak, míg COOPER (1979), FOLEY (1984) és MAUGER (1984) szerint a késő stádiumú olvadék buborékokba való szegregációjáról van szó. COOPER (1979) szerint az ocellumok a gyorsan felemelkedő magmában, a környezet nyomáscsökkenése miatt bekövetkező buborékosodással (vezikuláció) keletkeznek, ami a

könnyenillókat buborékokba szegregálja, majd ezen fázis szilárdul meg ocellumként. FOLEY (1984) vizsgálatai szintén az ocellumok az olvadéknak buborékokba történő szegregációját támasztják alá a magma megszilárdulásának késői fázisában, amikor az alapanyag nagy része már kikristályosodott. Az ocellumok belső magjában az eredetileg gázfázisú könnyenillók szilárdulnak meg, míg a külső zóna a maradék olvadékot képviseli. A magok anyagának egykori gázfázisként való értelmezését jellegzetes amöbaszerű alakjuk is alátámasztja (SMITH, 1967; FOLEY, 1984). A szabálytalan alakú, nagy méretű ocellumok képződése több gázbuborék összeolvadásával képződhet (Foley, 1984).

A lamprofírok teljes kőzet kémiai összetételében a H₂O, CO₂, F, Cl, LILE, Sr, Th, P, K, Rb, Ba, alkáli és könnyű ritkaföldfém tartalom a MORB-ra jellemző értékeknél 2-3-szor gazdagabb, de MORB-hoz hasonló Sc, Y, Ti, és nehéz ritkaföldfém koncentrációjuk van. Néhány mészkalkáli lamprofír (főleg kersantit és spessartit) kivételével minden lamprofír alkáli. A lamproitokra és különösen a mészkalkáli lamprofírokra jellemző a negatív Nb anomália. A Sr és Ba tartalom általában minden más magmás kőzetnél magasabb, az eddig regisztrált legmagasabb Sr tartalom (7275 ppm) felülmúlja még a karbonatitokban jegyzett Sr maximumot (WEDEPOHL, 1978) is. A Th, Zr és Rb szintén magasabb, mint néhány különleges pegmatit és agpait kivételével más magmás kőzetben. Bár az Y koncentrációja a MORB-okéhoz hasonló, az alkáli és az ultramafikus lamprofírokban elérheti a 150 ppm-et is. Az alkáli lamprofírok átlagos nyomelem eloszlása szinte ugyanolyan lefutású, mint az alkáli bazaltoké, csak hozzájuk képest másfél-kétszeres gazdagodást mutatnak, ami megerősíti ROCK (1977) azon nézetét, miszerint az alkáli lamprofírok illókban és inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott alkáli bazaltok. A plagioklász tartalmú lamprofíroknak (spessartitok és kamptonitok) lényegesen alacsonyabb Sm tartalmuk és La/Yb arányuk van, mint a plagioklász mentes típusoknak. Ritkaföldfémekben leggazdagabbak a lamproitok, náluk kevésbé gazdagabbak az ultramafikus lamprofírok, majd a mészkalkáli lamprofírok, s végül az alkáli lamprofírok. A könnyű ritkaföldfémek koncentrációja a K/Na, illetve káliföldpát/plagioklász arányokkal nő (CULLERS, GRAF, 1984). A lamprofírok átlag ritkaföldfém görbéje meredekebb és a középritkaföldfém tartalmuk (Gd-Er) alacsonyabb, mint az alkáli bazaltoké.

Amióta BOWEN (1928) arra a következtetésre jutott a lamprofírok nagy mennyiségű fenokristály tartalma alapján, hogy azok nem teljes likvid magmából keletkeznek, azóta az egyik elképzelés a lamprofírok eredetére vonatkozóan az, hogy kristályokkal telített, szuperkritikus, vagy hidrotermális fluidumokból keletkeznek nagyon kevés olvadék komponenssel (AYRES, HIGGINS, 1939; SMITH, 1946; BISHOP, 1964). Ezek a fluidumok sokkal inkább gáz fázisú metasomatózissal keletkezhetnek, mint köpeny anyagok összeolvadásával,

illetve a benyomulásuk sokkal inkább fluidum jellegű lehet, mint normál intrúzív (BAILEY, 1984, 1987). A lamprofír fenokristályok nem szükségszerűen képviselnek olvadék fázist, egyszerűen csak olyan kristályok, amelyek gyorsabban nőnek illódús közegben (JOPLIN, 1966). A lamprofírok kumulátumok újra mobilizációjával is keletkezhetnek (BARKER, 1983). A lamprofírok alapanyag + fenokristály + nagymennyiségű H₂O/CO₂-gazdag ásvány együttese szinte „fagyott” megfelelője egy olvadék + lebegő kristályok + illók komplett magma rendszerének. A lamprofírok közelebb állnak az intratellurikus magmaösszetételhez, mint a szülőmagma afanitos mafikus megfelelőihez (HUGHES, 1982), mert önmagukban őrzik az eredeti illó fázis nyomait (ROCK, 1991).

6. PETROGRÁFIA

6.1. TELEPÜLÉSVISZONYOK

A DAM északi részén az Orotva-patak és jobb oldali mellékágainak völgyeiben felszínre bukkanó lamprofír telérek, telérrajok a Tarnica Komplexum területén (Orotva-, Tarnica-, Tászkok-, Fülöp- és Gudu-patakok) hornblenditet és nefelinszienitet, a Török- és Nagyág-patakok völgyében, pedig granitoidot járnak át (6-1. ábra). A telérek vastagsága 20 cm és 2 m között változik (6-2. ábra). A lamprofírok kontaktzónája a mellékközetekkel minden esetben éles. A Tarnica Komplexum területén lamprofír teléreket átszelő néhány cm széles alkáliföldpátszienit telérek jelennek meg (6-4. G ábra). A telérek kisebb-nagyobb mértékben mállottak. A lamprofírok mállása lokális, az előfordulás helyétől független. A DAM területén számos vető található, melyek közül több a lamprofír teléreket is átvágja (BATKI et al., 2004).

Míg a Tarnica Komplexum területén a lamprofírokat alkáliföldpátszienit telérek szelik át, a Nagyág-patak völgyében a lamprofírokat tinguit (fenokristály tartalmú fonolit) telérek xenolitiként hozzák felszínre, vagyis a lamprofír telérek nem az utolsó fázisú intrúzióját képviselik a DAM magmás fejlődéstörténetében.

Mivel a lamprofír telérek ladini-karni korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) hornblenditben, nefelinszienitben és karni-raethi korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) gránitban jelennek meg, a lamprofírokat viszont apti-albai korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) alkáliföldpátszienit telérek szelik át, így megállapítható, hogy a lamprofírok felső-triász (karni-raethi) és alsó-kréta (apti) között jelentek meg a DAM-ban.

6.2. KÖZETTAN

Szabad szemmel és binokuláris mikroszkóppal vizsgálva a lamprofírok szövete hipokristályos, mikrokristályos, ekvigranuláris, idiomorf-hipidiomorf szemcsés, irányítatlan és kompakt. A telérközetek sötétszürke–zöldesszürke alapanyagúak, amit amfibol lécek, plagioklász földpátok alkotnak. Helyenként pirit szemcsék, 1-2 mm nagyságú biotit fenokristályok és fehér színű, 0,1-11 mm átmérőjű kerekded-ovális alakú csomók (ocellumok) jelennek meg szabálytalan eloszlásban, melyek néhol feldúsulnak (6-4. C-D ábra) (BATKI et al., 2004). Ritkán földpát xenokristályok előfordulnak, de xenolitok egyáltalán nem. A DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofírokat ásványos összetételük alapján három csoportra lehet osztani. A három lamprofír csoport térben nem teljesen különül el egymástól, az I. és II. csoport között térbeli átfedés van (6-3. ábra):

I. csoport: piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok – Tarnica Komplexum (Orotva-, Tarnica-, Tászk-, Fülöp- és Gudu-patakok)

II. csoport: piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok – Fülöp-, Török- és Nagyág-patak völgye

III. csoport: piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok – Nagyág-patak völgye.

6.2.1. PIROXÉNES, KAERSUTIT TARTALMÚ LAMPROFÍROK

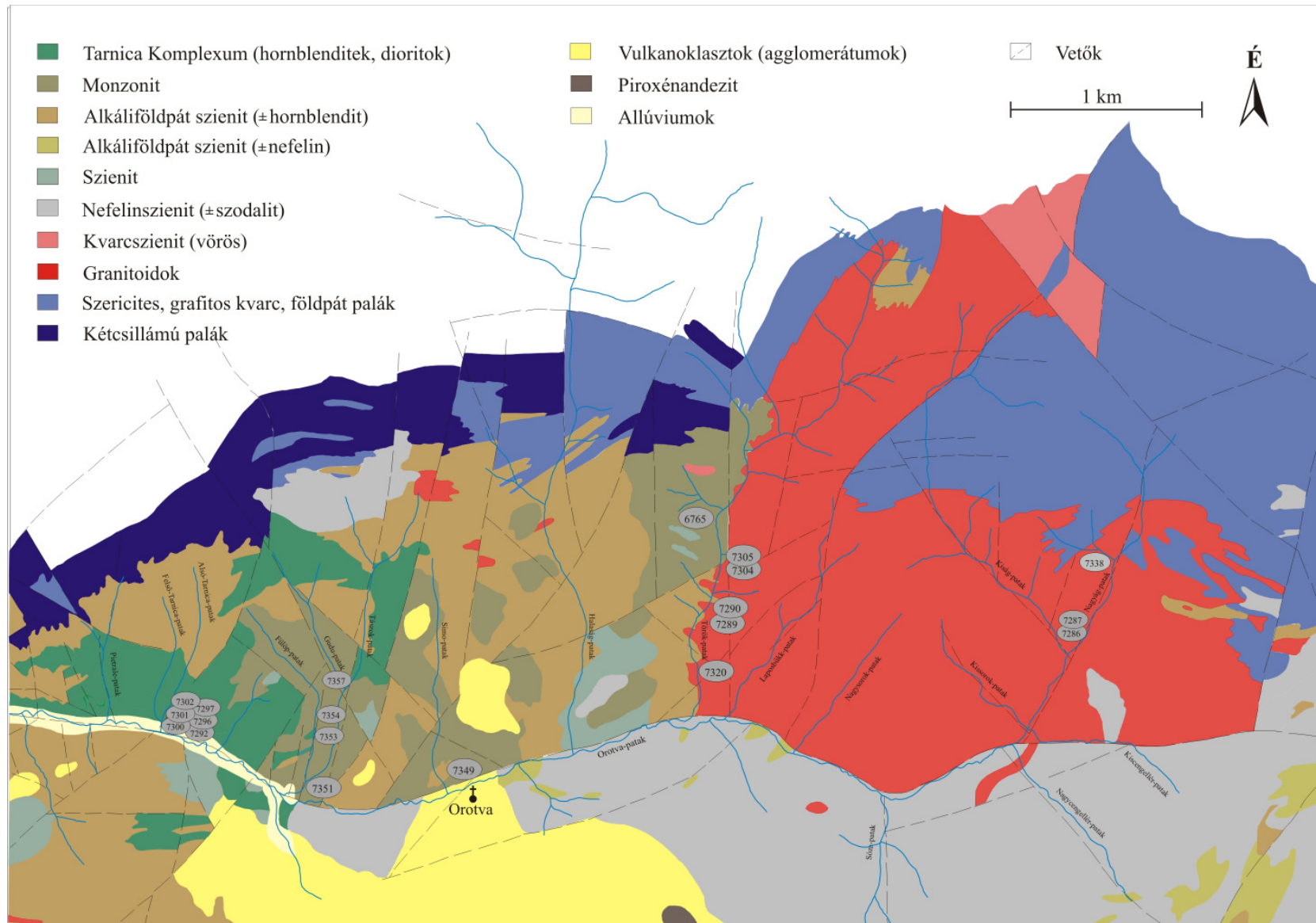
Ezek a lamprofírok a Tarnica Komplexum területén, a Tarnica- és a Török-patakok völgye közé eső területen bukkannak felszínre (6-3. ábra). Kontaktzónájuk a hornblendittel (6-4. A, 6-5. A ábra) és nefelinszienittel (6-4. B, 6-5. B ábra) éles, szövetük finomszemcsés, porfiros, pánidiomorf szemcsés (6-5. C ábra) (BATKI et al., 2004).

Ebben a lamprofír csoportban klinopiroxén fenokristályok jelennek meg amfibol, biotit és plagioklász földpát összetételű alapanyagban.

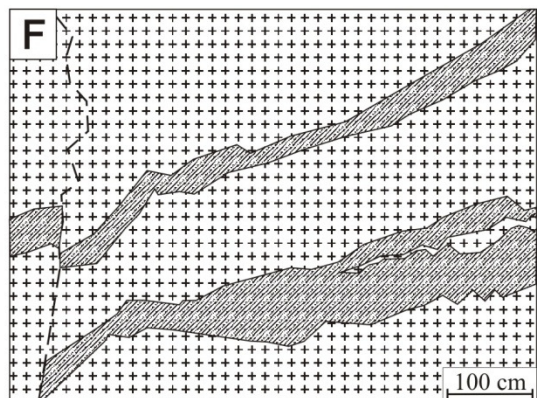
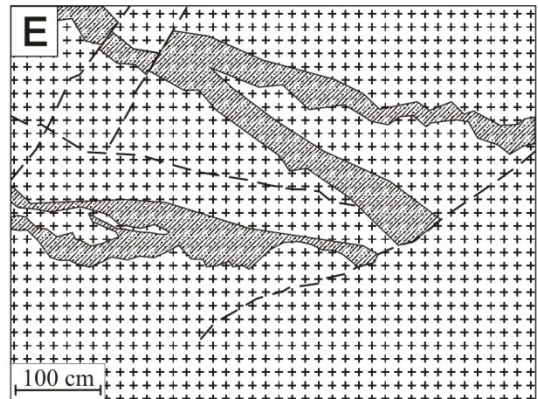
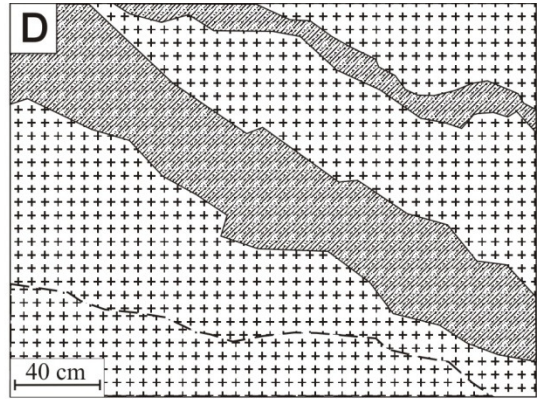
A halványbarna klinopiroxének az egyedüli fenokristályok (6-5. E-F ábra). Táblás vagy rövid oszlopos, zömök, prizmás megjelenésűek, alakjuk euhedrális - subhedrális, méretük 0,6-2,4 mm között változik, pleokroizmusuk gyenge. Optikai tulajdonságaik alapján diopszidos augitok. Peremeiken és a hasadások mentén amfibolosodás és biotitosodás figyelhető meg (6-5. F ábra). A kevésbé átalakult piroxénektől, a már csak néhány piroxén foszlányt őrző amfibol- és biotithalmazokon át, a teljesen átalakult pszeudomorfózákig az átalakulási folyamat legtöbb fázisa megjelenik. Az egykori klinopiroxének alakját helyenként igen jól tükröző uralitos pszeudomorfózák (6-5. G ábra) világoszöld – színtelen, finomszemcsés ásványaggregátumok (6-5. G-H ábra), amelyeket minden esetben Fe-kiválás kísér. Ennek egyik formája a magnetitkorona megjelenése a pszeudomorfózák körül (6-6. C ábra). Másik formája a magnetitzemcsék szabályos vagy szabálytalan elrendeződése a pszeudomorfózán belül. Gyakran klorit, kalcit (6-6. A-B ábra) és epidot (6-6. C ábra) is megjelenik ezekben a másodlagos ásványaggregátumokban.




A kőzetekben az amfibolok a fő kőzetalkotó ásványok, euhedrális, prizmás, léces megjelenéssel (6-5. D ábra). Az amfibollécek hossza 0,3–1,8 mm, pleokroizmusuk világosbarna – vörösesbarna. A szemcsék szélein és a hasadási síkokban gyakran folyamatos átmenettel megváltozik az ásvány színe zöld – kékeszöldre (6-6. D ábra), amely valószínűleg összetételbeli változást tükröz.

A Fe-Mg csillámok kétgenerációsak. Az első generációs biotitok hipidiomorf, táblás mikrofenokristályok, a hornblendék mellett az alapanyag másik jelentős alkotórészei. Mennyiségük kevesebb az amfibolokéhoz képest. Pleokroizmusuk világoszöld – sötétzöld,

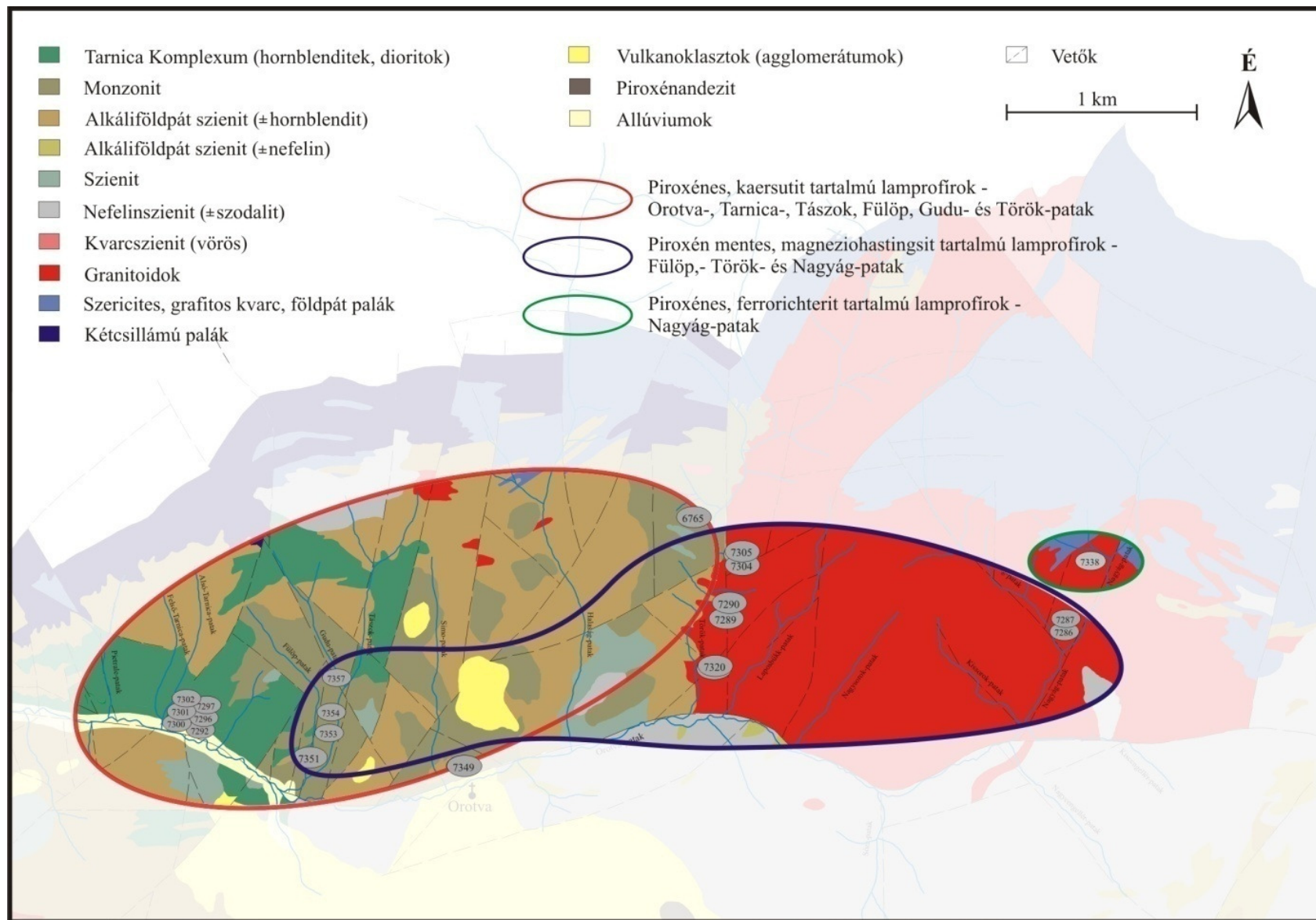


6-1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részének földtani térképe a mintavételi pontokkal



 Lamprofír
  Gránit
  Vetők

6-2. ábra A-C. A Ditrói Alkáli Masszívum, Nagygág-patak völgyében megjelenő lamprofír telérek granitoid mellékkőzetben **D-F.** A lamprofír telérek geometriai kiterjedésének sematikus vázlata



6-3. ábra A lamprofir csoportok térbeli elhelyezkedése a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén

A



B



C



D



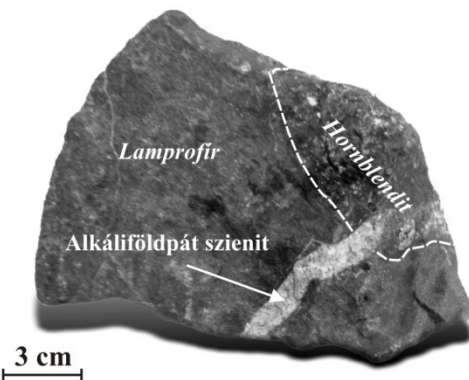
E



F



G



H



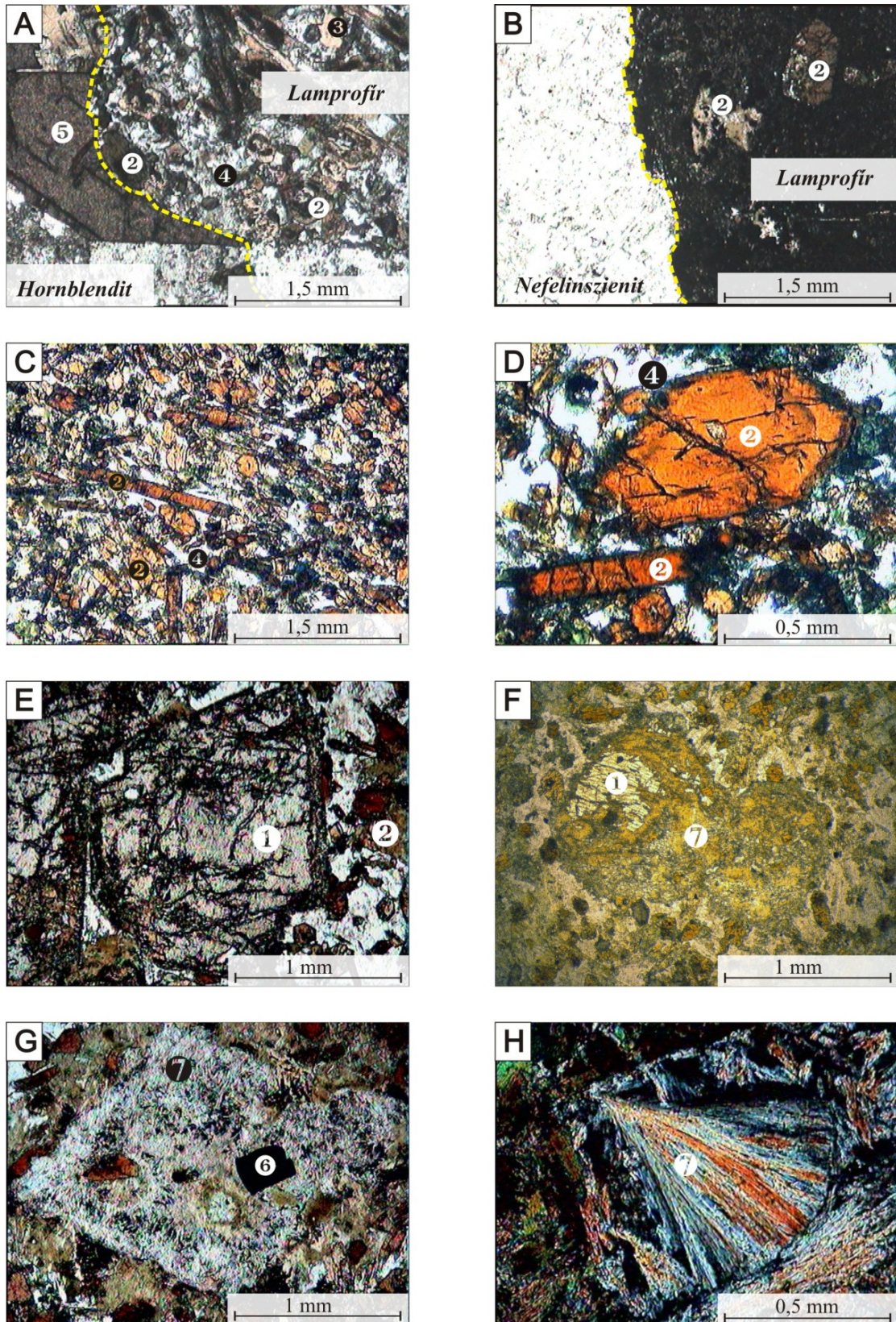
6-4. ábra Lamprofírok kontaktusa a Ditrói Alkáli Masszívum közeteivel **A.** Hornblendit-lamprofír (Orotva-patak), **B.** Nefelinszenit - lamprofír (Orotva-patak), **C.** Lamprofír ocellumokkal (Török-patak), **D.** Lamprofír ocellumokkal (Tászok-patak), **E-F.** Gránit-lamprofír (Nagyág-patak), **G.** Hornblendit-lamprofír-alkáliföldpát szienit (Tászok-patak), **H.** Tinguait-lamprofír (Nagyág-patak)

illetve világosbarna - zöldesbarna. Az ocellumokban kalcittal szoros összenövésben fordulnak elő (6-6. E-F ábra). Gyakran kloritosodnak. A második generációs biotitok hipidiomorf – xenomorf kristályok, s a piroxének átalakulási folyamatában jelennek meg másodlagos amfibolokkal összenöve.

A lamprofírokra jellemző felzikus ásványokat tömörítő, globuláris szerkezetek szilikátos – karbonátos összetételűek. A kerekded vagy szabálytalan alakú ásvány aggregátumok szabad szemmel is elkülöníthetőek az alapanyagtól, méretük 4,5-10 mm. A vegyes összetételű (szilikátos – karbonátos) gömbszerű szerkezeteknek vagy ocellumoknak két típusát lehet megkülönböztetni. Az egyiknek a magját nagy, 0,7-2,7 mm nagyságú kalcit vagy kalcitkristályok alkotják legtöbbször biotittal összenöve (6-6. E-F ábra). A kalcitmag körül, az ocellumok szegélye, pedig xenomorf plagioklász földpátokból áll. A másik típusban hipidiomorf, táblás-léces habitusú plagioklász földpátok vannak túlsúlyban és a 0,3–0,5 mm nagyságú kalcitok, szintén biotittal együtt szabálytalan eloszlásban jelennek meg. Elszórtan kevés amfibol és titanit is megjelenik az ocellumokban (6-6. G ábra). Több helyen előfordul, hogy amfibollécek átnyúlnak az alapanyagból az ocellum határán, annak belseje felé, s a később kristályosodó plagioklász földpátok körbenövik azt. Az ocellumba nyúló amfibol lécek peremei átalakultak biotittá (6-6. G-H ábra). A plagioklász földpátok magja általában szericitesedett, az amfibollal érintkező magok, pedig epidotosodtak. A plagioklász földpát magok átalakulása epidottá és zoizittá folyamatos átmenetet mutat. A plagioklász földpát magon belül kialakultak különálló epidot és zoizit szemcsék, finomszemcsés epidot halmazok, illetve teljesen összenőtt epidotok is, melyek nagysága helyenként eléri a 0,8 mm-t is (6-6. G-H ábra). Az epidot és zoizit kristályok növekedése, illetve összenövése minden esetben megáll a plagioklász földpát belső magjának határánál, ott élesen elkülönül a plagioklász földpát kristály többi részétől.

A plagioklász földpátok az ocellumokon kívül a mafikus elegyrészek közti teret töltik ki, alakjuk hipidiomorf – xenomorf (6-5. C ábra), helyenként szericitesedtek.

Mellékes elegyrészként mind az alapanyagban, mind az ocellumokban előfordul cirkon, apatit, titanit és magnetit. A titanit a kőzetalkotó ásványok között fejlődött, az ocellumokban idiomorf, levélboríték alakú és 150-320 μm nagyságú, míg az alapanyagban hipidiomorf-xenomorf és aprószemcsés (60-120 μm). Az apatit idiomorf, többnyire a lényeges elegyrészek között található, de zárványként is megjelenik biotitban, plagioklász földpátban és kalcitban. A magnetit mindig kétgenerációs. Az első generációs magnetit általában idiomorf-hipidiomorf megjelenésű és elszórtan jelenik meg amfibolba, biotitba illetve plagioklász földpátba zárva vagy ocellumokban (6-6. F ábra). A második generációs magnetit ritkán idiomorf, többnyire xenomorf formában jelenik meg a piroxén utáni pszeudomorfózákban (6-6. C ábra). Gyakoriak a kalcit, epidot és szulfidos – oxidos erek, melyek átjárják a lamprofírokat.



6-5. ábra A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofirók vékonycsiszolati képei **A.** Hornblendit-lamprofir kontakt (1N), **B.** Nefelinszenit-lamprofir kontakt (1N), **C.** A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofirók szövete (1N), **D.** Amfibol(1N), **E.** Klinopiroxén fenokristály (1N), **F.** Uralitosodott klinopiroxén fenokristály (1N), **G.** Amfibol pseudomorfóza- uralitos aggregátum klinopiroxén után (1N), **H.** Másodlagos amfibol az uralitos aggregátum belsejében (+N)
 (1) klinopiroxén, (2) elsődleges amfibol, (3) biotit, (4) plagioklász, (5) titanit, (6) magnetit, (7) másodlagos amfibol

6.2.2. PIROXÉNMENTES, MAGNEZIOHASTINGSIT TARTALMÚ LAMPROFÍROK

Ez a lamprofír csoport a Török-patak és Nagyág-patak alsó szakaszain (6-3. ábra) a granitoidokat szeli át (6-4. E-F ábra), a Fülöp-patak völgyében megjelenő telérek, pedig a nefelinszienitet járják át (6-4. B ábra) éles kontaktussal (BATKI et al., 2004). A Török-patak alsó szakaszán fordulnak elő a három lamprofír csoport közül a legüdebbek, a Nagyág-patak alsó szakaszán pedig, a legmállottabbak.

Szövetük finomszemcsés, pánidiomorf szemcsés, a kontaktózónákban helyenként vitrofíros (6-7. A ábra). Nincs bennük piroxén, s más fenokristály sem, csak finomszemcsés alapanyagból állnak, melyet amfibol, biotit és plagioklász földpát alkot (6-7. B ábra).

A fő kőzetalkotó ásvány a léces habitusú amfibol, mely helyenként irányított szövetű. Alakja idiomorf - hipidiomorf, pleokroizmusa erős, mélyzöld – világoszöld. Az amfibollécek hosszúsága eléri a 2,4 mm-t is (6-7. C ábra). C-tengelyre merőleges irányba, valószínűleg magmás rezorpció hatására sűrű magnetit tú kiválás jelenik meg. Jellemző a hornblende biotittá és/vagy klorittá való átalakulása is. Ebben az esetben a Fe-kiválás nem látható.

A másik fontos kőzetalkotó elegyrész a biotit, mely táblás, idiomorf – hipidiomorf megjelenésű világosbarna – sötétbarna, világosbarna – zöldesbarna pleokroizmussal rendelkezik. Mennyisége kevesebb az amfibolhoz képest. Többnyire kloritosodott. Gyakori a hornblende és a biotit összenövése (6-7. D ábra). Zárványként apatitot, cirkont (14-21 μm) tartalmaz.

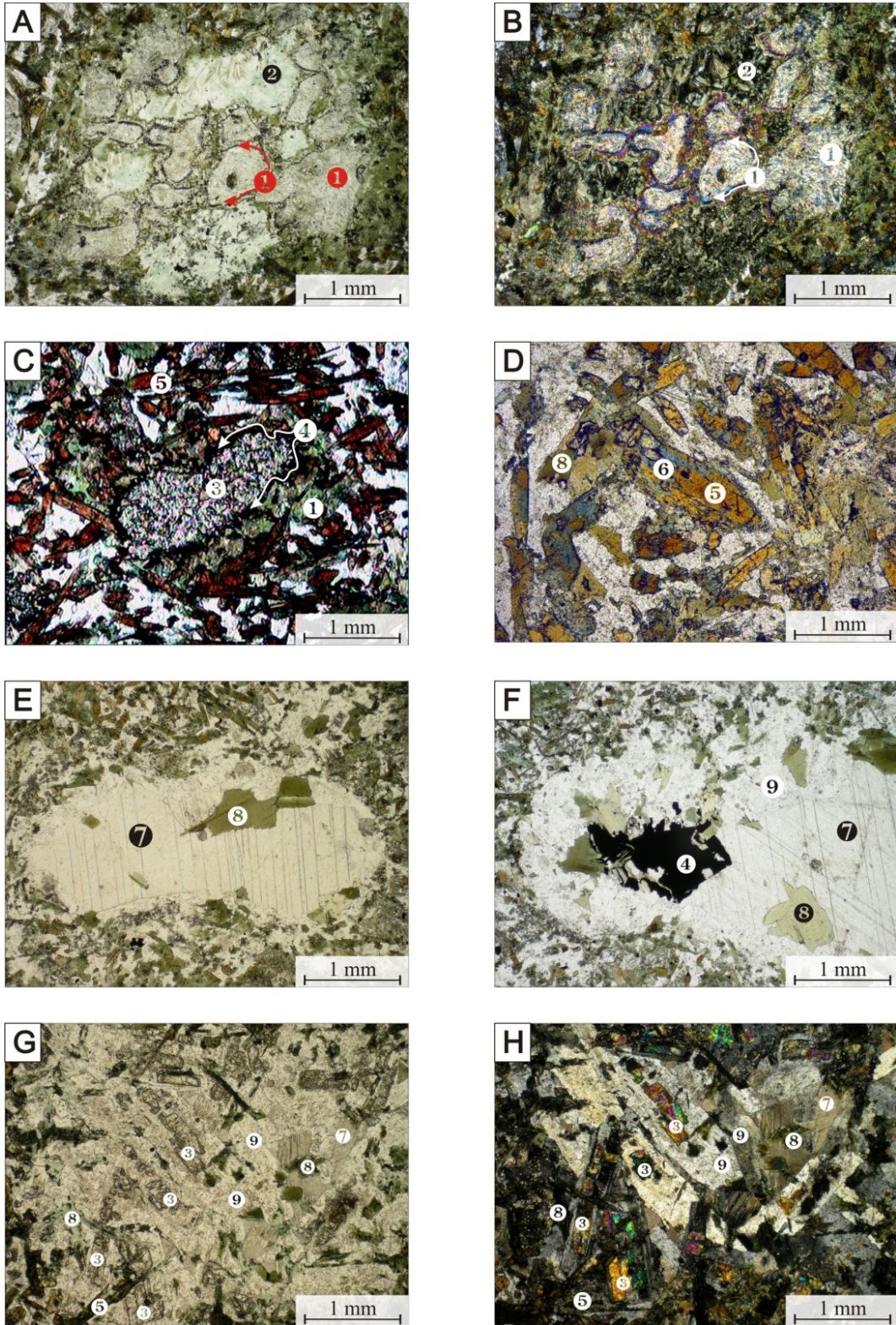
A felzikus gömbölyű szerkezetek szilikátos összetételűek, főként plagioklász földpátból állnak. A szabad szemmel is jól látható ocellumok mérete eléri az 1 cm-t is (6-7. E-F ábra), melyekben a plagioklászok mellett kisebb mennyiségben hornblende és biotit is előfordul.

A titanitról és az apatitról viszont elmondható, hogy az ocellumokban dúsulnak. Mind a kőzetalkotó ásványok (hornblende, biotit, plagioklász földpát), mind, pedig az apatit (0,5-1,3 mm) és a titanit (0,5 mm) az ocellumokban sokkal nagyobb méretűek, mint az alapanyagban (6-7. F-G ábra).

A plagioklász földpátok az ocellumokban hipidiomorf, táblás megjelenésűek, az alapanyagban, pedig xenomorfok (6-7. F ábra) és a Fe-Mg szilikátok közti teret töltik ki. Általában szericitesedtek, de karbonátosodásuk is előfordul.

Az apatit mindig idiomorf, a biotiton kívül előfordul amfibolban és plagioklász földpátban is (6-7. G ábra).

A titanit sárgás-barna színű, a kőzetalkotó ásványok között, illetve biotitban és plagioklász földpátban jelenik meg. Előfordul, hogy zárványként cirkont (15-35 μm) tartalmaz, alakja változó. Az ocellumokban mindig idiomorf, míg az alapanyagban lehet hipidiomorf és xenomorf is. A magnetit alakja szintén idiomorf és xenomorf között változik (6-7. H ábra).



6-6. ábra A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok vékonycsiszolati képei **A.** Másodlagos amfibol, klorit pseudomorfóza (1N), **B.** Másodlagos amfibol, klorit pseudomorfóza (+N), **C.** Másodlagos amfibol, klorit, epidot aggregátum magnetit koronával (1N), **D.** Zónás elsődleges amfibolok az alapanyagban (1N), **E.** Biotit - kalcit összenövés ocellumban (1N), **F.** Kalcit - biotit - magnetit - plagioklász földpát ocellumban (1N), **G.** Epidot átalakulás az ocellumokban lévő plagioklászok magjában (1N), **H.** Epidot átalakulás az ocellumokban lévő plagioklászok magjában (+N); (1) másodlagos amfibol, (2) klorit, (3) epidot, (4) magnetit (5) elsődleges amfibol mag, (6) elsődleges amfibol szegély, (7) kalcit, (8) biotit, (9) plagioklász

6.2.3. PIROXÉNES, FERRORICHTERIT TARTALMÚ LAMPROFÍROK

A Nagyág-patak völgyének legfelső szakaszán (6-3. ábra) a lamprofírok tinguit telérek xenolitjaként jelennek meg éles kontaktzónával (6-4. H és 6-8. A ábra). Szövetük hipokristályos, finomszemcsés, porfiros, pánidiomorf szemcsés. Az ocellumok szilikátos összetételűek (földpát, földpátpótló, amfibol). A lamprofírok fő kőzetalkotó ásványai a klinopiroxén, amfibol, plagioklász földpát, alárendelten biotit és földpátpótló.

A telérekben kétfajta klinopiroxén jelenik meg, mindkettő idiomorf fenokristály, táblás vagy rövid oszlopos, zömök, prizmás megjelenésű. Az egyik világosbarna gyenge pleokroizmussal (6-8. D-F ábra), némelyik ikresedik. A szemcsék szélén és a hasadási síkokban amfibol és biotit átalakulás jellemző. A másik klinopiroxén pleokroizmusa világoszöld – sötétzöld és zónás (6-8. C ábra). A szemcse zónahatárán és magjában biotit, kálföldpát és földpátpótló átalakulás jelenik meg. Idiomorf titanit zárványokat tartalmaz.

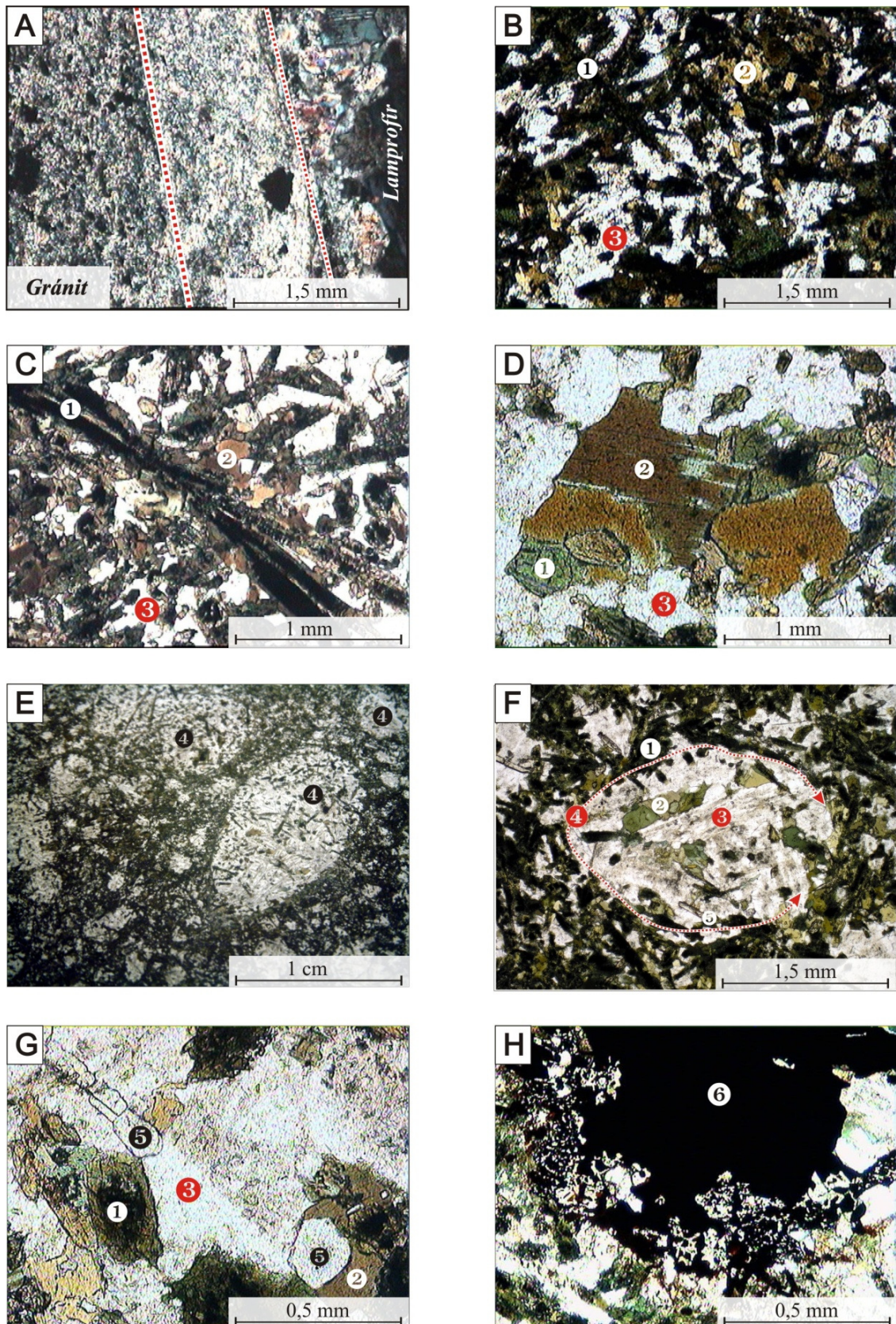
Az alapanyag zömét alkotó amfibol hipidiomorf – xenomorf, mélyzöld, léces megjelenésű (6-8. B ábra). Itt is jellemző, hogy az ocellumokban nagyobb méretű, mint az azt körülölelő alapanyagban (6-9. A ábra).

A biotit az alapanyagban alárendelten jelenik meg, ebben a telércsoportban inkább másodlagos előfordulása jellegzetes nagyméretű fészkek formájában (6-8. G-H ábra), melyek egykori (valószínűleg klinopiroxén) fenokristályokból alakulhattak ki.

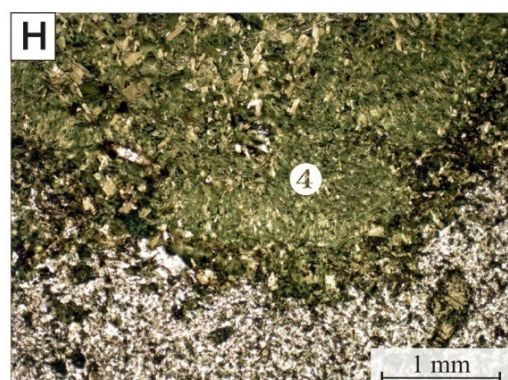
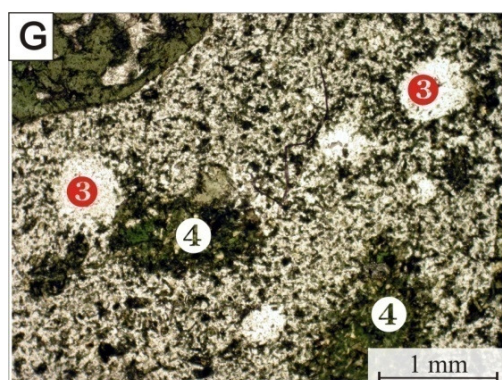
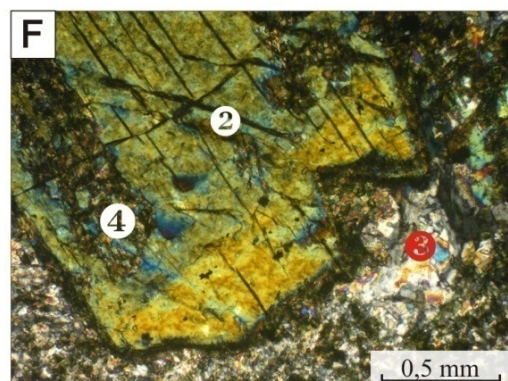
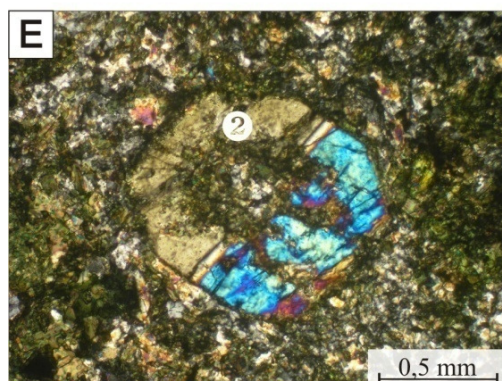
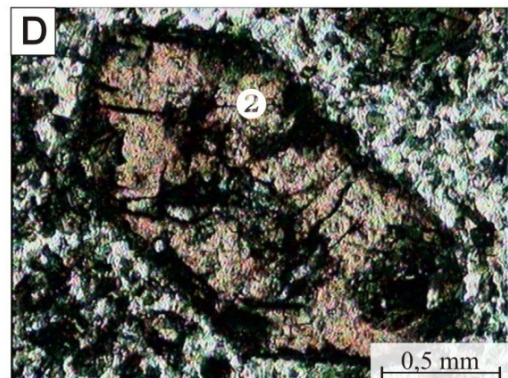
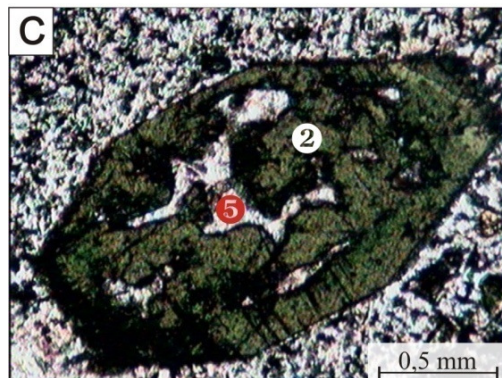
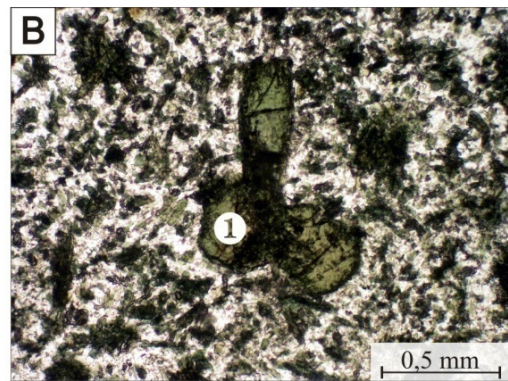
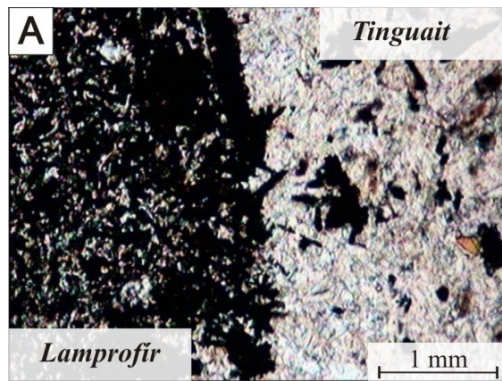
A plagioklász földpátok az ocellumok egyik fő elegyrészei és az alapanyag térkitöltő fázisai (6-8. G és 6-9. A-B, E ábra). Zárványként cirkont tartalmaznak (6-9. H ábra).

Az ocellumokban és helyenként az alapanyagban a földpátokhoz nagyon hasonló, szintelen, xenomorf földpátpótlók jelennek meg. Az ocellumok 40-90 %-át alkotják. Poikilites módon amfibol léceket zárnak magukba (6-9. A-D).

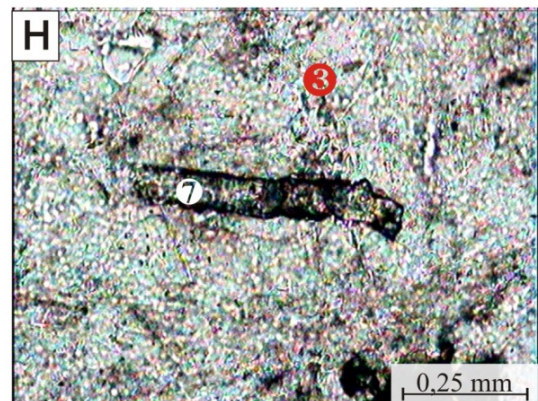
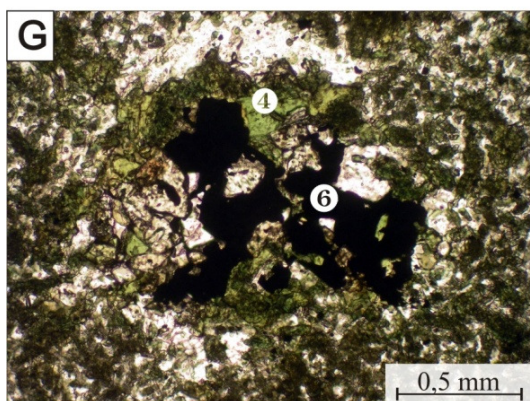
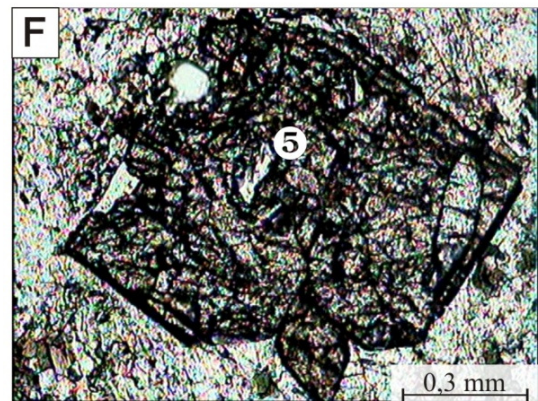
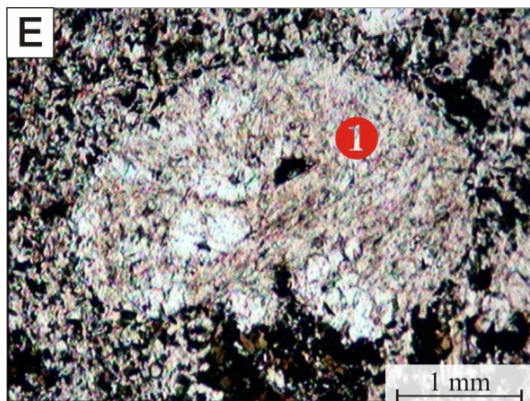
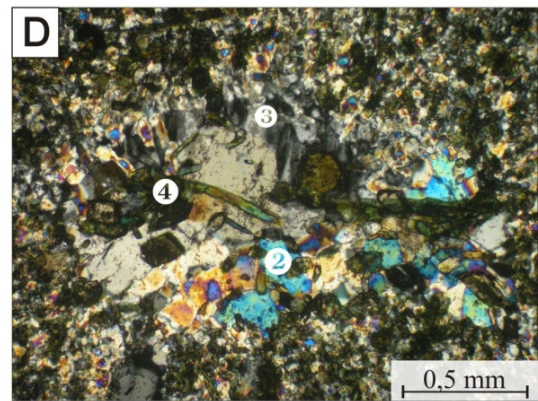
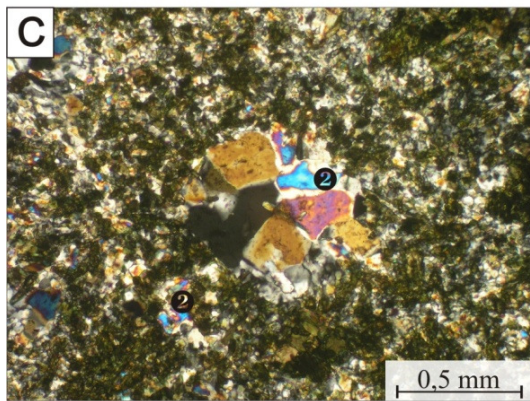
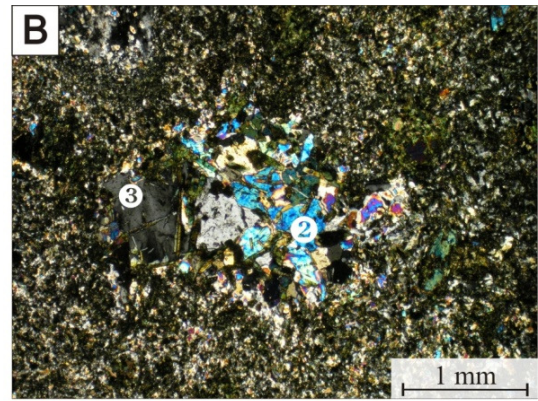
Az alapanyagban elszórtan idiomorf apatitok, titanitok (6-9. F ábra) és szabálytalan alakú opak szemcsék fordulnak elő (6-9. G ábra).



6-7. ábra A piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok vékonycsiszolati képei **A.** Gránit-lamprofír kontakt (1N), **B.** A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok szövete (1N), **C.** Amfibol magnetit kiválással (1N), **D.** Biotit (1N), **E.** Felzikus globuláris szerkezetek (1N), **F.** Ocellum (1N), **G.** Apatit biotitban és plagioklászban (1N), **H.** Magnetit (+N); (1) amfibol, (2) biotit, (3) plagioklász, (4) ocellum, (5) apatit, (6) magnetit



6-8. ábra A piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok vékonycsiszolati képei **A.** Tinguait-lamprofír kontakt (1N), **B.** Amfibol mikrofenokristály (1N), **C.** Klinopiroxén fenokristály, a magjában biotit - káliföldpát - földpátpótló átalakulással (1N), **D.** Klinopiroxén mikrofenokristály (+N), **E.** Klinopiroxén mikrofenokristály (+N), **F.** Klinopiroxén fenokristály (1N), **G.** Felzikus gömbölyű szerkezetek és biotit aggregátumok (1N), **H.** Másodlagos biotit fészkek (1N)
 (1) amfibol, (2) klinopiroxén, (3) ocellum, (4) másodlagos biotit, (5) káliföldpát



6-9. ábra A piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofirók vékonycsiszolati képei **A, E.** Felzikus globuláris szerkezetek az alapanyagban (1N) **B.** Felzikus gömbölyű szerkezetek (+N), **C-D.** Felzikus globuláris szerkezetek (+N), **F.** Titanit (1N), **G.** Magnetit (1N), **H.** cirkon (1N)
 (1) ocellum, (2) földpátpótló, (3) plagioklász, (4) amfibol, (5) titanit, (6) magnetit, (7) cirkon

6.3. ÖSSZEFOGLALÁS

A DAM északi részén az Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp- és Gudu-patakok völgyeiben felszínre bukkanó lamprofír telérek hornblenditet és nefelinszienitet, a Török- és Nagyág-patakok völgyében, pedig granitoidokat járnak át. A lamprofírok éles kontaktzónája a mellékközetekkel a telérek gyors hűlésére és kristályosodására utal. A lamprofírok ásványos összetételük alapján három fő csoportot alkotnak, szöveti bélyegeik és ásványaik egymáshoz viszonyított helyzete alapján az egyes csoportokban a következő kristályosodási sorrend állapítható meg:

- I. csoport:** piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok: cirkon, apatit, első generációs magnetit, klinopiroxén, hornblende, titanit, biotit, kalcit, plagioklász.
- II. csoport:** piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok: cirkon, apatit, magnetit, hornblende, titanit, biotit, plagioklász.
- III. csoport:** piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok: cirkon, apatit, titanit, magnetit, klinopiroxén, amfibol, biotit, plagioklász, földpátpótló.

Petrográfiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok (I. csoport) hornblendittel és nefelinszienittel kerültek kontaktusba, míg a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok (II. csoport) a nefelinszienittel és a gránittal érintkeznek. Mivel a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok (III. csoport) a tinguit telérekben jelennek meg, ezért a nagy intruzív testekkel való esetleges kontaktusukról nincs információnk.

A lamprofírokat átszelő alkáliföldpátszienit telérek és a lamprofírok tinguit telérekben xenolitiként való megjelenése azt jelenti, hogy a lamprofír telérek nem a legutolsó fázisú intrúziói a DAM magmás fejlődéstörténetében.

Mivel a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír telérek ladini-karni korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) hornblenditben és nefelinszienitben, a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok ladini-karni korú nefelinszienitben és karni-raethi korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) gránitban jelennek meg, a lamprofírokat viszont apti-albai korú (PÁL-MOLNÁR, 2008) alkáliföldpátszienit telérek szelik át, így megállapítható, hogy a lamprofírok I. és II. csoportja felső-triász (karni-raethi) és alsó-kréta (apti) között jelentek meg a DAM-ban.

7. ÁSVÁNYKÉMIA

A DAM északi részén felszínre bukkanó piroxénes, kaersutit tartalmú, piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú és piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok reprezentatív vékonycsiszolatain ásványkémiái elemzések a fő kőzetalkotó és másodlagos ásványok főelem összetételéről készültek.

7.1. PIROXÉNEK

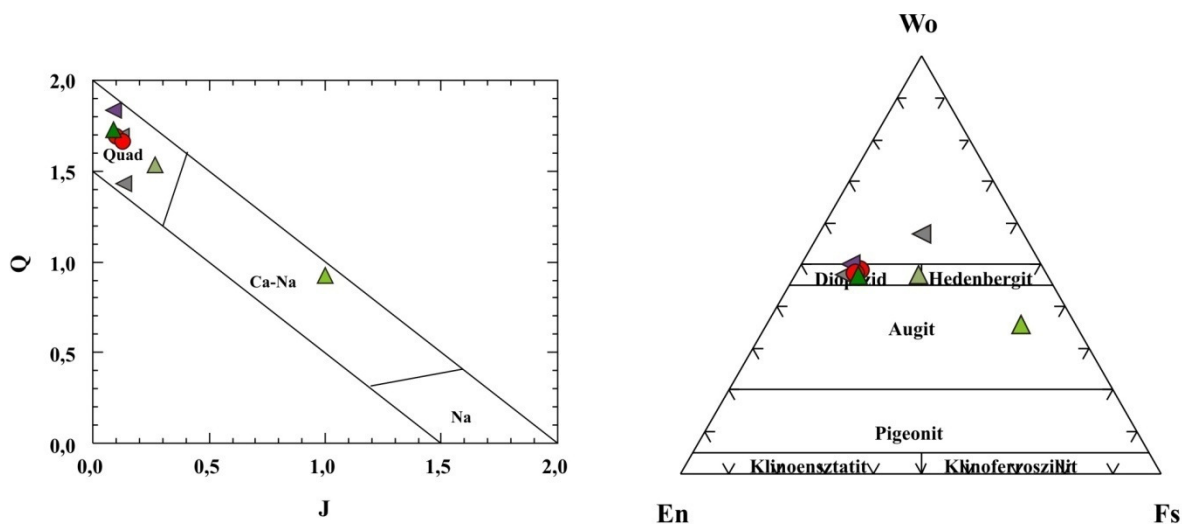
A piroxének a lamprofírok I. és III. csoportjában, a Tarnica Komplexum területén felszínre bukkanó piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban és a Nagyág-patak felső völgyéből származó piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírokban fordulnak elő. Mindkét csoportban a lamprofírok egyedüli fenokristály fázisát képviselik. Két típusuk jellemző:

- A kaersutit és ferrorichterit tartalmú lamprofírokban egyaránt előforduló klinopiroxén euhedrális – subhedrális, táblás vagy oszlopos, zömök, prizmás, halványbarna, gyengén pleokroós, ritkán ikresedik. A táblás habitusúakra erős amfibolosodás és biotitosodás jellemző (6-5. F ábra), az oszlopos, prizmás megjelenésük általában üdék (6-8. D ábra).
- A kizárólag csak a ferrorichterit tartalmú lamprofírokban előforduló klinopiroxén szintén euhedrális, zömök, oszlopos, zónás, pleokroós, pleokroizmusa világoszöld – sötétzöld (6-8. C ábra), mennyisége alárendelt. Belső magjára földpát – biotit átalakulás jellemző.

Az ásványkémiái összetételből számolható elméleti szélsőtag-komponensek meghatározását és a kristálytani helyek kationokkal való feltöltésének sorrendjét az IMA által javasolt elvek (MORIMOTO, 1988, ROCK, 1990) szerint végeztem a MINPET 2.0 (RICHARD, 1988-1995) ásványtani és petrológiai program segítségével. A Fe^{3+} értékének becslése DROOP (1987) módszere szerint történt.

A klinopiroxének ásványkémiái elemzéseit a Mellékletek 1. táblázata tartalmazza, nevezéktani besorolásuk, illetve összetételük a Wo – En – Fs diagramon látható (7-1. ábra).

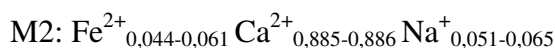
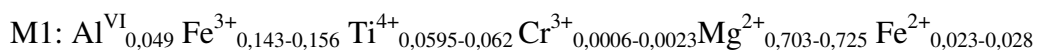
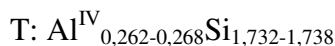
A kaersutit és ferrorichterit tartalmú lamprofírokban egyaránt előforduló, uralkodó klinopiroxén fenokristály az alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid. Összetételükben minimális eltérés van, a kaersutit tartalmú lamprofírokban a diopszid (Di I. – subsilicic aluminian ferroan diopside) (7-4. ábra) szilíciumban kissé szegényebb a ferrorichterit tartalmú lamprofírok diopszidjához (Di II. – aluminian ferroan diopside) (7-5. ábra) képest (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006b).



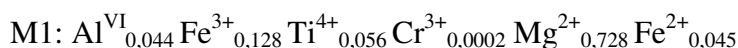
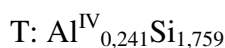
- Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di I.) a kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica-patak
- ▲ Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di II.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Al-, Na- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di III.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Egirinaugit a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ◄ Diopszid kamptonitban, Mt. Megantic, Kanada (Bédard et al., 1988)
- ◄ Diopszid monchiquitben, Monchique, Portugália (Rock, 1982c)

7-1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofír teléreiben megjelenő klinopiroxén fenokristályok összetétele Morimoto (1988) alapján

Di I. Szilíciumban szegény, alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid összetétele:

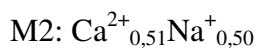
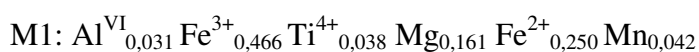
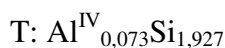


Di II. Alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid összetétele:



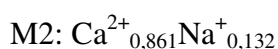
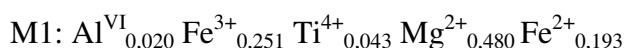
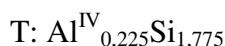
A ferrorichterit tartalmú lamprofirokban lévő egyes dipszidszemcsék szegélyén egirinaugit jelenik meg (6-8. F ábra) a Fe²⁺, Fe³⁺ és a Na⁺ részarányának nagymértékű növekedésével a Mg²⁺ és a Ca²⁺ rovására, illetve az Al³⁺ részarányának csökkenésével a T pozícióban.

Egirinaugit összetétele:



Kizárólag a ferrichterit tartalmú lamprofírokban alárendelten előforduló klinopiroxén, amely megjelenésében határozottan különbözik az előző diopszidoktól, szintén alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid. Összetételében azonban a Na mennyisége az M2 pozícióban kétháromszorosa a Di I. és Di II. diopszidok Na-tartalmának (Di III. – aluminian sodian ferroan diopside), továbbá a vas részaránya az M1 pozícióban szintén jóval több, míg a magnézium kevesebb. A szemcsék zónahatárain és magjában biotit, ortoklász és lizetit ($\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) átalakulás figyelhető meg (7-7. ábra).

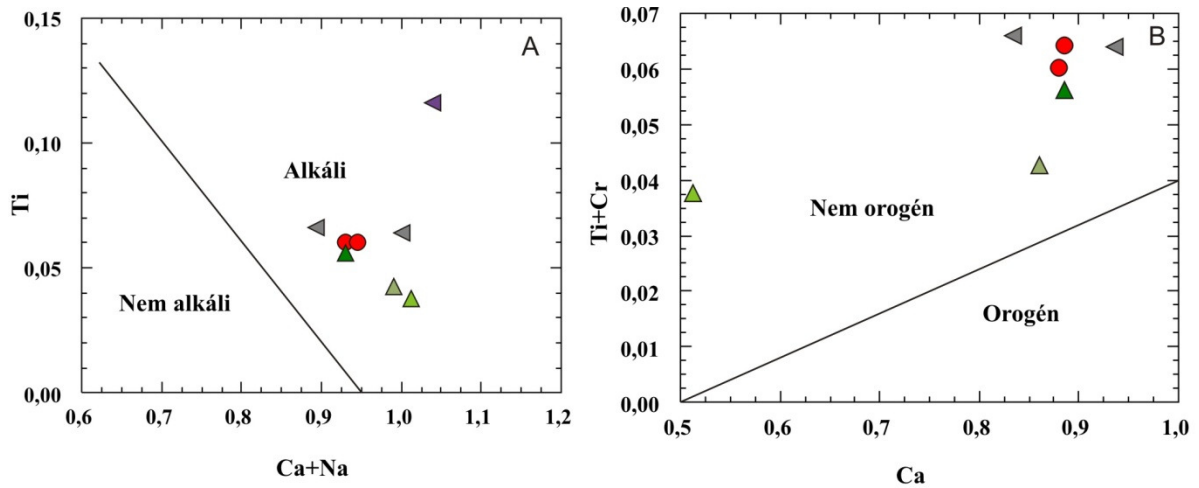
Di III. Nátrium-, alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid összetétele:



A kristályosodó klinopiroxének kémiai összetétele tükrözi a magma kémiai jellegét. A klinopiroxén összetétel adatokra kidolgozott diszkriminációs diagram (LETERRIER et al., 1982) azt mutatja, hogy a piroxénes lamprofírok alkáli, anorogén eredetű magmából kristályosodtak (7-2. ábra). Az alkáli bázisos magmák piroxénjében a Ti és Al között szoros kapcsolat van. A nagyobb nyomáson kristályosodó klinopiroxén kristályrácsába több Al és kevesebb Ti épül be, a nyomás csökkenésével pedig egyre inkább Ti épül be az Al helyett (LETERRIER et al., 1982). A diopszidok (Di I., Di II., Di III.) Ti/Al aránya nagy nyomáson történő kristályosodásukat jelzi, míg az egirinaugit alacsony nyomáson kristályosodott, tehát később keletkezett az alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszidnál (7-3. ábra). Ezt a mikroszkópos megfigyelések is alátámasztják.

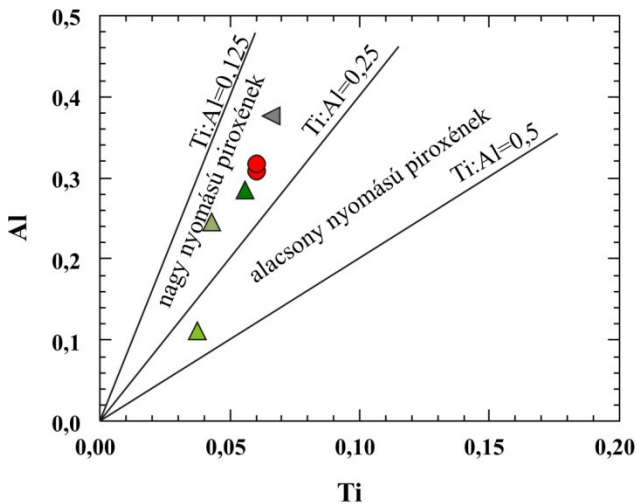
A kaersutit tartalmú lamprofírok diopszidjaiban (Di I.) a Cr-tartalom a peremen koncentrálódik sávszerűen, ami kirajzolja az erős átalakulást szenvedett piroxén legüdőbb részét (7-4. D ábra). A Cr mellett jelentős a Ti és a Zn koncentráció is (7-4. B-C ábra). A ferrichterit tartalmú lamprofírok diopszidjaiban (Di II.) a Cr- és Ti-tartalom mellett (7-5. F, I és 7-6. E ábra) elég magas az Pb koncentrációja is (7-6. I ábra). Itt a Cr dúsulása kétféle módon jelenik meg: egyrészt, a piroxén szemcsék üde részein egyenletes eloszlással (7-5. F ábra), másrészt, pedig a diopszid – egirinaugit átmenetet mutató piroxének szegélyén (7-6. C ábra).

A diopszidok magas Cr-tartalma a korai olvadék magas Cr koncentrációjára utal. A Cr^{3+} a kristályosodás korai szakaszában belép az oktaéderes pozícióba, ellensúlyozva az Al^{3+} - Si^{4+} helyettesítéssel fellépő töltéskülönbséget, egészen addig, amíg a kristályosodás késői szakaszában a Cr^{3+} elfogy az olvadékból, s ezt a szerepet a Ti^{4+} veszi át (WASS, 1979). A Cr peremeken történő koncentrációja az egirinaugit második generációs kristályosodására utal.



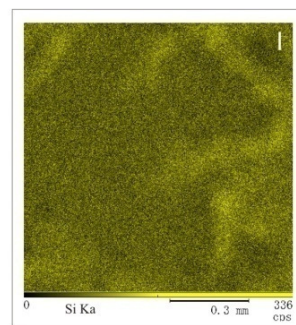
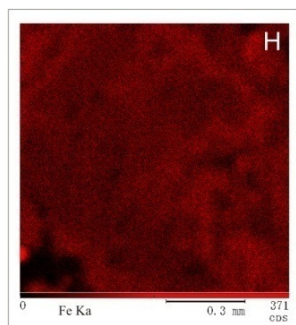
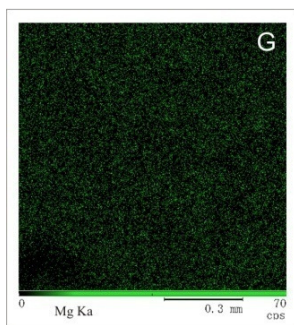
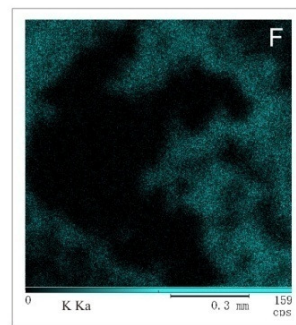
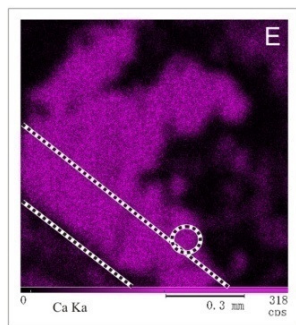
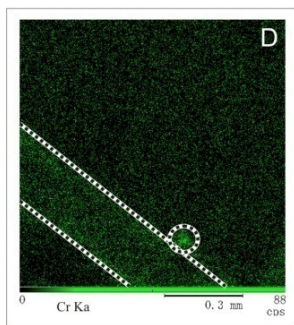
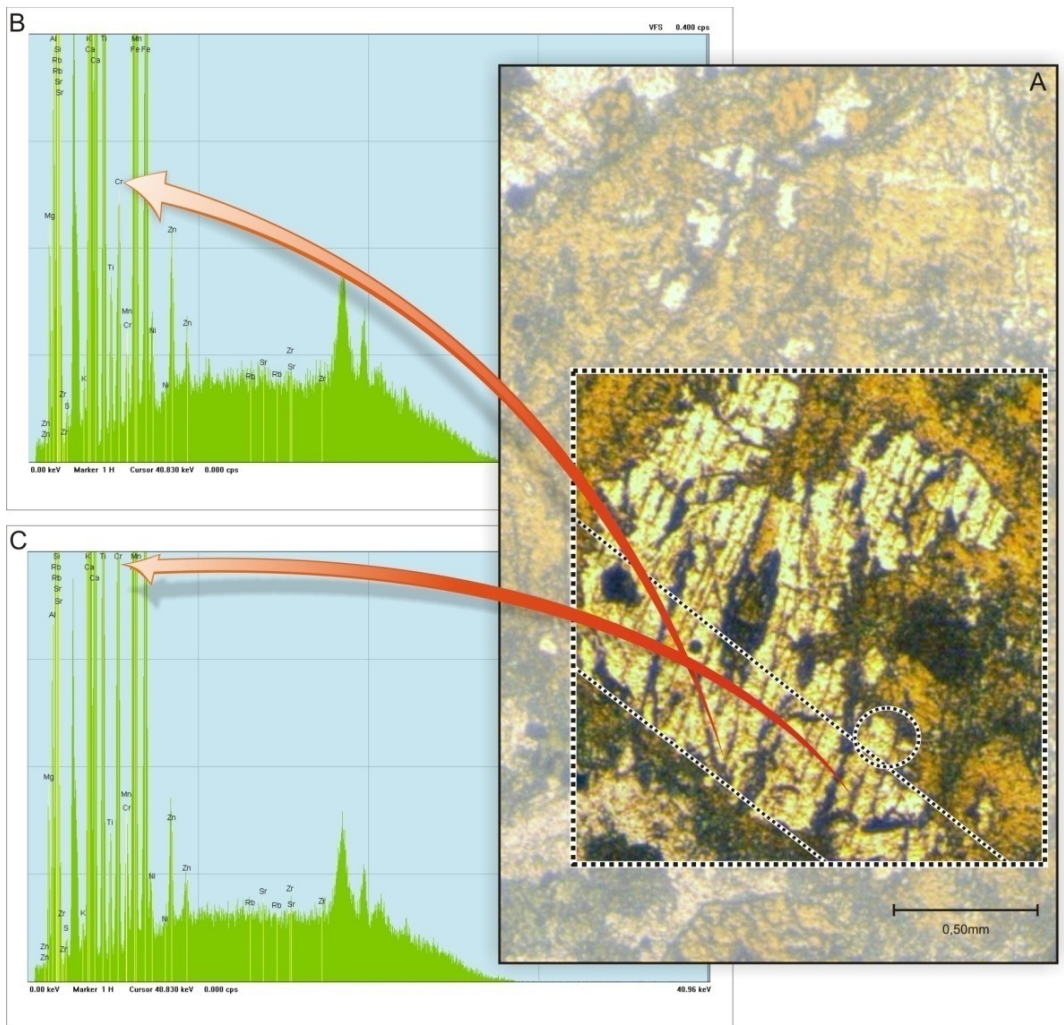
- Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di I.) a kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica-patak
- ▲ Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di II.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Al-, Na- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di III.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Egirinaugit a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ◄ Diopszid kamptonitban, Mt. Megantic, Kanada (Bédard et al., 1988)
- ◄ Diopszid monchiquitben, Monchique, Portugália (Rock, 1982c)

7-2. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum kaersutit, illetve ferrorichterit tartalmú lamprofirjaiban megjelenő piroxének **A.** Ti vs. Ca+Na eloszlása (a diszkriminációs egyenes: $Ti = -0,4(Ca+Na) + 0,38$ Leterrier et al., 1982 alapján) és **B.** Ti+Cr vs. Ca eloszlása (a diszkriminációs egyenes: $Ti+Cr = 0,08Ca - 0,04$ Leterrier et al., 1982 alapján)

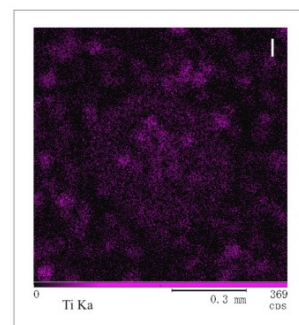
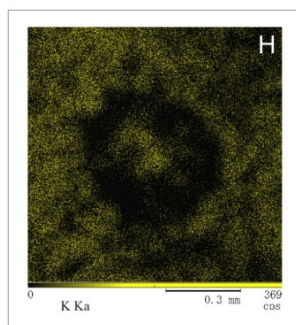
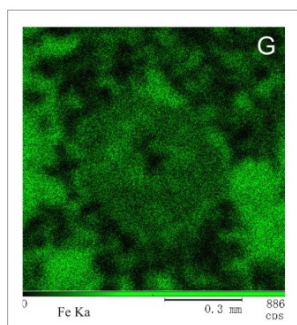
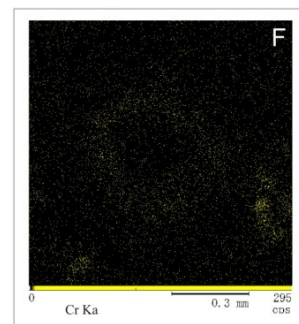
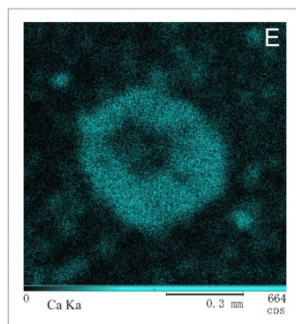
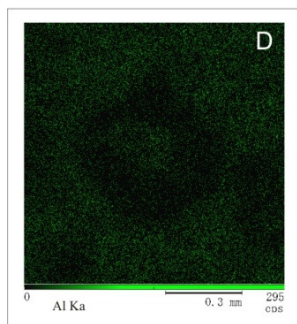
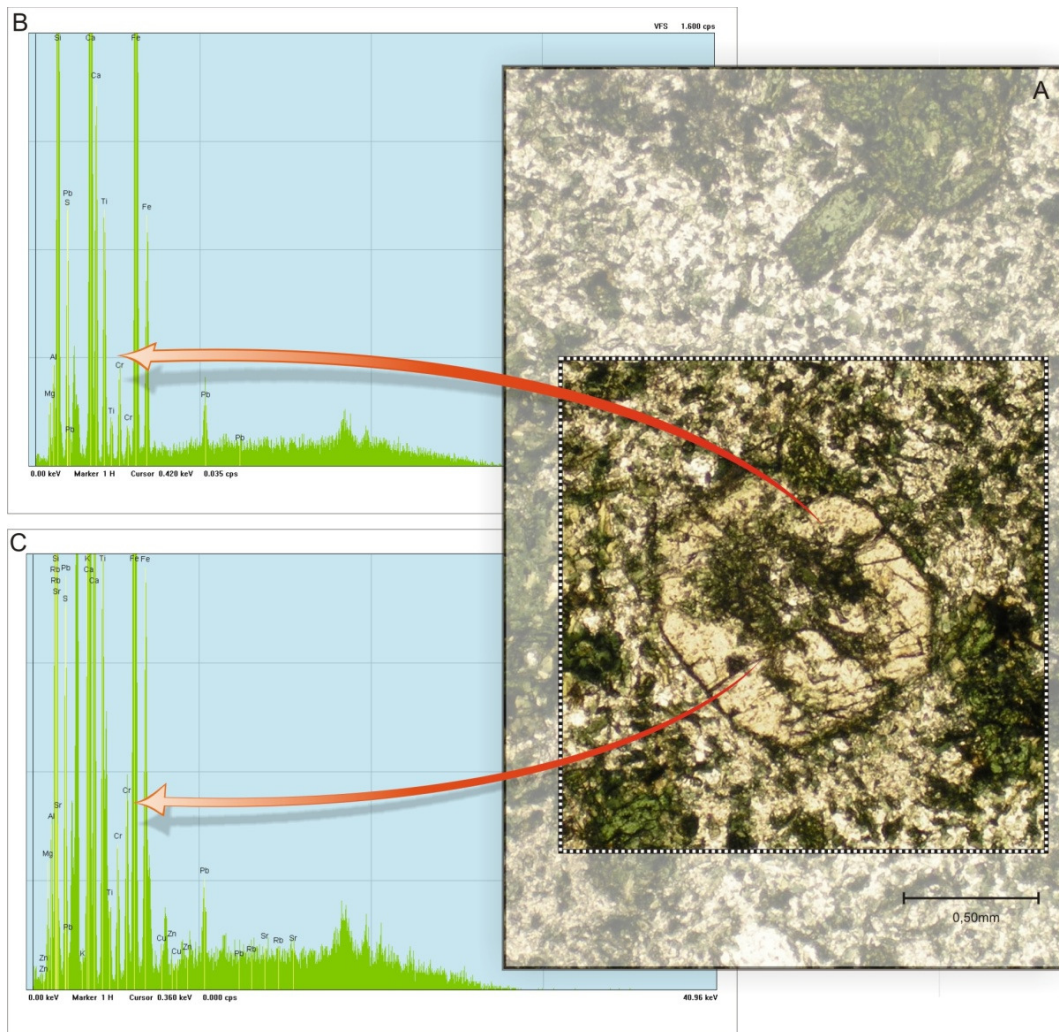


- Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di I.) a kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica-patak
- ▲ Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di II.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Al-, Na- és Fe²⁺-tartalmú diopszid (Di III.) a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Egirinaugit a ferrorichterit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ◄ Diopszid kamptonitban, Mt. Megantic, Kanada (Bédard et al., 1988)

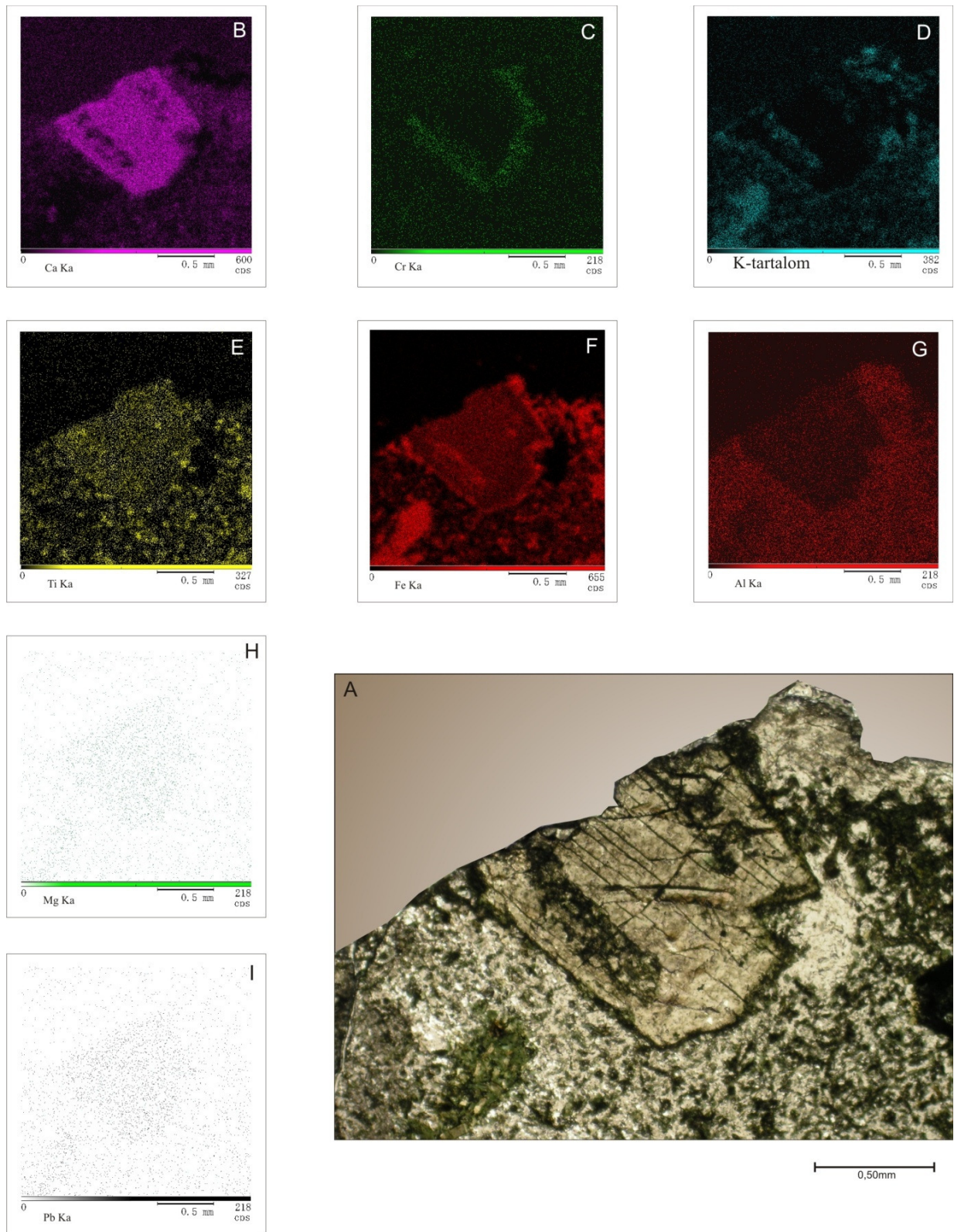
7-3. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofirjaiban megjelenő diopszidok nagy nyomáson, illetve az egirinaugit kis nyomáson való kristályosodását ábrázoló Ti-Al eloszlás



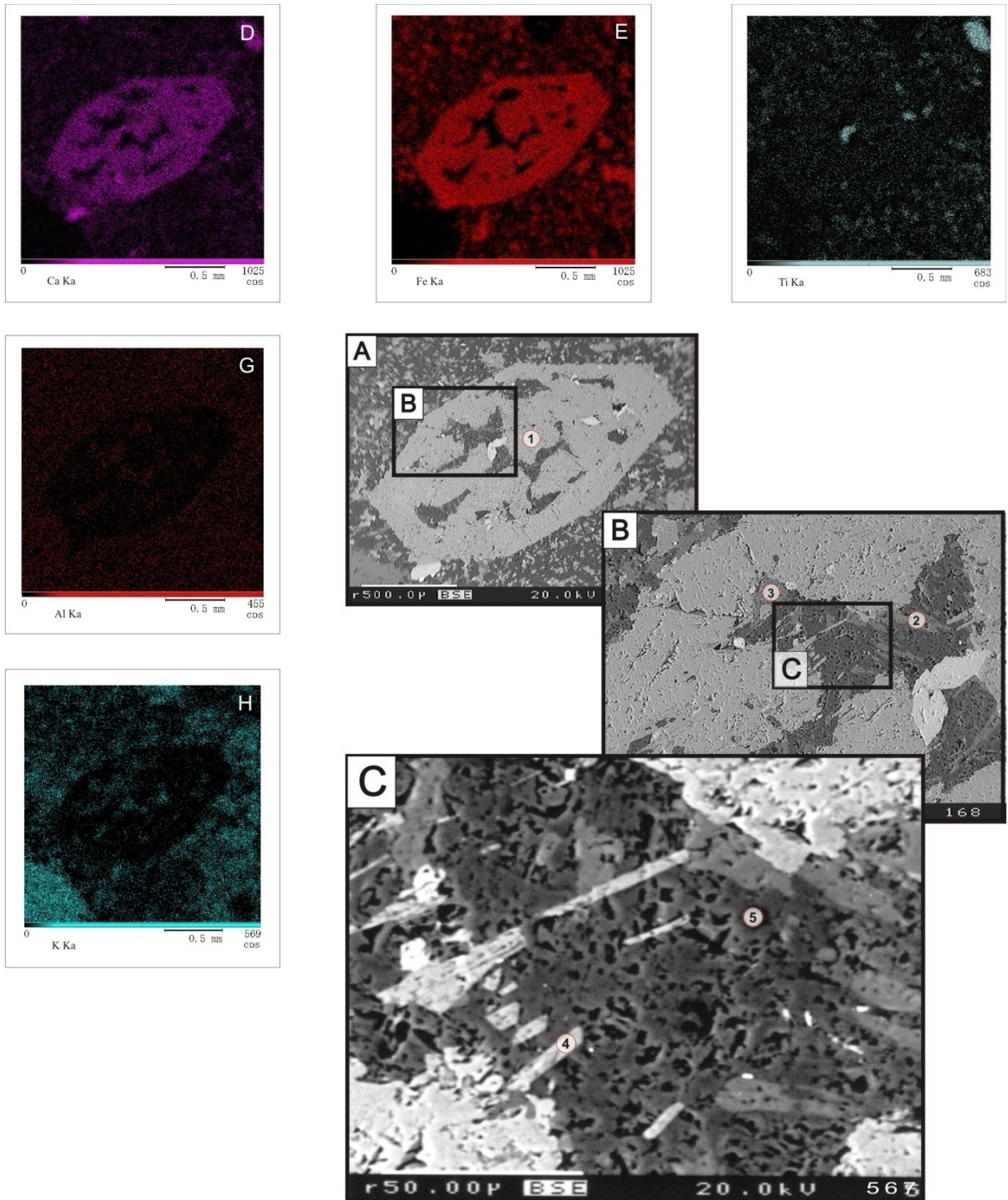
7-4. ábra Al- és Fe²⁺- tartalmú diopszid a Ditrói Alkáli Masszívum kaersutit tartalmú lamprofirjaiban, Tarnica-patak **A.** Vékonycsiszolati kép (1N), **B-C.** Röntgen fluoreszcens spektrum, **D-I.** Cr, Ca, K, Mg, Fe és Si elemeloszlási térképek



7-5. ábra Al- és Fe²⁺- tartalmú diopszid a Ditrói Alkáli Masszívum ferrorichterit tartalmú lamprofirjaiban, Nagyág-patak **A.** Vékonycsiszolati kép (1N), **B-C.** Röntgen fluoreszcens spektrum, **D-I.** Al, Ca, Cr, Fe, K és Ti elemeloszlási térképek



7-6. ábra Al- és Fe^{2+} - tartalmú diopszid (mag) és egrinaugit (perem) a Ditrói Alkáli Masszívum ferrichterit tartalmú lamprofírjaiban, Nagyág-patak **A**. Vékonycsiszolati kép (1N), **B-I**. Ca, Cr, K, Ti, Fe, Al, Mg és Pb elemeloszlási térképek



7-7. ábra Al- Na- és Fe²⁺- tartalmú diopszid a Ditrói Alkáli Masszívum ferrichterit tartalmú lamprofírjaiban (Nagyág-patak), valamint a magban végbemenő biotit, ortoklász és lizetit átalakulások **A-C**. Visszaszórt elektron felvételek (1) diopszid, (2-3) ortoklász, (4) biotit, (5) lizetit mérési pontokkal az ÁGK-7338 sz. mintán; 6: titanit, **D-H**. Ca, Fe, Ti, K elemeloszlási térképek

NIMIS (1995) kísérleti úton bazaltok klinopiroxénjeinek kristálykémiai szerkezete és kémiai összetétele (cellatérfogát – M1 pozíció térfogata) alapján kidolgozott egy ± 2 kbar pontosságú geobarométert (1), amely 0-24 kbar közötti nyomástartományra alkalmazható olyan klinopiroxénekre, amelyek gránát nélküli bazaltos olvadékból kristályosodtak.

$$P(\text{kbar}) = 698,443 + 4,985\text{Al}_T - 26,826\text{Fe}_{\text{M1}}^{2+} - 3,764\text{Fe}^{3+} + 53,989\text{Al}_{\text{M1}} + 3,948\text{Ti} + 14,651\text{Cr} - 700,431\text{Ca} - 666,629\text{Na} - 682,848\text{Mg}_{\text{M2}} - 691,138\text{Fe}_{\text{M2}}^{2+} - 688,384\text{Mn} - 6,267(\text{Mg}_{\text{M2}})^2 - 4,144\text{Fe}_{\text{M2}}^{2+} \quad (1)$$

ahol:

$$(\text{Fe}_{\text{M1}}^{2+} * \text{Mg}_{\text{M2}}) / (\text{Fe}_{\text{M2}}^{2+} * \text{Mg}_{\text{M1}}) = e^{*(0,238 R^{3+} + 0,289 \text{CNM} - 2,315)},$$

$$\text{CNM} = \text{Ca} + \text{Na} + \text{Mn} \text{ és } R^{3+} = \text{Al}_{\text{M1}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}.$$

NIMIS és ULMER (1998) a magmás klinopiroxének kristályszerkeztére épülő geobarométert átdolgozta vízmentes és víztartalmú bázisos és ultrabázisos rendszerekre, NIMIS (1999) pedig bázikus – savanyú, tholeiites és enyhén alkáli magmás rendszerekre. Utóbbihoz 212 magmás klinopiroxén adatai szolgáltak alapul. A kísérleti feltételek kéregből és 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 magmás rendszerekre vonatkoznak. A nyomás modellezése (alkáli rendszerekre $\pm 1,1$ kbar pontossággal) a klinopiroxének cellatérfogata (V_{cell}), az M1 pozíció térfogata (V_{M1}) és a $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})^{\text{Cpx}}$ közötti lineáris kapcsolat alapján történt. A klinopiroxének kémiai összetételén kívül a nyomás számításához szükség van független kristályosodási hőmérséklet adatokra is. NIMIS (1999) geobarométere a szerző által fejlesztett CpxBar programmal számolható.

NIMIS (1999) alkáli magmás rendszerekre kifejlesztett klinopiroxén barometriájához szükséges független kristályosodási hőmérsékletnek teszt jelleggel 700-1100 °C hőmérsékleteket vettem alapul (7-1. táblázat). Bármely kristályosodási hőmérséklet esetén megállapítható, hogy az Al- és Fe^{2+} -tartalmú diopszidok (Di I. és Di II.) szinte azonos nyomáson kristályosodtak, a Na-, Al- és Fe^{2+} - tartalmú diopszid (Di III.) valamivel alacsonyabb nyomáson, vagyis később, mint az Al- és Fe^{2+} -tartalmú diopszid (Di II.).

7.1. táblázat: Klinopiroxén fenokristályok Nimis (1999) egy-klinopiroxén barometriája alapján számított lehetséges kristályosodási nyomás értékei. Di I.: Si-ben szegény, Al- és Fe^{2+} -tartalmú diopszid a kaersutit tartalmú lamprofírokban (Tarnica Komplexum); Di II.: Al- és Fe^{2+} -tartalmú diopszid, Di III.: Na-, Al- és Fe^{2+} - tartalmú diopszid, és egirinaugit a ferrorichterit tartalmú lamprofírokban.

	700°C	800°C	900°C	1000°C	1100°C
Di I. P (kbar)	20,8-21,1	16,8-17,2	12,6-13,0	8,2-8,6	3,6-4,0
Di II. P (kbar)	20,0	16,0	11,7	7,2	2,4
Di III. P (kbar)	19,3	15,2	10,9	6,3	1,6

7.2. AMFIBOLOK

A DAM északi területén felszínre bukkanó lamprofír telérekzetekben két különböző típusú amfibol fordul elő. Az egyik elsődleges amfibol idiomorf – hipidiomorf prizmás, léces habitussal. Az amfibolok másik típusa másodlagos: finomszemcsés, xenomorf, piroxének szélén és piroxének utáni uralitos pszeudomorfózáként jelenik meg.

7.2.1. ELSŐDLEGES AMFIBOLOK

Az elsődleges amfibolok mindhárom lamprofír csoport fő kőzetalkotó ásványai, melyek a mikrokristályos alapanyag legnagyobb részét alkotják. Színük vékonycsiszolatban zöld vagy barna, pleokroizmusuk mélyzöld – világoszöld, illetve világosbarna – vörösesbarna. Ásványkémiái elemzéseiket a Mellékletek 2. táblázata tartalmazza.

Az amfibol formula számításoknál a Ca-amfibolokra legeredményesebben alkalmazható 13eCNK módszert¹ alkalmaztam LEAKE et al. (1997) 2. sz. melléklete alapján. Az amfibolok osztályozása LEAKE et al. (1997) nevezéktana szerint történt, amit a MINPET 2.0 (RICHARD, 1988-1995) ásványtani és petrológiai program segítségével ábrázoltam.

A DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofírok amfiboljai túlnyomórészt Ca-amfibolok (7-8. ábra), kaersutitok (7-9. A ábra), magneziohastingsitok és hastingsitok (7-9. B ábra), illetve Na-Ca-amfibolok (7-8. ábra), ferrorichteritok (7-9. C ábra) (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006b). Mivel a lamprofírok között az amfibolok összetételében mutatkozik az egyik legmarkánsabb eltérés, ezért a lamprofírokat a három fő kőzetalkotó amfibol alapján csoportosítottam:

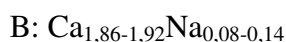
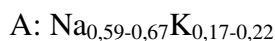
I. csoport: piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok – Tarnica Komplexum (Orotva-, Tarnica-, Tászk-, Fülöp- és Gudu-patakok)

II. csoport: piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok – Fülöp-, Török- és Nagyág-patak völgye

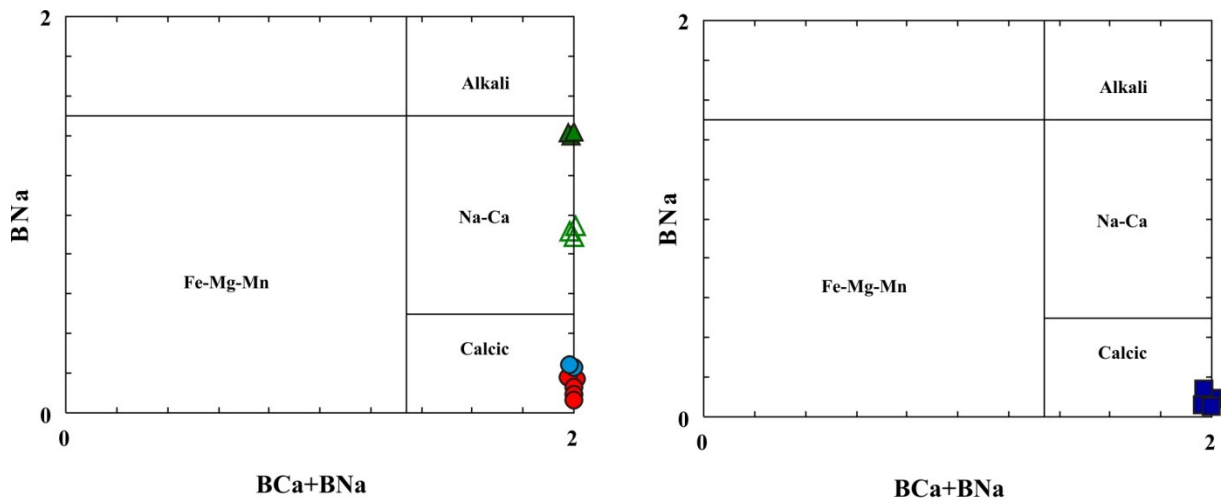
III. csoport: piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok – Nagyág-patak völgye.

A 13eCNK módszer (LEAKE et al., 1997) alapján számított amfibolformulák a következők:

Kaersutit összetétele (I. csoport, hornblende mag, 7-9. A ábra):

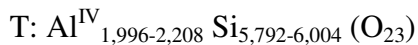
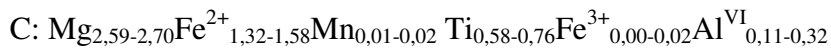


¹ Mivel az elektronmikroszkop a mérés során nem képes az elemek vegyértéke között különbséget tenni, ezért az amfibolok összetételének meghatározásakor a Fe^{2+} és Fe^{3+} mennyiségét az össz vastartalomból elméleti számítások segítségével lehet megadni. Az amfibolok Fe^{3+} tartalmának (STOUT, 1972, ROBINSON et al., 1982, DROOP, 1987, JACOBSON, 1989, J. SCHUMACHER, 1991, HOLLAND és BLUNDY, 1994, LEAKE et al., 1997), és ezzel együtt az amfibol pontos ásványformulájának, illetve nevének meghatározására több módszert is lehet alkalmazni különböző normalizációs tényezők alapján: az összes vas Fe^{2+} , az összes vas Fe^{3+} (J. SCHUMACHER, 1991), 8Si, 8SiAl, 13eCNK, 15eNK, 15eK és 16 CAT.

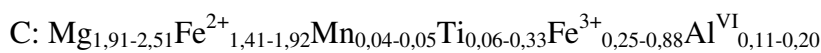
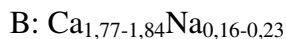
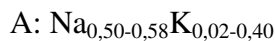


- Kaersutit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Magneziohastingsit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Hastingsit-magneziohastingsit a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak
- ▲ Ferrorichterit a piroxénés, ferrorichterit tartalmú lamprofírok alapanyagában, Ditrői Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- △ Ferrorichterit a piroxénés, ferrorichterit tartalmú lamprofírok ocellumaiban, Ditrői Alkáli Masszívum, Nagyág-patak

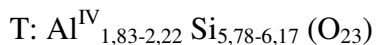
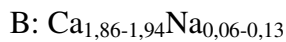
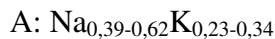
7-8. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum lamprofírjaiban előforduló amfibolok összetétele Leake et al. (1997) alapján



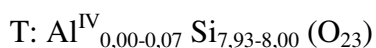
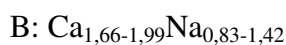
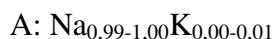
Magneziohastingsit összetétele (I. csoport, hornblende szegély, 7-9. B ábra):

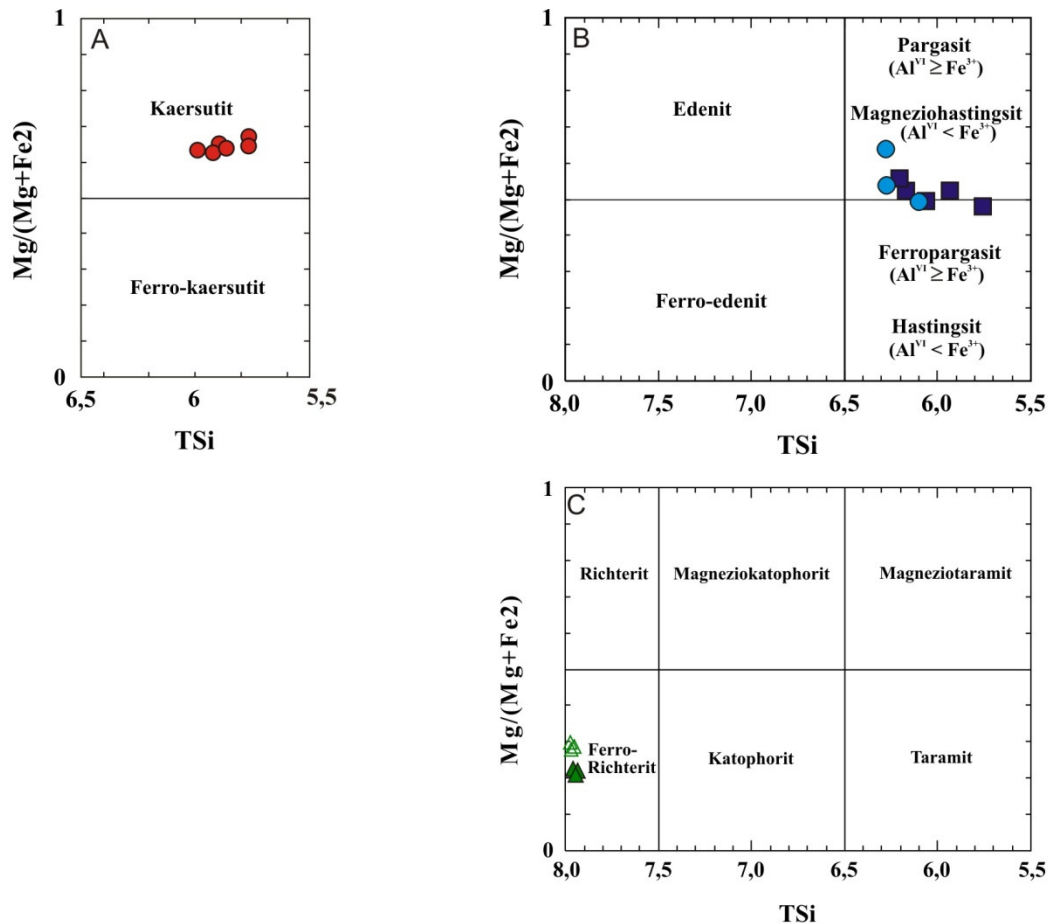


Hastingsit – magneziohastingsit összetétele (II. csoport, 7-9. B ábra):



Ferrorichterit összetétele (III. csoport, 7-9. C ábra):

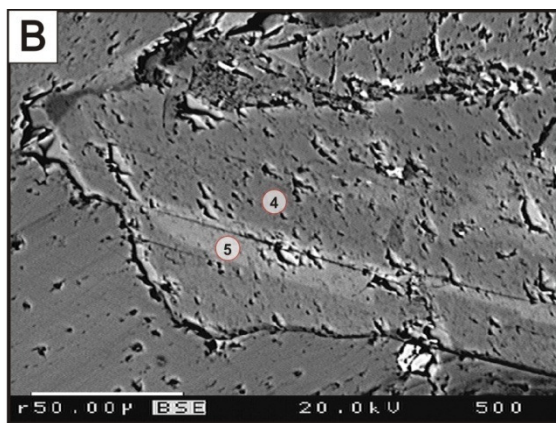
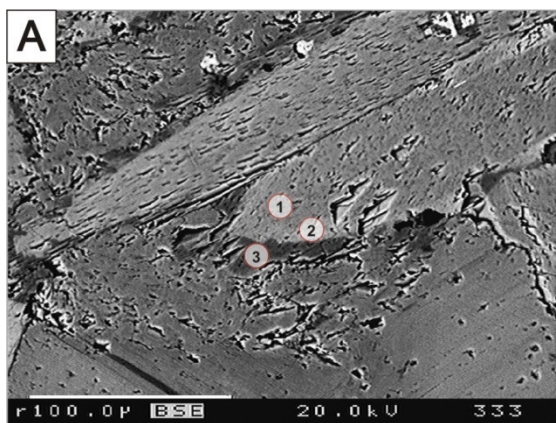




- Kaersutit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Magneziohastingsit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Hastingsit-magneziohastingsit a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak
- ▲ Ferrichterit a piroxénés, ferrichterit tartalmú lamprofirok alapanyagában, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- △ Ferrichterit a piroxénés, ferrichterit tartalmú lamprofirok ocellumaiban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak

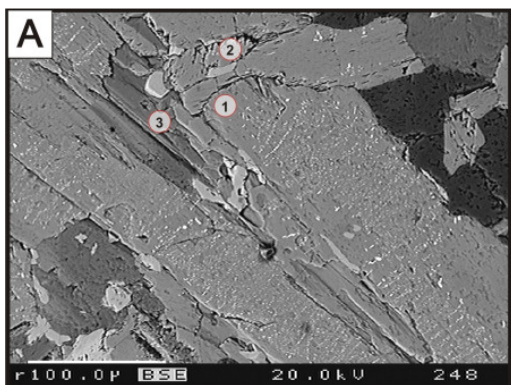
7-9. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban előforduló amfibolok osztályozása Leake et al. (1997) alapján A. CaB ≥ 1,5; (Na+K)A ≥ 0,5 és Ti ≥ 0,5 esetén B. CaB ≥ 1,5; (Na+K)A ≥ 0,5 és Ti < 0,5 esetén C. (Na+K)A ≥ 0,5; (Ca+N a)B ≥ 1 és 0,5 < NaB < 1,5 esetén

A piroxénés kaersutit tartalmú lamprofirok Ca-amfiboljai zónásak. A szemcsék magja Si-ben szegény és Ti-ban gazdag kaersutit (Ti=0,58-0,76 kation per formula, mg#=0,63-0,67), míg a peremeken és a hasadási síkokban magneziohastingsit jelenik meg folyamatos átmenettel (7-10 ábra), ami a Si, Fe²⁺, Fe³⁺ tartalom növekedését és az Al^{IV}-, Mg- és Ti-tartalom csökkenését jelenti (mg#=0,50-0,64).

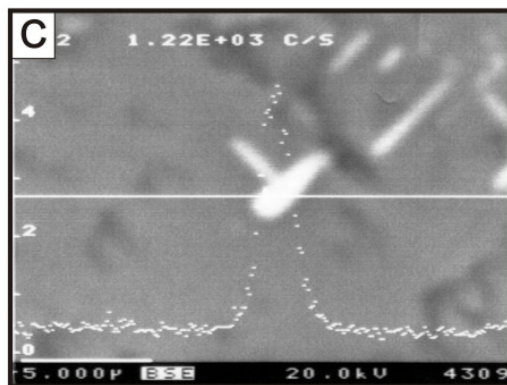


7-10. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírjaiban (Orotva- és Tarnica patak) előforduló zónás Ca-amfibolok visszaszórt elektron felvételei **A.** Kaersutit mag (1-2) és magnezio-hastingsit szegély (3), **B.** A magban kaersutit (4), a hasadási síkban magneziohastingsit (5) mérési pontok az ÁGK-7292 sz. mintán

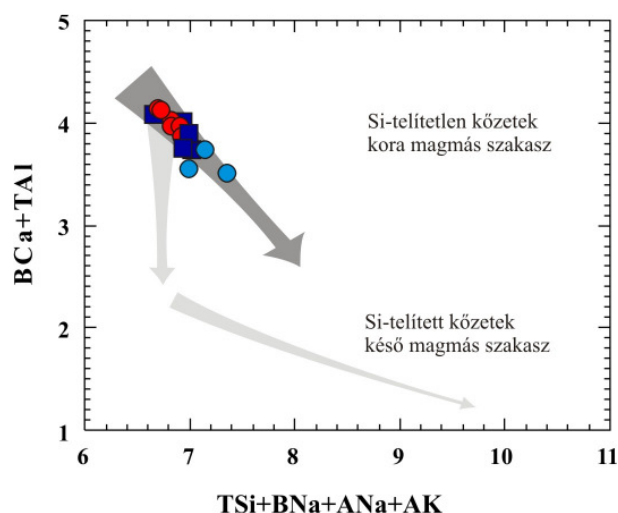
A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok (II. csoport) amfiboljai Fe^{2+} , Fe^{3+} és K-ban gazdagok ($Fe^{2+}=1,78-2,04$; $Fe^{3+}=0,46-0,70$; $K=0,23-0,34$ kation per formula, $mg\# = 0,49-0,55$). Mikroszkópos vizsgálatuk során megfigyelt magnetit tú kiválásaikról (6-7. C és 7-11. A ábra) a mikroszonda vizsgálatokon kiderült, hogy Fe^{tot} mellett Ti-tartalommal is rendelkeznek (7-11. B-C ábra). A BSE felvételeken 5 μm -es nagyításon jól látszik a szagenitrács mintája a magnetit tük mellett.



7-11. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjaiban (Török-patak) előforduló magneziohastingsit visszaszórt elektron felvételei **A.** Magneziohastingsit (1-2), klorit (3) mérési pontok az ÁGK-7290 sz. mintán **B.** Magneziohastingsit szemcséből kivált tük Fe-tartalma **C.** Magneziohastingsiti szemcséből kivált tük Ti-tartalma



A ferrorichterit (6-8. B, 7-9. C és 7-23. A, B ábra) a Nagyág-patak völgyének legfelső részén megjelenő piroxénes lamprofírok (III. csoport) fő kőzetalkotó ásványa, Al-tartalmuk alacsony, Na-tartalmuk pedig magas. Az alapanyagot alkotó ferrorichterit nátriumban gazdagabb ($Na_B=1,39-1,42$ kation per formula), míg a felzikus globuláris szerkezetekben megjelenő Na-Ca-amfibol nátriumban szegényebb ($Na_B=0,83-0,91$ kation per formula).

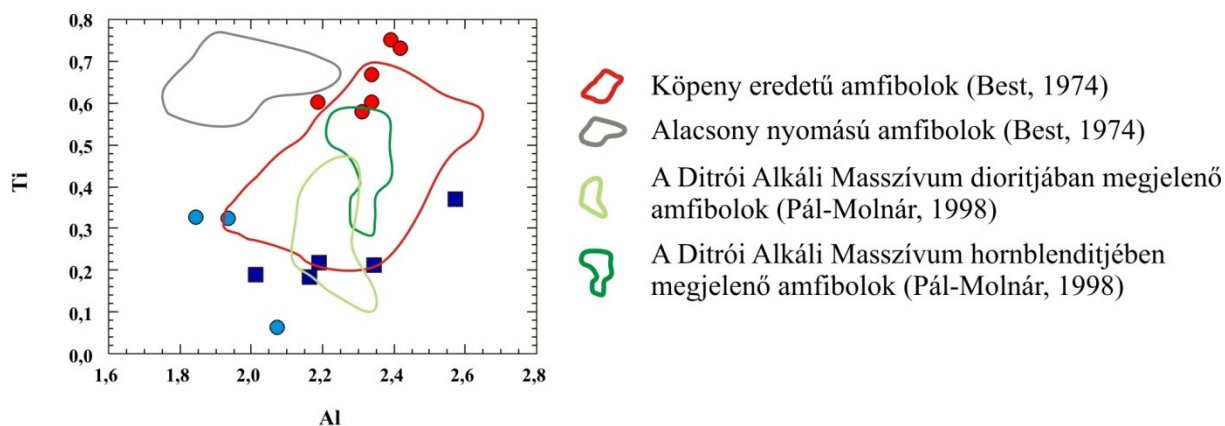


- Kaersutit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Magneziohastingsit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Hastingsit-magneziohastingsit a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak

7-12. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban előforduló Ca-amfibolok fejlődési trendje $Ca+Al^{IV}$ vs. $Si+Na+K$ tartalmuk alapján (Giret et al., 1980)

BEST (1974) alkáli – bazaltos kőzetek köpeny eredetű zárványainak amfibol összetételeit vizsgálta, ami alapján meghatározta az elsődleges, illetve a késő stádiumú amfibolok kristályosodási sorrendjét. A nagyobb nyomáson kristályosodott amfiboloknak nagyobb az Al-tartalmuk, mint az alacsony nyomásúaknak, nagy Al-tartalmukhoz szintén nagy Ti-tartalom társul, s általában Ti-tartalmuk csökkenésével arányosan csökken az Al-tartalmuk is. Ezzel ellentétben az alacsony nyomású amfibolok változó Al-tartalma mellett Ti-tartalmuk mindig magas. A piroxénes kaersutit tartalmú és a piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírok amfiboljai Ti- és Al-tartalmuk alapján nagy nyomású, köpeny eredetű mutatnak (7-13. ábra).

GIRET et al. (1980) túltelített és telítetlen alkáli rendszerek Ca-amfiboljainak fejlődési trendjének vizsgálata során megállapították, hogy az amfibolok kristályosodása a korai $(Ca+Al^{IV})$ -ben gazdag és $(Si+Na+K)$ -ben szegény összetételtől a késői $(Ca+Al^{IV})$ -ben szegény és $(Si+Na+K)$ -ben gazdag összetétel felé halad. Ez alapján a piroxénes kaersutit tartalmú és a piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírok amfiboljai a korai magmás szakaszban kristályosodtak (7-12. ábra). A fejlődési trendből az is látszik, hogy a kaersutitok szélén megjelenő magneziohastingsitek szintén a korai stádiumban kristályosodtak, közvetlenül a kaersutitok után, ami megerősíti a hornblendék mikroszkópos vizsgálatok során megfigyelt zónásságát (kaersutit mag, magneziohastingsit perem).



- Kaersutit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Magnesiohastingsit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Hastingsit-magnesiohastingsit a piroxén mentes, magnesiohastingsit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyg-patak

7-13. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofirjaiban előforduló Ca-amfibolok Ti vs. Al eloszlása. Az alacsony nyomású amfibolok és a köpeny eredetű amfibolok mezeje Best (1974) alapján

HAMMARSTROM és ZEN (1986) kísérleti úton kimutatták, hogy egyensúlyi magmás rendszerben a hornblende Al-tartalma lineárisan korrelál az intrúzió kristályosodási nyomásviszonyaival, s így a hornblende Al-tartalmát geobarométerként (1) lehet használni. HOLLISTER et al. (1987) közepes nyomáson kristályosodott intrúziók hornblende összetételbeli adatainak bővítésével finomították az összefüggésen, amellyel sokkal kisebb hibahatárt értek el (2). JOHNSON és RUTHERFORD (1989) szintén kidolgozott egy geobarométert $\pm 0,5$ kbar pontossággal (3).

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = - 3,92 + 5,03 \text{ Al}^{\text{tot}} \quad r^2 = 0,80 \quad (1)$$

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = - 4,76 + 5,64 \text{ Al}^{\text{tot}} \quad r^2 = 0,97 \quad (2)$$

$$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = - 3,46 + 4,23 \text{ Al}^{\text{tot}} \quad r^2 = 0,99 \quad (3)$$

A hornblende Al-tartalmára épülő geobarométert SCHMIDT (1992) szintén kísérleti úton újrapalibrálta vízben telített, magmás, hornblende – biotit – plagioklász – titanit – Fe-Ti-oxid – oldvadék – fluidum egyensúlyi rendszerben 2,5-13 kbar nyomás- és 700-655 °C hőmérséklettartományban és egy új geobarométert (4) állapított meg $\pm 0,6$ kbar pontossággal.

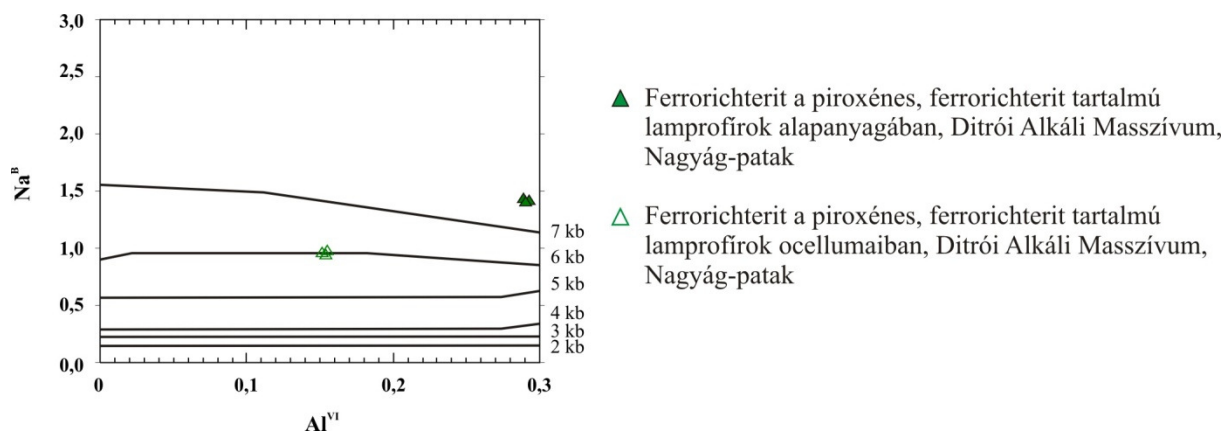
$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_{\text{hbl}}^{\text{tot}} \quad r^2 = 0,99 \quad (4)$$

7.2. táblázat: A piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxén mentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírok amfiboljainak kristályosodási nyomás tartományai (1) Hammarstrom és Zen (1986), (2) Hollister et al. (1987), (3) Johnson és Rutherford (1989), valamint (4) Schmidt (1992) geobarometriája alapján.

	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok						Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok		
	Kaersutit mag			Magneziohastingsit szegély			Magneziohastingsit		
	P min. (kbar)	P max. (kbar)	P átlag (kbar)	P min. (kbar)	P max. (kbar)	P átlag (kbar)	P min. (kbar)	P max. (kbar)	P átlag (kbar)
(1)	7,1	8,3	7,9	5,4	6,5	5,9	6,2	9,0	7,4
(2)	7,6	9,0	8,4	5,6	6,9	6,2	6,6	9,7	8,0
(3)	5,8	6,8	6,4	4,3	5,3	4,8	5,0	7,4	6,1
(4)	7,4	8,6	8,1	5,8	6,9	6,3	6,6	9,2	7,7

Bár JOHNSON és RUTHERFORD (1989) barometriájában van a legkisebb hibahatár, HAMMARSTROM és ZEN (1986), HOLLISTER et al. (1987) és a SCHMIDT-féle geobarométer (1992) hasonló eredményeket adott, ezért utóbbiakat vettem alapul az amfibolok kristályosodási nyomásának meghatározására. Így a kaersutit tartalmú lamprofírok amfiboljainak Al-tartalmából számított kristályosodási nyomás a kaersutit magokban 7,1–9,0 kbar közötti, a kaersutitok peremén és hasadási síkjaiban megjelenő magneziohastingsitekben 5,4–6,9 kbar tartományban mozog. A piroxénmentes lamprofírokban a magneziohastingsitek kristályosodási nyomása 6,2–9,2 kbar. Ezek a nyomás értékek összhangban vannak az amfibolok Al- és Ti-tartalma alapján következtetett nagy nyomású köpeny eredettel (7-13. ábra), illetve a Giret et al. (1980) diagramon látható fejlődési trenddel (7-12. ábra).

Mivel a lamprofírok Na-Ca-amfiboljaiban minimális az Al-tartalom, a kristályosodási nyomás meghatározására nem használható a hornblendék Al-tartalmára épülő geobarométer. Ezért a piroxénes ferrichterit tartalmú lamprofírok amfiboljaira BROWN (1977) módszerét alkalmaztam, amely az amfibolok B pozícióján megjelenő Na és a C pozícióban lévő Al^{VI} alapján becsli a kristályosodási nyomást. BROWN (1977) geobarométere szerint a piroxénes ferrichterit tartalmú lamprofírok alapanyagát alkotó amfibolok 7 kbar felett, míg az ocellumokban megjelenő amfibolok 6 kbar körül kristályosodtak (7-14. ábra).



7-14. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírjaiban (Nagyág-patak) megjelenő ferrichteritek kristályosodási nyomása NaB vs. AlVI tartalmuk alapján (Brown, 1977)

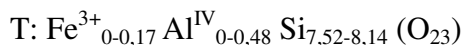
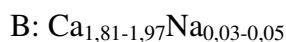
7.2.2. MÁSODLAGOS AMFIBOLOK

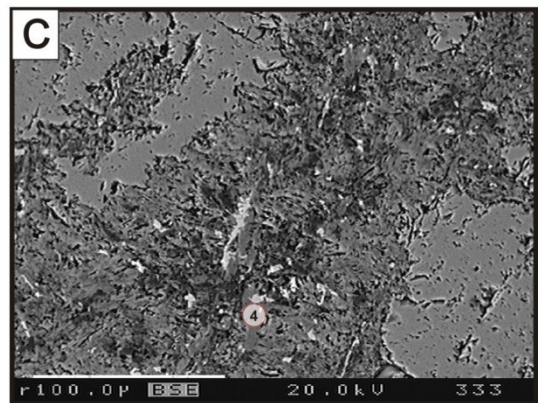
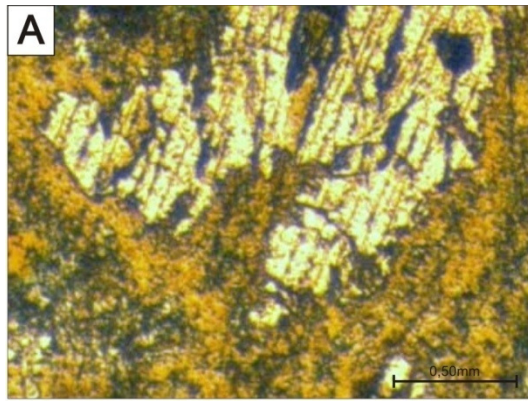
A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban a halványbarna, táblás habitusú alumínium-ferrovas-tartalmú diopszidok körül (6-5. F ábra) a legtöbb esetben erős amfibolosodás és biotitosodás jelenik meg (7-15. ábra). Ezenkívül sok a világoszöld – színtelen, finomszemcsés, az egykori klinopiroxének alakját jól tükröző uralitos pszeudomorfoza (6-5. G-H és 7-16. ábra), melyeket minden esetben vagy magnetit korona kísér, vagy a magnetit szemcsék az amfibol, klorit, \pm kalcit, \pm epidot (6-6. A-C ábra) ásványaggregátumban jelennek meg szabályos vagy szabálytalan elrendezésben. A másodlagos amfibolok ásványkémiai elemzéseit a Mellékletek 3. táblázata tartalmazza. A másodlagos amfibolok formula számításainál szintén a 13eCNK módszert alkalmaztam DROOP (1987) alapján. Osztályozásuk szintén LEAKE et al. (1997) nevezéktana szerint történt, amit a MINPET 2.0 (RICHARD, 1988-1995) ásványtani és petrológiai program segítségével ábrázoltam.

A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok másodlagos amfiboljai Ca-amfibolok (7-17. A ábra), $Ca_B \geq 1,5$ és $(Na+K)_A < 0,5$. LEAKE et al. (1997) nevezéktana szerint tremolitok, aktinolitok és magneziohornblendék (7-17. B ábra).

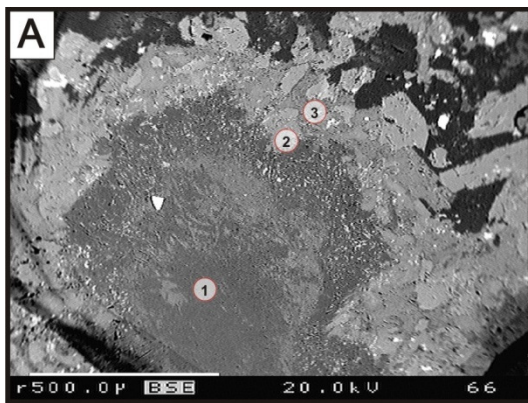
A 13eCNK módszer (DROOP, 1987) alapján számított másodlagos amfibol formulák a következők:

Tremolit összetétele:

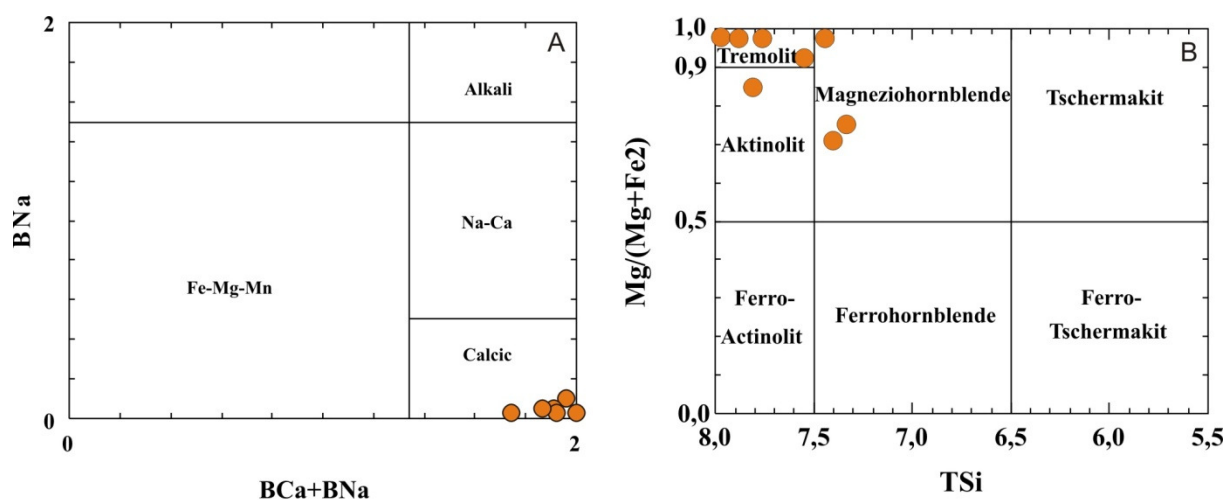




7-15. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírjaiban (Orotva- és Tarnica patak) megjelenő másodlagos amfibol és biotit diopszid körül **A.** vékonycsiszolati kép (1N) **B-C.** visszaszórt elektron felvételek (1-2) diopszid, (3) aktinolit, (4) biotit mérési pontokkal az ÁGK-7292 sz. mintán



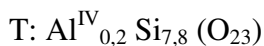
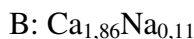
7-16. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírjaiban (Orotva- és Tarnica patak) megjelenő, piroxének utáni másodlagos ásványaggregátumok visszavisszaszórt elektron felvételei **A.** (1) klorit, (2) biotit, (3) aktinolit **B.** (4) aktinolit, (5) biotit, (6) tremolit mérési pontokkal az ÁGK-7292 sz. mintán



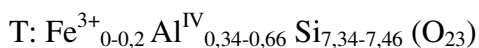
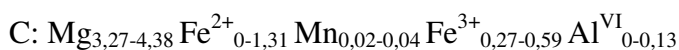
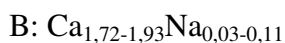
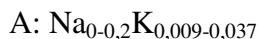
- Tremolit, aktinolit és magneziohornblende a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak

7-17. ábra A. A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban előforduló másodlagos amfibolok összetétele Leake et al. (1997) alapján **B.** $CaB \geq 1,5$ és $(Na+K)A < 0,5$ esetén

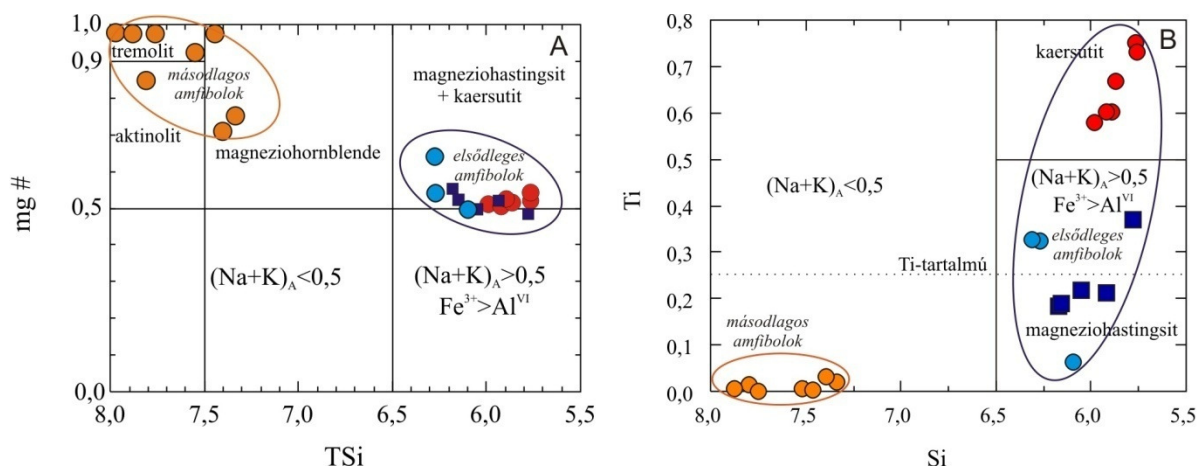
Aktinolit összetétele:



Magneziohornblende összetétele:



Ezek az amfibolok Si-ban gazdagok, Al-, Ti-, Na- és K-tartalmuk, pedig nagyon alacsony (7-18. ábra), ami jellemző tulajdonsága az utómagmás vagy másodlagos eredetű amfiboloknak.

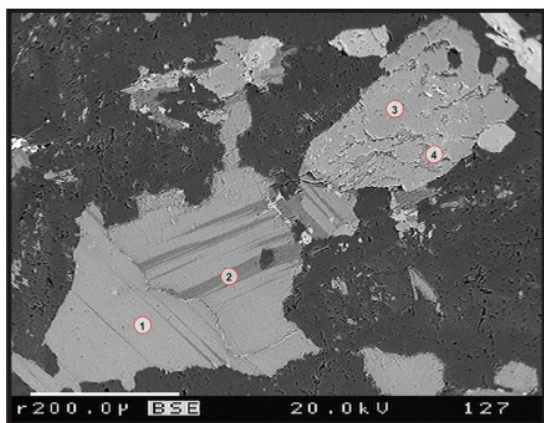


- Kaersutit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Magneziostastingsit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Hastingsit-magneziostastingsit a piroxén mentes, magneziostastingsit tartalmú lamprofirokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak
- Tremolit, aktinolit és magneziostastingsit a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofirokban, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak

7-18. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum lamprofírjaiban előforduló elsődleges és másodlagos Ca-amfibolok összetétele **A.** Si vs. mg# eloszlásuk alapján **B.** Si vs. Ti tartalmuk alapján

7.3. Fe-Mg CSILLÁMOK

A lamprofírok Fe-Mg csillámjai az amfibolokhoz hasonlóan kétgenerációsak. A piroxénés, kaersutit, illetve ferrichterit tartalmú lamprofirokban megjelennek mind az alapanyagot alkotó, elsődleges biotitok hipidiomorf, táblás habitussal, mind, pedig az egykori klinopiroxénekből átalakult, aprószemcsés másodlagos biotitok, melyek tremolittal, aktinollal,

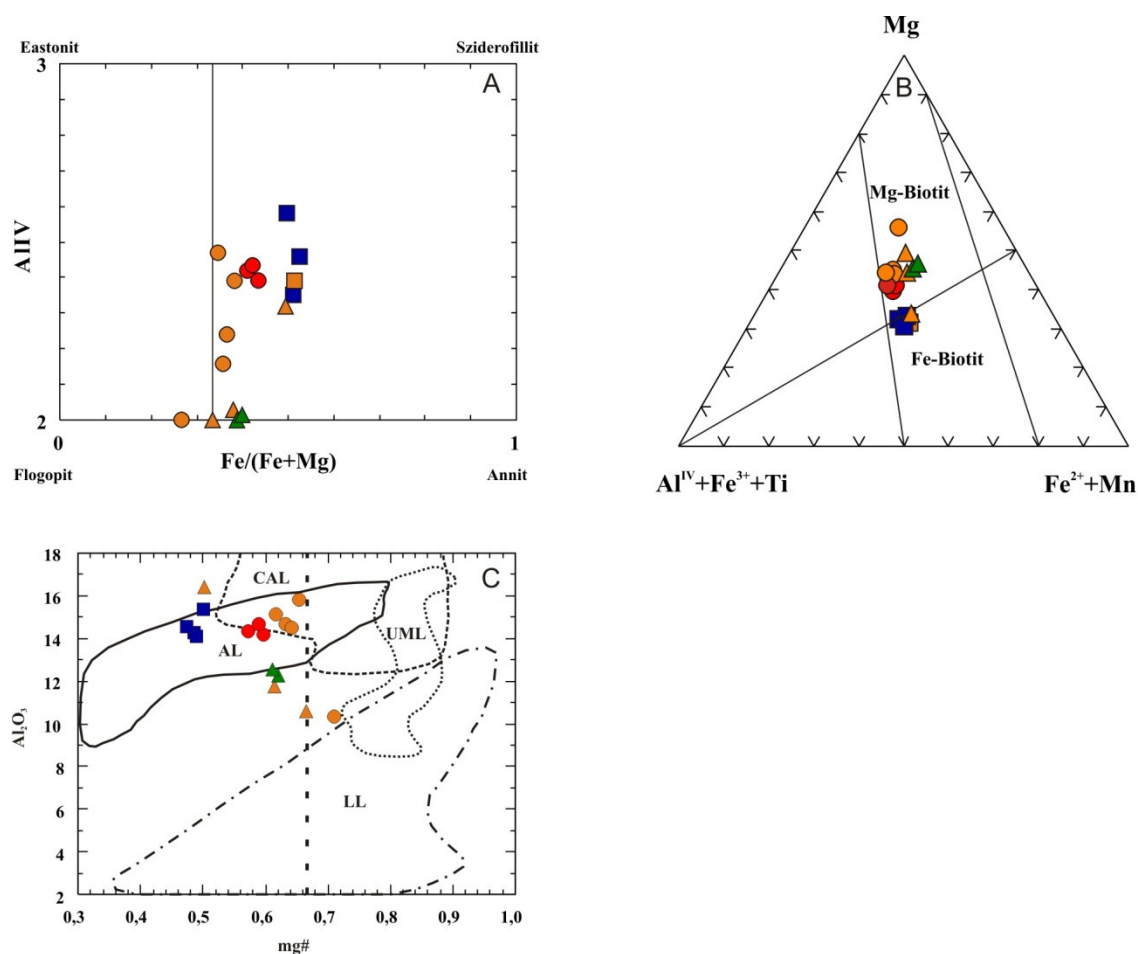


7-19. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum piroxén mentes, magneziostastingsit tartalmú lamprofírjaiban (Török-patak) megjelenő kloritosodott biotit visszazórt elektron felvétele magneziostastingsittel szoros összenövésben

(1) biotit, (2) klorit, (3) magneziostastingsit, (4) másodlagos biotit mérési pontok az ÁGK-7305 sz. mintán

klorittal összenőve (7-15. ábra) vagy önállóan, nagy fészkekben fordulnak elő (6-8. G-H ábra). A ferrichterit tartalmú lamprofírok alapanyagában mennyiségük alárendelt. A piroxénmentes, magneziostastingsit tartalmú lamprofírok alapanyagában az elsődleges biotitok többnyire szoros összenövésben vannak az elsődleges amfibolokkal (6-7. D és 7-19. ábra), a piroxénés, kaersutit tartalmú lamprofírok ocellumaiban pedig szintén elsődleges kalcitokkal (6-6. E-F ábra). Pleokroizmusuk világoszöld – sötétzöld, világosbarna – sötétbarna, illetve világosbarna – zöldesbarna. Gyakran kloritosodnak.

A Fe-Mg csillámok reprezentatív ásványkémi elemzéseit a Mellékletek 4. táblázata tartalmazza. A biotitok összetétele a $Fe/(Mg+Fe)$ vs. $Al(IV)$ (7-20. A ábra), illetve a $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}+Mn$ diagramon látható (7-20. B ábra). A piroxénes, kaersutit, illetve ferrorichterit tartalmú lamprofírok csillámjai Mg-biotitok ($mg\#=0,60-0,65$; $Al^{IV}=2,16-2,47$) és flogopitok ($mg\#=0,67-0,73$; $Al^{IV}=1,58-1,79$) (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006b). Kivételek azok a másodlagos eredetű Fe-biotitok, amelyek a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok alumínium-, nátrium- és ferrovas-tartalmú diopszid magjában (7-7. A-C ábra) alakultak át ($mg\#=0,50$; $Al^{IV}=2,32$).



- Elsődleges biotit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Elsődleges biotit a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak
- ▲ Elsődleges biotit a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- Másodlagos biotit a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- ▲ Másodlagos biotit a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- Másodlagos biotit a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak

7-20. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban megjelenő Fe-Mg csillámok összetétele **A.** A flogopit - annit - eastonit - sziderofillit terner rendszerben **B.** $Mg - Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti - Fe^{2+}+Mn$ háromszög diagramon Foster (1960) alapján **C.** $mg\#$ vs. Al_2O_3 eloszlás Rock (1987) alapján AL-alkáli lamprofírok, CAL-mészalkáli lamprofírok, UML-ultramafikus lamprofírok, LL-lamproitok

A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok biotitjai vasban gazdagabb Fe-Mg-biotitok ($mg\# = 0,47-0,50$; $Al^{IV} = 2,36-2,58$). A felzikus globuláris szerkezetekben előforduló biotitok összetétele megegyezik az alapanyag biotitjainak összetételével. (Mellékletek 4. táblázat).

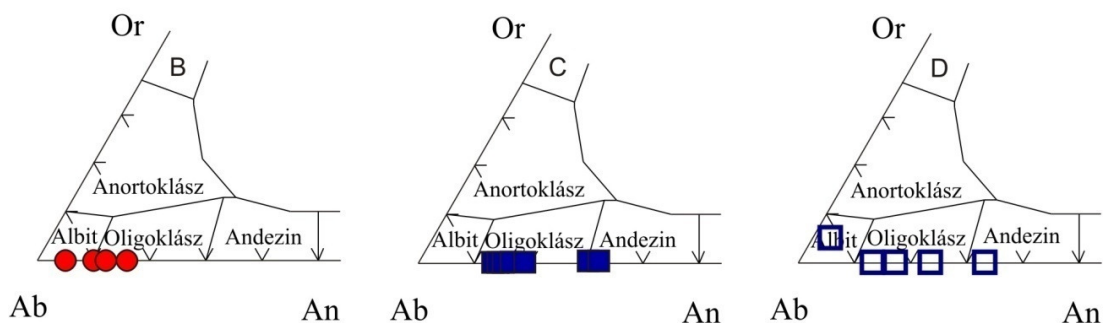
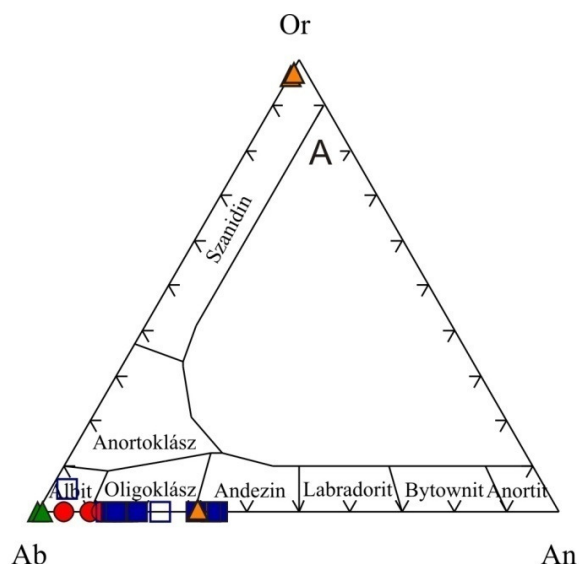
A lamprofírok elsődleges biotitjai a $mg\#$ vs. Al_2O_3 eloszlásuk (ROCK, 1987) alapján az alkáli lamprofírok biotitjainak mezejébe esnek, míg a másodlagos biotitok ennek a közelében helyezkednek el (7-20. C ábra).

7.4. FÖLDPÁTOK

A DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofír telérekben kétféle földpát jelenik meg (7-21. A ábra). A földpátok legnagyobb része plagioklász, amely a klinopiroxének, amfibolok és biotitok közti teret tölti ki, illetve a felzikus globuláris szerkezetek egyik lényeges elegyrésze. Az alapanyagot alkotó plagioklászok alakja hipidiomorf – xenomorf (6-5. C, 6-6. C, 6-7. B, C és 6-8. B, G ábra), helyenként szericitesedtek. Az ocellumokban lévő plagioklászok nagy része viszont hipidiomorf, táblás-léces habitusú (6-7. F, 7-22. és 7-23. A ábra). A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok ocellumaiban lévő plagioklászok belső magjában gyakran jelennek meg epidot – zoizit szemcsék (7-25. A-C ábra), az alapanyag plagioklászaiiban csak alárendelten. A földpátok másik típusa a káliföldpát, amely a ferrorichterit tartalmú lamprofírokban előforduló alumínium-, nátrium-, ferrovas-tartalmú diopszid szemcsék zónahatárain és magjában végbemenő átalakulás egyik terméke (7-7. ábra).

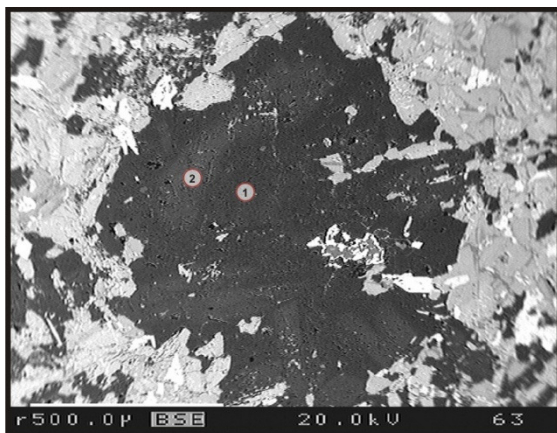
A földpátok ásványkémiái elemzését a Mellékletek 5. táblázata tartalmazza. A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok plagioklászai albit – oligoklász $X_{An} = 0,05-0,16$ összetételűek (7-21. B. ábra), a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban albit – andezin $X_{An} = 0,04-0,34$ a jellemző plagioklász (7-21. C-D ábra) tartomány, míg a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok földpátjai tiszta albitok $X_{An} = 0,001$ (7-21. A ábra).

A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban az alapanyag, illetve az ocellumok plagioklász összetétele között nincs különbség (7-21. C-D ábra). Az ocellumok plagioklászai többnyire zónásak (7-22. ábra).



- Plagioklász földpát a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok alapanyagában, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva- és Tarnica-patak
- Plagioklász földpát a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok alapanyagában, Ditrói Alkáli Masszívum, Török- és Nagyág-patak
- Plagioklász földpát a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok ocellumaiban, Ditrói Alkáliü Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Földpát a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok alapanyagában, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
- ▲ Másodlagos káliföldpát a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírokban, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak

7-21. ábra A. A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban megjelenő földpátok összetétele az Or-Ab-An háromszögdiagramon **B.** A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok földpátjainak összetétele, **C.** A piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok alapanyagában megjelenő földpátok összetétele, **D.** A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok ocellumaiban megjelenő földpátok összetétele

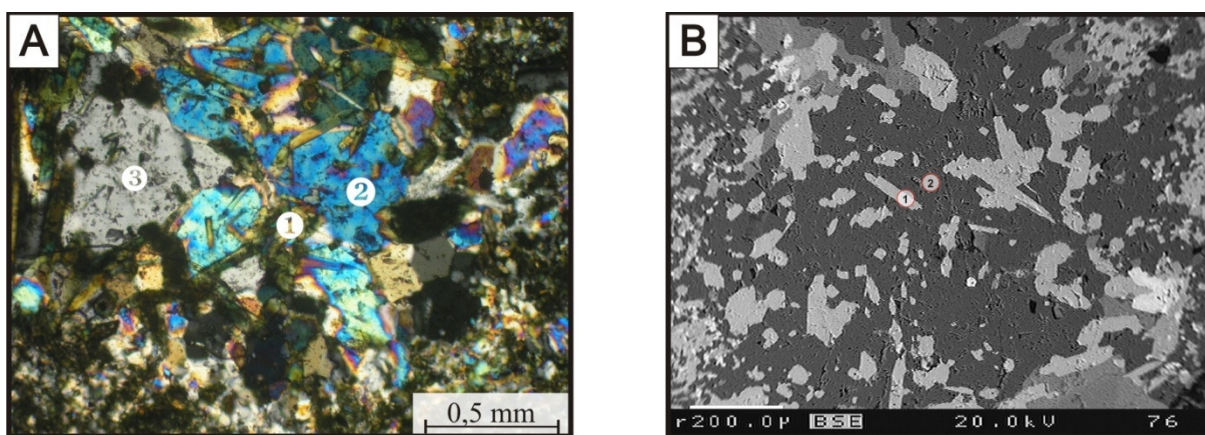


7-22. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjainak (Török-patak) ocellumában megjelenő zónás plagioklászok visszaszórt elektron felvétele (1) oligoklász, (2) andezin mérési pontok az ÁGK-7305 sz. mintán

7.5. LIZETIT

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofirók ocellumaiban és helyenként az alapanyagban a földpátokhoz nagyon hasonló, színtelen, xenomorf lizetit jelenik meg (7-23. ábra). Zárványként ferrorichteritet tartalmaz, vagyis a Na-Ca amfibolok után kristályosodott.

A lizetit tektoszilikát, rácsszerkezete azonos a banalsitéval (CAMPBELL SMITH et al., 1944; Haga, 1973; Rossi et al., 1986), általános képlete: $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Kémiai összetétele pontosan 50% anortitnak ($\text{Ca}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) és 50% tiszta Na-tartalmú nefelinnek ($\text{Na}_4\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) felel meg átmenetet képezve a földpátok és a földpátpótlók között (SMITH et al., 1986). Az $\text{ANa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ összetételű tektoszilikátok általános képletében az A pozíciót Ca (lizetit), Ba (banalsit) és Sr (stronalsit) töltheti be (DEER et al., 2001).



7-23. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofirjának (Nagyág-patak) ocellumaiban megjelenő lizetit és ferrorichterit **A.** vékonycsiszolati kép (+N) (1) ferrorichterit, (2) lizetit, (3) földpát, **B.** visszaszórt elektron felvétel (1) ferrorichterit, (2) lizetit mérési pontokkal az ÁGK-7338 sz. mintán

A lizetit, mint új Ca-Na-Al-Si-O ásvány első rövid leírása SMITH (1984) nevéhez fűződik, majd ROSSI et al. (1985) ír az anortit-nefelin rendszerben való kristálykémiai és petrológiai viszonyairól. A lizetit típusos megjelenése a norvég Selje területén a nyugati gneisz régióban található a Liset nevű erősen retrográd, klinopiroxén gazdag eklogit szintben (SMITH et al., 1986). Vékonycsiszolatban ott is xenomorf, átlátszó, színtelen, nem hasad és nem ikresedik, törésmutatója és kettőstörése a plagioklász földpátéhoz hasonló. A lizetit Liset eklogit szintben való keletkezése Al- és Na-gazdag, illetve Si-, K- és Mg-szegény környezetben történt. A lizetit feltételezett stabilitási mezeje 400 °C esetén 10 ± 4 kbar, 800 °C esetén, pedig 20 ± 4 kbar (SMITH et al., 1986).

A lizetit nagyon ritka ásvány. SMITH et al. (1986) szerint elképzelhető, hogy Na-gazdag, K-szegény szilíciumban telítetlen magmás kőzetekben, melyek bővelkednek nefelinben és bázisos plagioklászban, $10 \pm 4 - 20 \pm 4$ kbar nyomás tartományban lizetit keletkezzen. A lizetittel rokon banalsitot nefelinnel együtt késő magmás fázisban, a stronalsitot, pedig nefelin és analcim átalakulásából utómagmás környezetben, nefelinszientiből és ultramafikus alkáli

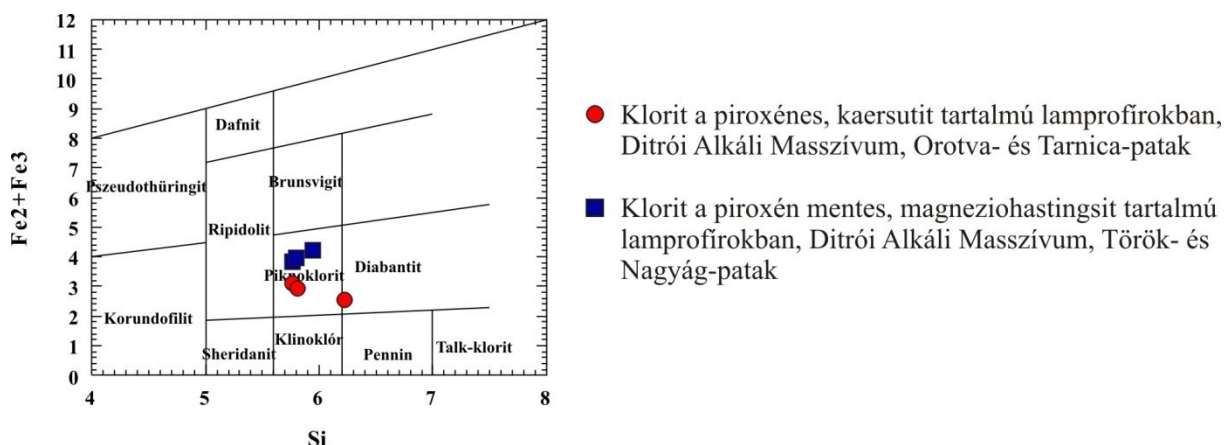
kőzetekből írták le (Benallt bánya, Wales, Anglia; Långban, Svédország; Khibina peralkáli komplexum, Sakharjok alkáli masszívum, Gremyakha-Vyrmes komplexum, Turiy Mys ultramafikus – alkáli komplexum, Kola Alkáli Provincia, Oroszország; Pilansberg peralkáli komplexum, Dél-Afrika; Prairie Lake alkáli komplexum, Superior Alkáli Provincia, Ontario, Kanada) (LIFEROVICH et al., 2006). Míg a banalsit ($\text{BaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) és stronalsit ($\text{SrNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$) egymással szilárd elegysort képeznek (Liferovich et al., 2006), ebbe az elegysorba a lizetit nagyon korlátozott mértékben tud beépülni. A maximális Ca-tartalom, amit LIFEROVICH et al. (2006) kimutattak (78 különböző alkáli és alkáli-ultrabázikus kőzetminta 148 banalsit – stronalsit mérése alapján) a banalsit – stronalsit elegysor kémiai összetételében 0,15 Ca atom formulánként (~ 1,40 tf% CaO). Ez a lizetit utómagmás környezetnél magasabb nyomáson való stabilitását erősíti meg.

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok ocellumaiban (1), illetve a Na- Al- és Fe^{2+} -tartalmú diopszid magjában megjelenő (2) lizetit ásványkémi elemzését a Mellékletek 5. táblázata tartalmazza, képlete:



7.6. KLORIT

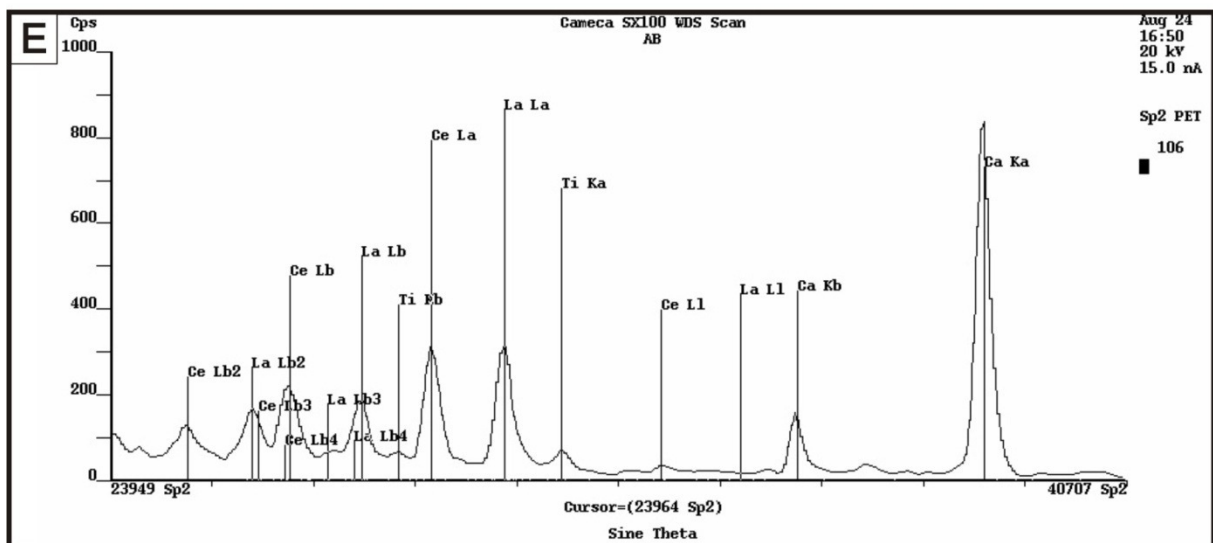
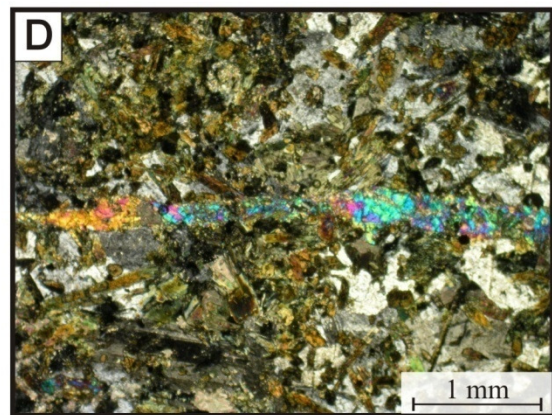
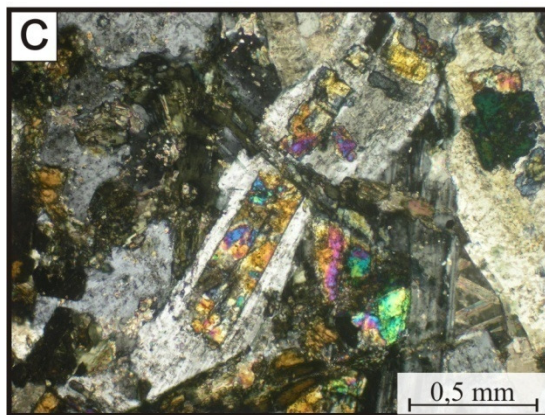
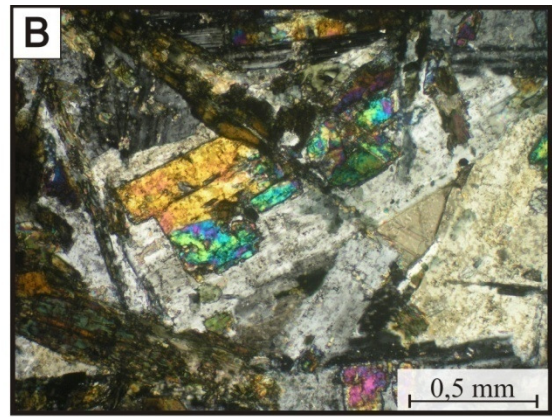
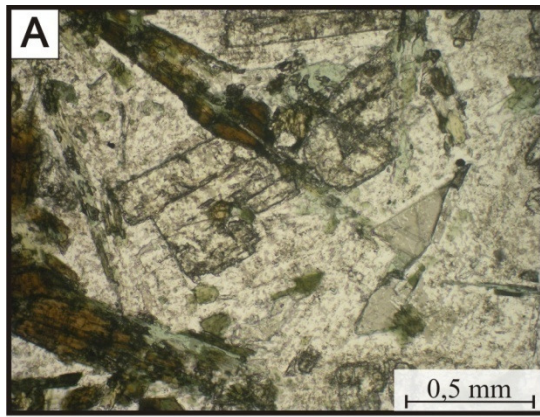
A lamprofírokban a kloritok a piroxének, amfibolok és biotitok átalakulási termékeként jelennek meg (6-6. A-B, 6-7. B és 7-19. ábra). Vékonycsiszolatban zöld színűek, erősen pleokroósak, tömött, szálás, szemcsés habitusúak. Ásványkémi elemzésüket a Mellékletek 6. táblázata tartalmazza. Összetételük alapján piknoklorit – piknoklorit-diabantitok (7-24. ábra). A lamprofírok különböző csoportjainak klorit összetételeiben nincs különbség.



7-24. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírjaiban megjelenő kloritok összetétele

7.7. EPIDOT – ALLANIT

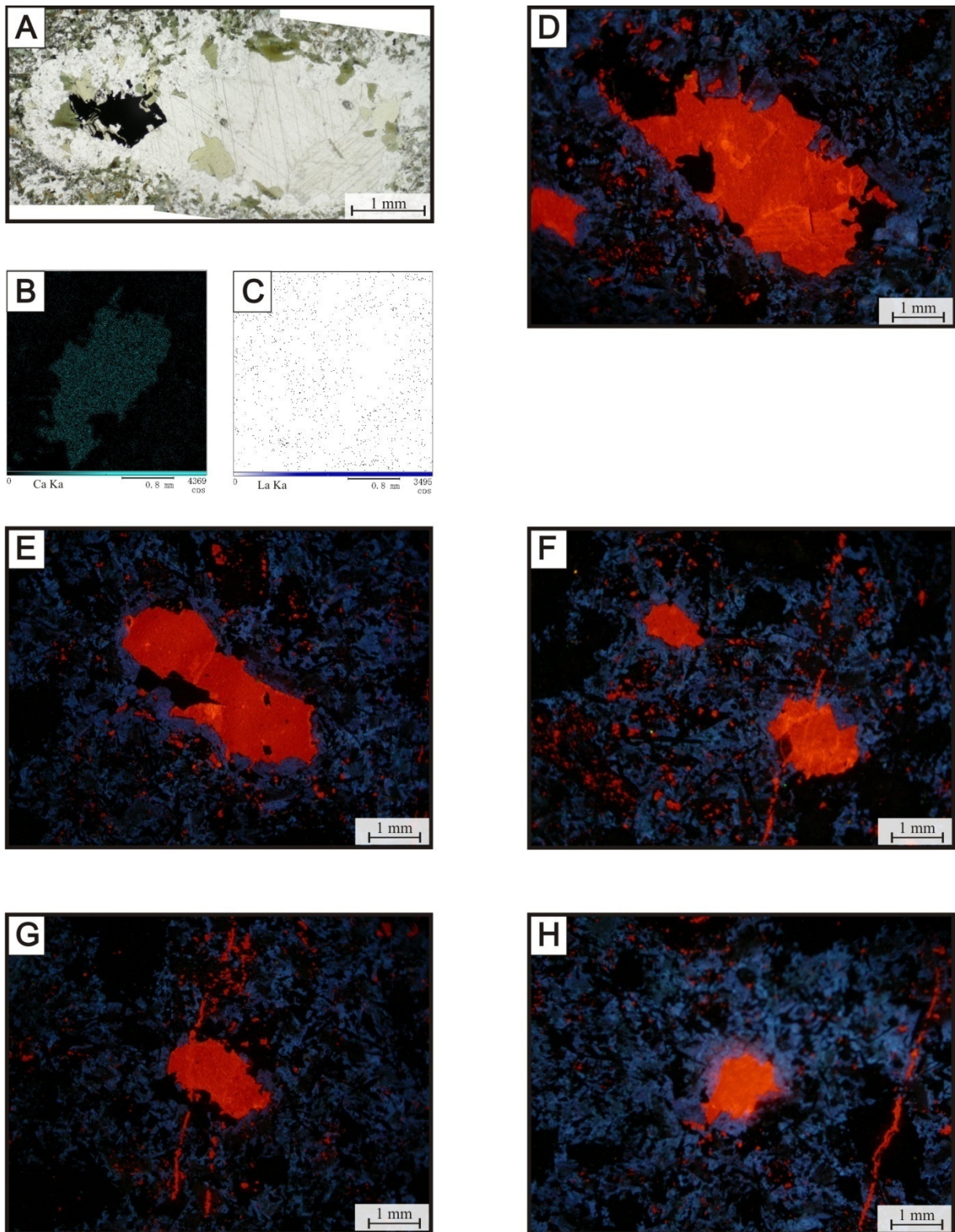
Az epidot a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban jelenik meg háromféle formában. Része a piroxénből átalakult aktinolit-tremolit – klorit – magnetit ásványtársaságnak (6-6. C ábra). Megjelenik azonban plagioklász földpátok belső magjában zoizittel együtt (7-25. A-C. ábra), amelyek összenőttek kaersutittal. Valamint vékony erekként is feltűnnek, ebben az esetben határozott szegéllyel szelik át a kamptonitokat (7-25. D ábra). Vékonycsiszolatban sárga színűek, pleokroósak. A plagioklászok magjában az epidotok b-tengely szerint nyúlt, oszlopos - rudas termetűek, méretük eléri a 0,8 mm-t is, míg az erekben finomszemcsés megjelenésűek. Az ásványkémiai elemzések során csak a főelemek összetételének pontos meghatározására volt lehetőség, ami alapján a korábban epidotnak feltételezett ásványok összesített főelem összetétele 73,35-73,57 térfogat%-nak adódott (Mellékletek 7. táblázat). A hiányzó 26,43-26,65 térfogat% jelentős része az (OH)-csoporton kívül La_2O_3 és Ce_2O_3 (7-25. E ábra). Bár a lamprofírokban található „epidot” szemcsék pontos La és Ce összetételéről nincs információ, referencia adatokkal összehasonlítva (ORLANDI, PASERO, 2006; HOLTSTAM et al. 2003; HARLOV et al., 2002), illetve a nyomelem spektrum (7-25. E ábra) alapján az ocellumok plagioklász földpát magjaiban megjelenő ásványok allanit-(La) – allanit-(Ce) összetételűek. Mivel a kaersutitok jelentős Ti-, illetve ritkaföldfém tartalommal rendelkeznek, az ocellumokban kristályosodó plagioklászok kaersutit lécekkel való összenövése magyarázatot adhat a plagioklász magokban megjelenő La-Ce-tartalmú allanitokra.



7-25. ábra A-C. A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírjainak ocellumaiban, a plagioklászok magjában megjelenő epidot - allanit szemcsék vékonycsiszolati képei (A. 1N, B-C. +N), **D.** A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokat átjáró epidot ér vékonycsiszolati képe (+N), **E.** Allanit szemcse nyomelem spektruma

7.8. KALCIT

A lamprofírokban a karbonátokat kalcit képviseli, melynek a telérekben három fő megjelenési formája van: (1) legjellemzőbb az ocellumokban, amelyek magját idiomorf – hipidiomorf, középszemcsés, 0,3-2,7 mm méretű kalcitkristályok alkotják biotit, titanit vagy első generációs magnetit társaságában (6-6. E és 7-26. A ábra). A nagyméretű kalcitmag vagy magok az ocellum 90 %-át is kitölthetik, melyeket általában szabálytalan alakú plagioklász földpátok vesznek körül. Egyes esetekben a kalcit szegélyén visszaoldódás is megfigyelhető. Ha kisméretű (0,3-0,5 mm) kalcitmagok jelennek meg az ocellum belsejében, akkor annak általában csak kb. 5-10 %-át alkotják. A kalcitok katódlumineszcens felvételei (7-26. D-H) és elemtérképe (7-26. B) homogén szövetet mutatnak, zónásság nem figyelhető meg. A kalcit kristályok szélén megjelenő világosabb narancssárga szín valószínűleg változó nyomelem tartalmukat tükrözi, kevés La-tartalommal rendelkeznek (7-26. C ábra). A kalcit másodlagos, átalakulási termékként való megjelenése ritkább (2), ilyenkor a klinopiroxén fenokristályokból átalakult aktinolit-tremolit – klorit – magnetit ± epidot ásványtársaság része. A lamprofírokat kalcit erek járják át (3), melyek szövetükben teljesen megegyeznek az ocellumokat kitöltő kalcitokkal (7-26. F-H ábra).

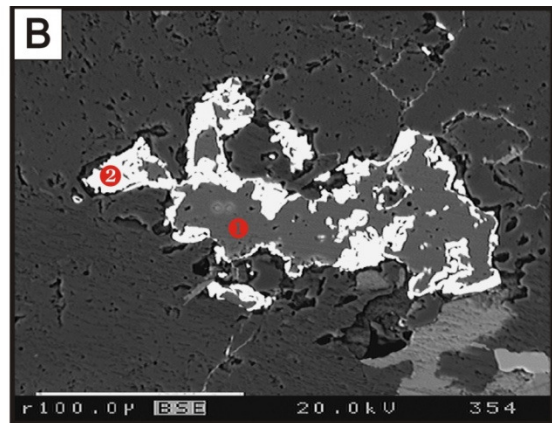
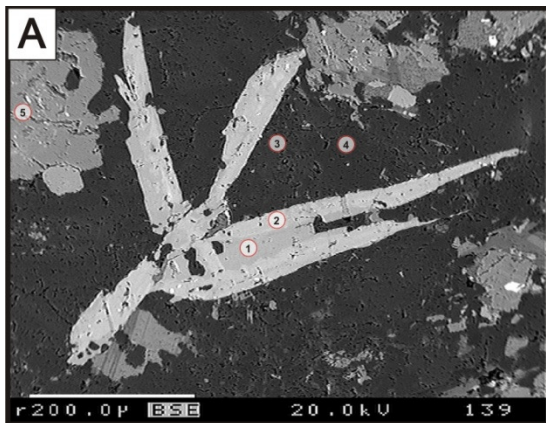
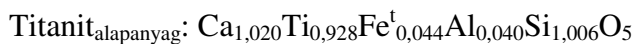
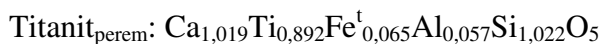
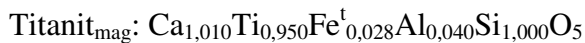


7-26. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofirjaiban (Orotva- és Tarnica-patak) megjelenő karbonátos, valamint szilikátos+karbonátos összetételű ocellumok, illetve a lamprofirokat átjáró karbonát erek **A.** Vékonycsiszolati kép (1N), **B-C.** Ca és La elemeloszlási térképek, **D-H.** katódlumineszcens felvételek, narancsvörös lumineszcens szín - kalcit, kék lumineszcens szín - földpát

7.9. AKCESSZÓRIKUS ELEGYRÉSZEK

Legfontosabb akcesszórikus elegyrészek, amelyek mindhárom lamprofír csoportban előfordulnak a titanit, az apatit, a magnetit és a cirkon. Ezen kívül a piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban barit (7-27. B ábra) fordul elő.

A titanit a kőzetalkotó ásványok között, illetve biotitban és plagioklász földpátban jelenik meg, zárványként cirkont tartalmazhat, sárgás-barna színű, az ocellumokban idiomorf, és minden esetben nagyobb, mint az alapanyagban lévő hipidiomorf vagy xenomorf titanitok. Ásványkémi elemzések (Mellékletek 8. táblázat) a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok ocellumaiban előforduló legnagyobb titanitról (546 μm) és egy másik, alapanyagban kristályosodott titanitról készültek. A titanitoknak Fe- és Al-tartalmuk is van. A BSE (7-27. A ábra) felvételen a titanit zónássága észlelhető, amely a kémiai összetétel alapján a mag nagyobb Ti-tartalmáról, illetve a perem nagyobb Fe^{tot} -és Al-tartalmáról tanúskodik.



7-27. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjainak (Török-patak) ocellumaiban előforduló **A.** (1-2) titanit, (3-4) oligoklász, (5) magneziohastingsit visszaszórt elektron felvétele mérési pontokkal az ÁGK-7305 sz. mintán **B.** Kalcit (1) és barit (2) visszaszórt elektron felvétele

Az apatit idiomorf, oszlopos habitusú, többnyire a lényeges elegyrészek között található, de zárványként is megjelenik amfibolban, biotitban, plagioklász földpátban és kalcitban. A nagyméretű, c-tengellyel párhuzamos metszetek hossza 0,5-1,3 mm. Az apatitok a titanittal együtt az ocellumokban dúsulnak (6-7. G ábra), míg az alapanyagban apró szemcsék (26-156 μm) formájában vannak jelen.

A magnetit a lamprofírokban általában kétgenerációs. Az első generációs magnetit idiomorf megjelenésű és elszórta jelenik meg amfibolba, biotitba illetve plagioklász földpátba

zárva. A második generációs magnetit többnyire xenomorf formában jelenik meg piroxén vagy amfibol átalakulási termékeként. A magnetitekből összesen két darab ásványkémiai elemzés (Mellékletek 9. táblázat) készült. Az egyik elemzett magnetit szemcse első generációs a piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírokból, amelyről röntgen fluoreszcens spektrofotometriai elemtéreképek is készültek² (7-28. ábra).

Az elemtéreképek alapján megállapítható, hogy a vizsgált magnetit szemcse (98,9 % FeFe_2O_4) galenit (7-28. E-F ábra) és arzenopirit (7-28. C, E-F ábra) zárványokat tartalmaz.

A másik elemzett magnetit (96,7 % FeFe_2O_4) szemcse második generációs a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokból, ahol szintén második generációs, aktinolit – biotit – klorit ásványtársaságban jelenik meg.

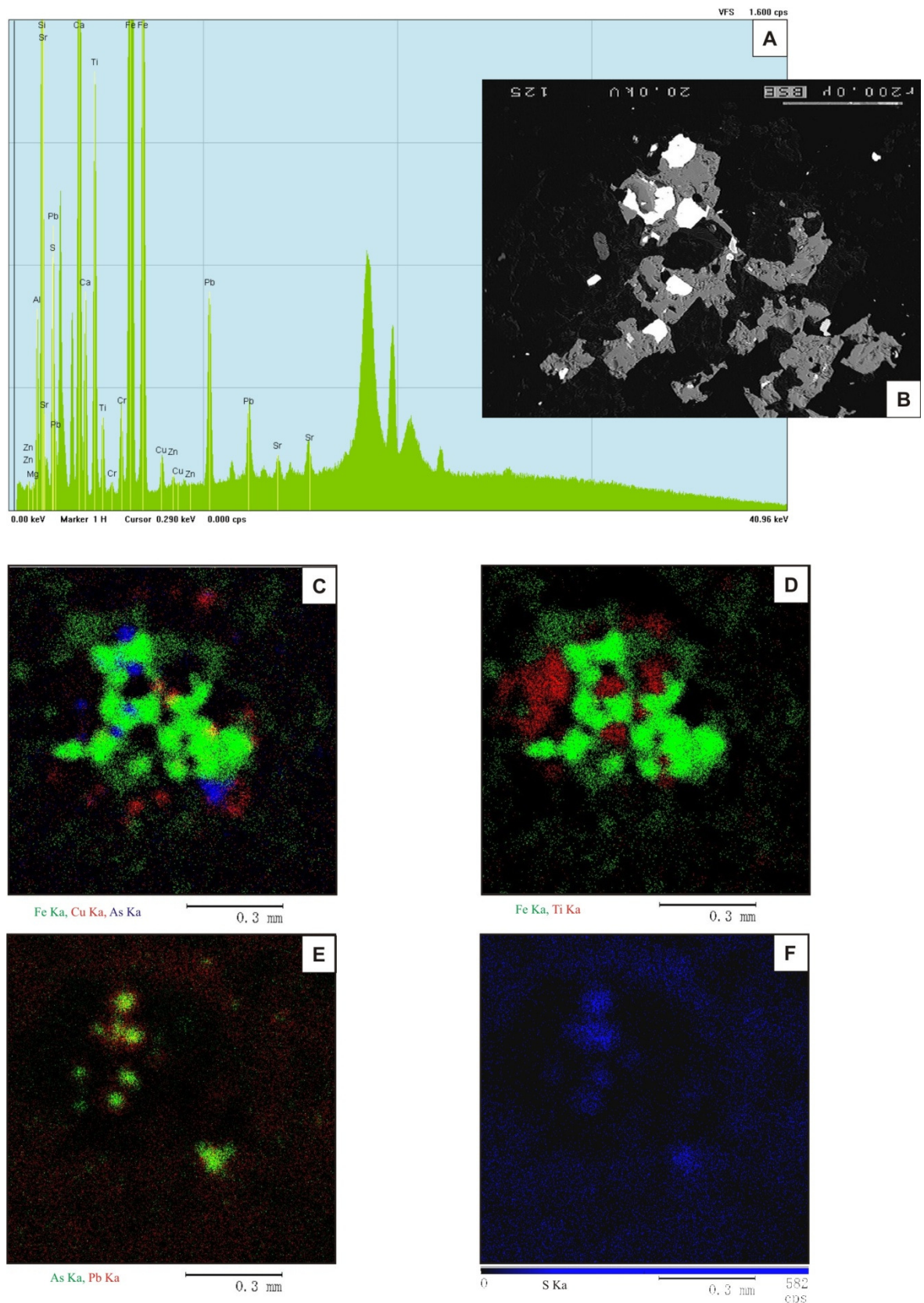
7.10. ÖSSZEFOGLALÁS

A lamprofírok uralkodó közetalkotói az amfibolok. Az összetételükben mutatkozó jelentős eltérés alapján a lamprofírokat három csoportra osztják:

- I. csoport:** piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok – Orotva-, Tarnica-, Tászk-, Fülöp- és Gudu-patakok (Tarnica Komplexum)
- II. csoport:** piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok – Fülöp- Török- és Nagyág-patak völgye
- III. csoport:** piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok – Nagyág-patak völgye.

A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok klinopiroxénjei szilíciumban szegény, alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszidok, amelyek $\text{Ti}/\text{Ca}+\text{Na}$ arányuk alapján alkáli magmából keletkeztek, $\text{Ti}+\text{Cr}/\text{Ca}$ arányuk alapján, pedig anorogén eredetűek. Fő közetalkotó ásványuk a hornblende kaersutit maggal és magneziohastingsit szegéllyel, melyek $\text{Ca}+\text{Al} - \text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ eloszlása korai magmás szakaszban való kristályosodásra utal, Ti - és Al -tartalmuk szerint, pedig nagy nyomáson keletkezett köpeny eredetű amfibolok. Al -tartalmukból számított kristályosodási nyomás (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992) a kaersutit magokban 7–9 kbar közötti, a magneziohastingsit szegélyekben, pedig 5,4–6,9 kbar. Mivel az $\text{Al}-\text{Fe}^{2+}$ -tartalmú diopszid fenokristályok hamarabb keletkeztek a kaersutitoknál,

² Az elemtéreképek felvételekor a nagy mennyiségű számítási feladatok miatt a program nem végez dekonvolúciót, azaz nem bontja az egyes spektrum csúcsokat a különböző elemekből származó összetevőkre. Az egyes elemek téreképei egy-egy – a kezelő program által - előre meghatározott csúcsra készülnek. Mivel az elem-térképezésnél rögzített egyes csúcsok több elemről származnak, így bizonyos elemek esetében (S, As, Pb) az elkészített térképek hamis képet mutathatnak. Azonban a térképezés során minden esetben a teljes területről spektrum is készül, ahol dekonvolúció után minden elemre relatív és abszolút kvantitatív analízis is készül. A mennyiségi analízis alapján eldönthető, hogy egy adott szkennelt csúcs milyen elemekből származik, így az egyes elemtéreképeket kivonva egymásból az elemek valós eloszlását kapjuk meg a térképen.



7-28. ábra Magnetit galenit és arsenopirit zárványokkal a Ditrói Alkáli Masszívum ferrichterit tartalmú lamprofírjaiban (Nagyág-patak) **A.** Röntgen fluoreszcens spektrum, **B.** Visszaszórt elektron felvétel, **C.** Fe (zöld), Cu (piros) és As (kék), **D.** Fe (zöld) és Ti (piros), **E.** As (zöld) és Pb (piros), **F.** S elem eloszlási térképek

ezért a kaersutit magok 9 kbar kristályosodási nyomásánál nagyobb nyomáson kellett, hogy keletkezzenek. Ez a nyomástartomány az Al- Fe²⁺-tartalmú diopszidok (Di I.) esetében 1000 °C alatti keletkezési hőmérsékletet feltételez (7-1. táblázat), vagyis az Al- Fe²⁺-tartalmú diopszidok T≈800-1000 °C és P≈9-17 kbar között keletkezettek. Az Al- Fe²⁺-tartalmú diopszidok szegélyétől a mag felé tremolit – aktinolit – magneziohornblende – biotit – klorit ± kalcit ± epidot ± magnetit átalakulás jellemző. Sok esetben a piroxének teljesen felemésztődtek és csak a finomszemcsés uralitos pszeudomorfózák jelzik egykori jelenlétüket. Az elsődleges csillámok Mg-biotitok, a másodlagosak, pedig flogopitok. A plagioklászok albit – oligoklász összetételűek. Az ocellumokban gyakori a nagyméretű (0,3-2,7 mm) elsődleges kalcit, illetve a plagioklászok magjában megjelenő La-Ce-tartalmú allanit, melyek a kaersutitok és a plagioklászok összenövésénél jellemzőek.

A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok uralkodó elegyrésze a magneziohastingsit, mely Ca+Al – Si+Na+K eloszlása alapján korai magmás szakaszban, Ti- és Al-tartalma szerint, pedig nagy nyomáson keletkezett köpeny eredetű amfibol. A magneziohastingsitek Al-tartalmából számított kristályosodási nyomása (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992) 6–9 kbar. Másik fő kőzetalkotó ásvány a Fe-Mg biotit. A mafikus elegyrészek közti teret albit – andezin összetételű plagioklász tölti ki.

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok klinopiroxénjei alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid, illetve nátrium-, alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid, amelyek Ti/Al eloszlásuk alapján nagy nyomáson keletkeztek, az Al- Fe²⁺- tartalmú diopszid szegélyén megjelenő egirinaugit pedig alacsony nyomáson. Mindhárom piroxén komponens alkáli magmából kristályosodott és anorogén eredetű. Az alapanyagot alkotó ferrorichteritek BROWN (1977) barométere alapján 7 kbar felett keletkeztek, az ocellumban lévők, pedig 6 kbar körül. Ez alapján az Al- Fe²⁺- tartalmú diopszidnak (Di II.) szintén 7 kbar felett kellett keletkeznie, ami T≈800-1000 °C hőmérséklet- és P≈7-16 kbar nyomástartományt jelent (7-1. táblázat). A Na-, Al- és Fe²⁺- tartalmú diopszid (Di III.) valamivel alacsonyabb nyomás tartományban T≈800-1000 °C esetén P≈6-15 kbar-on keletkezhetett, vagyis később, mint az Al- és Fe²⁺- tartalmú diopszid. Az alkáli amfibol és az egirinaugit összetételű klinopiroxén perem jelenléte a III. lamprofír csoport peralkáli, agpaitos jellegét tükrözi. A Mg-biotitok és flogopitok mennyisége alárendelt. Az alapanyagot alkotó földpátok tiszta albitok. Az ocellumokban és helyenként az alapanyagban lizetit jelenik meg. A lizetit eklogitokon kívül keletkezhet Na-gazdag, K-szegény, Si-ben telítetlen magmás kőzetekben is (SMITH et al., 1986). Ennek a feltételnek a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok megfelelnek. Az ocellumokban megjelenő lizetitek helyenként ferrorichterit léceket tartamaznak, ami azt jelenti, hogy 6 kbar körüli nyomáson kellett keletkezniük. Ebbe a nyomástartományba beleesik a lizetit feltételezett stabilitási mezeje 400 °C esetén 10 ± 4 kbar (SMITH et al., 1986). A DAM ásványtanában ez az első említés lizetit megjelenéséről.

8. KŐZET GEOKÉMIA

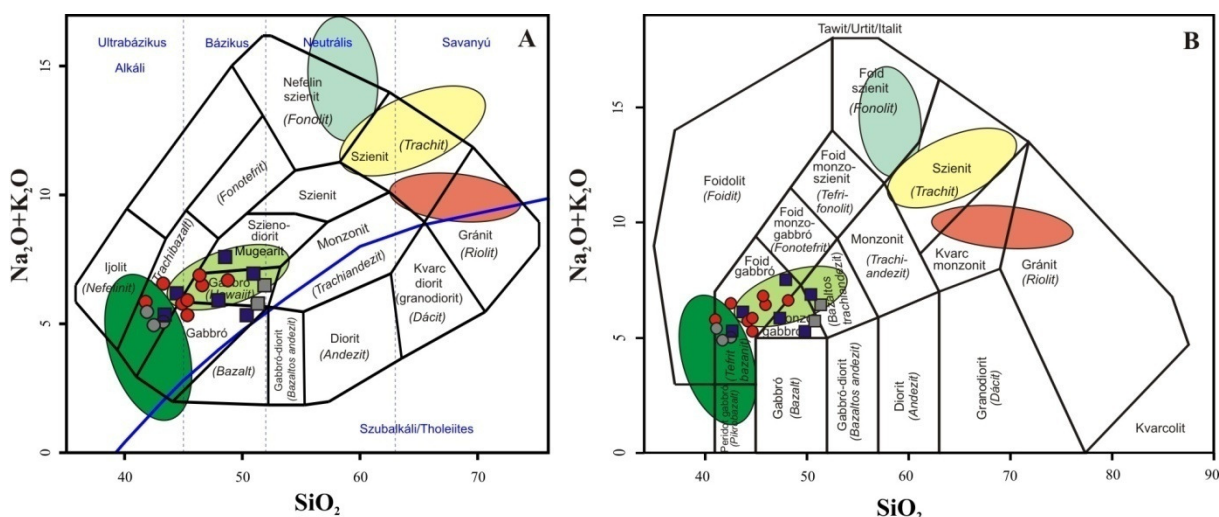
A DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofír telérek két csoportjából összesen 14 teljes kőzet kémiai elemzés készült (8 elemzés a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokból – I. csoport és 6 a piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírokból – II. csoport) amelyek adatai a Mellékletek 10. táblázatában láthatók. A tinguait telérek által megmintázott piroxénes, ferrorichterit tartalmú kamptonitokból (III. csoport) teljes kőzet kémiai elemzés nem áll rendelkezésre, ezért geokémiájukat illetően a kőzetalkotó ásványok főelem kémiai elemzéseire támaszkodunk.

8.1. A LAMPROFÍROK TELJES KŐZET FŐELEM GEOKÉMIÁJA

A piroxénes, kaersutit tartalmú és a piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok főelem geokémiailag tefrit-bazanit–trachibazalt–hawaiiit–mugearit–fonotefrit–bazaltos trachandezit összetételű bázikus kőzeteknek felelnek meg (COX et al., 1979; MIDDLEMOST, 1985) (8-1. ábra), ezek illódús változataiként fogható fel (ROCK, 1991). A tefrit-bazanit összetételű lamprofíroktól a fonotefrit–bazaltos trachandezit összetételnek megfelelő lamprofírok felé egy differenciációs trend figyelhető meg.

A vizsgált lamprofír teléreket nagy Al_2O_3 -tartalmuk élesen elkülöníti az ultramafikus lamprofíroktól (8-2. A ábra; ROCK, 1987), míg nagy alkália és TiO_2 -tartalmuk az alkáli lamprofírokkal mutat jó egyezést (8-2. B ábra, Mellékletek 10. táblázat; ROCK, 1987; BATKI et al., 2004; BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2005). A kaersutit tartalmú lamprofírok klinopiroxénjeinek nagy Al_2O_3 - és TiO_2 -tartalma, valamint a kaersutit jelenléte szintén összhangban van az alkáli lamprofíros affinitással. A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok közül néhány minta (ÁGK-7286, ÁGK-7287 és ÁGK-7320) nagyobb SiO_2 összetétellel rendelkezik a többihez képest (8-2. C ábra, Mellékletek 10. táblázat; ROCK, 1987) átmenetet mutatva a mészkalkáli lamprofírok felé.

A lamprofírok nagy többsége általában (néhány mészkalkáli lamprofírtól eltekintve) alkáli (ROCK, 1987), ami a DAM lamprofír telérek I. és II. csoportjáról is elmondható (8-1. A ábra) (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2005). Ugyanezen telérek Al telítetlensége, vagyis $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ aránya metalumíniumos jellegre vall (2,25-2,78) (8-3. ábra, Mellékletek 10. táblázat), a $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ arány szerinti értéke (0,36 – 0,45) (Mellékletek 10. táblázat), pedig miaszkitos jellegüket tükrözi.



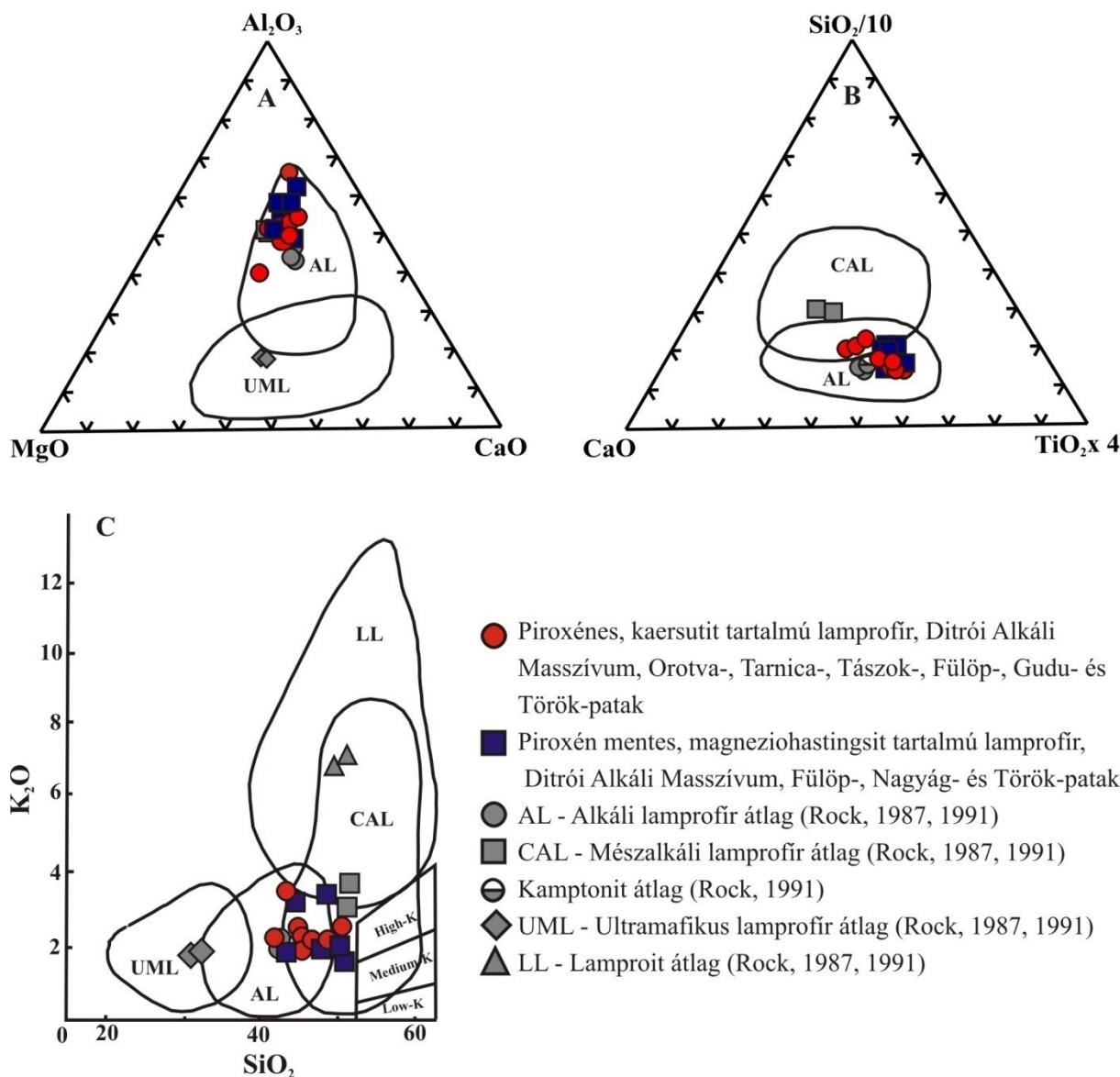
- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)
- Hornblendit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum (Pál-Molnár, 2008)
- Diorit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum (Pál-Molnár, 2008)
- Nefelin szienit, Ditrói Alkáli Masszívum, Ditró- és Tászok-patak (Pál-Molnár, 2008)
- Granitoid, Ditrói Alkáli Masszívum, Török-, Nagyág- és Laposbükk-patak (Pál-Molnár, 2008)
- Szienit-monzonit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tászok- és Simo-patak (Pál-Molnár, 2008)

8-1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofír telérek litológiai besorolása **A.** Cox et al., 1979 és **B.** Middlemost, 1985 alapján

A piroxénes, kaersutit tartalmú és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok SiO_2 - és összalkália tartalmuk alapján rokonságot mutatnak a Tarnica Komplexum hornblendit, gabbró összetételű közeteivel (8-1. és 8-3. ábra).

A legtöbb alkáli lamprofír normatív összetétele bazanitos ($ab+or+an+ne+di+ol$) (ROCK, 1987), amivel a vizsgált lamprofír telérek normatív összetétele alapvetően megegyezik (ol_{DAM} lamprofír átlag=11,2). Bár a lamprofírok modálisan nem tartalmaznak olivint, illetve földpátpótlókat, nefelin ($ne=2,7-13,8$) és olivin normatívak ($ol=8,2-17,6$), ami Si-ben való telítetlenségüket jelzi. A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok nagy normatív nefelin tartalma ($ne=8,2-13,8$) leginkább a kaersutit jelenlétének köszönhető (EBY, MCHONE, 1997).

Bár a két lamprofír csoport geokémiaailag nagyon hasonlít egymásra, mg-értékeik alapján határozottan elkülönülnek (Mellékletek 10. táblázat). A DAM vizsgált lamprofírjainak mg-értéke [$mg\# = 100Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$, az Fe^{2+} értéke IRVINE és BARAGAR (1971) alapján számolva] 49,1–69,8 között változik. A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír csoportban



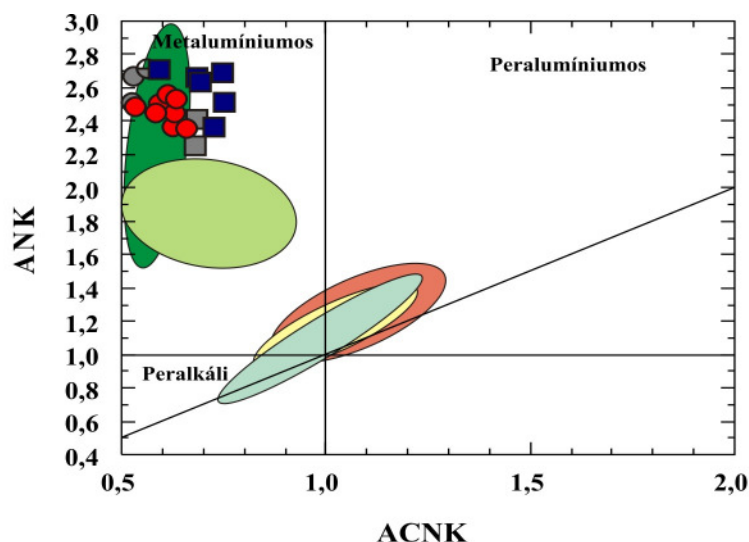
8-2. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak diszkriminációs diagramja Rock (1987) alapján

előfordulnak nagy, primitív olvadéokra ($mg\# = 62-70$) jellemző mg -értékek, míg kisebb, differenciáltabb olvadéokra ($mg\# = 49-60$) jellemző $mg\#$ mindkét lamprofir csoportban jellemző.

A primer olvadék MgO koncentrációra vonatkozó kritériumai:

- $MgO > 6\%$ (PERFIT et al., 1980), illetve $MgO > 8\%$ (BEST, CHRISTIANSEN, 2001),
- $Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,63-0,73$ (GREEN, 1971), $mg\# = 65-80$ (FREY et al., 1978; RHODES, 1981), illetve $mg\# = 68-75$ (BEST, CHRISTIANSEN, 2001).

A vizsgált lamprofírok átlagos mg -értéke és MgO -tartalma alapján megállapítható (Mellékletek 10. táblázat), hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok ($mg\#_{\text{átlag}} = 58,4$ és $MgO = 4,9-10,0\%$, $MgO_{\text{átlag}} = 6,8\%$) primitívebb olvadékból származnak, mint a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok ($mg\#_{\text{átlag}} = 52,7$ és $MgO = 3,8-6,4\%$, $MgO_{\text{átlag}} = 5,3\%$), valamint egy-két nagy mg -értékű minta kivételével, amelyek primer magmát

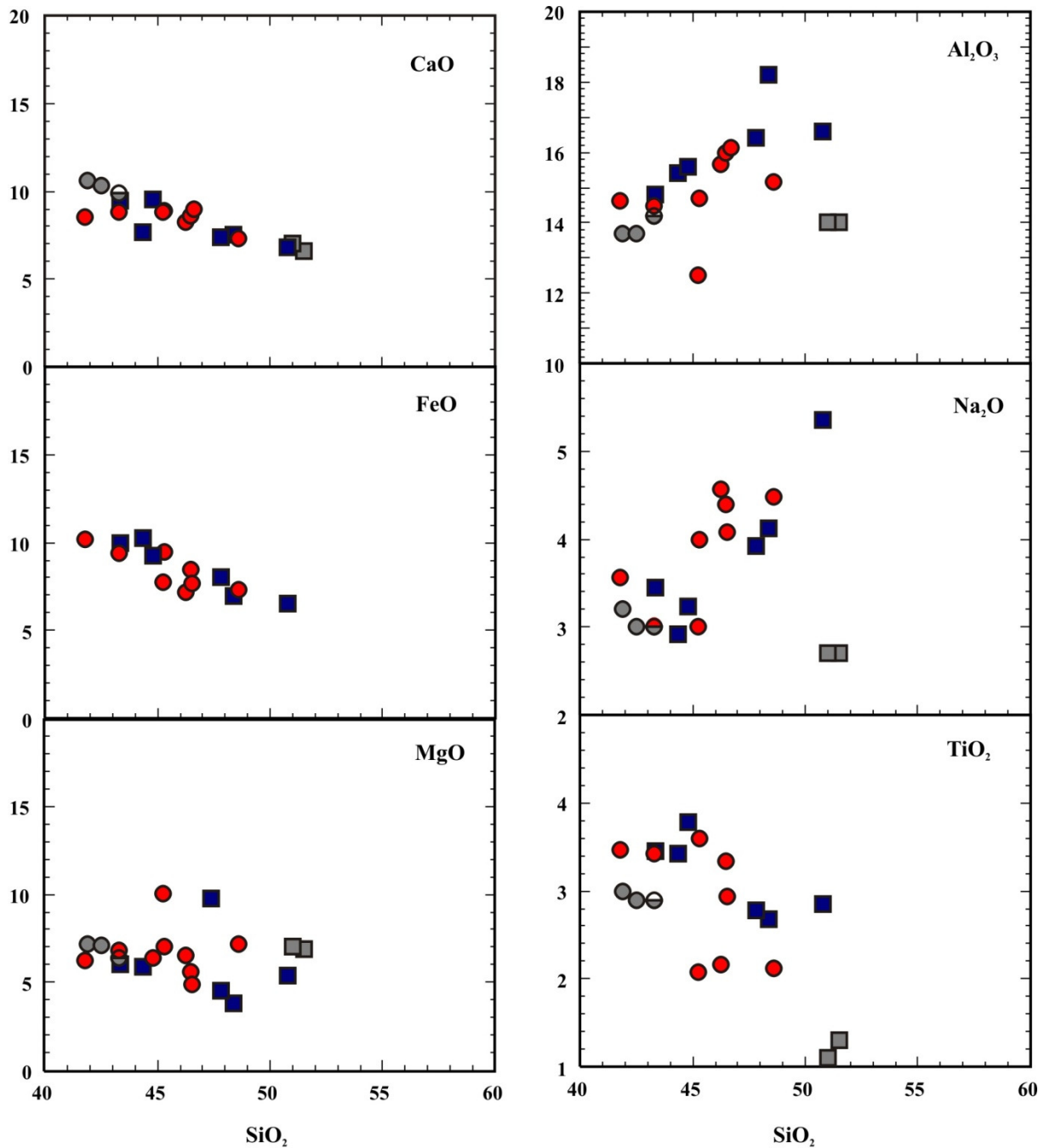


- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrői Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrői Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)
- Hornblendit, Ditrői Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum (Pál-Molnár, 2008)
- Diorit, Ditrői Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum (Pál-Molnár, 2008)
- Nefelin szienit, Ditrői Alkáli Masszívum, Ditró- és Tászok-patak (Pál-Molnár, 2008)
- Granitoid, Ditrői Alkáli Masszívum, Török-, Nagyág- és Laposbükk-patak (Pál-Molnár, 2008)
- Szenit-monzonit, Ditrői Alkáli Masszívum, Tászok- és Simo-patak (Pál-Molnár, 2008)

8-3. ábra A Ditrői Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ eloszlása Shand (1943), illetve Maniar és Piccoli (1989) alapján

képviselnek, a lamprofírok többsége differenciált olvadékból származik. Differenciált olvadékból való keletkezésükre utalnak kis S.I. (S.I._{DAM lamprofír átlag}=25,4) és nagy D.I. értékeik (D.I._{DAM lamprofír átlag}=41,0) is.

A piroxénes, kaersutit tartalmú és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok CaO-, FeO- (összvas értékből IRVINE és BARAGAR, 1971 alapján), MgO- és TiO₂-tartalma negatív korrelációt, Al₂O₃- és Na₂O-tartalma pedig pozitív korrelációt mutat a SiO₂-tartalommal (8-4 ábra). A CaO-, MgO- és FeO-tartalom csökkenését növekvő szilícium tartalom mellett a klinopiroxén (6-5. E-F ábra), illetve amfibol (6-5. C-D, 6-6. D és 6-7. C ábra), a CaO- és TiO₂-tartalom csökkenését, pedig legfőképp a titanit frakcionációja (7-27. A ábra) befolyásolhatja.



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyg- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)

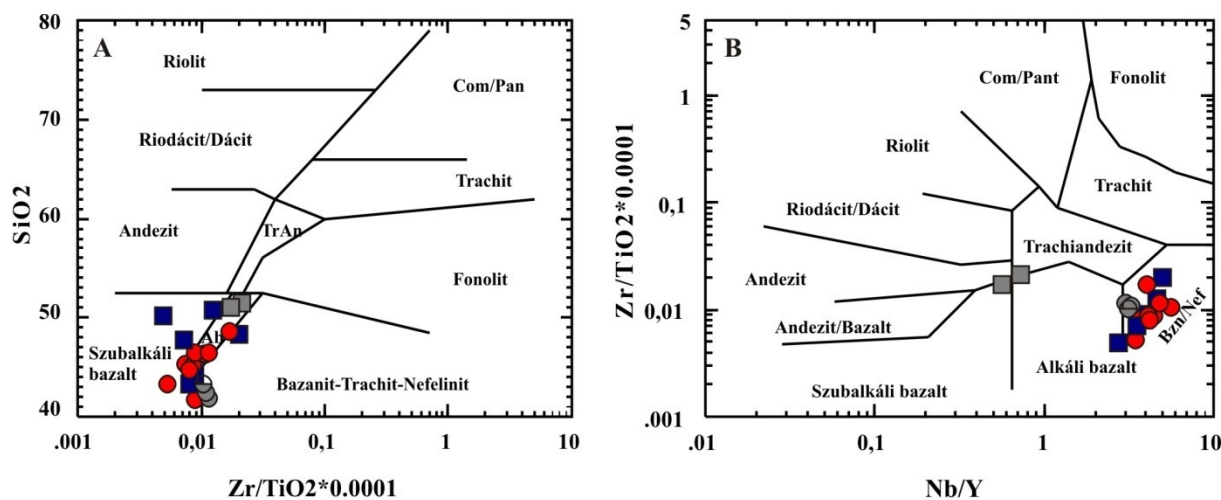
8-4. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok Harker-diagramjai

8.2. A LAMPROFÍROK NYOMELEM GEOKÉMIÁJA

A DAM lamprofírjainak nyomelem³ geokémiai elemzése alapján megállapítható, hogy a telérek LIL és HFS elemekben gazdagok (Mellékletek 10. táblázat) (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006a). Nyomelem koncentrációikat összehasonlítva az átlagos alkáli és mészkáli lamprofírok nyomelem tartományaival (ROCK, 1987, 1991), megfigyelhető, hogy a vizsgált lamprofírok Hf (átlag 9 ppm), Y (átlag 23 ppm), Sr (átlag 903 ppm), Co (átlag 34 ppm) és Cu (átlag 32 ppm) tartalma a mészkáli lamprofírok értékeivel mutatnak hasonlóságot, a Nb (átlag 95 ppm) tartalom, illetve a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok Cr (átlag 132 ppm) és Ni (átlag 91 ppm) tartalma megegyezik az alkáli lamprofírok értékeivel (Mellékletek 10. táblázat). A Ba koncentrációja (átlag 689 ppm) pedig az átlagos alkáli lamprofírok értékeinél kisebb értéket mutat (Mellékletek 10. táblázat). A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok az alkáli lamprofírok tartományán belül Cr-ban (átlag 38 ppm) és Ni-ben (átlag 39 ppm) szegényebbek (Mellékletek 10. táblázat). A DAM lamprofírjainak Zr koncentrációja (átlag 299 ppm) az alkáli és a mészkáli lamprofírok tartományai között mozog, míg a Rb koncentráció (átlag 220 ppm) messze túllépi az összes lamprofír Rb értékét (ROCK, 1987), megközelítve a lamproitok tartományát. Mindkét lamprofír csoportban a Nb és a Hf erősen korrelál a Zr-mal, míg az Y korrelációja a Zr-mal a lamprofír telérekben változó.

Egyes nyomelemek arányainak vizsgálatával lehetővé válik a lamprofírok eredeti kémiai jellegének meghatározása. A Zr/TiO_2 vs. SiO_2 diszkriminációs diagramon (WINCHESTER, FLOYD, 1977) a lamprofírok az alkáli bazalt mezőbe esnek némi átfedéssel a szubalkáli bazalt és a bazanit-trachit-nefelinit mezővel (8-5. ábra), míg a Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagramon (WINCHESTER, FLOYD, 1977) túlnyomóan a bazanit – nefelinit mezőbe esnek kis átfedéssel az alkáli bazaltokkal, ami összhangban áll az SiO_2 és alkáliák mennyiségén alapuló kőzet meghatározással.

³ Azokat az elemeket, amelyek a kőzetben 0,1 %-nál kisebb mennyiségben vannak jelen nyomelemeknek nevezzük (ROLLINSON, 1993). Mivel a főelemeknél jóval nagyobb nagyságrendben változik koncentrációjuk, ezért a magmás folyamatok érzékeny indikátorai. Különböző tulajdonságaik alapján jól elkülöníthető csoportokat alkotnak. Egyik jellegzetes felosztásuk az olvadáshoz illetve szilárd fázishoz való viszonyukon alapul. Azokat az elemeket, amelyek adott körülmények között elsőként vonódnak ki a kristályrácsból és így elsősorban az olvadékból dúsulnak ($K_D < 1$, ahol K_D a megoszlási együttható), a köpeny ásványegyütteséhez képest inkompatibilis elemeknek hívjuk, míg az olvadékkal szemben a kristályrácsot előnyben részesítő elemeket ($K_D > 1$) kompatibilis elemeknek nevezzük (COX et al., 1979). A nyomelemek ionpotenciálon (iontöltés/ionsugár) alapuló felosztása (CARTLEDGE, 1928) a geokémia egyik alapját képezi. A nagy térerejű nyomelemek (HFSE – high field strength elements) csoportjába a kis méretű és nagy töltésű elemek (Ti, Zr, Nb, Hf, Ta) tartoznak (PEARCE, NORRY, 1979; WHITE, 2001). Általában immobilisnek és inkompatibilisnek tekinthetők (PEARCE, NORRY, 1979), bár WHITE (2001) szerint kompatibilitásuk eltérő: amíg a Hf és a Zr mérsékelten inkompatibilis, a Ta és a Nb erősen inkompatibilis. A kis térerejű nyomelemek (LFS – low field strength vagy LILE – large ion lithophile elements) a kis ionpotenciálú elemek csoportja. A nagy méretű és kis töltésű nyomelemek tartoznak ide, úgy mint a Rb, Ba, Sr, K (White, 2001). Jellemzőjük, hogy nagy méretük megnehezíti számukra a kristályrácsba való beépülést, a kis ionpotenciál viszont vizes oldatokban igen jól oldhatókká teszi őket, így erősen inkompatibilisek és mobilisak lesznek. Átalakult kőzeteknél alkalmazásuk nagy körütekintést igényel (ROLLINSON, 1993).

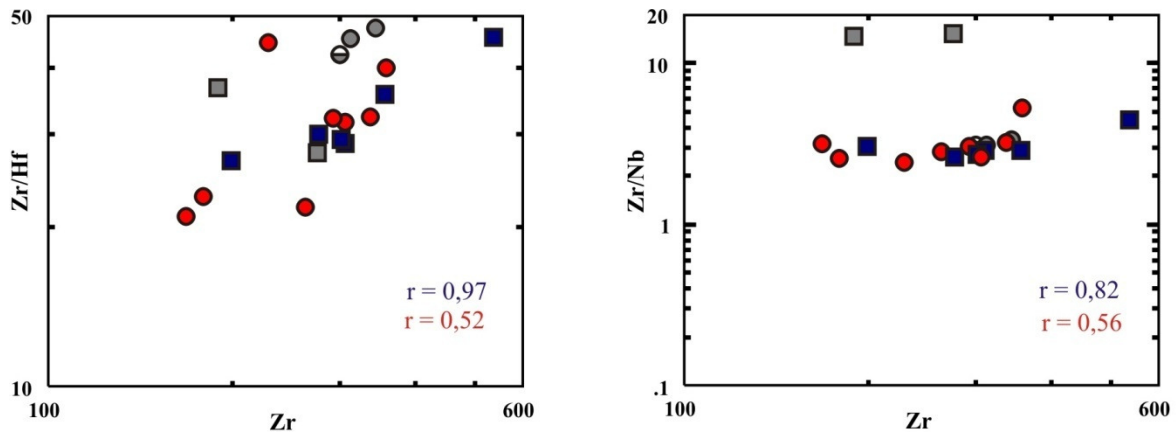


- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)

8-5. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjainak **A.** SiO₂ vs. Zr/TiO₂*0,0001, **B.** Nb/Y vs. Zr/TiO₂*0,0001 diszkriminációs diagramjai Winchester és Floyd (1977) alapján

A DAM lamprofírjainak Y/Nb aránya minden esetben kisebb 1-nél (Y/Nb=0,18–0,29), ami egyértelműen alkáli jellegüket erősíti meg (PEARCE, CANN, 1973). Nagy Ti/V értékük (Ti/V=79–112) szintén az alkáli kőzetek Ti/V>50 tartományának felel meg. A Zr/Hf arány a lamprofírokban 21-46 között (átlag 31) változik. Ezek az értékek (két kivétellel: 44,2 (ÁGK-7296 sz. minta) és 45,7 (ÁGK-7286 sz. minta); Mellékletek 10. táblázat) a primitív köpeny (Zr/Hf=35, BERGMAN, 1987; Zr/Hf=36, SUN, MCDONOUGH, 1989) és kondrit (Zr/Hf_{C1 kondrit}=38, ANDERS, GREVESSE, 1989; Zr/Hf_{kondrit}=34,2±0,3, WEYER et al., 2002; Zr/Hf_{kondrit}=34,3±0,3, MÜNKER et al., 2003) értékeknek, illetve kondritnál is kisebb értéktartományának felelnek meg. A Zr/Hf arány Zr koncentrációval (8-6. ábra) való korrelációja ($r_{\max}=0,97$) frakcionációs olvadás során kimerült köpeny forrásrégiót jelez, a pozitív korreláció a Zr/Nb és Zr között ($r_{\max}=0,82$) viszont a forrásrégió gazdagodási folyamatára utal, melynek során a különböző mértékben kimerült köpeny szegmenshez állandó mennyiségű Nb adódott (WEYER et al., 2003). A kis Zr/Nb arányok (2,4–5,3) alátámasztják a lamprofírok inkompatibilis nyomelemekben való erős gazdagodását (TAPPE et al., 2006).

A két lamprofír csoport Cr és Ni koncentrációja, csak úgy, mint a korábban tárgyalt MgO-tartalma, eltér egymástól (8-7. ábra). A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok Cr koncentrációja 53–277 ppm között változik, Ni koncentrációja, pedig 41–214 ppm (Mellékletek 10. táblázat), ami megfelel az alkáli lamprofírok átlagos Cr és Ni tartományának

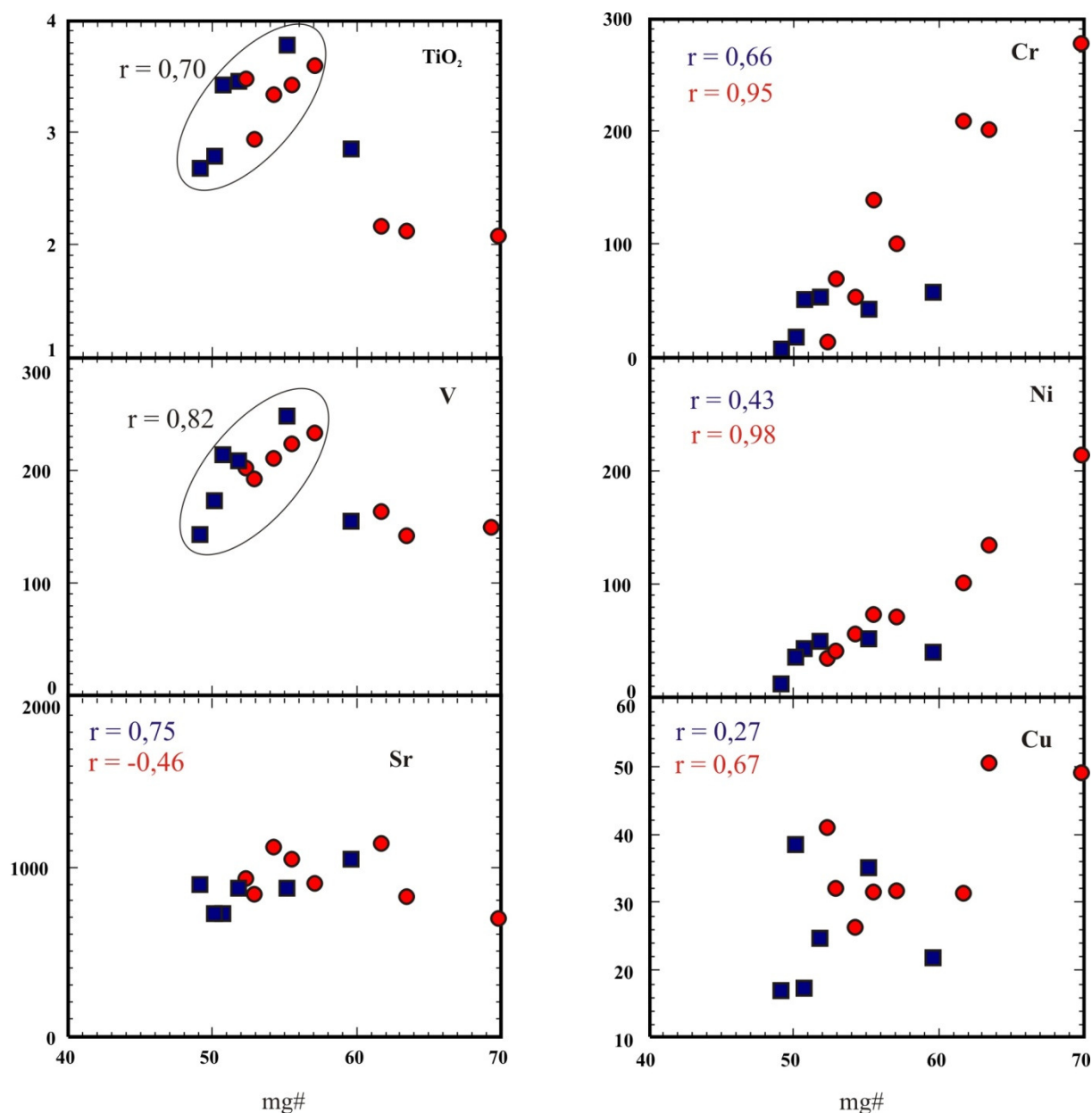


- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)

8-6. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjainak Zr/Hf és Zr/Nb arányainak változása a Zr koncentráció függvényében

(Cr=162±375 ppm, illetve 97 ppm; Ni=88±122 ppm, illetve 65 ppm, ROCK, 1987, 1991), de jóval kevesebb a primer olvadékok [Cr=500-600 ppm és Ni=250-300 ppm (PERFIT et al., 1980), Ni=235-400 ppm (SATO, 1977), Cr=200-500 ppm, Co=25-80 ppm, Ni=90-700 ppm, Sc=15-30 ppm (FREY et al., 1978; RHODES, 1981), Cr=1000 ppm, Ni=400 ppm (BEST, CHRISTIANSEN, 2001)] értékeinél. A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok Cr koncentrációja 4–58 ppm, Ni koncentrációja 12–52 ppm között változik, ami sokkal kevesebb, mint az előző lamprofír csoporté, az alkáli lamprofíroké általában vagy a primer olvadékoké. A II. lamprofír csoport igen kicsi Cr és Ni koncentrációja alátámasztja a szintén kis MgO-tartalmuk és mg-értékeik alapján sejtetett differenciált olvadékból való származásukat. A lamprofírok ilyen kevés Cr és Ni tartalma arra utal, hogy az olvadék benyomulás előtt jelentős olivin frakcionáción ment keresztül (MOROGAN et al., 2000). A Cr, Ni és Cu koncentráció erősen korrelál a mg-értékkel (8-7. ábra). Csökkenő mg# mellett csökken a Cr és Ni tartalom, ami a klinopiroxén frakcionációjára utalhat. A TiO₂ és a V koncentráció lefutása megegyezik (8-7. ábra), mg#=57-től folyamatosan csökken, ami a titanit differenciáltabb lamprofírokban való kristályosodásának tulajdonítható.

A lamprofíros magmák eredendően gazdagok LIL elemekben (Rock, 1991), amivel a vizsgált lamprofírok nagy a LILE koncentrációja (Ba_{max}=1813 ppm, Sr_{max}=1142 ppm, Rb_{max}=499 ppm; Mellékletek 10. táblázat) jó egyezést mutat. A Sr csökkenő mg-érték mellett (mg#=62-től) szintén csökken (8-7. ábra), ami a plagioklászok kristályosodását mutatja.



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyg- és Török-patak

8-7. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofirók Harker-diagramjai a mg# függvényében

A Rb és a K_2O koncentráció pozitívan korrelál ($r^{\max}=0,80$), ami a Rb jelenlétét jelzi a lamprofirók biotitjaiban.

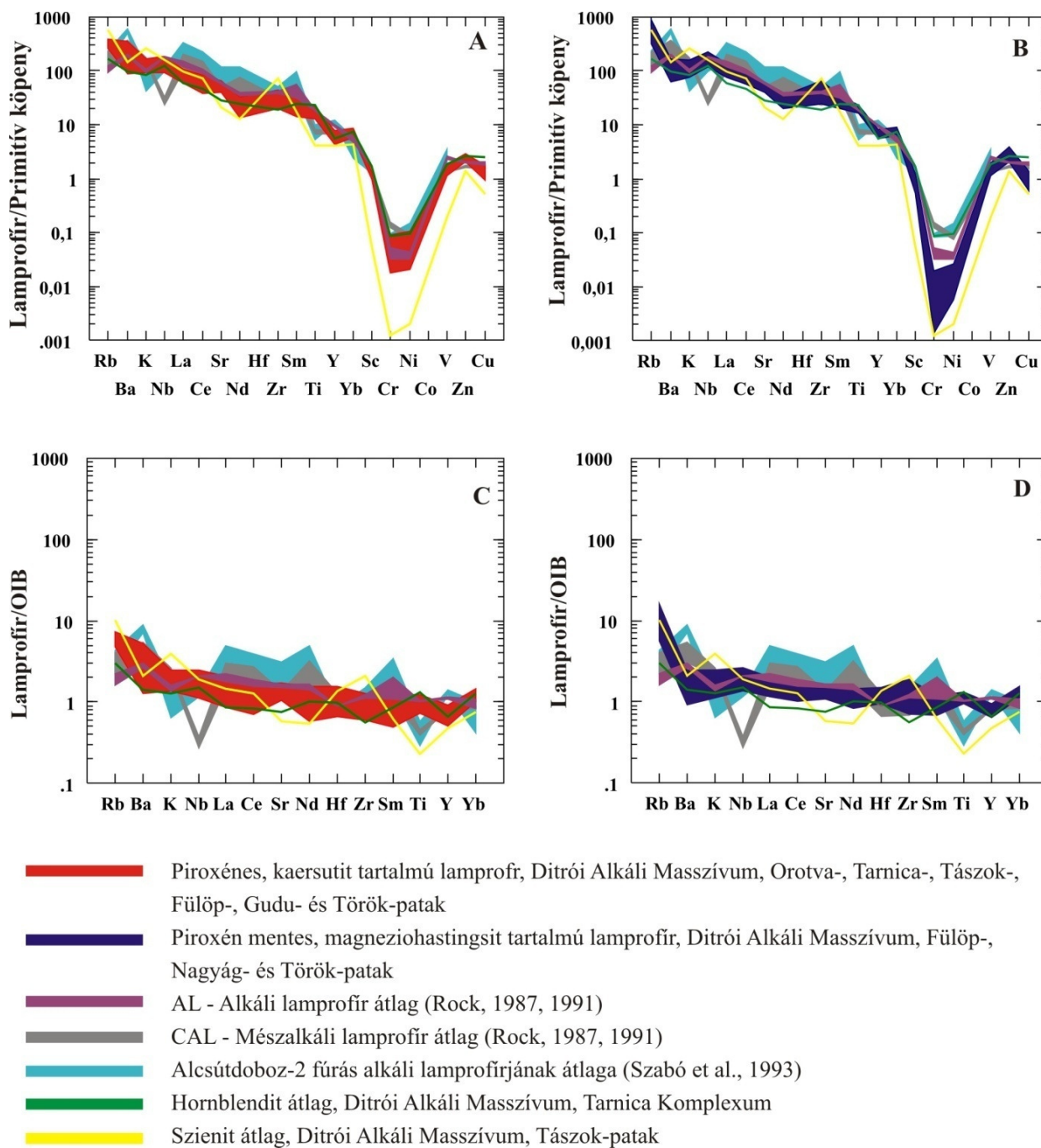
A lamprofirók primitív köpenyre, illetve átlagos óceáni sziget bazaltokra (SUN, MCDONOUGH, 1989) normált nyomelem eloszlása (8-8. ábra) jól tükrözi, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirók az átlag alkáli lamprofirók (ROCK, 1987, 1991) lefutásával egyeznek meg (8-8. A, B ábra), az átlag mészkalkáli

lamprofíroktól (ROCK, 1987, 1991) legszembetűnőbben a Nb és Ti koncentrációban különülnek el. Alkáli lamprofírok az Alcsútdoboz-2 fúrás (AD-2) lamprofírjai is (SZABÓ et al., 1993), amelyekkel a DAM alkáli lamprofírjait összehasonlítva megállapítható, hogy az AD-2 lamprofírok a DAM lamprofírjaihoz képes Ba- Sr- LREE- és MREE-ben gazdagabbak, HREE-ben kimerültebbek és negatív K, Nb, Ti anomáliával rendelkeznek (8-8. és 8-10. ábrák). A negatív Nb anomália a destruktív lemezszegélyekhez kapcsolódó mészkáli lamprofírok egyik jellegzetessége (ROCK, 1991), ami szubdukálódott üledék asszimilálódását (THOMPSON et al., 1984; SAUNDERS et al., 1988; SUN, MCDONOUGH, 1989; DEFANT et al., 1991) vagy akár reziduális flogopit jelenlétét tükrözi a köpeny forrásrégióban (WILSON, 1989).

Az átlag alkáli lamprofírokhoz (ROCK, 1987, 1991) és az AD-2 alkáli lamprofírokhoz (SZABÓ et al., 1993) képest mindkét DAM lamprofír csoport primitív köpenyre normált nyomelem eloszlását (8-8. A, B ábra) pozitív Rb anomália, illetve jelentős negatív Cr, Ni és kisebb Ba anomália jellemzi. A vizsgált lamprofírok óceáni sziget bazaltokra (SUN, MCDONOUGH, 1989) normált nyomelem értékei (8-8. C, D ábra) jól tükrözik a lemezen belüli petrotektonikai környezetből származó alkáli bazaltok (OIB) összetételét, amit megerősít a Ti/100-Zr-Y*3 eloszlás alapján (PEARCE, CANN, 1973) kapott, szintén lemezen belüli eredet (8-9. ábra).

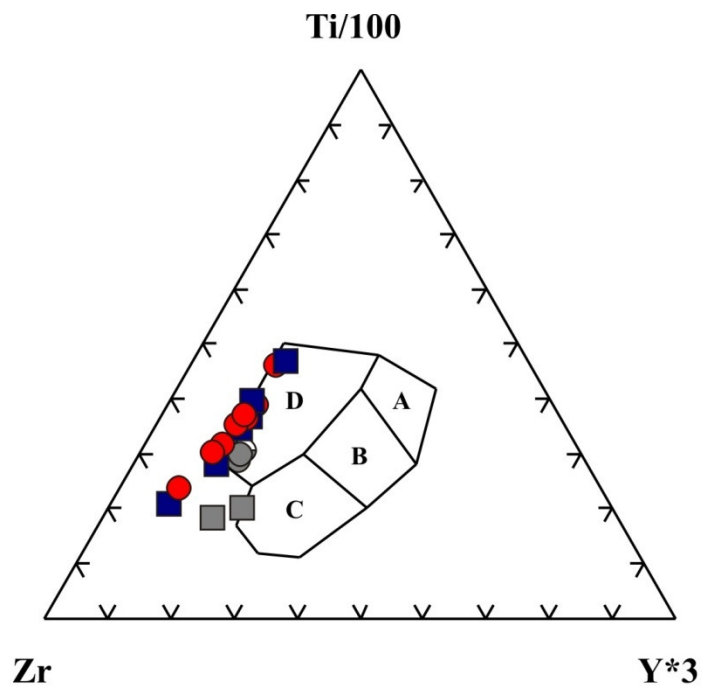
A lamprofírokat általában nagy könnyű ritkaföldfém tartalom jellemzi, míg nehéz ritkaföldfém koncentrációjuk a bazaltokéhoz (MORB) hasonló szintű (ROCK, 1987). A DAM lamprofírjainak LREE koncentrációja a primitív köpenyhez képest nagy (8-10. ábra), La tartalma annak 50-100-szorosa, (La/Yb)_N aránya 11,1-18,3 (Melléklet 10. táblázat). Mindkét lamprofír csoportot a La és Yb erős pozitív korrelációja (r=0,71 és r=0,82) jellemzi (8-11. ábra). A lamprofír csoportokban a könnyű és a nehéz ritkaföldfémek frakcionációja La/Yb=15-26.

A lamprofírok primitív köpenyre normált ritkaföldfém koncentrációja a La-tól az Eu-ig egyenletesen csökken (8-10. A-B ábra), negatív Eu anomáliát nem mutat (Eu/Eu* =0,54-0,68). A lamprofírok nagy REE és LILE tartalma különösen jelentős illótartalmukhoz kapcsolódik. WENDLANDT és HARRISON (1979) kísérleti eredményei azt mutatják, hogy a könnyű ritkaföldfémek köpenyre jellemző nyomástományon, parciális olvadékkal együtt jelen lévő, H₂O-ban és CO₂-ben gazdag fluidum számára oldhatóvá válnak. GREEN (1979) számos nyomelemet (pl. Rb, Sr, Ba, Ce, Pb, Ti) mutatott ki lherzolitok CO₂ zárványaiban, melyek a szerző szerint korábban CO₂-ben oldott állapotban voltak jelen. ROEDDER (1972) és STOSCH (1982) szintén kimutatták a ritkaföldfémek CO₂-ben történő közvetítését. ROSENBAUM et al. (1996) felső köpeny peridotitokban mutattak ki alkália, Ba, U, Th, Pb, Sr és Nd anomáliákat, melyeket a peridotitban jelen lévő CO₂-ben gazdag fluidumoknak tulajdonítanak.



8-8. ábra A-B. A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénos, kaersutit tartalmú és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirjainak primitív köpenyre normált (Sun, McDonough, 1989) nyomelem eloszlása, **C-D.** A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénos, kaersutit tartalmú és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirjainak óceáni sziget bazaltokra (OIB) normált (Sun, McDonough, 1989) nyomelem eloszlása

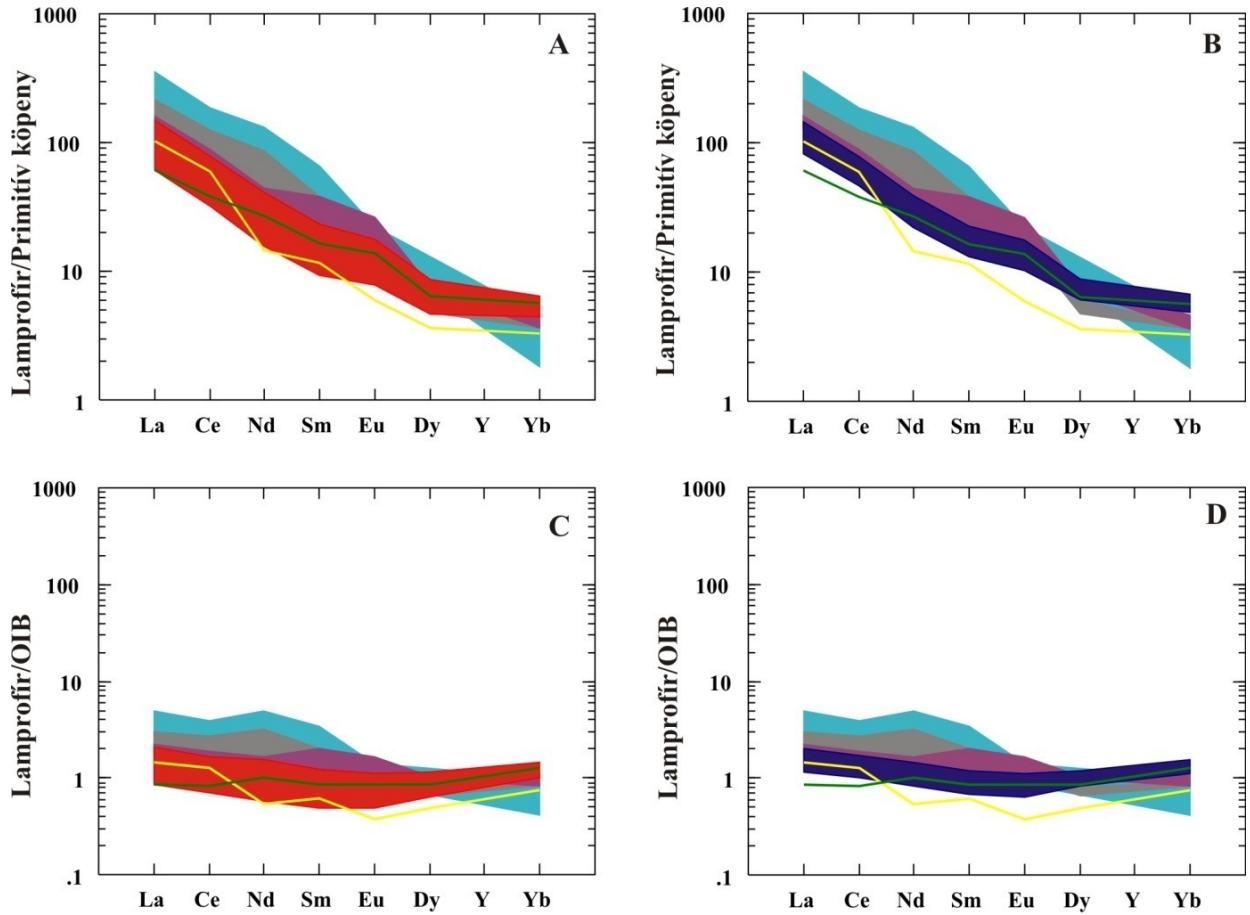
A CO₂ mellett a H₂O-nak is igen jelentős szerepe van a ritkaföldfémek és különösen a LIL elemek fluidumokban való oldhatóságában és közvetítésében felső köpeny P-T tartományban (WILLIAMS et al, 1995; PROUTEAU et al., 2001; WOOD, BLUNDY, 2002; ZAJACZ et al., 2008). A ritkaföldfémek a fluidumból a szilikát olvadékba későbbi, kisebb nyomáson vándorolnak át (FESQ et al., 1974).



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- ⊖ Kamptonit átlag (Rock, 1991)

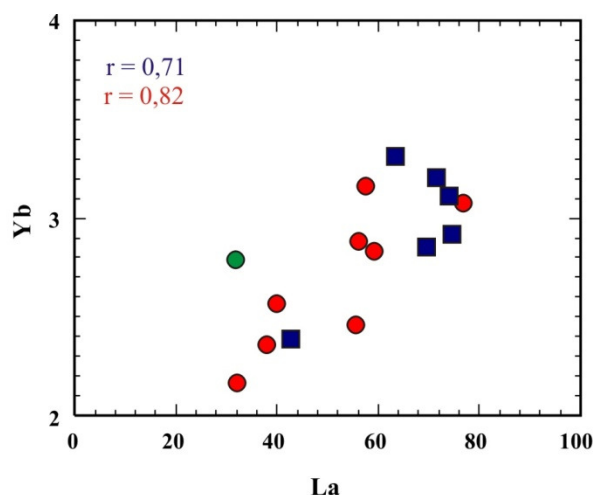
8-9. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak Ti/100-Zr-Y*3 eloszlása Pearce és Cann (1973) alapján A-B kis K-tartalmú tholeiitek, B - óceánfenéki bazaltok, B-C mészalkáli bazaltok, D - lemezen belüli bazaltok

A lamprofírok óceáni sziget bazaltokra normált REE értékei (8-10. C-D ábra) OIB összetételt tükröznek.



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofir átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofir átlag (Rock, 1987, 1991)
- Alcsútdoboz-2 fúrás alkáli lamprofirjának átlaga (Szabó et al., 1993)
- Hornblendit átlag, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum
- Szienit átlag, Ditrói Alkáli Masszívum, Tászok-patak

8-10. ábra A-B. A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirjainak primitív köpenyre normált (Sun, McDonough, 1989) ritkaföldfém eloszlása, **C-D.** A Ditrói Alkáli Masszívum piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirjainak óceáni sziget bazaltokra (OIB) normált (Sun, McDonough, 1989) ritkaföldfém eloszlása



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- AL - Alkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- CAL - Mészalkáli lamprofír átlag (Rock, 1987, 1991)
- Kamptonit átlag (Rock, 1991)
- Hornblendit átlag, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum

8-11. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak La vs. Yb eloszlása

8.3. A LAMPROFÍROK RADIOGÉN IZOTÓP GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Az izotóparányok a magma származási helyének, a forrásrégióknak a tulajdonságait hordozzák, és az arányok a későbbi frakcionációs események során is változatlanok maradnak. A geokémiában használt radiogén izotóp-pár tömege között olyan kis különbség van, hogy a kristály – olvadék egyensúlyi állapotú folyamatokban az izotóp-pár nem tud frakcionálódni. Így részleges olvadás során egy magmának ugyanazok lesznek az izotópos jellemzői, mint forrásrégiójának, tehát az eltérő forrásrégiókat el lehet különíteni egymástól a csak rájuk jellemző izotóp arányok alapján, illetve a keveredést is fel lehet ismerni az izotóp arányaikban különböző források között (ALLÈGRE et al., 1995; DICKIN, 1995).

A szülő- és a származékelemek bizonyos körülmények között eltérően viselkedhetnek, mégpedig úgy, hogy frakcionálódnak. Egy szülő-származék elempár viselkedhet koherensen, és nem frakcionálódik, vagy egy másik izotóp rendszer szülő-származék elempárjától nagyon eltérő módon. Például a Sm-Nd rendszerben mindkét elemnek hasonló kémiai és fizikai tulajdonságai vannak, míg a Rb-Sr rendszerben az elemek erősen frakcionálódnak egymástól. A Sm és Nd izotópok nem nagyon frakcionálódnak a kontinentális kéregben metamorf és üledékes folyamatok során, így megőrzik a forrásrégiójuk szülő-származék arányát. Ebből a

szempontból a Sm-Nd határozottan különbözik a Rb-Sr-tól. A Sm-Nd immobilis hidrotermális viszonyok alatt, így izotópos összetételük a speciális petrológiai folyamatokba bevont kőzet vagy magma valódi arányát tükrözi (DEPAOLO, 1988; WHITE, 2007). A Sm-Nd rendszernek azonban megvan az a hátránya, hogy izotóparány szempontjából kis mennyiségű kéreganyag nagy mennyiségű köpeny összetevőhöz keveredve láthatatlanná válik (ROLLINSON, 1993).

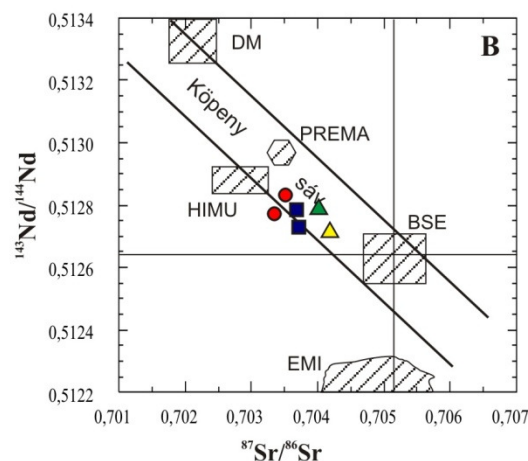
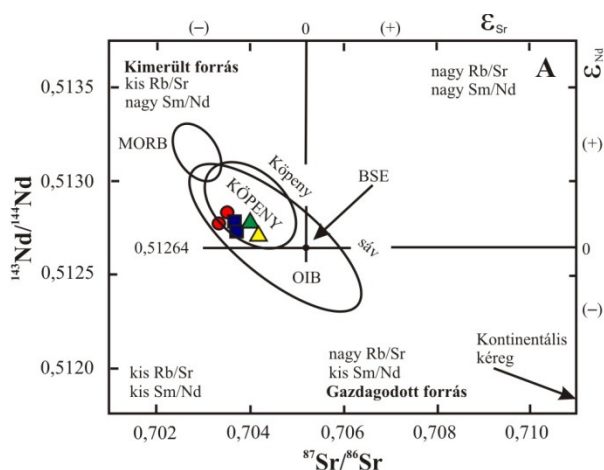
A Sr aránylag immobilis hidrotermális körülmények között, a Rb azonban mobilis. Ezért a Sr a kőzetsorozatok teljes, eredeti összetételének egészen közeli értékeit tükrözi, míg a Rb kevésbé. Ezen kívül, a Rb-Sr rendszer inkompatibilitásban a legszélsőségesebb különbségeket mutatja a szülő és a származékelemek között. A Rb és a Sr könnyen szétválnak, ezért igen nagy frakcionáció van a kéreg és a köpeny között (ROLLINSON, 1993; WHITE, 2007). A kontinentális kérgen belül a Rb és a Sr újraolvadással, metamorfózissal és üledékképződéssel tovább frakcionálódik (ROLLINSON, 1993).

A DAM piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírjainak mért izotóparányai $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70334-0,70351$, $\epsilon_{\text{Sr}}=-16,5--14,0$ (Mellékletek 11. táblázat) és $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51277-0,51283$, $\epsilon_{\text{Nd}}=2,6-3,8$ (Mellékletek 12. táblázat). A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok mért izotóparányai, pedig $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70367-0,70371$, $\epsilon_{\text{Sr}}=-11,7--11,2$ (Mellékletek 11. táblázat) és $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51273-0,51279$, $\epsilon_{\text{Nd}}=1,8-2,9$ (Mellékletek 12. táblázat). Szembetűnő, hogy a DAM lamprofírjaiban a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányok mért és iniciális értékei között nagyobb a szórás, mint a Nd izotóptértékeknél (Mellékletek 11, 12. táblázat). Mivel a Rb-Sr izotóprendszer a Rb mobilitása miatt könnyen megzavarható és nem marad zárt (WHITE, 2007), ezért olyan kőzeteknél, ahol a rendszerhez például kéregkontaminációval vagy utólagos fluid kölcsönhatással Rb hozzáadódás történik, előfordulnak túlzottan alacsony iniciális Sr izotóparányok (ÅKE JOHANSSON, írásbeli közlés). A vizsgált lamprofírok Rb koncentrációja (147-499 ppm) az alkáli lamprofírok átlag Rb-tartalmához (50 ppm, 387 elemzés átlaga, ROCK, 1991) képest jóval nagyobb, és primitív köpenyre normált nyomelem eloszlásuk is pozitív Rb anomáliát mutat, ami megerősíti azt a feltételezést, hogy a DAM lamprofírjai utólagosan gazdagodtak Rb-ban. Tehát a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányok a Rb mobilizációjára való érzékenységük miatt önmagukban nem alkalmasak megbízható következtetések levonására. A $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ értékek sokkal stabilabbak és megbízhatóbbaknak tekinthetők.

A DAM lamprofírjainak negatív ϵ_{Sr} és pozitív ϵ_{Nd} értékei köpeny eredetre utalnak (8-12. A ábra) (BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006a), izotóp eloszlásuk a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ és $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korrelációs diagramon (8-12. B ábra) (ZINDLER és HART, 1986) látható. Az ábrán feltüntetett köpeny sávot a legtöbb óceáni bazalt és Föld átlag $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értékei határozzák meg. A ZINDLER és HART

(1986) által meghatározott fő köpeny rezervoárok a kimerült köpeny (DM: depleted mantle), a gazdagodott köpeny régiók (EM I: enriched mantle I, és EM II: enriched mantle II), egy nagy $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ aránnyal rendelkező köpenykomponens (HIMU: high $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) mantle) és egy, az óceáni szigetív, óceáni lemezen belüli szigetív és kontinentális bazaltok között nagy gyakorisággal megfigyelt köpenyrégió (PREMA: PREvalent MAntle). A HIMU jelleg valószínűleg kb. 2 milliárd évvel ezelőtti (CHAUVEL et al., 1992; HOFMANN, 1997), köpenybe keveredett szubdukálódott óceáni kéreganyagot tükröz (HOFMANN és WHITE, 1982; WEAVER, 1991/b; CHAUVEL et al., 1992; KOGISO et al., 1997). A gazdagodott köpeny jelleg magyarázható szubdukálódott üledékek (WEAVER, 1991/b; CHAUVEL et al., 1992; DOSTAL et al., 1998) vagy szubkontinentális litoszférikus köpeny keveredésével (HOERNLE et al., 1991; MILNER és LE ROEX, 1996). A DAM lamprofírjai az OIB mezőbe (8-12. A ábra), illetve a köpenysávra esnek, a HIMU köpenykomponenshez legközelebb (8-12. B ábra). WEAVER (1991/a) különböző geokémiai jellegű nyomelemek aránypárjainak (pl. La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, K/Nb, Th/Nb, Rb/Nb) felhasználásával meghatározta a HIMU és EM köpenyforrások nyomelem eloszlásainak általános jellemzőit. A különböző köpeny régiókban lezajló nyomelem mobilizációk és frakcionálódási folyamatok alapján megállapította, hogy a HIMU köpenykomponens LILE és LREE-ben viszonylag kimerültebb, mint az EM köpenyforrás. Utóbbira jellemző a LILE és LREE gazdagodás és ezzel párhuzamosan a HFS elemekben való elszegényedés, ami ezen elemek egymástól való erős frakcionálódását vonja maga után, ezért az EM I és EM II komponensekben a LILE/HFSE vagy LREE/HFSE aránya (pl. La/Nb, Ba/Nb, Ba/La, Rb/Nb) általában nagyobb a HIMU tartományra jellemző értékeknél (8-1. táblázat).

A $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ és Zr/Nb, illetve La/Nb eloszlás (WEAVER, 1991/a) szerint a DAM lamprofírjai egyértelműen a HIMU köpenykomponens mezejébe, illetve közvetlen közelébe esnek (8-13. ábra), míg a Ba/Nb arány szerint a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok EM I köpenyrégióra jellemző értéket mutatnak, a Ba/La arány alapján, pedig mindkét lamprofír csoport gazdagodott köpenyforrásra (EM I) utal (8-1. táblázat). A lamprofírok Rb/Nb aránya extrém nagy értékeket ér el (8-1. táblázat). A kiugró LILE/HFSE arány a LIL elemek dúsulását jelzi (WEAVER, 1991/a), ami következhet kéreganyag asszimilációjából (TAYLOR, MCLENNAN, 1985), igen kismértékű, metasomatizált köpenyanyag olvadásából (KAY, GAST, 1978), illetve bizonyos LIL elemek (Ba, Rb) utólagos mobilitásának köszönhetően (WEAVER, 1991/a). A DAM lamprofírjában esetlegesen bekövetkezett kéreganyag asszimilációt a rendelkezésre álló adatok nem teszik lehetővé, ezért szükséges a folyamat lamprofírokra tett lehetséges hatásának



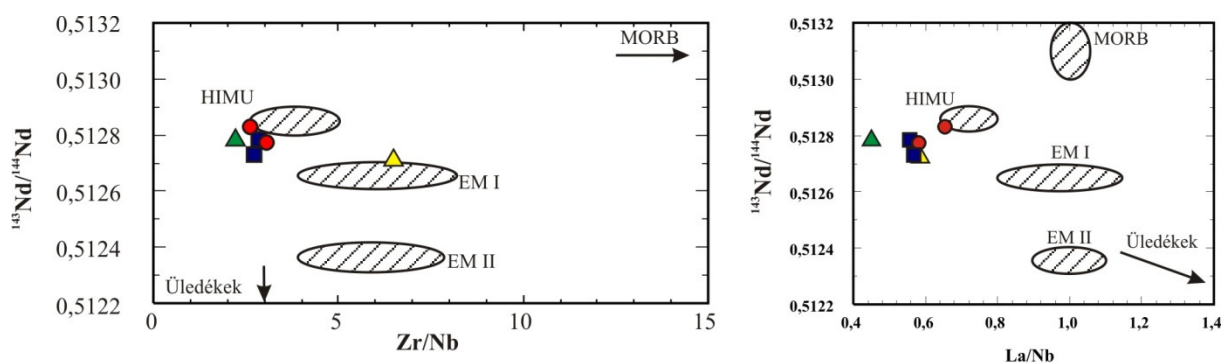
- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofir, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- ▲ Hornblendit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum
- ▲ Szienit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tászok-patak

8-12. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok, hornblendit és szienit $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korrelációs diagramja. **A.** Forrásrégiók Rollinson (1993) alapján, **B.** Köpeny tartományok Zindler és Hart (1986) alapján: DM - kimerült köpeny komponens, PREMA – bazaltok uralkodó köpenyforrása, HIMU - magas U/Pb arányú köpeny szegmens, BSE - Föld átlag izotóp összetétele, EM I - gazdagodott köpenyforrás

8.1. táblázat A piroxénes, kaersutit és piroxén mentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírok, valamint jellegzetes OIB, HIMU, EM I és EM II köpeny rezervoárok (Weaver, 1991/a) nyomelem arányai;

	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok	Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok	OIB	HIMU	EM I	EM II
La/Nb	0,56-0,66	0,55-0,69	0,77	0,66-0,77	0,64-1,19	0,89-1,09
Ba/Nb	4,8-19,3	2,7-7,6	9,46	5,4-6,5	5,6-17,7	7,3-10,9
Ba/La	7,6-32,4	4,3-13,5	9,46	6,8-8,7	8,8-16,9	8,3-11,3
Rb/Nb	1,58-3,47	1,54-4,16	0,65	0,35-0,38	0,88-1,17	0,59-0,85

jövöbeni vizsgálata. A La viszont jeletösen dúsulhat a magmában igen ksfokú parciális oladás (KAY, GAS, 1978) vagy köpeny metasomatózis (WENDLANDT, HARRISON, 1979) során. SUN és MCDONOUGH (1989) szerint parciális oladás során a Nb inkompatibilisebb, mint a La, tehát kis mértékű oladás kis La/Nb arányt eredményez, ami a lamprofírok forrásközetének igen ksfokú parciális oladására utal. A tipikusan alkáli OIB-ok két fő típusát, a HIMU és EM köpenyforrást SUN és MCDONOUGH (1989) a K/Nb arány alapján különítette el ($K/Nb_{HIMU} < 200$, $K/Nb_{EM} > 200$). A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok K/Nb aránya



- Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu- és Török-patak
- Piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír, Ditrói Alkáli Masszívum, Fülöp-, Nagyág- és Török-patak
- ▲ Hornblendit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica Komplexum
- ▲ Szienit, Ditrói Alkáli Masszívum, Tászok-patak

8-13. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok, hornblendit és szienit $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. Zr/Nb , illetve La/Nb korrelációs diagramja. A forrásrégiók adatai Weaver (1991) alapján: HIMU: Saint Helena, Mangaia, Tubuaii, Rurutu és Raivave, EM I: Gough, Tristan da Cunha és Kerguelen átlagértékei, EM II: Tutuila, Samoa, Upolu, Samoa és Tahaa

162-429, a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofíroké pedig $\text{K}/\text{Nb}=108\text{-}255$ (Mellékletek 10. táblázat), vagyis mind a HIMU, mind az EM köpenykomponens kimutatható a vizsgált lamprofírokban.

A radiogén izotóparány, az erősen inkompatibilis nyomelem összetétel, a LILE/HFSE, illetve LREE/HFSE arányok alapján megállapítható, hogy a DAM északi részén felszínre bukkanó piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok HIMU és EM I köpenykomponens jellegekkel bíró OIB forrásrégióból származnak.

8.4. ÖSSZEFOGLALÁS

A DAM piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjai kis SiO_2 -tartalmuk, nagy alkáli, TiO_2 , LILE, LREE koncentrációjuk, nagy Yb/Nb , Ti/V , $(\text{La}/\text{Yb})_N$ arányaik, $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ eloszlásuk, nefelin és olivin normatív összetételük alapján Si-ben telítetlen, bazanitos összetételű, alkáli bázikus kőzetek. Al-ban telítetlen metalumíniumos összetételük, valamint primitív köpenyre normált nyomelem eloszlásuk megegyezik az átlagos alkáli lamprofírokéval (ROCK, 1987, 1991; BATKI, PÁL-MOLNÁR, 2006a).

A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok $\text{mg}\#$, Cr, Ni, Co, Sc koncentrációjuk alapján primitívebb olvadékból származnak, mint a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok. Primitív olvadékot néhány piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír képvisel

(MgO=7-10 t%, mg#=62-70, Cr=201-277 ppm, Ni=101-214 ppm, Co=28-45 ppm, Sc=13-17 ppm), de a lamprofírok nagy többsége differenciált olvadékból származik (mg#=44-60) (Mellékletek 10. táblázat). A lamprofírok különösen kicsi, primitív köpenynek és kondritnak megfelelő, sőt kondritnál is kisebb Zr/Hf aránya, illetve a Zr/Nb–Zr korrelációja megerősíti, hogy a lamprofír telérek egy inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott primitív köpenyrégióból származnak. A két lamprofír csoport teljesen azonos primitív köpenyre, illetve óceáni sziget bazaltra normált ritkaföldfém lefutása (8-10. ábra) azt bizonyítja, hogy egymással komagmásak.

A Harker-diagramok jól tükrözik a klinopiroxén korai kristályosodását a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, a titanit kristályosodását a magmafejlődés előrehaladottabb állapotában, illetve a hornblende frakcionációját mindkét lamprofír csoportban.

A radiogén izotóparány, az erősen inkompatibilis nyomelem összetétel, a LILE/HFSE, illetve LREE/HFSE arányok alapján megállapítható, hogy a DAM északi részén felszínre bukkanó piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok HIMU és EM I köpenykomponens jellegekkel bíró OIB köpenyrégióból származnak. Lemezen belüli eredetüket alátámasztja Ti/100-Zr-Y*3 eloszlásuk is.

9. PETROGENEZIS

9.1. A LAMPROFÍROK KELETKEZÉSE

A DAM északi részén felszínre bukkanó alkáli bázikus telérek települési viszonyait megvizsgálva megállapítható, hogy a telérek a masszívum késői, de nem legutolsó stádiumú intrúzióit képviselik, és mind petrográfiai, mind kémiai jellegeiket tekintve megfelelnek az alkáli lamprofíroknak. Klinopiroxén fenokristályaik összetétele (7-2. B ábra), teljes kőzet nyomelem (8-9. ábra) és radiogén izotóp koncentrációik (8-12. A ábra) egyértelműen lemezen belüli tektonikai környezetben való képződésüket jelzik, ami összhangban van a masszívum lemezen belüli keletkezésével (PÁL-MOLNÁR, 2000, 2008).

A vizsgált lamprofírok negatív ϵSr és pozitív ϵNd értékei, inkompatibilis nyomelem koncentrációja, LILE/HFSE és LREE/HFSE arányai HIMU és EM I köpenyanyagot tartalmazó köpeny eredetről tanúskodnak (8-12., 8-13. ábra). A lamprofírok köpeny eredete, nagy mg-értéke, Cr és Ni koncentrációja felveti a kérdést, hogy primer olvadékból keletkeznek-e?

ROCK (1991) szerint a lamprofír olvadékok lehetnek elsődlegesek és másodlagosak is. Azok az alkáli lamprofírok, amelyek primitív összetételűek, sok köpeny xenolitot tartalmaznak valószínűleg primer magmát képviselnek, míg azok, amelyek nem tartalmaznak köpeny xenolitokat, az olivin csak akcesszórius elegyrész és a teljes kőzet mg-értéke 40-50 között van, feltehetően a primer olvadékok másodlagos differenciátumai. A DAM lamprofírjai nem tartalmaznak köpeny xenolitokat és olivint sem, legtöbbjük mg-értéke 44–60 közötti, ami alapján megállapítható, hogy primer olvadékok másodlagos differenciátumai lehetnek.

Lamprofírok keletkezésére irányuló vizsgálatok során FREY et al. (1978) és WIMMENAUER (1973) alkáli lamprofírokat primer olvadékból származó alkáli bazaltokkal hasonlított össze, aminek alapján megállapították, hogy az alkáli lamprofírok nem mások, mint illótartalmukban módosult bazaltok. Ezzel összhangban UPTON (1965) szintén arra a következtetésre jutott kamptonitok eredetével kapcsolatban, hogy H_2O -gazdag bazaltokból kristályosodtak és az illók lehetséges forrásainak megtalálásával megoldódik a „lamprofír probléma” is, vagyis fény derül keletkezésük módjára. Általában a lamprofírok, illetve illótartalmuk származásával kapcsolatban a következő kérdések merülnek fel (ROCK, 1991):

1. Lamprofírok keletkezhetnek-e közvetlenül illódús köpeny régióból, ami bazaltos magma képződéséhez vezet?
2. Az illók későbbi hozzáadódása primer bazaltos magmához vezet-e oda, hogy az olvadék lamprofírként kristályosodjon?
3. Ha igen, milyen illóknak kell hozzáadódni ehhez a magmához, hogyan és honnan jön ez az illó tartalom?

- Bazaltos, bazanitos és nefelinites összetételű kőzeteken végzett kísérletek (YODER, TILLEY, 1962) azt mutatják, hogy gránát lherzolit képes közvetett módon forrásanyagot szolgáltatni alkáli lamprofír olvadék számára, illetve azt is, hogy víztartalmú bazaltos–nefelinites olvadék kristályosodhat alkáli vagy ultramafikus lamprofírként, mivel a „H₂O” erősíti az amfibol és a biotit keletkezését, a plagioklászét pedig elnyomja.
- ROCK (1978) közvetlen kísérletet végzett egy kamptoniton és sikeresen reprodukálta az ásványos összetételét $P_{H_2O}=2$ kbar $T\approx 200$ °C kondíciók között. A kísérletet nefelinites összetétellel indította, majd az olvadékot a végső kristályosodás előtt bármely stádiumban befagyasztva, ami a földpát kristályosodását teljesen megakadályozta, monchiquitet (kőzetüveg tartalmú kamptonit) kapott.
- Arra a kérdésre, hogy az illótartalom hogyan és honnan adódik hozzá a kiindulási olvadékhoz, UPTON (1965) arra a következtetésre jutott, hogy a bazalthoz egyidejűleg létező szienites magma illótartalma adódik hozzá, ami kamptonit keletkezéséhez vezet, mint pl. Serra de Monchique-nél (ROCK, 1979, 1983). A szienit magma illótartalmával való keveredés így magyarázatot adhat némely alkáli lamprofírban lévő földpát megakristály jelenlétére is. BOWEN (1928) klasszikus modellje szerint a korai stádiumú olivin – klinopiroxén ásványtársasággal reagáló alkáli-gazdag olvadékok lamprofírokat produkálhatnak. Másik lehetőség a bazaltos olvadék illókban való *automatikus* gazdagodása (*autoenrichment*) kristályosodás közben, ami bazalt teléreken belüli kamptonit erek vagy zónák késői stádiumú kristályosodását eredményezi (OHASHI, 1980). Mindhárom példa a magma illótartalmának utólagos gazdagodását bizonyítja a köpenyben, ami arra utal, hogy az alkáli lamprofírok primer bazaltos olvadékok illókban való gazdagodásának másodlagos produktumai is lehetnek (ROCK, 1991). Az illótartalom másodlagos hozzáadódása primer olvadékhoz kevésbé kézenfekvő olyan esetekben, ahol nincs lamprofírokhoz kapcsolódó szienit, ezért elképzelhető az alkáli lamprofír olvadék közvetlen eredete metasztatizált víztartalmú köpenyrégióból (ROCK, 1991).

Kísérleti munkák bizonyították, hogy telítetlen, alkáli-gazdag magmák (bazanitok, nefelinitok) egyensúlyban állnak gránát-, és H₂O-tartalmú peridotitokkal (GREEN, 1973), ami alapján megállapítható, hogy az alkáli bazaltok forrásköze leggyakrabban igen kisfokú parciális olvadást szenvedett gránát lherzolit (KAY, GAST, 1978). A forrásközet gránát tartalmának egyik bizonyítéka a bazaltok nehéz ritkaföldfémekben való kimerültsége, mivel a gránátok akkumulálják ezeket az elemeket (ROLLINSON, 1993). A piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok nehézritkaföldfém tartalma alapvetően a primitív köpeny 5-9-szerese. A nehéz ritkaföldfémek ilyen kicsi koncentrációjához hasonló olvadék néhány % gránátot tartalmazó lherzolit igen kismértékű (1-3%-os) parciális olvadásával képződhet (KAY, GAST, 1978). A LREE/HREE aránya igen érzékeny a forrásközet összetételére (FREY, PRINZ, 1978) és a nagy La/Yb arány (5-12) a nehéz ritkaföldfémek visszatartását jelzi a kiindulási közet reziduális gránát fázisában. A DAM lamprofírjainak La/Yb=15-26 értéke azt mutatja, hogy a lamprofírok keletkezésekor, parciális olvadás során a magma könnyű ritkaföldfémekben nagyobb mértékben gazdagodott, mint nehéz ritkaföldfémekben. Az LREE gazdagodás mértékét nemcsak a magma gránát lherzolittal való egyensúlyi olvadása befolyásolja, hanem az olvadás mértéke (KAY, GAST, 1978) és a forrásközet metasomatizált jellege is (WENDLANDT, HARRISON, 1979). A HREE gazdagodás viszont teljesen független az olvadás mértékétől (kismértékű, 0,5-3%-os olvadás mellett), s csak a megolvadó közet gránát-klinopiroxén aránya határozza meg (KAY, GAST, 1978). Tehát a nehéz ritkaföldfémek igen kis koncentrációja a lamprofírokban nagy valószínűséggel a forrás lherzolit reziduális gránát tartalmára, vagyis a lamprofírok gránát lherzolit igen kisfokú parciális olvadással történő keletkezésére utal. Ez esetben pedig a DAM lamprofírjainak minimális képződési mélysége a gránát peridotit megjelenésének minimum mélysége, ami átlagos köpeny esetén 60-80 km mélységben valószínűsíthető (WATSON, MCKENZIE, 1991).

Az LREE/HREE arány utal a forrásközet olvadásának mértékére is (KAY, GAST, 1978). A szerzők modellszámításai szerint minél kisebb mértékű az olvadás, annál inkább dúsulnak a könnyű ritkaföldfémek az olvadékban. KAY és GAST (1978) által vizsgált nefeliniteket 1%-os, az alkáli bazaltokat 2%-os parciális olvadás produkálta. A DAM lamprofírjainak nyomelem összetétele az alkáli bazaltokra jellemző gazdagodást mutatja. A könnyű ritkaföldfémek olvadékban való gazdagodását WENDLANDT és HARRISON (1979) metasomatizált (CO₂ és H₂O-tartalmú) köpenyforrás olvadásának tulajdonítja, mert kísérleteik során a könnyű ritkaföldfémek karbonátos olvadéokra 2-3-szor nagyobb megoszlási együtthatót mutattak, mint az alkáli aluminoszilikátos olvadéokra. Többen kimutatták (OLAFSSON, EGGLEER, 1983; SUN, MCDONOUGH, 1989; HALLIDAY et al., 1995; MCKENZIE, O'NIONS, 1995; PILET et al. 2008,

2009), hogy ne-normatív, illó-tartalmú olvadékok karbonátosodott és hidratált peridotitok nagyon kisértékű parciális olvadásával keletkeznek.

A piroxénos, kaersutit tartalmú és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofirók gazdagodása könnyű ritkaföldfémekben és LIL elemekben, illetve szegényedése nehéz ritkaföldfémekben egyrészt a gránát peridotit forrásközet igen kisértékű (~ 1-2 %-os) parciális olvadására, másrészt a köpenyforrás metasomatizált jellegére utal. A DAM lamprofirjainak gránát lherzolit forrásközetének feltételezése összhangban áll MOROGAN et al. (2000) vizsgálatának eredményeivel, mely szerint a DAM kőzetei (kaersutit tartalmú peridotit, alkáli gabbró, alkáli bazalt, bazanit, diorit, monzodiorit, szienit, nefelinszienit, alkáli gránit) OIB-jellegű, bazanitos magmából származnak, amelyek gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kis fokú olvadásából keletkeztek.

A piroxénos, kaersutit tartalmú lamprofirók kristályosodása kezdetén az olvadékból idiomorf alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid fenokristályok váltak ki. NIMIS (1999) klinopiroxén barométere alapján a diopszid porfiroklasztok 800-1000 °C-hoz tartozó 9-17 kbar közötti nyomástartományban keletkeztek. A kristályosodás az alapanyag zömét alkotó zónás amfibolok kiválásával folytatódott, amelyekben a kaersutit mag kb. 7-9 kbar között kristályosodott. A nyomás és a hőmérséklet fokozatos csökkenésével a kaersutit magtól a peremek felé folyamatos átmenettel magneziohastingsit keletkezett 6,9–5,4 kbar közötti nyomástartományban. Az alapanyagban gyakran előforduló amfibol–biotit összenövéses arra utalnak, hogy a biotit kristályosodása a magneziohastingsittel egyidőben, vagy közvetlenül utána megkezdődött. Az alapanyag kikristályosodásának végső fázisában váltak ki a mafikus elegyrészek közti teret kitöltő plagioklasztok, illetve az elszeparálódott illódús fázisok az ocellumokban. Az ocellumok és az alapanyag határán tangenciálisan elhelyezkedő kaersutit jellemző (6-6. G, H ábra), ami az ocellumok elsődleges, magmás eredetét támasztja alá. Az ocellumokon belül megjelenő nagy kalcit magok (6-6. E, F és 7-26. ábra) a szegregálódott illódús olvadék CO₂-ben való gazdagságát jelzik. Az alapanyagot és az ocellumokat is átszelő kalcit erek képződése a megszilárdulás késői fázisában, a szegregálódott olvadéknak az alapanyagba történő benyomulásához köthető (FOLEY, 1984), amit a kalcitok hasonló katódlumineszcens szövete (7-26. ábra) megerősít ugyan, de az ocellumok kalcitanyagának és a kalciterek pontos genezisének meghatározására további stabilizatópos vizsgálat szükséges.

A piroxénos, kaersutit tartalmú (I. csoport) és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú (II. csoport) lamprofirók komagmásak, amit teljesen megegyező primitív köpenyre és óceáni sziget bazaltra normált ritkaföldfém lefutásuk bizonyít. Mivel az I. csoportba tartozó lamprofirók primitívebb olvadékokat képviselnek (amit teljes kőzet MgO, mg#, Cr, Ni és biotit

összetételük (7-20. ábra) is tükröz), mint a II. csoportba tartozók, ezért utóbbiak az I. lamprofír csoport differenciátumai lehetnek. Ezt igazolja a II. lamprofír csoportból hiányzó klinopiroxén és az alapanyagát alkotó magneziohastingsit kémiai hasonlósága is az I. csoport kaersutit magja után megjelenő magneziohastingsit szegéllyel (7-9. B ábra). A differenciált lamprofír olvadékból a magneziohastingsit kb. 6-9 kbar nyomáson keletkezett. Az amfibol-biotit összenövésük szintén egyidőben történő vagy a biotit amfibol utáni közvetlen kristályosodására utalnak. A kristályosodás végső fázisában valószínűleg szilikát-szilikát olvadék szételegyedéssel (PHILPOTTS, 1972, 1976; FERGUSON, CURRIE, 1971; EBY, 1980) plagioklász földpátos összetételű ocellumok keletkeztek, amelyek kisebb mennyiségben amfibolt, biotitot, titanitot, apatitot és magnetitet tartalmaznak, az ocellumok határán tangenciálisan elhelyezkedő magneziohastingsittal (6-7. E, F ábra). Mind az alapanyagban, mind az ocellumban kristályosodó plagioklász azonos oligoklász-andezin összetételű, ami az ocellumok alapanyagával azonos magmás eredetét támasztja alá. A maradék magma gyors lehűlését bizonyítja a lamprofír telérek helyenként vitrofiros szövetű, éles kontaktzónája a befogadó hornblendittel, nefelinszienittel és gránittal (6-5. A, B és 6-7. A ábra).

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírt szolgáltató olvadékból először alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid vált ki NIMIS (1999) barométere alapján feltehetően 800-1000 °C hőmérséklet tartomány közötti 7-16 kbar nyomáson, melynek peremén alacsony nyomású egirinaugit kristályosodott (7-3. ábra). Valamivel alacsonyabb nyomástartományban kristályosodott a nátrium- alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszid, 800-1000 °C esetén kb. 6-15 kbar-on. Az alapanyag túlnyomó részét alkotó ferrorichterit BROWN (1977) barométere szerint 7 kbar felett keletkezett. A kristályosodás befejező szakaszában ebben a lamprofír csoportban is földpátos összetételű ocellumok keletkeztek, melyekben a szilikát fázisok képződése ferrorichteritekkel kezdődött, BROWN (1977) alapján 6 kbar körüli nyomástartományban. Az ocellumokban ezzel egyidőben kezdődött a lizetit kiválása is, melyet a lizetitbe zárt ferrorichterit lécek tanúsítanak. A lizetit kísérletileg meghatározott stabilitási mezeje 800 °C esetén 20 ± 4 kbar, 400 °C esetén pedig 10 ± 4 kbar (SMITH et al., 1986), amivel összhangban áll a lizetit 6 kbar-ra becsült képződési nyomástartománya a III. lamprofírcsoport ocellumaiban. Az alapanyag kikristályosodásának utolsó fázisaként albit vált ki.

9.2. AZ ALKÁLI LAMPROFÍROK HELYE A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉBEN

PÁL-MOLNÁR (2008) szerint a DAM kialakulása egy kontinentális autonom 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) kőzetegyüttest produkált. A masszívum kőzeteinek egyes ásványfrakcióinak K-Ar koradata alapján PÁL-MOLNÁR és ÁRVA SÓS (1995) egy hosszú (középső triász – alsó kréta), kétfázisú (középső triász – felső triász, alsó kréta) magmás folyamatot mutatott ki. A magmás tevékenység első szakaszában (középső triász – felső triász, 1. földtani esemény) a köpeny eredetű primitív olvadékból (OIB-jellegű, gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kis fokú olvadásából keletkezett bazanitos magma, MOROGAN et al. 2000) ultrabázit keletkezett [T₂ (ladini) – T₃ (karni)]. Majd ugyanezen magma asszimiláció (kéreg kontamináció) és frakcionáció során történő továbbfejlődésével nefelinszienit [T₂ (ladini) – T₃ (karni)] és gránit [T₃ (karni-rhaeti)] jött létre. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével indult (PÁL-MOLNÁR, 2008). A Bukovinai-Géta mikrokontinensnek az európai platformtól a jurában történő elszakadásával, a Civcin – Severin riftrendszer mentén egy újabb, köpeny eredetű, intrúzió (alsó kréta) jött létre (2. földtani esemény). Az így keletkezett szienit [K₁ (berrasi-apti)] az első magmás folyamat kogenetikus kőzeteivel keveredve egy sor hibrid kőzetet eredményeztek, mint pl. hornblendit, gabbró, diorit [T₃ (karni)–J₁ (toarci)], monzonit. A szienit intrúzió utolsó fázisaként alkáliföldpátszienit telérek jelentek meg, amelyek a DAM összes kőzetét átjárják (PÁL-MOLNÁR, 2008). DALLMEYER et al. (1997) Ar-Ar koradatokkal megerősítették az ultrabázikus kőzetek középső triász korát, KRÄUTNER és BINDEA (1998) pedig ismételten hangsúlyozták a masszívum hosszú, és többfázisú magmás aktivitását, amely aktivitás a triászban, a Tethys kinyílásával kezdődött a Getida-Bukovinai mikrolemeznek az eurázsiai szegélytől való leválásával.

A DAM északi részén az Orotva- Tarnica-, Tászok-, Fülöp- és Gudu-patakok völgyeiben felszínre bukkanó lamprofír telérek hornblenditeket és nefelinszieniteket, a Török- és Nagyág-patakok völgyében, pedig gránitokat járnak át. Kérdés az, hogy a lamprofírok megjelenése a DAM magmás fejlődéstörténetének első (középső triász – felső triász) szakaszához, vagyis a primitív olvadékból keletkezett ultrabázitokhoz köthető-e, vagy a második szakaszhoz (alsó

kréta), a szienitekhez kapcsolódnak, vagy egyáltalán nem kapcsolódnak a DAM kőzeteihez és masszívumon kívüli eredetűek?

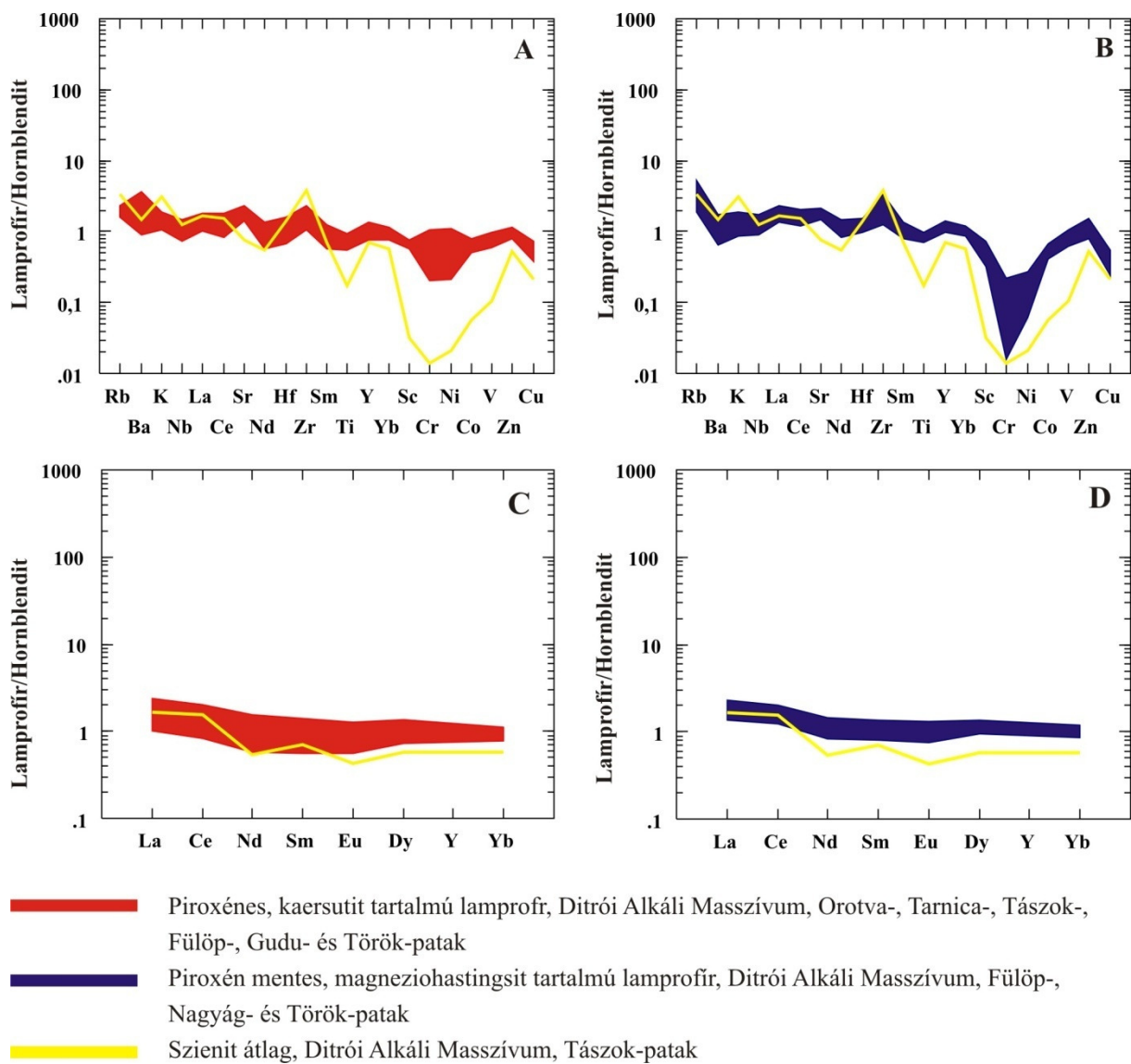
Petrográfiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok (I. csoport) hornblenditekkal és nefelinszienitekkal érintkeznek, míg a piroxénmentes, magneziohastingsit lamprofírok (II. csoport) csak nefelinszienitekkal és gránitokkal vannak kontaktusban. Mivel a piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok (III. csoport) a tinguaít telérekben jelennek meg, ezért a nagy intruzív testekkel való esetleges kontaktusukról nincs információnk. A lamprofírokat átszelő alkáliföldpátszienit telérek és a lamprofírok tinguaít telérekben xenolitiként való megjelenése, pedig azt jelenti, hogy a lamprofír telérek bár késői, de nem a legutolsó stádiumú intrúziói a DAM magmás fejlődéstörténetében.

A piroxénes, kaersutit tartalmú és a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok SiO_2 - és összalkália tartalmuk alapján főelem geokémiai szempontból rokonságot mutatnak a Tarnica Komplexum hornblendit és dioritos összetételű kőzeteivel.

Az I. és II. lamprofír csoport nyomelem összetételének a DAM ultrabázikus kőzeteire, a hornblenditekre normált eloszlása (9-1. A, B ábra) azt mutatja, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok jó egyezést mutatnak a hornblenditekkal (9-1. A ábra). A piroxénmentes magneziohastingsit tartalmú lamprofírok hasonlítanak ugyan a hornblenditekhez, de enyhe pozitív Rb, Zr és jóval nagyobb Cr, Ni negatív anomáliájukkal eltérnek tőlük, mely anomáliák a DAM szienitjeire is jellemzőek (9-1. B ábra). Bár a primitív köpenyre normált átlag alkáli lamprofírokra jellemző a csekély Cr és Ni tartalom, de nem olyan mértékű, mint a vizsgált lamprofírokban (8-8. B ábra), ahol a negatív Cr és Ni anomáliát a hiányzó piroxén és olivin frakció is okozhatja.

Mindkét lamprofír csoport hornblenditekre normált REE koncentrációja a lamprofírok hornblenditekkal való egyezését mutatja (9-1. C, D ábra), ami azt jelenti, hogy a lamprofírok a hornblenditekkal komagmásak. Radiogén izotóp eloszlásuk alapján az I. és II. lamprofír csoport a hornblendittel együtt köpeny eredetű, az OIB mezőbe esnek (8-12. A ábra) a HIMU tartományhoz közel (8-12. B és 8-13. ábra), ami a lamprofírok és a hornblendit genetikai kapcsolatát is jelzi. Fentiek alapján megállapítható, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok keletkezése a DAM magmás fejlődéstörténetének első (középső triász – felső triász) szakaszához köthető, vagyis a kontinentális lemezen belüli tektonikai környezetben, primitív olvadékból keletkezett ultrabázitok telérfázisai.

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok genetikájára, illetve a masszívummal való kapcsolatukra vonatkozóan további geokémiai vizsgálatok szükségesek.



9-1. ábra A-B. A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak hornblenditre normált nyomelem eloszlása **C-D.** A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírjainak hornblenditre normált ritkaföldfém eloszlása

ÖSSZEFOGLALÁS

A Ditrói Alkáli Masszívum a XX. század első felében Európa egyik legjobban megkutatott és egyben keletkezését tekintve, a legvitatottabb földtani képződménye volt. Több magmás kőzettípus és a hazai, illetve a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott magmás kőzetnév (*ditróit* – szodalitos nefelinszienit, *orotvit* – alkáligabbró-alkáldiorit, *ditróessexit* – alkálimonzogabbró-alkálimonzodiorit) locus typicus (PÁL-MOLNÁR, 1994, 2008).

Míg a DAM ásvány- és kőzetanára, szerkezetére, keletkezésének módjára, idejére, a kőzetek és ércek gazdasági potenciáljára vonatkozóan számos tudományos munka született, addig a masszívum területén megjelenő lamprofír teléreket csak érintőlegesen vizsgálták (MAURITZ, 1912; MAURITZ et al, 1925; STRECKEISEN, 1954; ANASTASIU, CONTANTINESCU, 1985). Mivel a masszívum északi részén nyomozható leginkább a lamprofírok felszínre bukkanása, továbbá a lamprofírok kontaktusa a legtöbb kőzettípussal természetes feltárásban is ezen a területen található, ezért a vizsgált terület az Orotva-patak és jobb oldali mellékágainak (Tarnica-, Tászok-, Fülöp- Gudu- Török- és Nagyág-patakok) völgyeit öleli fel. A dolgozat célja a DAM északi részén felszínre bukkanó lamprofír testek települési, petrográfiai, geokémiai és petrogenetikai viszonyainak összegzése, valamint a lamprofírok masszívumon belüli, illetve kívüli kapcsolatainak meghatározása, a komagmás és kogenetikus sorozatok elkülönítése az elvégzett vizsgálati eredmények függvényében.

A kitűzött kutatási célok megvalósítására terepi, petrográfiai, ásvány geokémiai, teljes kőzet fő- és nyomelem geokémiai, illetve radiogén izotóp geokémiai vizsgálati módszereket alkalmaztam. Az Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp-, Gudu-, Török- és Nagyág- patakok völgyéből, 13 feltárásból összesen 55 lamprofír mintát gyűjtöttünk, amelyekből összesen 85 vékonycsiszolat készült. A szöveti sajátosságok vizsgálatát Olympus SX-9 binokuláris mikroszkóppal, illetve Nikon Microphot FXA és Olympus BX-41 polarizációs mikroszkópon végeztem az SZTE, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

Az ásvány geokémiai vizsgálatok CAMECA SX50 elektronmikroszondán történtek 15 nA mintaáram, 20 kV gyorsítófeszültség mellett, természetes standardok segítségével az Uppsalai Egyetem Geológiai Tanszékén. Az elemterképek és spektrumok röntgen fluoreszcens spektrofotometriával, HORIBA JOBIN-YVON XGT-5000-es berendezéssel készültek 30 kV gerjesztő feszültség és automatikusan szabályozott 0,2-1,0 mA anódáram mellett, a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. A mérési idő spektrumok felvétele esetén 1800 s, az elemterképek esetében 50 s szkennelésenként. A katódlumineszcens

felvételek reliotron „hideg-katódos” mikroszkóppal, 5-8 kV gyorsítófeszültség és 0,9 mA mintaáram mellett, az MTA Geokémiai Kutatóintézetében, Budapesten készültek.

A 26 teljes kőzet geokémiai elemzés a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén történt. A főelem geokémiai elemzéseket HR-ICP-MS módszerrel végeztük el Finnigan MAT Element tömeg spektrométer segítségével, a nyomelem és ritkaföldfém összetételt, pedig Varian Vista AX spektrométeren határoztuk meg ICP-AES módszerrel.

Sr és Nd izotóp vizsgálatok 4 lamprofír teléren és a DAM két fő intrúziójához kapcsolódó hornblenditen, illetve szieniten történtek Finnigan MAT261 termál ionizációs tömeg spektrométeren (TIMS) a Stockholmi Természettudományi Múzeum Izotóp Geológiai Laboratóriumában.

A lamprofírok szöveti bélyegeik és ásványos összetételük alapján három fő csoportot alkotnak:

- I. csoport:** piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok – Orotva-, Tarnica-, Tászok-, Fülöp- és Gudu-patakok völgye (Tarnica Komplexum területe)
- II. csoport:** piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok – Fülöp- Török- és Nagyág-patakok völgye
- III. csoport:** piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok – Nagyág-patak felső völgye

Petrográfiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok (I. csoport) ladini-karni korú hornblendittel és nefelinszienittel vannak kontaktusban, míg a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok (II. csoport) ladini-karni korú nefelinszienittel és karni-raethi korú gránittal érintkeznek. A lamprofírokat apti-albai korú alkáliföldpátszienit telérek szelik át, így megállapítható, hogy a lamprofírok I. és II. csoportja felső-triász (karni-raethi) és alsó-kréta (apti) között jelentek meg a DAM-ban. Mivel a piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok (III. csoport) tinguait telérekben jelennek meg, ezért a nagy intruzív testekkel való esetleges kontaktusokról nincs információnk. A lamprofírokat átszelő alkáliföldpátszienit telérek és a lamprofírok tinguait telérekben xenolitiként való megjelenése azt jelenti, hogy a lamprofír telérek nem a legutolsó fázisú intrúziói a DAM magmás fejlődéstörténetében.

A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok klinopiroxénjei Si-ben szegény, Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszidok, amelyek Ti/Ca+Na arányuk alapján alkáli magmából keletkeztek, Ti+Cr/Ca arányuk alapján pedig anorogén eredetűek. Fő kőzetalkotó ásványuk a hornblende kaersutit maggal és magneziohastingsit peremmel, melyek Ca+Al – Si+Na+K eloszlása korai magmás szakaszban való kristályosodásra utal, Ti- és Al-tartalmuk szerint, pedig nagy nyomáson keletkezett köpeny eredetű amfibolok. Az Al- Fe²⁺-tartalmú diopszidok peremétől a

mag felé tremolit – aktinolit – magneziohornblende – biotit – klorit ± kalcit ± epidot ± magnetit átalakulás jellemző. Sok esetben a piroxének teljesen felemésződtek és csak a finomszemcsés uralitos pszeudomorfózák jelzik egykori jelenlétüket. Az elsődleges csillámok Mg-biotitok, a másodlagosak, pedig flogopitok. A plagioklászok albit – oligoklász összetételűek. Az ocellumokban gyakori a nagyméretű (0,3-2,7 mm) elsődleges kalcit, illetve a plagioklászok magjában megjelenő La-Ce-tartalmú allanit, melyek a kaersutitok és a plagioklászok összenövésénél jellemzőek.

A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok uralkodó elegyrésze a hastingsit-magneziohastingsit, mely Ca+Al – Si+Na+K eloszlása alapján korai magmás szakaszban, Ti- és Al-tartalma szerint pedig nagy nyomáson keletkezett köpeny eredetű amfibol. Másik fő kőzetalkotó ásvány a Fe-Mg biotit. A mafikus elegyrészek közti teret albit – andezin összetételű plagioklász tölti ki.

A piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofírok klinopiroxénjei Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid, illetve Na-, Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid, amelyek Ti/Al eloszlásuk alapján nagy nyomáson keletkeztek, az Al- Fe²⁺- tartalmú diopszid szegélyén megjelenő egirinaugit pedig kis nyomáson. Mindhárom piroxén komponens alkáli magmából kristályosodott és anorogén eredetű. Az alkáli amfibol és az egirinaugit összetételű klinopiroxén perem jelenléte a III. lamprofír csoport peralkáli, agpaitos jellegét tükrözi. A Mg-biotitok és flogopitok mennyisége alárendelt. Az alapanyagot alkotó földpátok tiszta albitok. Az ocellumokban és helyenként az alapanyagban lizetit (Ca_{0,90-0,92}Na_{2,01-2,21}Al_{3,84-3,90}Si_{4,07-4,11}O₁₆) jelenik meg, amelynek leírása elsőként történik a DAM ásványtanában.

A DAM piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxén mentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírjai kis SiO₂-tartalmuk, nagy alkáli, TiO₂, LILE, LREE koncentrációjuk, nagy Yb/Nb, Ti/V, (La/Yb)_N arányaik, Zr/TiO₂ vs. Nb/Y eloszlásuk, nefelin és olivin normatív összetételük alapján Si-ben telítetlen, bazanitos összetételű, alkáli bázikus kőzetek. Al-ban telítetlen metalumíniumos összetételük, valamint primitív köpenyre normált nyomelem eloszlásuk megegyezik az átlagos alkáli lamprofírokéval (ROCK, 1987, 1991; SZABÓ et al., 1993).

A Harker-diagramok jól tükrözik a klinopiroxén korai kristályosodását a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban, a titanit kristályosodását a magmafejlődés előrehaladottabb állapotában, illetve a hornblende frakcionációját mindkét lamprofír csoportban.

A lamprofírok különösen kicsi Zr/Hf aránya, illetve a Zr/Nb–Zr korrelációja alapján a lamprofír telérek egy inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott primitív köpenyrégióból származnak. A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok mg#, Cr, Ni, Co, Sc koncentrációjuk alapján primitívebb olvadékból származnak, mint a piroxén mentes, magneziohastingsit

tartalmú lamprofírok. Primitív olvadékot néhány piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír minta képvisel, de a lamprofírok nagy többsége differenciált olvadékból származik. A két lamprofír csoport teljesen azonos primitív köpenyre, illetve óceáni sziget bazaltra normált ritkaföldfém lefutása azt bizonyítja, hogy egymással komagmásak.

A radiogén izotóparány, az erősen inkompatibilis nyomelem összetétel, a LILE/HFSE, illetve LREE/HFSE arányok alapján megállapítható, hogy a DAM lamprofírjai HIMU és EM I köpenykomponens jellegekkel bíró OIB köpenyrégióból származnak. Lemezen belüli eredetüket Ti/100-Zr-Y*3 eloszlásuk is megerősíti.

A DAM lamprofírjai nem tartalmazzak sem köpeny xenolitokat sem olivint, legtöbbjük mg-értéke 44–60 közötti, ami azt feltételezi, hogy primer olvadékok másodlagos differenciátumai.

A lamprofírok igen kis nehéz ritkaföldfém koncentrációja a forrás lherzoit reziduális gránát tartalmát jelzi, vagyis a lamprofírok gránát lherzolit igen kiscokú (~1-2 %-os) parciális olvadással történő keletkezését tükrözi. Ez esetben a DAM lamprofírjainak minimális képződési mélysége a gránát peridotit megjelenésének minimum mélysége, ami átlagos köpeny esetén 60-80 km mélységben van (WATSON, MCKENZIE, 1991). A lamprofírok gazdagodása LREE-ben (La/Yb=15-26) és LIL elemekben, illetve szegényedése HREE-ben a köpenyforrás metasomatizált jellegére is utal.

A piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok kristályosodása kezdetén az olvadékból először idiomorf Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid fenokristályok váltak ki kb. 800-1000 °C-hoz tartozó 9-17 kbar közötti nyomástartományban (NIMIS, 1999). Ezt követte az alapanyag zömét alkotó amfibolok kristályosodása, amely 7-9 kbar között (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992) kezdődött kaersutit magok keletkezésével, majd a szegélyeken magneziohastingsit kiválásával fejeződött be 5,4-6,9 kbar tartományban (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992). A kristályosodás végső stádiumában váltak ki a mafikus elegyrészek (piroxén, amfibol, biotit) közti teret kitöltő plagioklászok, illetve az elszeparálódott, CO₂-ben gazdag illódús fázisok felzikus gömbszerű szerkezetek formájában.

A piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban a hiányzó piroxén fázis és az alapanyagot alkotó hastingsit-magneziohastingsit kémiai hasonlósága a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban megjelenő magneziohastingsit szegéllyel arra utalnak, hogy a piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok a primitívebb olvadékot képviselő piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok differenciátumai. Az alapanyag nagy részét alkotó hastingsit-magneziohastingsit kb. 6-9 kbar-on képződött (HAMMARSTROM, ZEN, 1986;

HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992), a kristályosodás végső fázisában, pedig valószínűleg szilikát-szilikát olvadék szételegyedéssel plagioklász földpát összetételű ocellumok keletkeztek.

A piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírt szolgáltató olvadékból először Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid vált ki kb. 800-1000 °C hőmérséklet tartomány közötti 7-16 kbar nyomáson (NIMIS, 1999), melynek szegélyén ennél kisebb nyomású egirinaugit kristályosodott. A Na-, Al- és Fe²⁺-tartalmú diopszid 800-1000 °C esetén kb. 19-6 kbar-on (NIMIS, 1999) képződött. Az alapanyag túlnyomó részét alkotó ferrichterit 7 kbar felett keletkezhetett (BROWN, 1977). A kristályosodás során ebben a lamprofír csoportban is földpátos összetételű ocellumok keletkeztek, melyekben a szilikát fázisok képződése ferrichteritekkel kezdődött 6 kbar körüli nyomástartományban (BROWN, 1977). Az ocellumokban ezzel egyidőben kezdődött meg a ferrichterit léceket tartalmazó lizetit kiválása is, ami összhangban áll a lizetit kísérletileg meghatározott stabilitási mezejével (400 °C esetén 10±4 kbar). Az alapanyag kikristályosodásának utolsó fázisaként albit vált ki.

A piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofíroknak a DAM hornblenditjére normált REE koncentrációja alapján kijelenthető, hogy a lamprofírok a hornblenditekkal komagmásak, radiogén izotóp eloszlásuk alapján, pedig kogenetikusak. Tehát a lamprofírok keletkezése a DAM magmás fejlődéstörténetének első (középső triász – felső triász) szakaszához köthető, vagyis a kontinentális lemezen belüli tektonikai környezetben, primitív olvadékból keletkezett ultrabázitok telérfázisai.

ABSTRACT

PETROGENESIS OF LAMPROPHYRES OF THE DITRĂU ALKALINE MASSIF

In the first part of the XX century the Ditrău Alkaline Massif was one of the best studied, and at the same time regarding its generation, the most controversial geological formation of Europe. It is the locus typicus of several magmatic rock types and rock names which have become generally accepted in national and international literature such as ditroite (sodalitic nepheline syenite), orotvite (alkali gabbro-alkali diorite), ditroessexite (alkali monzogabbro-alkali monzodiorite) (PÁL-MOLNÁR, 1994, 2008).

While several scientific studies concerning the mineralogy, petrology, structure, way and time of origin of the DAM, as well as the economic potential of its rock and ores have been made, the lamprophyres intersecting the different rock types have slightly been discussed (MAURITZ, 1912; MAURITZ et al, 1925; STRECKEISEN, 1954; ANASTASIU, CONTANTINESCU, 1985).

Since the occurrence of lamprophyres can be studied the best at the northern part of the DAM, and the contacts of lamprophyres with the most rock type in natural outcrops can be found at this part as well, the Orotva Creek and its northern affluents (Tarnica, Tászok, Fülöp, Gudu, Török and Nagyág Creeks) have been chosen as the studied area.

The aim of my dissertation to summarize the petrography, mineralogy, geochemistry and petrogenesis of lamprophyres occurring in the northern part of the DAM, to determine the relationship between lamprophyres and the DAM, and to identify co-magmatic and co-genetic sequences regarding petrographical, mineralogical and geochemical results.

The studied lamprophyres (85 thin sections of 55 samples) were collected from thirteen natural outcrops of Orotva, Tarnica, Tászok, Fülöp, Gudu, Török and Nagyág Creeks. The optical analyses were performed by Olympus SX-9 binocular microscope, Nikon Microphot FXA and Olympus BX-41 polarizing microscope at the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged.

Mineral compositions were determined by Cameca SX-50 electron microprobe under probe current of 15 nA and acceleration voltage of 20 kV operating conditions at the Department of Earth Sciences, University of Uppsala. Spectra and element mapping were made by Horiba Jobin-Yvon XGT-5000 X-Ray fluorescent (XRF) spectrometer, equipped with a Rh X-Ray source at the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged. 30 kV excitation voltage and 0.8 mA anode current was used. Cathodluminescence

studies were carried out by Reliotron cold cathode luminoscope and Eclipse 600 polarizing microscope at the Institute for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.

Major oxide compositions (26) were analysed on a Finnigan MAT Element spectrometer by HR-ICP-MS, and trace elements were determined by ICP-AES using a Varian Vista AX spectrometer at the Department of Geology and Geochemistry, University of Stockholm.

Sr and Nd isotopic data were obtained on 4 lamprophyres, a hornblendite and a syenite by a Finnigan MAT 261 TIMS at the Laboratory for Isotope Geology, Swedish Museum of Natural History.

Based on textural features and mineral composition lamprophyres can be divided into three groups:

- I. group:** pyroxenic, kaersutite-bearing lamprophyres – Orotva, Tarnca, Tászok, Fülöp and Gudu Creeks (area of Tarnica Complex)
- II. group:** pyroxene free, magnesiohastingsite-bearing lamprophyres – Fülöp, Török and Nagyág Creeks
- III. group:** pyroxenic, ferrichterite-bearing lamprophyres – upper part of Nagyág Creek

Petrographical evidences show that the pyroxenic, kaersutite-bearing lamprophyres (I. group) have contact with Ladinian-Karnian hornblendite and nepheline syenite, while the pyroxene free, magnesiohastingsite-bearing lamprophyres (II. group) are in contact with Ladinian-Karnian nepheline syenite and Karnian-Raethian alkali granite. The lamprophyres are penetrated by Aptian-Albian alkali feldspar syenite veins indicating that the I. and II. groups of lamprophyres emplaced in the DAM in the interval of Upper Triassic (Karnian-Raethian) – Lower Cretaceous (Aptian). Since the pyroxenic, ferrichterite-bearing lamprophyres (III. group) occur as xenoliths within tinguaitic dykes their possible contact with host intrusive bodies is not known. The alkali feldspar syenite veins intersecting the lamprophyres and the occurrence of the III. group lamprophyres as xenoliths within tinguaitic dykes mean that the emplacement of lamprophyres are not the latest stage in the magmatic process of the DAM.

The clinopyroxene of pyroxenic, kaersutite-bearing lamprophyres is subsilicic aluminian ferroan diopside which is anorogenic and derive from an alkaline magma based on its Ti+Cr/Ca and Ti/Ca+Na ratios, respectively. The main rock-forming mineral of these lamprophyres is hornblende with kaersutite core and magnesiohastingsite rim which was crystallized in the early stage of magmatism under mantle conditions on the basis of its Ti- and Al-content and Ca+Al vs. Si+Na+K distribution. From the rim to the core of subsilicic aluminian ferroan diopside different degrees of tremolite + actinolite + magnesiohastingsite + biotite + chlorite ±

calcite ± epidote ± magnetite alteration appears. In many cases the pyroxenes are totally altered and only fine grained uralitic pseudomorphs show their previous presence. The primary mica is Mg-biotite and the secondary one is phlogopite. The plagioclase is albite-oligoclase. In felsic globular structures large primary calcite crystals (up to 2.7 mm) and La-Ce-bearing allanite within plagioclase cores appear. The La-Ce-bearing allanite is characteristic at kaersutite-plagioclase intergrowth.

The dominant component of the pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyres is hastingsite-magnesiohastingsite which was generated in the early stage of magmatism under mantle conditions on the basis of its Ti- and Al-content and Ca+Al vs. Si+Na+K distribution. The other main rock-forming mineral is Fe-Mg-biotite. The interstitial plagioclase is albite-andesine.

The clinopyroxenes of pyroxenic, ferrichterite-bearing lamprophyres are aluminian ferroan diopside and sodian aluminian ferroan diopside which were generated under high pressure conditions. While the aegirine-augite occurring at the rim of the aluminian ferroan diopside was generated under low pressure conditions based on their Ti- and Al-content. All of the pyroxene components were crystallized from an alkaline magma and are anorogenic. The presence of alkaline amphibole and aegirine-augite in this lamprophyre group shows its peralkaline and agpaitic characteristic. The Mg-biotite and phlogopite are subordinate. The groundmass plagioclase is albite. In felsic globular structures and sporadically in the groundmass lisetite ($\text{Ca}_{0,90-0,92}\text{Na}_{2,01-2,21}\text{Al}_{3,84-3,90}\text{Si}_{4,07-4,11}\text{O}_{16}$) occurs.

Based on the low SiO_2 and high alkali, TiO_2 , LILE and LREE content, high Yb/Nb, Ti/V, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios, Zr/ TiO_2 vs. Nb/Y distribution, nepheline and olivine normative composition of the pyroxenic, kaersutite-bearing and the pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyres they are silica-undersaturated, alkaline basic rocks and basanitic in composition. Their alumina-undersaturated or metaluminous character and their primitive mantle-normalized trace element patterns agree well with average alkaline lamprophyres (Rock, 1987, 1991).

Harker diagrams indicate the early crystallisation of clinopyroxene in pyroxenic kaersutite-bearing lamprophyres, the formation of titanite in a more evolved state of crystallisation and fractionation of hornblende in both of the lamprophyres.

The extremely low Zr/Hf ratio and correlation between Zr/Nb ratio and Zr-content of the studied lamprophyres show that they derive from a primitive mantle source enriched in incompatible trace elements. The mg#, Cr, Ni, Co and Sc concentration of the pyroxenic kaersutite-bearing lamprophyres indicate that they derive from a more primitive melt than the

pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyres. Only a few pyroxenic kaersutite-bearing lamprophyre samples represent primitive melt composition. The majority of lamprophyres derive from a differentiated melt. Both of the lamprophyres have the same primitive mantle- and OIB-normalized REE patterns which mean that they are co-magmatic.

Based on the Sr-Nd isotopic and strongly incompatible composition, the LILE/HFSE and LREE/HFSE ratios, the lamprophyres derive from an OIB mantle source containing HIMU and EM I mantle components. The intraplate origin of the lamprophyres is confirmed by their Ti/100 vs. Zr vs. Y*3 distribution.

The studied lamprophyres lack mantle xenoliths, do not have modal olivine, and most of them show whole-rock mg# 44-60 supposing that they could be secondary fractionates of primary melts. The low HREE content of the lamprophyres indicate the presence of residual garnet in the source region. Therefore the lamprophyre magma should derive from garnet lherzolite mantle source by very low degrees of partial melting. In this case the pyroxenic kaersutite-bearing and the pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyre magma must have originated at a great depth (60-80 km) (WATSON, MCKENZIE, 1991). The enrichment in LREE and LILE and the depletion in HREE suggests a metasomatised mantle source of the lamprophyres as well.

In the early crystallization of the pyroxenic kaersutite-bearing lamprophyres (group I.) euhedral aluminian ferroan diopside formed under approx. 800-1000 °C and 9-17 kbar (NIMIS, 1999). In progress of crystallization the groundmass amphibole formed starting with kaersutite core towards magnesiohastingsite rim under 7-9 kbar and 5.4-6.9 kbar (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992), respectively. Finally interstitial plagioclase and separated CO₂-rich volatiles crystallized forming late-stage felsic globular structures.

In the pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyres (group II.) the absence of clinopyroxene and the chemical similarity of groundmass hastingsite-magnesiohastingsite with the magnesiohastingsite rim in the pyroxenic kaersutite-bearing lamprophyres suggest that group II is the differentiate of group I. The crystallization process started under 6-9 kbar by the occurrence of hastingsite-magnesiohastingsite (HAMMARSTROM, ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; SCHMIDT, 1992). At the final stage liquid immiscibility produced the silica-rich ocelli.

In the magma of pyroxenic ferrichterite-bearing lamprophyres the first phase to crystallize was the aluminian ferroan diopside under approx. 800-1000 °C and 7-16 kbar (NIMIS, 1999). At the rim of this diopside aegirine-augite occurred under low-P conditions. Another clinopyroxene, the sodian aluminian ferroan diopside developed from the melt immediately following the aluminian ferroan diopside under approx. 800-1000 °C and 6-15

kbar (NIMIS, 1999). The groundmass ferrorichterite is estimated to have crystallized above 7 kbar (BROWN, 1977). The silica-rich ocelli started to form around 6 kbar (BROWN, 1977) with ferrorichterite and lisetite containing ferrorichterite laths. This formation pressure of lisetite agrees with the stability field of lisetite (400 °C, 10±4 kbar) suggested by Smith (1986). The last phase to crystallize in the groundmass was albite.

The DAM hornblendite-normalized REE patterns of the pyroxenic kaersutite-bearing and the pyroxene free magnesiohastingsite-bearing lamprophyres prove that the lamprophyres are co-magmatic with the hornblendite. Their Sr-Nd isotopic characteristics point to a co-genetic origin. Based upon petrographical, mineralogical and geochemical evidences the generation of lamprophyres took place during the first magmatic event of the DAM (Middle Triassic – Upper Triassic) in intraplate tectonic setting as late-stage dykes of the ultrabasic body.

IRODALOMJEGYZÉK

- 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.
- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1980): Structure du massif alcalin de Ditrău. *An. Univ. Buc. Seria Geol.*, 29, 3-22.
- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1982): Tectostrucural position of the foidic rocks in the Romanian Carpathians. *Rev. Roum., Geol., Geoph., Geogr., ser. Geol.*, 26.
- Anders, E., Grevesse, N. (1989): Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Ayres, V.L., Higgins, W.D. (1939): Differentiation in xenolithic lamprophyre dykes at Marquette, Michigan. *Journal of Geology*, 47, 561-582.
- Bailey, D.K. (1984): Kimberlite: 'The mantle sample' formed by ultrametamorphism. In: Kornprobst, J. (ed.) *Kimberlites 1: Kimberlites and related rocks. Developments in Petrology 11A*, Elsevier, Amsterdam, 323-334.
- Bailey, D.K. (1987): Mantle metasomatism – perspective and prospect. In: *Alkaline Igneous Rocks*, Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (eds.), Geological Society Special Publication, 1-14.
- 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., Gheucă, I. (1977): Prograde metamorphism, retrograde metamorphism and tectonics in Zugreni-Barnar region (Eastern Carpathians). *Dari de seama ale sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica, Bucharest*, 63/5, 11-38.
- Barker, D.S. (1983): *Igneous Rocks*. Prentice Hall, N J, 417 pp.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): Occurrence and petrology of lamprophyres from the northern part of the Ditrău Alkaline Massif, Eastern Carpathians, Romania. *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, 45/2, 21-28.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2005): Geochemistry of lamprophyres of the Ditrău Alkaline Massif. *Geolines, Prague*, 19, 20-22.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006a): Trace element and Nd-Sr isotopic composition of lamprophyres from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Geolines, Prague*, 20, 17-18.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006b): Rock-forming minerals of lamprophyres from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Mineralogia Polonica Special Papers*, 28, 22-24.
- Bédard, J., Francis, D.M., Ludden, J. (1988): Petrology and pyroxene chemistry of Montereyan dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 2041-2058.
- Beger, P.J. (1923): *Der Chemismus der Lamprophyre*. In: *Gesteins und Mineralprovinzen* (ed. Niggli, P.), Vol. 1, Einführung, 217-577. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Bercia, I., Bercia, E., Kräutner, F., Mureşan, M., Mureşan, G., Iliescu, V. (1971): *Monografia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali*. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.
- Bercia, I., Kräutner, H.G., Mureşan, M. (1976): Premesozoic Metamorphites of East Carpathians. *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica, Bucureşti*, 50, 37-70.
- Bergman, S.C. (1987): Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: *Alkaline Igneous Rocks*, Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (eds.), Geological Society Special Publication, 103-190.
- Berwerth, F.M. (1905): *Der Eläolithsyenitstock des Pricke bei Gyergyó-Szt.-Miklós und Ditró in der Gyergyó. Jahrb. Siebenbürg. Karpathenver.*, 25.
- Best, M.G. (1974): Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic-basaltic lavas. *Journal of Geophysical Research*, 79, 2107-2113.
- Best, M.G., Christiansen, E. H. (2001): *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Inc. Massachusetts, 458 pp.

- Bishop, A.C. (1964): Petrogenesis of hornblende-mica lamprophyre dykes at South Hill, Jersey. *Geological Magazine*, 101, 302-313.
- Bowen, N.L. (1928): *The evolution of igneous rocks*. Princeton University Press.
- Brown, E.H. (1977): The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18/1, 53-72.
- Campbell Smith, W., Bannister, E.A., Hey, M.H. (1944): Banalsite, a new barium feldspar from Wales. *Mineralogical Magazine*, 27, 33-48.
- Cartledge, G.H. (1928): Studies on the periodic system. I. The ionic potential as a periodic function. *Journal of the American Chemical Society*, 50, 2855-2863.
- Chauvel, C., Hofmann, A., Vidal, P. (1992): HIMU – EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 99-119.
- Cooper, A.F. (1979): Petrology of ocellar lamprophyres from Western Otago, New Zealand. *Journal of Petrology*, 20, 139-163.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen & Unwin, 450 pp.
- Codarcea, A., Codarcea, D.M., Ianovici, V. (1957): Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. St. RPR. Geol. Geofiz.*, II/3-4, 385-446.
- Cullers, R.L., Graf, J.L. (1984): Rare-earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson, P. (ed.) *Rare-earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 237-274.
- Currie, K.L., Ferguson, J. (1970): The mechanism of intrusion of lamprophyre dykes as indicated by 'offsetting' of dikes. *Tectonophysics*, 9, 525-535.
- Dallmeyer, D.R., Krättner, H-G., Neubauer, F. (1997): Middle-late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende ages for early intrusions within the Ditrau alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. *Geologica Carpathica*. 48, 347-352.
- Daly, R.A. (1933): *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. McGraw-Hill, New York and London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (2001): *Rock-Forming Minerals*. 4A. Framework Silicates: Feldspars. Geological Society of London, London, U.K.
- Defant, M.J., Maury, R.C., Ripley, E.M., Feigenson, M.D., Jacques, D. (1991): An example of island-arc petrogenesis: Geochemistry and petrology of the Southern Luzon Arc, Philippines, *Journal of Petrology*, 32, 455-501.
- Delaney, P.T., Pollard, D.D. (1981): Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geological Survey professional paper, 1202.
- DePaolo, D.J., (1981): Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D.J. (1988): *Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction*, Berlin: Springer-Verlag.
- Dickin, A. (1995): *Radiogenic Isotope Geochemistry*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dostal, J., Cousens, B., Dupuy, C. (1998): The incompatible element characteristics of an ancient subducted sedimentary component in ocean island basalts from French Polynesia. *Journal of Petrology*, 39, 937-952.
- 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.
- Eby, G.N. (1980): Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dykes and sills, Monteregean Hills petrographic province, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 269-278.
- Eby, G.N., McHone, J.G. (1997): Plutonic and hypabyssal intrusions of the Early Cretaceous Cuttingsville Complex, Vermont. In Grover, T. W., Mango, H. N. and Hasenohr, E. J. (eds.) *Guidebook to Field Trips in Vermont and Adjacent New Hampshire and New York*. New England Intercollegiate Geological Conference, Castleton VT, B2-1 – B2-17.
- 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.
- Fellner, A. (1867): *Chemische Untersuchung der Gesteine von Ditró*. *Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanstalt*. 169-172.

- Ferguson, J., Currie, K.L. (1971): Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay Ontario. *Journal of Petrology*, 12, 561-585.
- Fesq, H.W., Kable E.J.D., Gurney, J.J. (1974): Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier mine, and other selected South African occurrences with particular reference to the rare earth elements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, 687-707.
- Foley, S.F. (1984): Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos*, 17, 127-137.
- Földváry, A. (1946): A Ditrói nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. *Rel. Ann. Inst. Geol. Hung.*, B disp., 8/1-2, 11-32.
- Foster, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey professional paper, 354b, 1-49.
- Frey, F.A., Green, D.H., Roy, S.D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19, 463-513.
- Frey, F.A., Prinz, M. (1978): Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 129-176.
- 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.
- Green, D.H. (1971): Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: applications to oceanic volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, 268, 707-725.
- Green, D.H. (1973): Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 456-465.
- Green, H.W. (1979): Trace elements in the fluid phase of the Earth's mantle. *Nature*, 277, 465-467.
- Gümbel, C.W. Von. (1874): *Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges*. Franz, München.
- Haga, N. (1973): The crystal structure of banalsite, $\text{BaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, and its relation to the feldspar structure. *Mineralogical Journal*, 7, 262-281.
- Halliday, A.N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Fitton, J.G., James, D.E. (1995): Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 379-395.
- Hamilton, D.L., Freestone, I.C., Dawson, J.B., Donaldson, C.H. (1979): Origin of carbonatites by liquid immiscibility. *Nature*, London, 279, 52-54.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E-an. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harlov, D.E., Andersson, U.B., Förster, H.J., Nyström, J.O., Dulski, P., Broman, C. (2002): Apatite – monazite relations in the Kiirunavaara magnetite – apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology*, 191, 47-72.
- Herbich, F. (1871): Északkeleti Erdély földtani viszonyai (Jelentés a m. kir. Földtani Intézet megbízásában végzett földtani fölvételről). *Magyar kir. Földtani Intézet évkönyve*, 284-292.
- Herbich, F. (1878): A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. *M. K. Földtani Intézet Évkönyve*. V. 2.
- Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.-U. (1991): Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 106, 44-63.
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- Hofmann, A.W., White, W. M. (1982): Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 421-436.
- Holland, T., Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions 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.
- Holtstam, D., Andersson, U.B., Mansfeld, J. (2003): Ferriallanite-(Ce) from the Bastnäs deposit, Västmanland, Sweden. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1233-1240.
- Hughes. C.J. (1982): *Igneous Petrology. Developments in petrology*, 7. Elsevier, Amsterdam, 551 pp.

- Ianovici, V. (1932): Gabbro á olivine provenant de Părăul Jolotca, Ditrău, district Ciuc. *Ann. Scient. Univ. Jassy*, 18, 107-112.
- Ianovici, V. (1933): Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muzeului Geol. Min. Univ. Cluj*, 4/2, 1-53.
- 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.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.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1984: Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. II. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 137-150.
- Jacobson, C.E. (1989): Estimation of Fe³⁺ from microprobe analyses: observations on calcic amphibole and chlorite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 507-513.
- Jakab, Gy. (1975): Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău (Carpații Orientali). *Dări de Seamă ale ședințelor Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 93-98.
- Jakab, Gy. (1981): O nouă concepție privind succesiunea cronologică a fazelor de intruziune în masivul alcalin de la Ditrău. *Acta Harghensia*, 2, An. Muz. Harghita, M.-Ciuc.
- Jakab, Gy. (1982): Studiul mineralogic și geochemic al mineralizațiilor metalifere dintre Voșlobeni și Corbu. *Tez. doct., Univ. Al. I. Cuza, Iași, Manuscript*.
- Jakab, Gy., Garbașevschi, 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, jud. Harghita. *Archiva IPEG*.
- Jakab, Gy. 1998: *Geologia Masivului alcalin de la Ditrău*. Pallas-Akad., M.-Ciuc., 298 pp.
- 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.
- Joplin, G.A. (1966): On lamprophyres. *Journal and Proceedings of The Royal Society of New South Wales*, 99, 37-44.
- Kay, R.W., Gast, P.W. (1978): The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *Journal of Geology*, 81, 653-682.
- Koch, A. (1879): A ditrói syenittömzs közettani és hegyszerkezeti viszonyairól. *Magyar Tudományos Akadémiai Értekezések*, IX/2.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G., Barszus, H.G. (1997): High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, 102, 8085-8103.
- Kräutner, H.G. (1976): Das metamorphe Paläozoikum der rumänischen Karpaten. *Nova Acta Leopoldina*, 45/224, 335-350.
- Kräutner, H.G., Bindea, G. (1998): Timing of the Ditrău alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). *Slovak Geological Magazine*, 4, 213-221.
- Laderoute, D.G., Evans, N.J., Mitchell, R.H. (1985): Lamprophyres associated with Coldwell alkaline complex, N.W. Ontario. *Geol. Soc. Can. Annu. Meet., Fredericton NB, Progr. Abstr.*, A33.
- Leake B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Arps, C.E.S., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. (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., Maury, 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.
- Liferovich, R.P., Mitchell, R.H., Zozulya, D.R., Shpachenko, A.K. (2006): Paragenesis and composition of banalsite, stronalsite, and their solid solution in nepheline syenite and ultramafic alkaline rocks. *The Canadian Mineralogist*, 44, 929-942.
- 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.

- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Mauger, R.L. (1984): Origin of ocelli in an early Carboniferous minette near Concord, North Carolina. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 16/3, 179.
- Mauritz, B. (1912): Adatok a gyergyó-ditrói szienittömzs kémiai viszonyainak ismeretéhez. *Mat. term. tud. Értesítő*, XXX, 607-631.
- Mauritz, B., Vendl, M., Harwood, H.F. (1925): A ditrói szienit további petrokémiai vizsgálata. *Mat. term. tud. Értesítő*, XLI, 61-73.
- Mauritz, B. (1925): A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben. *Mat. term. tud. Értesítő*, XLI, 241-252. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 38, 195-205.
- McCulloch, M.T. Chappell, B.W. (1982): Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 51-64.
- McKenzie, D., O’Nions, K.R. (1995): The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 36, 133-159.
- Middlemost, E.A.K. (1985): *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman.
- Milner, S.C., le Roex, A.P. (1996): Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 277-291.
- Mitchell, R.H. (1985): A review of the mineralogy of lamproites. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 88, 411-437.
- Morimoto, N. (1988): Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76.
- 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.
- Münker, C., Pfänder, J.A., Weyer, S., Büchl, A., Kleine, T., Mezger, K. (2003): Evolution of planetary cores and the Earth-Moon System from Nb/Ta systematics, *Science*, 301, 84-87.
- Němec, D. (1985): Ba and its carriers in dyke rocks of the minette series. *Geol. Soc. Can. Annu. Meet., Fredericton NB, Progr. Abstr.*, A43.
- Niggli, P. (1923): *Gesteins und Mineralprovinzen*. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Nimis, P. (1995): A clinopyroxene geobarometer for basaltic system based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115-125.
- Nimis, P., Ulmer, P. (1998): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 122-135.
- 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.
- Ohashi, F. (1980): An alkali olivine basalt and its related rocks from the Setogawa group, Shizuoka Prefecture. *Journal of the Geological Society of Japan*, 86 (12), 799-813.
- Olafsson, M., Egger, D.H. (1983): Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite; Petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 305-315.
- Orlando, P., Pasero, M. (2006): Allanite-(La) from Buca della Vena mine, Apuan Alps, Italy, an epidote-group mineral. *The Canadian Mineralogist*, 44, 523-531.
- 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 kőzettani 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) 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 Petrogenézise. OTKA zárójelentés.

- Pál-Molnár, E., Árva-Sós, E. (1995): K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrău Syenite Massif and its petrogenetic implications. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 36, 101-116.
- 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., Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R. (1980): Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chemical Geology*, 30, 227-256.
- Philpotts, A.R. (1972): Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic alkaline magma. *Lithos*, 5, 1-18.
- Philpotts, A.R. (1976): Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance. *American Journal of Science*, 276, 1147-1177.
- Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M. (2008): Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320, 916-919.
- Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P.J. (2009): The isotopic signature in OIB mantle sources: the metasomatic alternative. <http://www.mantleplumes.org/MetasomaticOIB.html>
- Pin, C., Zalduegui, J.F.S. (1997): Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339, 79-89.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R. (2001): Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- Reinhard, M. (1911): Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró, Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, 2, 116.
- Rhodes, J.M. (1981): Characteristics of primary basaltic magmas. In: *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon, New York, 409-432.
- Richard, L.R. (1988-1995): *Minpet Version 2.0: Mineralogical and Petrological Data Processing System*.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: *Amphiboles and Other Hydrous Pyriboles – Mineralogy*, (D. R. Veblen and P. H. Ribbe, eds) *Reviews in Mineralogy*, 9B, 1-27.
- Rock, N.M.S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations. *Earth Science Reviews*, 13, 123-169.
- Rock, N.M.S. (1978): The effect of CO₂ on the liquid relations of alkali basalts and its relevance to the nephelinite problem: a preliminary investigation. *NERC (UK) Prog. Exptl. Petrol. Publ. Ser. D.*, 11, 164-170.
- Rock, N.M.S. (1979): Petrology and origin of the type monchiquites and associated lamprophyres of Serra de Monchique, Portugal. *Tr. R. Soc. Edinburgh*, 70, 149-170.
- Rock, N.M.S. (1982): Chemical mineralogy of the Monchique alkaline complex, Portugal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 64-79.
- Rock, N.M.S. (1983): Alguns aspectos geológicos, petrológicos e geoquímicos do complexo eruptivo de Monchique. *Commun. Serv. Geol. Port.*, 69, 325-372.
- Rock, N.M.S. (1987): The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton (eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. Blackwell, Edinburgh, 191-226.
- Rock, N.M.S. (1990): The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43, 99-119.
- Rock, N.M.S. (1991): *Lamprophyres*. Blackie & Son, Glasgow, 285 pp.
- Roedder, E. (1972): The composition of fluid inclusions. *USGS Professional paper*, 440, 164.
- Rollinson, H.R. (1993): *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. New York, John Wiley & Sons.
- Rosenbaum, J.M., Zindler, A., Rubenstone, J.L. (1996): Mantle fluids: Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60/17, 3229-3252.
- Rosenbush, H. (1897): *Microscopische Physiographie*. 3rd Edn. Schweizerbart, Stuttgart.

- Rossi, G., Smith, D.C., Oberti, R., Kechid, S. A. (1985): Some crystal-chemical and petrological relationships between two new minerals in the system anorthite-nepheline. (abs.) *Rendiconti Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 40, 424-425.
- Rossi, G., Oberti, R., Smith, D.C. (1986): Crystal structure of lisetite, $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. *American Mineralogist*, 71, 1378-1383.
- Sato, H. (1977): Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10, 113-120.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1988): Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains. *Journal of Petrology*, special volume, 415-445.
- Săndulescu, M. (1975): Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17/3, 299-358.
- Săndulescu, M., Krätner, 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.
- 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.
- Schumacher, J.C. (1991): Empirical ferric ion corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. *Mineralogical Magazine*, 55, 3-18.
- Shand, S.J. (1922): The problem of the alkaline rocks. *Proceedings of the Geological Society of South Africa*, 19-32.
- Shand, S.J. (1943): *Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposits*, with a chapter on Meteorites, Hafner Publishing Co., New York, 444p.
- Smith, D.C. (1984): Remarques cristallographiques et pétrogenétiques sur des minéraux inhabituels dans les éclogites de Liset et Rekvika, Norvège. X Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 1984, Société Géologique de France, Paris, 511.
- Smith, D.C., Kechid, S.A., Rossi, G. (1986): Occurrence and properties of lisetite, $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, a new tectosilicate in the system Ca-Na-Al-Si-O. *American Mineralogist*, 71, 1372-1377.
- Smith, H.G. (1946): The lamprophyre problem. *Geological Magazine*, 83, 165-171.
- Smith, R.E. (1967): Segregation vesicles in basaltic lava. *American Journal of Science*, 265, 696-713.
- Stosch, H.G. (1982): Rare-Earth Element partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46/5, 793-811.
- Stout, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Journal of Petrology*, 13, 99-145.
- Streckeisen, A. (1931): Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Roum.*, 16, 328-417, besonders 408-413.
- 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. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 32, 251-309.
- Streckeisen, A. (1954): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), II. Teil. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 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., Hunziker, J.C. (1974): On the origin of the Nephelinsyenit Massif of Ditro (Transylvania, Romania). *Schweiz. Mineral Petr. Mitt.*, 54, 59-77.
- Sun, S., McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication, 42, 313-346.
- Szabó, Cs., Kubovics, I., Molnár, Zs. (1993): Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz-2 (AD-2) borehole. *Mineralogy and Petrology*, 47, 127-148.

- Szádeczky, Gy. (1899): A kolozsvári egyetem ásvány-földtani intézetének és az Erdélyi Múzeum ásványtárának kiállítása Párisban az 1900. évben. Orvos-természettudományi Értesítő, XXI. 209. Kolozsvár.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J. (2006): Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology*, 47, 1261-1315.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985): *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society London, Series A.*, 310, 549-590.
- Upton, B.G.J. (1965): The petrology of camptonite sill in south Greenland. *Meddr. Grønland*, 169, 11.
- Vendl, M. (1926): Telérközetek a ditrói nefelinszenit masszívumból. *Mat. term. tud. Értesítő*, XLIII, 215-243.
- Visarion, M. (1987): Studii geologice și geofizice complexe pe geotraversa Pașcani – Tg. Neamț – Toplița – Reghin Arhiva Inst. Geol. Geofiz., București, Manuscript.
- Wass, S.Y. (1979): Multiple origin of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115-132.
- Watson, S., McKenzie, D. (1991): Melt generation by plume: a study of Hawaiian volcanism. *Journal of Petrology*, 32, 501-537.
- Weaver, B.L. (1991/a): Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, 123-126.
- Weaver, B.L. (1991/b): The origin of ocean-island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 381-397.
- Wedepohl, K. (1978): *Handbook of geochemistry*. Springer, Berlin.
- Wendlandt, R.F., Harrison, W.J. (1979): Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 409-419.
- Weyer, S., Münker, C., Rehkämper, Mezger, K. (2002): Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr, and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 187, 295-313.
- Weyer, S., Münker, C., Mezger, K. (2003): Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implication for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 309-324.
- White, W.M. (2001): *Geochemistry*. <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters>
- White, W.M. (2007): *Geochemistry*. <http://www.imwa.info/geochemistry/Chapters>
- Williams, T.J., Candela, P.A., Piccoli, P.M. (1995): The partitioning of copper between silicate melts and 2-phase aqueous fluids – an experimental investigation at 1 kbar, 800-degrees-C and 0.5 kbar, 850-degrees-C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121/4, 388-399.
- Wilson, M. (1989): *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Winchester J.A., Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wimmenauer, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. *Fortschr. Mineral.*, 51, 3-67.
- Wood, B.J., Blundy, J.D. (2002): The effect of H₂O on crystal-melt partitioning of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66/20, 3647-3656.
- Yoder, H.S., Tilley, C.E. (1962): Origin of basalt magmas. *Journal of Petrology*, 3, 343-352.
- Zajacz, Z., Halter, W.E., Pettke, T., Guillong, M., (2008): Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: Controls on element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72/8, 2169-2197.
- 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. *Archiva IPEG „Harghita”*, Manuscript.
- Zindler, A., Hart, S.R. (1986): Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

MELLÉKLETEK

1. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok klinopiroxénjeinek főelem összetétele

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám Ásvány	Piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofír			Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír	
	Nagyág patak ÁGK-7338			Tarnica Komplexum ÁGK-7292	
	diopszid mag	egirinaugit szegély	diopszid mag	diopszid mag	diopszid mag
	1	2	3	4	5
SiO ₂	47,21	50,02	46,84	46,12	46,30
Al ₂ O ₃	6,50	2,31	5,47	7,05	7,24
FeO ^I	7,68	22,21	13,98	7,19	7,26
MgO	13,13	2,81	8,54	12,91	12,59
MnO	0,15	1,35	0,56	0,09	0,14
CaO	22,19	12,42	21,18	21,85	22,08
Na ₂ O	0,60	6,69	1,84	0,73	0,91
TiO ₂	1,97	1,32	1,54	2,14	2,22
Cr ₂ O ₃	0,007	0,00	0,00	0,02	0,08
Összesen	99,45	99,12	99,95	98,12	98,84
	Kationok 6 oxigénszámra				
T Si ⁴⁺	1,759	1,926	1,775	1,738	1,732
∑ Al	0,285	0,105	0,246	0,311	0,317
T Al ^{IV}	0,241	0,074	0,226	0,262	0,268
M1 Al ^{VI}	0,044	0,031	0,020	0,049	0,049
M1 Fe ³⁺	0,128	0,466	0,251	0,143	0,156
M1 Fe ²⁺	0,044	0,249	0,193	0,023	0,028
M1 Mg ²⁺	0,728	0,161	0,480	0,725	0,703
M1 Ti ⁴⁺	0,056	0,038	0,043	0,059	0,062
M1 Cr ³⁺	0,000	-	-	0,000	0,002
M1 Mn ²⁺	-	0,044	0,013	-	-
M2 Fe ²⁺	0,068	-	-	0,061	0,045
M2 Mn ²⁺	0,003	-	0,007	0,003	0,004
M2 Ca ²⁺	0,886	0,512	0,861	0,885	0,886
M2 Na ⁺	0,043	0,499	0,132	0,051	0,065
mg#	0,87	0,39	0,71	0,90	0,91
Q	1,726	0,922	1,54	1,69	1,66
J	0,087	0,999	0,27	0,10	0,13
En	39,18	11,26	26,62	39,41	38,58
Wo	47,43	35,76	47,72	48,09	48,65
Fs	13,09	52,98	25,66	12,50	12,77
Ae	4,33	47,14	13,23	5,11	6,52
Jd	-	3,07	-	-	-
Ka	0,31	-	0,66	0,29	0,43
CaTi	11,20	7,45	8,54	11,90	12,38
CaTs	4,39	-	2,03	4,93	4,95
Ess	8,46	-	11,83	9,18	9,11
Di	64,55	12,59	43,11	62,40	61,92
Hd	-	25,03	19,34	-	-
Fs	4,45	-	-	2,27	2,75
Fs-En	2,29	-	-	3,86	1,70

2. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofirok elsődleges amfiboljainak főelem összetétele

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám Ásvány	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír									
	Tarnica Komplexum									
	ÁGK-7292							ÁGK-7297		
	kaersutit	kaersutit	kaersutit	kaersutit	kaersutit	hastingsit	hastingsit	kaersutit	hastingsit	
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
SiO ₂	38,49	39,17	39,53	38,27	39,02	41,32	38,78	39,77	41,75	
Al ₂ O ₃	13,55	13,25	13,32	13,63	12,24	10,83	11,18	13,08	10,44	
FeO ^I	10,46	11,58	11,62	11,06	12,49	17,10	21,40	11,79	16,00	
MgO	12,02	11,59	12,14	11,62	11,89	10,02	8,14	11,55	11,23	
MnO	0,11	0,15	0,18	0,16	0,10	0,33	0,38	0,15	0,31	
CaO	11,87	11,75	11,67	11,73	11,64	10,90	10,92	11,50	11,35	
Na ₂ O	2,55	2,59	2,52	2,54	2,65	2,76	2,15	2,59	2,38	
K ₂ O	1,01	1,08	1,03	1,13	1,08	1,46	1,98	0,99	0,94	
TiO ₂	6,67	5,92	5,38	6,45	5,29	2,83	0,54	5,16	2,99	
Total	96,76	97,12	97,41	96,59	96,41	97,55	95,49	96,58	97,39	
	Kationok 23 oxigénszámra									
T Si	5,765	5,867	5,891	5,761	5,919	6,266	6,095	5,985	6,270	
Σ Al	2,392	2,339	2,339	2,418	2,188	1,936	2,071	2,310	1,843	
T Al ^{IV}	2,235	2,133	2,109	2,239	2,081	1,734	1,905	2,015	1,730	
C Al ^{VI}	0,157	0,206	0,230	0,179	0,107	0,202	0,166	0,295	0,113	
C Ti ⁴⁺	0,751	0,667	0,603	0,730	0,603	0,323	0,064	0,578	0,328	
C Fe ²⁺	1,310	1,451	1,426	1,392	1,585	1,918	1,933	1,488	1,409	
C Fe ³⁺	-	-	0,022	-	-	0,251	0,880	-	0,602	
C Mg ²⁺	2,683	2,588	2,696	2,607	2,688	0,265	1,907	2,584	2,510	
C Mn ²⁺	0,014	0,019	0,023	0,020	0,013	0,041	0,050	0,013	0,038	
B Ca ²⁺	1,905	1,886	1,863	1,892	1,892	1,771	1,839	1,858	1,820	
B Na ⁺	0,095	0,114	0,137	0,108	0,108	0,228	0,160	0,142	0,180	
A Na ⁺	0,646	0,638	0,591	0,633	0,671	0,583	0,495	0,618	0,520	
A K ⁺	0,193	0,206	0,196	0,217	0,209	0,282	0,397	0,173	0,019	
mg#	0,67	0,64	0,65	0,65	0,63	0,54	0,50	0,64	0,64	

2. Táblázat folytatás

Kőzettípus	Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír					Piroxénes, ferrorichterit tartalmú lamprofír					
	Török-patak		Nagyág-patak			Nagyág-patak					
	ÁGK-7290		ÁGK-7305			ÁGK-7338					
	hastingsit alapanyag	hastingsit alapanyag	hastingsit ocellum	hastingsit alapanyag	hastingsit ocellum	ocellum		ferrorichterit alapanyag			
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	40,76	38,63	37,45	39,44	40,04	52,30	52,48	51,94	51,86	52,03	52,12
Al ₂ O ₃	12,13	12,97	14,13	12,11	11,10	1,13	1,27	1,65	1,76	1,55	1,25
FeO ^I	17,79	19,09	18,73	19,48	19,78	20,51	20,92	20,88	21,04	21,33	21,12
MgO	9,67	8,87	7,86	8,69	8,93	4,90	4,67	4,28	3,73	3,98	4,09
MnO	0,39	0,37	0,41	0,42	0,38	0,41	0,45	0,42	0,47	0,40	0,39
CaO	11,77	11,60	11,28	11,80	11,58	12,19	11,86	12,01	10,16	10,23	10,09
Na ₂ O	2,10	2,39	2,04	1,99	1,63	6,30	6,21	6,45	8,06	8,03	8,10
K ₂ O	1,19	1,31	1,32	1,75	1,47	0,004	0,00	0,002	0,05	0,02	0,04
TiO ₂	1,61	1,85	3,18	1,90	1,65	0,46	0,52	0,39	0,36	0,38	0,43
Total	97,42	97,09	96,42	97,57	96,55	98,20	98,28	98,12	97,50	98,59	97,63
Kationok 23 oxigénszámra											
T Si	6,169	5,922	5,781	6,051	6,158	7,953	7,965	7,927	7,970	7,965	7,998
Σ Al	2,164	2,343	2,571	2,189	2,012	0,203	0,227	0,297	0,319	0,280	0,226
T Al ^{IV}	1,831	2,078	2,219	1,949	1,842	0,047	0,035	0,073	0,030	0,035	0,002
C Al ^{VI}	0,333	0,265	0,352	0,240	0,170	0,156	0,192	0,224	0,289	0,245	0,224
C Ti ⁴⁺	0,183	1,213	0,369	0,219	0,190	0,052	0,059	0,045	0,042	0,044	0,050
C Fe ²⁺	1,782	1,838	1,890	2,042	1,843	2,608	2,655	2,665	2,704	2,731	2,711
C Fe ³⁺	0,470	0,609	0,527	0,458	0,701	-	-	-	-	-	-
C Mg ²⁺	2,181	2,027	1,808	1,988	2,046	1,111	1,056	0,974	0,854	0,908	0,936
C Mn ²⁺	0,050	0,048	0,054	0,053	0,049	0,053	0,058	0,054	0,061	0,052	0,051
B Ca ²⁺	1,908	1,905	1,866	1,940	1,908	1,986	1,928	1,964	1,673	1,678	1,659
B Na ⁺	0,092	0,095	0,134	0,059	0,092	0,858	0,827	0,909	1,412	1,388	1,418
A Na ⁺	0,524	0,615	0,476	0,532	0,393	0,999	1,000	1,000	0,990	0,996	0,992
A K ⁺	0,229	0,256	0,261	0,342	0,288	0,001	-	-	0,010	0,004	0,008
mg#	0,55	0,52	0,49	0,49	0,53	0,30	0,29	0,27	0,24	0,25	0,26

3. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó (Tarnica Komplexum) piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok másodlagos amfiboljainak főelem összetétele

Mintaszám	ÁGK-7292				ÁGK-7297			
	aktinolit	tremolit	tremolit	magneziohbl	magneziohbl	magneziohbl	tremolit	tremolit
Ásvány	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,56	58,16	53,56	53,09	50,32	50,96	57,76	57,02
Al ₂ O ₃	1,40	0,26	3,46	2,03	4,64	4,09	0,47	0,40
FeO ^t	8,29	2,19	7,75	6,80	12,44	13,07	3,24	0,01
MgO	18,90	23,76	18,93	20,87	15,25	15,15	23,88	21,85
MnO	0,20	0,19	0,16	0,23	0,30	0,26	0,26	-
CaO	12,40	12,82	12,58	11,44	12,12	12,40	12,60	12,99
Na ₂ O	0,39	0,17	0,08	0,11	1,04	1,05	0,24	0,15
K ₂ O	0,11	0,03	0,09	0,05	0,20	0,17	0,04	0,06
TiO ₂	0,13	0,05	0,05	0,03	0,24	0,27	0,04	0,01
Total	97,38	97,63	96,66	94,65	96,55	97,42	98,53	92,49
Kationok 23 oxigénszámra								
T Si	7,800	7,877	7,521	7,460	7,335	7,393	7,752	8,137
∑ Al	0,232	0,041	0,579	0,336	0,791	0,702	0,079	0,067
T Al ^{IV}	0,200	0,041	0,479	0,336	0,665	0,607	0,079	-
T Fe ³⁺	-	0,082	-	0,204	-	-	0,169	-
C Al ^{VI}	0,032	-	0,100	-	0,126	0,095	-	0,067
C Ti ⁴⁺	0,014	0,005	0,005	0,003	0,022	0,033	-	-
C Fe ³⁺	0,281	0,167	0,532	0,595	0,394	0,268	0,191	-
C Fe ²⁺	0,694	-	0,384	-	1,118	1,311	-	-
C Mg ²⁺	3,956	4,805	3,956	4,378	3,304	3,269	4,786	4,638
C Mn ²⁺	0,024	0,023	0,023	0,024	0,036	0,024	0,023	-
B Ca ²⁺	1,865	1,857	1,896	1,716	1,890	1,930	1,814	1,973
B Na ⁺	0,109	0,053	0,027	0,027	0,109	0,069	0,052	0,027
A Na ⁺	-	-	-	-	0,174	0,213	-	0,001
A K ⁺	0,020	0,005	0,018	0,009	0,037	0,037	-	-
mg#	0,85	1,00	0,91	1,00	0,75	0,71	1,00	1,00

4. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok biotitjainak főelem összetétele

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírok						Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírok			
	Tarnica Komplexum						Török-patak	Nagyág-patak		
	ÁGK-7292						ÁGK-7290	ÁGK-7305		
	másodlagos uralitos	másodlagos pszeudomorfózában	másodlagos cpx után	elsődleges alapanyag	elsődleges alapanyag	elsődleges alapanyag	elsődleges alapanyag	elsődleges		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	36,56	36,83	44,75	35,70	35,63	35,54	34,99	36,19	36,10	35,65
Al ₂ O ₃	15,81	15,14	10,19	14,69	14,81	14,92	15,53	14,09	14,27	14,54
FeO ^I	15,24	15,90	12,64	17,05	17,45	17,23	20,51	20,53	21,07	21,25
MgO	16,09	14,37	19,27	13,71	13,35	13,52	11,61	11,01	11,20	10,79
MnO	0,15	0,16	0,12	0,14	0,15	0,13	0,27	0,29	0,28	0,33
CaO	0,02	0,00	0,06	0,30	0,20	0,11	0,00	0,00	0,09	0,00
Na ₂ O	0,09	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,03	0,03
K ₂ O	8,94	9,69	6,89	9,40	9,57	9,62	9,59	9,45	9,24	9,50
TiO ₂	1,10	2,05	1,25	1,66	1,74	1,82	2,44	2,59	2,43	2,90
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,04	0,08	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	94,06	94,19	95,26	92,76	92,94	89,91	95,02	94,22	94,72	94,99
Kationok 22 oxigénszámra										
Si	5,53	5,60	6,42	5,57	5,56	5,61	5,42	5,64	5,61	5,54
Al	2,82	2,71	1,72	2,69	2,72	2,78	2,84	2,58	2,61	2,66
Al ^{IV}	2,47	2,39	1,58	2,43	2,44	2,39	2,58	2,36	2,39	2,46
Al ^{VI}	0,35	0,32	0,14	0,26	0,28	0,39	0,26	0,23	0,22	0,20
Fe*	1,93	2,02	1,52	2,22	2,28	2,27	2,66	2,68	2,74	2,76
Mg	3,63	3,26	4,12	3,19	3,10	3,18	2,68	2,56	2,59	2,49
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
K	1,72	1,88	1,26	1,87	1,90	1,33	1,89	1,88	1,83	1,88
Ti	0,12	0,23	0,13	0,19	0,20	0,22	0,28	0,3	0,28	0,34
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mg#	65,30	61,69	73,10	59,90	57,69	58,30	50,20	48,87	48,65	47,51

4. Táblázat folytatás

Kőzettípus	Piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofírok				Piroxénes, kaersutit tartalmú. lamprofírok		
Mintavételi hely	Nagyág-patak				Tarnica Komplexum		
Mintaszám	ÁGK-7338				ÁGK-7297		
	másodlagos	másodlagos	másodlagos	elsődleges	elsődleges	másodlagos	másodlagos
	biotitfészkekben			alapanyag	alapanyag	uralitos pseudomorfozában	
	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	40,93	38,85	37,68	40,54	40,43	39,00	37,30
Al ₂ O ₃	10,52	11,69	16,41	12,27	12,41	14,50	14,70
FeO ^I	14,42	16,70	19,65	15,65	15,84	15,30	15,20
MgO	16,43	15,22	11,31	14,38	14,52	15,40	14,70
MnO	0,78	0,83	1,10	0,88	0,90	0,20	0,20
CaO	0,00	0,05	0,11	0,09	0,07	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,15	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	10,05	9,75	9,62	9,64	9,69	9,00	9,50
TiO ₂	0,67	0,74	0,45	0,52	0,48	1,10	0,70
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,95	94,03	96,91	93,97	94,34	95,60	93,80
	Kationok 22 oxigénszámra						
Si	6,20	5,96	5,67	6,15	6,12	5,84	5,76
Al	1,88	2,11	2,91	2,19	2,21	2,56	2,67
Al ^{IV}	1,79	2,03	2,32	1,85	1,88	2,16	2,24
Al ^{VI}	0,08	0,08	0,59	0,34	0,33	0,39	0,43
Fe*	1,83	2,14	2,47	1,98	2,00	1,91	1,96
Mg	3,70	3,48	2,54	3,25	3,27	3,44	3,38
Mn	0,10	0,10	0,14	0,11	0,11	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,94	1,91	1,85	1,86	1,87	1,72	1,87
Ti	0,08	0,08	0,05	0,06	0,05	0,12	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mg#	66,99	61,88	50,63	62,07	61,03	64,21	63,29

5. Táblázat A Ditrői Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírokban megjelenő földpátok és lizetit főelem összetétele

Kőzettípus Mintavételi hely Mintasza m	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír				Piroxénes, ferrichterit tartalmú lamprofír							Eklogit Liset, Norvégia* átlag
	Tarnica Komplexum				Nagyág-patak							
	ÁGK-7292				ÁGK-7338							
Ásvány	oligoklász	albit	oligoklász	oligoklász	ortoklász másodlagos	ortoklász másodlagos	albit alapanyag	albit alapanyag	lizetit ocellum	lizetit ocellum	lizetit másodlagos	lizetit
SiO ₂	65,52	67,60	65,40	63,49	64,17	64,43	68,99	69,75	41,73	42,26	41,51	43,03
Al ₂ O ₃	21,57	20,33	21,05	21,82	18,45	18,74	19,79	19,92	33,92	33,51	33,43	36,33
FeO ^I	0,09	0,04	0,10	0,27	0,19	0,44	0,00	0,18	0,04	0,07	0,06	0,12
MgO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,01
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,015	0,03	0,02	0,01
CaO	2,64	1,08	2,13	3,27	0,00	0,02	0,04	0,02	8,59	8,83	8,61	9,80
Na ₂ O	10,60	10,61	10,45	9,42	0,43	0,36	11,83	11,67	11,68	11,47	10,47	10,84
K ₂ O	0,04	0,02	0,02	0,05	15,79	16,05	0,05	0,06	-	0,01	0,03	0,01
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	-	-	-	0,02
Total	100,46	99,69	99,21	98,37	99,06	100,06	100,88	101,59	95,98	96,18	94,14	100,23
	Kationok 8 oxigénszámra						Kationok 16 oxigénszámra					
Si	2,87	2,96	2,89	2,84	2,99	2,98	2,99	3,00	4,071	4,112	4,110	4,017
Al	1,11	1,05	1,10	1,15	1,01	1,02	1,01	1,00	3,900	3,843	3,901	3,993
Fe*	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,004	0,006	0,005	0,010
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,001
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,001	0,003	0,002	0,001
Ca	0,12	0,05	0,10	0,16	0,00	0,00	0,002	0,00	0,898	0,920	0,914	0,979
Na	0,90	0,90	0,90	0,82	0,04	0,03	0,99	0,97	2,210	2,164	2,010	1,960
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	0,95	0,003	0,00	-	0,002	0,000	0,001
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,001	0,00	-	-	-	0,002
An	12,06	5,31	10,10	16,05	0,00	0,09	0,18	0,09				
Ab	87,72	94,57	89,78	83,67	3,96	3,29	99,55	99,58				
Or	0,21	0,11	0,11	0,29	96,03	96,62	0,27	0,33				

*A lizetit átlag (15 mérés, Liset, Norvégia) Smith et al. (1986) alapján.

5. Táblázat folytatás

Kőzettípus		Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofir										
Mintavételi hely	Török patak				Nagyág-patak							
Mintaszám	ÁGK-7290				ÁGK-7305							
Ásvány	oligoklász	andezin	oligoklász	andezin	oligoklász	oligoklász	oligoklász	albit	oligoklász	oligoklász	andezin	oligoklász
	alapanyag	alapanyag	alapanyag	alapanyag	alapanyag	alapanyag	ocellum	ocellum	ocellum	ocellum	ocellum	alapanyag
SiO ₂	64,74	58,99	64,58	59,64	64,10	63,11	61,24	65,67	63,53	64,89	58,85	64,22
Al ₂ O ₃	22,11	24,68	21,33	24,05	21,92	23,08	23,53	21,17	22,20	22,11	25,74	21,96
FeO ^t	0,06	0,04	0,09	0,11	0,14	0,20	0,14	0,08	0,04	0,03	0,05	0,11
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02
MnO	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	2,82	6,77	2,91	6,27	3,24	4,06	5,03	0,87	3,63	2,97	7,06	3,41
Na ₂ O	9,92	7,23	9,58	7,98	10,07	9,22	8,85	11,02	9,58	10,18	7,65	9,24
K ₂ O	0,05	0,06	0,07	0,12	0,05	0,02	0,04	1,00	0,06	0,03	0,04	0,07
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03	0,24	0,00	0,02	0,00
Total	99,69	97,79	98,58	98,24	99,53	99,72	98,84	99,85	99,36	100,23	99,43	99,03
Kationok 8 oxigénszámra												
Si	2,86	2,68	2,88	2,70	2,84	2,80	2,75	2,90	2,83	2,85	2,64	2,85
Al	1,15	1,32	1,12	1,29	1,15	1,21	1,24	1,10	1,17	1,15	1,36	1,15
Fe [*]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,13	0,33	0,14	0,30	0,15	0,19	0,24	0,04	0,17	0,14	0,34	0,16
Na	0,85	0,64	0,83	0,70	0,87	0,79	0,77	0,94	0,83	0,87	0,66	0,79
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	13,53	33,95	14,30	30,10	15,05	19,54	23,85	3,94	17,29	13,90	33,70	16,87
Ab	86,18	65,63	85,24	69,22	84,68	80,34	75,93	90,65	82,37	85,94	66,08	82,73
Or	0,28	0,41	0,46	0,68	0,27	0,11	0,22	5,40	0,34	0,16	0,22	0,40

6. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamproffirokban megjelenő kloritok főelem összetétele

Kőzettípus	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamproffirok			Piroxénmentes, mg-hast tartalmú lamproffirok		
	Tarnica Komplexum		Tarnica Komplexum	Török-patak		Nagyág-patak
Mintavételi hely	ÁGK-7292		ÁGK-7297	ÁGK-7290		ÁGK-7305
Mintaszám	piknoklorit	diabantit	piknoklorit	piknoklorit	piknoklorit	piknoklorit
Ásvány	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	28,25	30,72	28,6	28,27	27,51	28,56
Al ₂ O ₃	18,36	15,28	18,6	18,95	17,97	17,31
FeO ^f	18,18	15,13	17,3	22,46	22,46	24,14
MgO	21,86	24,59	22,1	17,60	17,95	16,89
MnO	0,28	0,19	0,3	0,46	0,42	0,50
CaO	0,04	0,27	0,00	1,42	0,07	0,05
Na ₂ O	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,07	0,04	0,00	0,16	0,02	0,91
TiO ₂	0,05	0,02	0,00	0,17	0,13	0,25
Total	87,18	86,30	87,2	89,47	86,53	88,63
	Kationok 28 oxigénszámra					
Si	5,77	6,22	5,81	5,76	5,79	5,91
Al	4,42	3,65	4,46	4,55	4,46	4,24
Al ^{IV}	2,25	1,79	2,19	2,24	2,21	2,08
Al ^{VI}	2,17	1,86	2,27	2,31	2,25	2,16
Fe ^{tot}	3,10	2,56	2,94	3,83	3,95	4,20
Fe ³⁺	0,00	0,03	0,04	0,05	0,04	0,00
Fe ²⁺	3,10	2,53	2,90	3,78	3,91	4,20
Mg	6,65	7,42	6,70	5,35	5,63	5,24
Mn	0,05	0,03	0,05	0,08	0,07	0,09
Ca	0,01	0,06	0,00	0,31	0,01	0,01
Na	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,24
Ti	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04
mg#						

7. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó a piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofírokban megjelenő allanitok. Összehasonlításként olaszországi és svédországi referencia adatok.

Mintavételi hely	Tarnica Komplexum ÁGK-7297		Buca della Vena mine, Olaszország*	Bastnäs, Västmanland, Svédország*		Kiruna, Svédország*	
	allanit	allanit	allanit-(La)	ferriallanit-(Ce)	ferriallanit-(Ce)	allanit	allanit
Ásvány							
SiO ₂	29,494	29,520	32,45	29,14	29,09	29,80	29,50
Al ₂ O ₃	13,347	13,620	17,77	7,19	7,42	14,10	11,20
FeO ^t	15,162	15,323	13,67	22,59	23,03	15,50	17,80
MgO	0,544	0,593	0,32	2,01	1,45	0,50	0,25
MnO	0,225	0,240	-	-	-	0,16	0,53
CaO	13,999	13,611	13,01	8,39	8,92	10,50	9,72
La ₂ O ₃	?	?	8,51	11,27	8,74	5,30	5,66
Ce ₂ O ₃	?	?	6,12	13,39	13,35	12,70	13,00
Pr ₂ O ₃	?	?	3,16	0,84	1,11	1,41	1,42
Nd ₂ O ₃	?	?	3,53	2,28	3,72	4,88	4,80
K ₂ O	-	0,022	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,579	0,637	0,10	0,04	0,03	0,25	0,50
Total	73,350	73,572	98,64	97,14	96,66	95,10	94,38

Buca della Vena mine, Olaszország* adatai 8 allanit-(La) átlga (Orlandi és Pasero, 2006) alapján.
Bastnäs Deposit, Svédország* adatai Holtstam et al. (2003) alapján.
Kiruna, Svédország* adatai Harlov et al. (2002) alapján.

8. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofírokban megjelenő titanitok összetétele

Mintavételi hely Mintasám	Nagyág-patak ÁGK-7305		
	titanit alapanyag	titanit mag ocellum	titanit szegély ocellum
Ásvány			
SiO ₂	29,83	29,44	29,12
TiO ₂	36,57	37,18	33,80
Al ₂ O ₃	1,06	0,99	1,39
FeO ^t	1,57	1,00	2,23
MgO	0,08	-	-
MnO	0,02	0,03	0,04
CaO	28,22	27,75	27,11
Total	97,35	96,39	93,70
	Kationok 5 oxigénszámra		
Si	1,006	1,000	1,022
Ti	0,928	0,950	0,892
Al	0,040	0,040	0,057
Fe ^t	0,044	0,028	0,065
Mg	0,004	-	-
Mn	0,000	0,001	0,001
Ca	1,020	1,010	1,019

9. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofirokban előforduló magnetitek kémiai összetétele.

Közzettípus	Kaersutit tartalmú kamptonit	Ferrichterit tartalmú kamptonit
Mintavételi hely	Tarnica Komplexum	Nagyág-patak
Mintaszám	ÁGK-7297	ÁGK-7338
Ásvány	magnetit másodlagos	magnetit elsődleges
SiO ₂	0,098	0,376
Al ₂ O ₃	-	0,297
FeO ^t	90,808	91,787
MgO	0,005	0,102
MnO	-	0,339
CaO	0,353	0,063
Na ₂ O	-	0,227
K ₂ O	0,004	0,037
TiO ₂	0,006	0,007
Cr ₂ O ₃	0,006	0,006
Fe ₂ O ₃	67,420	68,660
FeO	30,140	30,010
Total	91,280	93,241
Kationok 4 oxigénszámra		
Si	0,0038	0,0143
Al	-	0,0133
Fe ²⁺	0,9892	0,9592
Mg	0,0002	0,0057
Mn	-	0,0109
Ca	0,0147	0,0025
Na	-	0,0167
K	0,0001	0,0017
Ti	0,0001	0,0001
Cr	0,0001	0,0001
cal Fe ³⁺	1,9914	1,9749
Oxidkomponensek		
Spi	-	0,691
Qua	0,398	0,088
Mfe	0,706	-
Jac	-	1,133
Usp	-	1,412
Chr	0,008	0,008
Mag	98,888	96,668
Total	99,98	96,41

10. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó piroxénes, kaersutit tartalmú és piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamproffrok fő- és nyomelem geokémiai összetétele (a táblázat a következő oldalon folytatódik)

Mintavételi hely Közettípus	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamproffir									alkáli lamproffir	
	Tarnica Komplexum - Orotva-, Tarnica-, Tászkok- és Török-patak									Rock, 1987	Rock, 1991
MIntaszám	ÁGK- 6715	ÁGK- 6765	ÁGK- 7292	ÁGK- 7296	ÁGK- 7297	ÁGK- 7300	ÁGK- 7301	ÁGK- 7302	DAM I. átlag	AL átlag	AL átlag
Főelemek (t%)											
SiO ₂	45,29	41,79	45,22	46,26	48,61	46,46	43,27	46,54	45,43	41,9 ± 3,6	42,5
Al ₂ O ₃	14,70	14,64	12,52	15,68	15,16	15,97	14,47	16,07	14,90	13,7 ± 2,7	13,7
TiO ₂	3,59	3,47	2,07	2,16	2,12	3,34	3,42	2,93	2,89	3,0 ± 1,1	2,9
Fe ₂ O ₃	2,49	2,6	1,88	1,8	1,81	2,25	2,45	2,03	2,18	5,3 ± 2,8	12,0
FeO	9,46	10,15	7,73	7,21	7,33	8,49	9,42	7,71	8,44	6,5 ± 2,0	
MgO	7,05	6,24	10,01	6,52	7,14	5,63	6,6	4,87	6,76	7,2 ± 3,0	7,10
MnO	0,16	0,25	0,16	0,17	0,15	0,17	0,2	0,18	0,18	0,21 ± 0,09	0,20
CaO	8,88	8,54	8,85	8,28	7,3	8,62	8,83	8,79	8,51	10,6 ± 2,4	10,3
Na ₂ O	3,99	3,57	3,01	4,56	4,49	4,4	3,02	4,08	3,89	3,2 ± 1,3	3,0
K ₂ O	1,96	2,29	2,36	2,36	2,25	2,29	3,57	2,43	2,44	2,3 ± 1,1	2,0
Total	98,64	95,46	94,67	95,81	97,18	98,57	96,3	96,49	96,64	93,91	93,7
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	2,47	2,50	2,33	2,27	2,25	2,39	2,20	2,47	2,36	2,49	2,74
(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃	0,40	0,40	0,43	0,44	0,44	0,42	0,45	0,41	0,42	0,40	0,36
CIPW normák											
or	11,9	14,42	14,82	14,69	13,81	13,88	22,11	15,03	15,1		
ab	14,7	11,02	11,74	15,21	24,19	16,38	1,66	17,73	14,1		
an	16,8	18,12	14,63	16,12	15,13	17,44	16,14	19,15	16,7		
ne	10,8	11,36	8,29	13,75	8,19	11,77	13,62	9,93	11,0		
Di wo	11,9	9,17	13,44	11,33	9,38	11,01	12,47	11,07	11,2		
Di en	7,2	5,12	9	7	5,9	6,51	7,37	6,38	6,8		
Di fs	4,0	3,67	3,41	3,65	2,89	3,94	4,46	4,18	3,8		
cpx	23,0	18,0	25,9	22,0	18,2	21,5	24,3	21,6	21,8		
Ol fo	7,6	7,99	12,38	7,11	8,84	5,54	6,96	4,43	7,6		
Ol fa	4,6	6,33	5,18	4,09	4,77	3,7	4,65	3,2	4,6		
ol	12,2	14,3	17,6	11,2	13,6	9,2	11,6	7,6	12,2		
mt	3,7	4,0	2,91	2,74	2,73	3,35	3,73	3,08	3,3		
il	7,0	7,0	4,2	4,32	4,17	6,49	6,83	5,83	5,7		
mg#	57,1	52,3	69,8	61,7	63,5	54,2	55,5	52,9	58,4	64,5 ± 9,6	67
D.I.	37,3	36,8	34,9	43,7	46,2	42,0	37,4	42,7	40,1		
S.I.	27,1	24,0	38,8	28,0	30,0	23,4	25,3	22,1	27,3		

10. Táblázat folytatás

Mintavételi hely Közzétípus Mintaszám	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír Tarnica Komplexum - Orotva-, Tarnica-, Tászok- és Török-patak									alkáli lamprofír	
	ÁGK-6715	ÁGK-6765	ÁGK-7292	ÁGK-7296	ÁGK-7297	ÁGK-7300	ÁGK-7301	ÁGK-7302	DAM átlag	Rock, 1987 AL átlag	Rock, 1991 AL átlag
Nyomelemek (ppm)											
Be	1,2	2,4	1,2	1,6	1,4	1,6	1,1	2,1	1,6	—	1
Sc	15,4	14	17,1	12,6	13,3	14,9	17,2	13,3	14,7	23 ± 8	21
V	233	202	150	164	142	211	224	192	190	341 ± 123	285
Cr	100	13	277	208	201	53	138	69	132	162 ± 375	97
Co	38	41	45	28	36	34	40	30	36,4	44 ± 23	38
Ni	72	34	214	101	134	56	74	41	90,8	88 ± 122	65
Cu	32	41	49	31	51	26	32	32	36,7	57 ± 54	50
Zn	146	141	104	105	104	111	146	111	121	104 ± 61	98
Sr	903	931	695	1142	826	1118	1049	837	938	1089 ± 505	990
Ba	442	633	597	1816	781	615	620	597	763	1064 ± 571	930
Rb	147	229	184	172	174	166	215	186	184	70 ± 103	50
Zr	264	307	168	230	358	293	179	338	267	344 ± 127	313
Nb	93	117	53	94	68	96	69	105	86,9	102 ± 55	101
Y	26,2	26,5	14,7	16,9	16,8	23,6	20,2	21,9	20,9	34 ± 19	31
Hf	12,1	9,7	8	5,2	9	9,2	7,9	10,5	9,0	7 ± 4	6,9
Mo	4,5	-	7,8	1,9	5,9	4	3,2	7	4,9	—	8,5
S	541	110	595	393	288	275	703	566	434	—	—
La	58	77	32	56	38	56	40	59	52	83±51	66
Ce	118	135	55	107	78	109	80	110	99	151±110	125
Nd	53	59	22	38	24	41	40	34	39	64±35	54
Sm	11	12	4,8	7	5,8	9,4	8,8	8,5	8,4	20±14	10,8
Eu	3,3	3,2	1,5	2,1	1,8	2,8	2,7	2,4	2,5	5±2,5	3,1
Dy	5,9	6,6	4	3,6	3,6	5,7	5,1	5	4,9	5,8±1,2	5,4
Yb	3,2	3,1	2,2	2,5	2,4	2,9	2,6	2,8	2,7	2,3±0,9	1,8
ΣREE	252	296	122	216	154	227	179	222	208	331	266

10. Táblázat folytatás

Mintavételi hely Közettípus Mintaszám	Piroxénes, kaersutit tartalmú lamprofír Tarnica Komplexum - Orotva-, Tarnica-, Tászok- és Török-patak									alkáli lamprofír	
	ÁGK-6715	ÁGK-6765	ÁGK-7292	ÁGK-7296	ÁGK-7297	ÁGK-7300	ÁGK-7301	ÁGK-7302	DAM átlag	Rock, 1987 AL átlag	Rock, 1991 AL átlag
(La/Yb) _N	13,1	17,9	10,6	16,1	11,5	14,0	11,1	14,9			
La/Yb	18,1	24,8	14,5	22,4	15,8	19,3	15,4	21,1			
(Eu/Eu*)	0,68	0,61	0,54	0,65	0,62	0,65	0,65	0,63			
Zr/Nb	2,84	2,62	3,17	2,45	5,26	3,05	2,59	3,22	3,15	3,37	3,10
Zr/Hf	21,82	31,65	21,00	44,23	39,78	31,85	22,66	32,19	30,65	49,14	45,36
Y/Nb	0,28	0,23	0,28	0,18	0,25	0,25	0,29	0,21	0,24	0,33	0,31
K/Nb	175	162	370	208	275	198	429	192			
Ti/V	92,4	103,0	82,7	79,0	89,5	94,9	91,5	91,5	90,6		
La/Nb	0,62	0,66	0,60	0,60	0,56	0,58	0,58	0,56			
Ba/Nb	4,75	5,41	11,26	19,32	11,49	6,41	8,99	5,69			
Ba/La	7,62	8,22	18,66	32,43	20,55	10,98	15,50	10,12			
Rb/Nb	1,58	1,96	3,47	1,83	2,56	1,73	3,12	1,77			

10. Táblázat folytatás

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám	Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír							mészalkáli lamprofír	
	Nagyág-patak		Török-patak		Fülöp-p.	DAM	Rock, 1987	Rock, 1991	
	ÁGK-7286	ÁGK-7287	ÁGK-7289	ÁGK-7290	ÁGK-7320	ÁGK-7351	II.átlag	CAL átlag	CAL átlag
Főelemek (t%)									
SiO ₂	48,39	50,80	44,35	43,32	47,84	44,79	46,58	51,5 ± 4,0	51,0
Al ₂ O ₃	18,2	16,67	15,42	14,82	16,4	15,64	16,19	14,0 ± 2,3	14,0
TiO ₂	2,68	2,85	3,42	3,45	2,78	3,77	3,16	1,3 ± 0,6	1,1
Fe ₂ O ₃	1,84	1,78	2,61	2,57	2,07	2,49	2,23	3,7 ± 2,3	8,2
FeO	6,98	6,52	10,24	9,98	8,06	9,28	8,51	4,9 ± 1,8	
MgO	3,79	5,37	5,91	6,01	4,54	6,41	5,34	6,9 ± 2,6	7,0
MnO	0,27	0,18	0,26	0,25	0,15	0,19	0,22	0,15 ± 0,14	0,13
CaO	7,53	6,83	7,68	9,49	7,38	9,56	8,08	6,6 ± 2,2	7,0
Na ₂ O	4,12	5,35	2,92	3,45	3,92	3,24	3,83	2,7 ± 1,0	2,7
K ₂ O	3,52	1,63	3,29	1,89	2,00	2,59	2,49	3,8 ± 2,0	3,1
Total	98,08	98,71	97,25	96,35	96,05	99,01	97,58	95,55	94,2
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	2,38	2,39	2,48	2,78	2,77	2,68	2,58	2,15	2,41
(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃	0,42	0,42	0,40	0,36	0,36	0,37	0,39	0,46	0,41
CIPW normák									
or	21,34	9,85	20,25	11,74	12,44	15,7	15,22		
ab	18,25	35,81	10,56	11,64	29,86	9,22	19,22		
an	21,32	16,78	19,98	20,25	22,3	20,73	20,23		
ne	9,5	5,62	8,2	10,29	2,7	10,16	7,75		
Di wo	7,13	7,38	8,22	12,2	6,77	11,57	8,88		
Di en	3,87	4,74	4,46	6,77	3,68	6,98	5,08		
Di fs	3,01	2,15	3,46	4,94	2,84	3,96	3,39		
cpx	14,0	14,3	16,1	23,9	13,3	22,5	17,4		
Ol fo	4,09	6,34	7,64	6,31	5,78	6,57	6,12		
Ol fa	3,52	3,17	6,54	5,07	4,92	4,11	4,56		
ol	7,6	9,5	14,2	11,4	10,7	10,7	10,7		
mt	2,74	2,64	3,94	3,91	3,16	3,68	3,35		
il	5,23	5,53	6,76	6,88	5,55	7,33	6,21		
mg#	49,1	59,6	50,7	51,8	50,1	55,2	52,7	69,7 ± 11,1	75,0
D.I.	49,1	51,3	39,0	33,7	45,0	35,1	42,2		
S.I.	18,0	25,2	22,6	24,0	21,1	25,6	22,8		

10. Táblázat folytatás

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám	Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofir							mészalkáli lamprofir	
	Nagyág-patak		Török-patak		Fülöp-p.	DAM	Rock, 1987	Rock, 1991	
	ÁGK-7286	ÁGK-7287	ÁGK-7289	ÁGK-7290	ÁGK-7320	ÁGK-7351	II.átlag	CAL-átlag	CAL-átlag
Nyomelemek (ppm)									
Be	4,9	5,2	3,3	2,2	1,3	1,6	3,1	7 ± 4	3,5
Sc	7,1	9	12,3	13,4	10,4	16,3	11,4	20 ± 7	20
V	143	155	214	208	173	249	190	167 ± 49	170
Cr	4,1	57,7	50,7	53,1	17,6	42,4	37,6	462 ± 261	370
Co	22,4	28,2	32,3	32,3	29,9	37,2	30,4	35 ± 13	36
Ni	11,6	39,5	42,8	49,7	36,1	51,9	38,6	186 ± 114	150
Cu	17	21,8	17,4	24,6	38,6	35,1	25,8	52 ± 46	43
Zn	198	145	137	124	101	126	139	82 ± 44	88
Sr	898	1047	725	875	723	873	857	896 ± 835	715
Ba	325	377	816	680	492	851	590	1900 ± 1467	1050
Rb	499	279	437	186	206	173	297	124 ± 123	70
Zr	539	357	306	277	200	302	330	276 ± 206	190
Nb	120	125	108	106	65	112	106	18 ± 18	13
Y	24,1	27	27,3	27	18,3	26,4	25,0	25 ± 9	23
Hf	11,8	10	10,7	9,2	7,5	10,3	9,9	10 ± 6	5,2
Mo	-	11	2,8	3,4	1,8	2,7	4,34	—	2,0
S	118	86	87	164	82	254	132	—	—
La	75	69	74	72	43	63	66	113±66	53
Ce	135	127	134	130	80	123	121,5	216±122	110
Nd	40	48	56	54	32	50	46,7	122±55	56
Sm	8	9,7	12	11	6,8	11	9,8	20±10	10,5
Eu	1,9	2,6	3,3	3,3	2,3	3	2,7	4,5±1,8	3,1
Dy	5,6	5,4	6,7	6,5	4,7	6,1	5,8	4,7±1,9	3,7
Yb	2,9	2,9	3,1	3,2	2,4	3,3	3,0	1,9±0,7	1,8
ΣREE	268	265	289	280	171	259	255	482	238

10. Táblázat folytatás

Kőzettípus Mintavételi hely Mintaszám	Piroxénmentes, magneziohastingsit tartalmú lamprofír						mészalkáli lamprofír	
	Nagyág-patak		Török-patak		Fülöp-p.	DAM	Rock, 1987	Rock, 1991
	ÁGK-7286	ÁGK-7287	ÁGK-7289	ÁGK-7290	ÁGK-7320	ÁGK-7351	II.átlag	CAL-átlag
(La/Yb) _N	18,31	17,47	17,06	16,02	12,8	13,7		
La/Yb	25,86	23,79	23,87	22,5	17,92	19,09		
(Eu/Eu*)	0,54	0,66	0,63	0,67	0,66	0,62		
Zr/Nb	4,49	2,86	2,83	2,61	3,08	2,70		
Zr/Hf	45,68	35,70	28,60	30,11	26,67	29,32		
Y/Nb	0,20	0,22	0,25	0,25	0,28	0,24		
K/Nb	243	108	253	148	255	192		
Ti/V	112,4	110,2	95,8	99,4	96,3	90,8		
La/Nb	0,63	0,55	0,69	0,68	0,66	0,56		
Ba/Nb	2,71	3,02	7,56	6,42	7,57	7,60		
Ba/La	4,33	5,46	11,03	9,44	11,44	13,51		
Rb/Nb	4,16	2,23	4,05	1,75	3,17	1,54		

11. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjainak Rb-Sr izotóp összetétele

Minta	Kőzettípus	Mintavételi hely	Rb (ppm) ¹	Sr (ppm) ¹	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ¹	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ _m ² (mért)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (iniciális)	ε _{Sr} ³ (jelenkori)	ε _{Sr} ³ (iniciális)	T _{UR} ³ (Ga)
6745	Hornblendit	Tarnica Kompl.	199	633	0,9092	0,04010 ± 15	0,70142	-7,0	-40,3	-0,04
6766	Szienit	Tászok-patak	197	566	1,0066	0,704181 ± 26	0,70131	-4,5	-41,8	-0,02
7287	Mg-hst lamprofír	Nagyág-patak	278	1047	0,7706	0,703673 ± 27	0,70148	-11,7	-39,5	-0,08
7351	Mg-hst lamprofír	Fülöp-patak	173	873	0,5731	0,703714 ± 12	0,70208	-11,2	-31,0	-0,11
6765	Kaers. lamprofír	Török-patak	229	931	0,7113	0,703512 ± 17	0,70148	-14,0	-39,4	-0,11
7300	Kaers. lamprofír	Orotva-patak	166	1117	0,4294	0,703337 ± 19	0,70211	-16,5	-30,5	-0,24

1) A Rb és Sr koncentráció, illetve a ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr arány meghatározása a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszéken mért ICP-MS mérésből származik.

2) A ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr értékek Rb interferenciára korrigáltak és ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194-re normalizáltak. Az NBS SRM 987 Sr standard egy mérés alatt ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,710236 ± 24 (2σ_m) volt.

3) ε_{Sr} értékek és T_{UR} Sr model korok McCulloch és Chappell (1982) alapján: jelenkori ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr köpeny arány = 0,0827; jelenkori ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr köpeny arány = 0,7045. Az iniciális értékek 200 millió évre kalkuláltak.

12. Táblázat A Ditrói Alkáli Masszívum magmás kőzeteinek Sm-Nd izotóp összetétele

Minta	Kőzettípus	Mintavételi hely	Sm (ppm) ¹	Nd (ppm) ¹	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ¹	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ _m ² (mért)	ε _{Nd} ³ (jelenkori)	ε _{Nd} ³ (iniciális)	T _{CHUR} ⁴ (Ga)	T _{DM} ⁵ (Ga)
6745	Hornblendit	Tarnica–Kompl.	11,6	60,3	0,1172	0,512791 ± 5	3,0	5,0	-0,29	0,42
6766	Szienit	Tászok-patak	7,08	46,4	0,0923	0,512720 ± 26	1,6	4,3	-0,12	0,43
7287	Mg-hst lamprofír	Nagyág-patak	10,8	61,4	0,1063	0,512786 ± 7	2,9	5,2	-0,25	0,39
7351	Mg-hst lamprofír	Fülöp-patak	11,8	64,8	0,1103	0,512729 ± 22	1,8	4,0	-0,16	0,48
6765	Kaers. lamprofír	Török-patak	13,1	75,6	0,1049	0,512832 ± 30	3,8	6,1	-0,32	0,32
7300	Kaers. lamprofír	Tarnica	9,90	53,4	0,1121	0,512773 ± 5	2,6	4,8	-0,24	0,43

1) A Sm- és Nd-tartalom, illetve a ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd arány az izotóp oldat analíziséből származik ¹⁴⁷Sm-¹⁵⁰Nd-mal kombinálva. A ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd arány becslült analitikai bizonytalansága ±0,5 %

2) A ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd értékek Sm interferenciára korrigáltak és ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219-re normalizáltak. A LaJolla Nd-standard egy mérés alatt ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,511859 ± 11 (2σ_m) volt

3) A jelenkori és az iniciális ε_{Nd} értékek (200 millió évnél), Jacobsen és Wasserburg (1984) alapján: jelenkori kondrit ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd arány 0,1967; jelenkori kondrit ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd arány 0,512638

4) Az átlagos kondrit rezervoárra (chondritic uniform reservoir – CHUR) kalkulált modell kor Jacobsen és Wasserburg (1984) alapján

5) A kimerült köpenyre (DM) kalkulált modell kor DePaolo (1981) alapján