

**MEZOSZÓOS ALKÁLI MAGMATIZMUS A KÁRPÁT RÉGIÓBAN: A DITRÓI ALKÁLI  
MASSZÍVUM PETROGENEZISE**  
**(Mesozoic alkaline magmatism in Carpathian region: petrogenesis of the  
Ditró Alkaline Massif)**

**Zárójelentés**

**OTKA 46736**

**Dr. Pál-Molnár Elemér**

**2008**

## TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS .....	4
2. A KUTATÁS ELŐZMÉNYEI, CÉLKITŰZÉSEI .....	4
3. ALKALMAZOTT VIZSGÁLATI MÓDSZEREK .....	7
3.1. Terepi munkák .....	7
3.2. Laboratóriumi munkák .....	9
4. KÖZETTAN .....	11
4.1. A Tarnica Komplexum közettana .....	11
4.1.1. Nevezéktani besorolás .....	11
4.1.2. Peridotitok és gabbroidok csoportja .....	14
4.1.3. A dioritok csoportja .....	16
4.2. Gránitok .....	20
4.3. Nefelinszienitek .....	21
4.4. Szienitek .....	21
4.5. Monzonitok .....	22
4.6. Lamprofirok .....	22
5. A DAM SZERKEZETI- ÉS KOR-ADATAI .....	24
6. ÁSVÁNYKÉMIA .....	29
6.1. Tarnica Komplexum .....	29
6.1.1. Piroxének .....	29
6.1.2. Amfibolok .....	30
6.1.3. Olivin .....	31
6.1.4. Biotitok .....	32
6.1.5. Földpátok .....	32
6.1.6. Titanit .....	32
6.1.7. Egyéb ásványok .....	33
6.2. Lamprofirok .....	33
6.2.1. Piroxének .....	33
6.2.2. Amfibolok .....	33
6.2.3. Csillámok .....	34
6.2.4. Földpátok .....	34
6.3. Nefelinszienitek .....	35
6.3.1. Földpátok .....	35
6.3.2. Nefelin .....	35
6.3.3. Amfibol .....	36
6.3.4. Biotit .....	36
6.3.5. Piroxén .....	36
6.3.6. Akcesszóriák .....	37
6.3.7. Másodlagos ásványok .....	37
7. CIRKONMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATOK .....	37
8. GEOKÉMIA .....	39
8.1. A granitoidok főelem geokémiai vizsgálata .....	56
8.2. A granitoidok nyomelem geokémiai vizsgálata .....	56
8.3. A lamprofirok geokémiája .....	59
8.3. Izotóp geokémia .....	64

9. FOLYADÉKZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK .....	67
10. PETROGENETIKA .....	68
11. TOVÁBBI FONTOS KUTATÁSI IRÁNYOK, TERVEK .....	73
IRODALOMJEGYZÉK .....	76

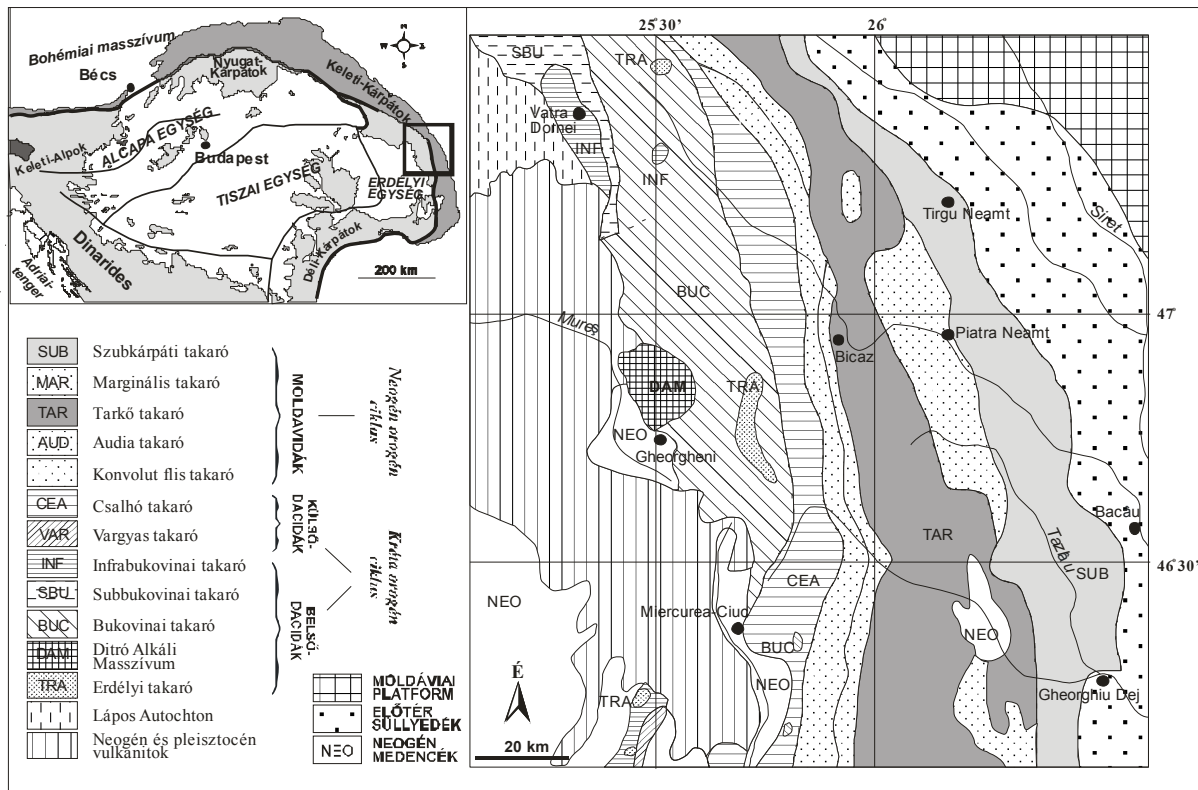
## **1. BEVEZETÉS**

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] első, 1833-as irodalmi említése óta (Lilienbach, 1833) az európai geológusok, petrográfusok érdeklődésének középpontjában áll. Az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásai (Pál-Molnár, 1994), a térség politikai hovatartozásától függetlenül, alapvetően határozták meg a hazai és főleg a nemzetközi magmás petrográfia nevezéktanának kialakulását. Ezt a kutatási folyamatot olyan hazai és nemzetközi geológusok neve fémjelzi, mint Herbach Ferenc, Fellner Alajos, Koch Antal, Szádeczky Gyula, Mauritz Béla, Vendl Miklós, Földvári Aladár, Pantó Gábor, Alexandru Codarcea, Emil Constantinescu, Brian Upton, Godfrey Fitton és Albert Streckeisen.

A DAM a Gyergyói-havasok (Munții Ghiurghiului) D-i, DNy-i részét képezi. Felszínén látható részének átmérője ÉNy-DK irányban 19 km, DNy-ÉK irányban 14 km. Területe, a határvonalakkal együtt kb. 225 km<sup>2</sup>. A DAM a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter mészkáliai vulkáni övtől K-re, a Bukovinai takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (1. ábra). A masszívumot részben a vulkáni ív andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben a Gyergyói-, és az Orotvai-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 (Tulghes) (Putna takaró), Mândra és Bretila (Răró/Rarău takaró) érintkezik.

## **2. A KUTATÁS ELŐZMÉNYEI, CÉLKITŰZÉSEI**

A DAM részletes kutatástörténetét, tekintettel a nagy mennyiségű információs adatra, időszakokra osztva és a kutatási módszerek függvényében, 1994-ben foglaltam össze (Pál-Molnár, 1994a). Az 1800-as évek második felének magyar geológusai (Herbach, Koch és mások) leíró, ásvány-kőzettani munkáikkal megalapozták a további kutatások tudományos háttérét. A masszívum a XX. század első felében Európa egyik legjobban megkutatott és egyben legvitatottabb földtani képződménye volt. Ismertségét főleg A. Streckeisen svájci petrológus munkáinak köszönheti, de Mauritz Béla és Földvári Aladár nagyszabású ásványtani és kőzettani munkái is nagymértékben hozzájárultak a masszívum megismeréséhez. 1946 és 1992 között a magyar földtani szakirodalomban, a masszívummal kapcsolatosan egyetlen tudományos cikk sem látott napvilágot. Az 1994-es összefoglaló és szintetizáló munka célja a DAM petrológiai és petrogenetikai fontosságának a hangsúlyozása és a figyelemfelkeltés volt.

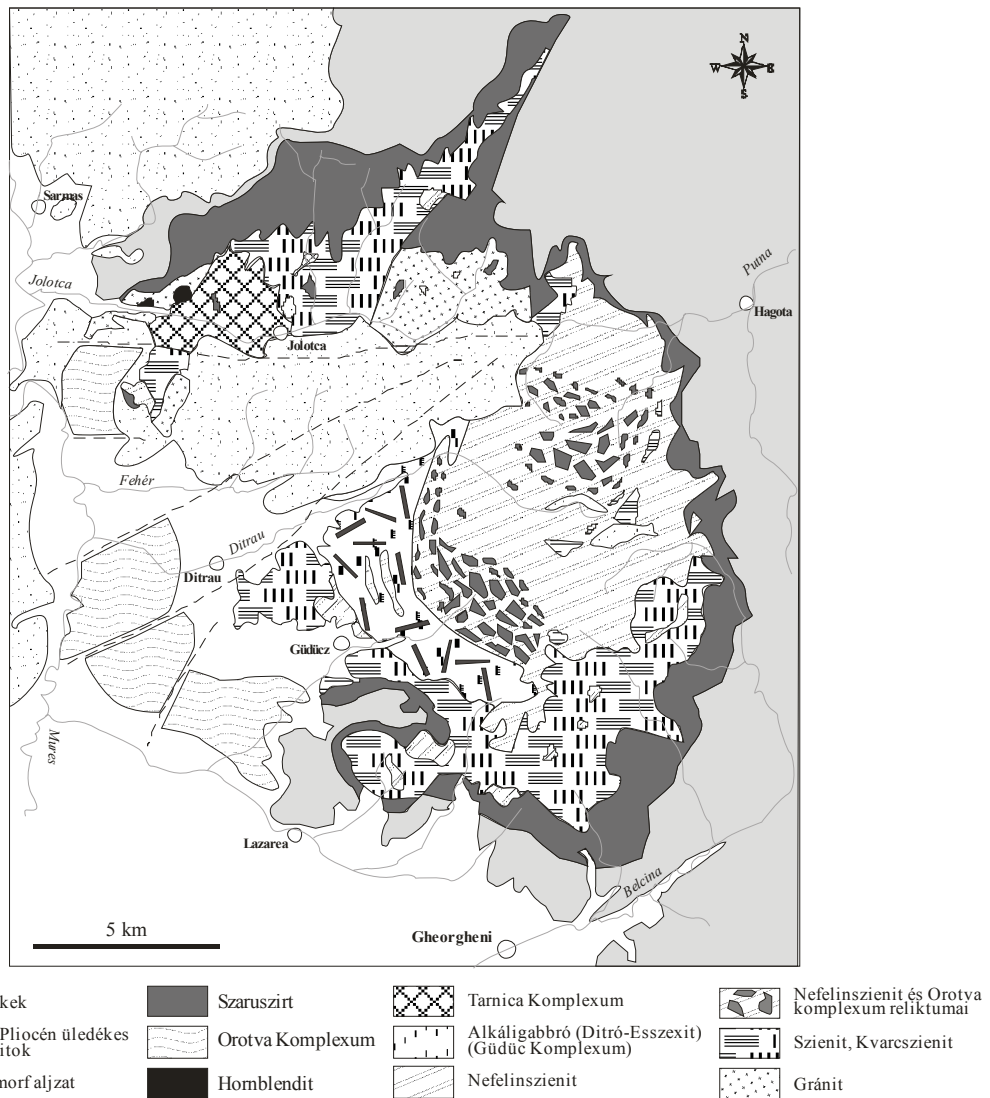


1. ábra A Keleti-Kárpátok vázlatos szerkezeti térképe és a DAM földrajzi elhelyezkedése (SÂNDELESCU et al., 1981 után)

A masszívum petrográfiailag nagyon változatos. Több magmás kőzettípus és a hazai, valamint a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott (ma már ugyan az IUGS által nem javasolt) magmás kőzetnév (ditróit, orotvit, ditró-essexit) locus typicus.

A masszívumban felszínre bukkanó nagyszámú kőzettípus (ultrabázitok, gabbrók, dioritok, monzonitok, szienitek, nefelinszienitek, gránitok, lamprofirok, stb.) (2. ábra) és ezen kőzettípusok bonyolult terepi kapcsolata a kutatásokat nehezen mozdította ki a leíró kőzetan jól ismert metodikájából. Ennek következtében az elmúlt 150 évben, masszívum szerkezetét és petrogenézisét illetően kevés értékelhető, megalapozott tanulmány látott napvilágot.

Végigtanulmányozva a legfontosabb genetikai hipotéziseket (Streckeisen, 1931, 1938, 1952, 1954, 1960; Ianovici, 1938; Codarcea et al., 1957; Streckeisen, Hunziker, 1974; Anastasiu, Constantinescu, 1979) szembevetve, hogy mindegyik elmélet alapvető és egyben legnehezebb kérdése a DAM északi részén felszínre bukkanó ultrabázikus test helyének megtalálása a masszívum kőzeteinek keletkezési folyamatában volt. Az 1990-es évek kutatásai (Dallmeyer et al., 1997; Kräutner, Bindea, 1998; Kovács, Pál-Molnár, 1998; Pál-Molnár, 1992, 1994b,c, 1995, 1997, 1998, 2000) elsősorban a masszívum keletkezési viszonyait, keletkezési korát és az ultrabázikus, illetve bázikus kőzetek petrológiáját érintették.



**2. ábra** A DAM egyszerűsített földtani térképe

1995-ben (Pál-Molnár, Árva-Sós) az addig általánosan elfogadott elméletet, miszerint a DAM a jurában keletkezett (Streckeisen, Hunziker, 1974; Jakab et al., 1987) átértékeltek. Az egyes kőzetek ásványfrakcióinak több mint 30 db. K-Ar koradata alapján először sikerült kimutatni, hogy a masszívum egy nagyon hosszú (középső triász – alsó kréta), kétfázisú (középső triász – alsó jura, középső jura – alsó kréta) magmás folyamat eredménye. A fenti mérési adatokat 2 db. Ar-Ar koradattal kiegészítve Dallmeyer et al. (1997) megerősítették az ultrabázikus kőzetek középső triász korát, Kräutner és Bindea (1998) pedig újra kihangsúlyozták a DAM hosszú, és többfázisú magmás aktivitását, amely aktivitás a triászban, a Tethys kinyílásával kezdődött a Getida-Bukoviai mikrolemeznek az eurázsiai szegélytől való leválásával.

1987-1989, valamint 1993-1996 között elkészült a DAM északi részének (a Csibi Jakob-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 et al. (1978), vagy később, a részletes térkép hiányában Morogan et al. (2000) gondolták). Így a DAM mind keletkezési idejét, mind szerkezetét - és az ezen szerkezeteket létrehozó genetikai elméleteket - illetően új megvilágításba került.

A fentiek tükrében a 46736 számú OTKA projekt célja a DAM új petrogenetikai értelmezése volt, modern, megbízható szerkezeti (terepi), ásványtani, petrográfiai, geokémiai adatok figyelembe vételével.

A zárójelentésben, annak terjedelmi korlátai miatt (5MB), nagyon sok fénykép, ábra és táblázat nem került bemutatásra. A szövegben igyekeztünk úgy fogalmazni, hogy ennek hiánya ne okozzon értelmezési problémákat.

### **3. ALKALMAZOTT VIZSGÁLATI MÓDSZEREK**

#### **3.1. Terepi munkák**

A 225 km<sup>2</sup>-en felszínre bukkanó DAM-ból mintagyűjtés céljából azt a területet választottuk ki, ahol a masszívum legtöbb kőzettípusának természetes feltárása található. Ez a terület a DAM északi része, az Orotva-patak medencéjétől északra eső terület, volt. Folytattuk, az 1996-ban részben lezárt a terepi felvételezést (1:5000-es méretarányban) a Tászok-pataktól északi irányba, a Nagyg-patakig. Így sikerült befejezni az Orotva-patak medencéjétől északra található terület (a DAM É-i része) digitalizált, 1:5000-es méretarányú földtani térképét (3. ábra). Ezzel a térképezési munkával párhuzamosan - többszöri adategyeztető, terepi felvételező bejárással – elkészült a DAM teljes területének 1:50000 és 1:5000 méretarányú digitális földtani térképe is.

Az utóbbi években a területen folyó intenzív rekultivációs tevékenység kapcsán a legtöbb természetes feltárás eltűnt, így e rekultivációs munkákkal párhuzamosan leletmentő munkát is végeztünk. A kőzettani vizsgálatokhoz szükséges mintamennyiség többszörösét (több száz minta) gyűjtöttük be, és előkészítettünk néhány kőzettani tanösvényt is.





### **3.2. Laboratóriumi munkák**

#### ***Mikroszkópia***

A kőzetrendszertani, szöveti, mikroszöveti vizsgálatokat az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végezzük.

#### ***Mikroszonda elemzések***

Ultrabázitok, gabbrók, dioritok ásványfázisai (olivin, piroxén, amfibol, biotit, földpátok, akcesszóriák) – több mint 900 db. elemzés - Svájc, Berni Egyetem, Cameca SX-50 típusú elektronmikroszonda (hullámhossz diszperzív, 15 kV gerjesztési feszültségű, 20 nA áramerősségű; természetes ásvány standardok).

Nefelinszienitek (földpátpótlók, földpátok, alkáli piroxének, akcesszóriák) – 150 mérés; szienitek (földpátok, mafikus elegyrészek) – 120 mérés – Ausztria, Grazi Tudományegyetem, Ásványtani és Kőzettani Tanszék, JeolJSM-6310 mikroszonda (15 kV gyorsítófeszültség, 10 nA áramerősség; a spektrumokat Oxford-Isis szoftverrel értékeltük)

Lamprofirok (földpátok, földpátpótlók, biotit, amfibolok, piroxének, klorit, titanit, epidot, szericit, kalcit, oxidok) – 113 mérés – Svédország, Uppsalai Egyetem, Geológiai Tanszék, Cameca SX-50 típusú mikroszonda (15 nA; 20 kV).

#### ***Fő- és nyomelem összetétel meghatározás***

A főelem geokémiai elemzések a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén készültek Finnigan MAT Element tömeg spektrométerrel (HR-ICP-MS).

A nyomelem geokémiai és ritkaföldfém elemzések szintén a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén készültek Varian Vista AX típusú műszerrel (ICP-AES).

Mérési adatok: ultrabázitok, gabbrók – 15 db. elemzés; dioritok – 15 db. elemzés; nefelinszienitek – 15 db. elemzés; szienitek – 17 db. elemzés; monzonitok – 8 db. elemzés; gránitok – 15 db. elemzés; lamprofirok – 26 db. elemzés.

#### ***Rb-Sr, Sm-Nd izotóp geokémiai elemzések***

A 12 db. Rb-Sr, Sm-Nd izotóp geokémiai elemzést a Stockholmi Természettudományi Múzeum Izotóp Geológiai Laboratóriumában végeztük Finnigan MAT-261 termál ionizációs tömeg spektrométerrel (TIMS).

#### ***Cirkon szeparálás, cirkonmorfológiai vizsgálatok***

A cirkon szeparálásra, illetve a cirkonmorfológiai vizsgálatokra az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén kerül sor (a 0,25-0,063 mm szemcsetartományú frakciót nehézfolyadékos szeparálással (bromofórmában) két frakcióra bontottunk; a nehéz frakciót alkohollal átmostuk és megszáritottuk, majd Frantz Isodynamic típusú mágneses szeparátorban 0,2 A áramerősség értékkel növelt lépésekben további ásványfrakciókra

bontottunk; végül a legkevésbé mágneses szeparátumot metilén-jodid oldatban szétválasztottuk), a cirkonpopulációk morfológiai típusba sorolását fénymikroszkóppal, illetve SEM vizsgálatokkal végezzük.

### ***Fluidzárvány és mikrotermometriai vizsgálatok***

A fluidumzárvány petrográfia és a mikrotermometria, nefelinszienitből készített mindkét oldalukon polírozott vastag (80-120  $\mu\text{m}$ ) csiszolatokon készültek. A mikrotermometriai vizsgálatokat egy Linkam THMSG 600-as hűthető-fűthető tárgyasztal valamint egy USGS típusú gáz-áramoltatású tárgyasztal segítségével végeztük (Fluids Research Laboratory, Department of Geosciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, USA). Mindkét tárgyasztal kalibrálásához szintetikus fluidumzárvány standardokat (Sterner and Bodnar, 1984) használtunk. A vizsgálathoz a fluidumzárvány-együtteseket legjobban reprezentáló zárványokat választottuk ki (Goldstein and Reynolds, 1994). A befoglaló ásványok kiváló hasadási tulajdonságai miatt a zárványvizsgálat hűtéssel kezdődött, majd ezt követte a felfűtési fázis.

### ***Raman spektroszkópia***

Az analíziseket egy elektronikusan hűtött CCD detektorral felszerelt Jobin Yvon Horiba HR800 LabRAM Raman mikrospektroszkóppal végeztük (Fluids Research Laboratory, Department of Geosciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, USA). A spektrumokat konfokális üzemmódban 514, 57 nm (zöld) hullámhosszú Ar-ion lézerrel vettük fel, 150  $\mu\text{m}$  rekesznyílás mellett. A lézer fókuszálása egy Olympus UPLAPO 60x nagyítású objektívvel történt. (munkatávolság: 0,2 mm; numerikus apertúra: 0,9; Adar et al., 2004). A felvételi idők 30 és 60 másodperc között változtak, de néhány gyenge jel esetén a 10 percet is elérték. A mintákat úgy orientáltuk, hogy maximális intenzitású spektrumot adjanak a legfontosabb csúcsokra, a lézerfény polarizáltsága miatt ugyanis kristálytani irányoktól függően lényeges eltérések adódhatnak a kapott spektrumban.

### ***Kormeghatározás***

A K/Ar kormeghatározásra több mint 100 mintából válogattuk ki azokat a kőzeteket, amelyek a legkevésbé voltak bomlottak. A vizsgálatok az MTA Atommagkutató Intézetében (Debrecen) történtek. A kormeghatározáshoz szeparált ásványfrakciókat használtunk. A rendelkezésre álló mintákból elsősorban biotitot, amfibolt, földpátot és földpátpótlót nyertünk ki. Egy kőzetből, ha azt a kőzetminta állapota lehetővé tette több ásványfrakciót is szeparáltunk. Méréseink ellenőrzésére az Asia-1/65 szovjet, a GL-O francia, az LP-6 amerikai és a HD-B1 német standardot használtuk. A koradatok mellett megadott hibaértékek csak az analitikai hibát tartalmazzák (standard deviáció), mivel a földtani hibák (argonvesztés,

többlettel argon stb.) felderítésére egyetlen minta vizsgálatakor nincs lehetőség. A mérőberendezések, a mérés módszertani leírása és a kalibráció Balogh Kad, (1985), illetve Odin et al. (1982) munkájában található meg.

## **4. KŐZETTAN**

### **4.1. A Tarnica Komplexum kőzettana**

#### **4.1.1. Nevezéktani besorolás**

A szienitmasszívum É-i, ÉNy-i részén az Orotva-pataktól É-ra a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak között az ultrabázikus és neutrális kőzetek vannak túlsúlyban (3. ábra). Codarcea et al. (1957) az Orotva völgyében Ny-ról K felé haladva ezeket a kőzeteket négy kőzetkomplexumba sorolta: (1) Diorit-hornblendit Kőzetek Komplexuma, (2) Szienitoid Kőzetek Komplexuma, (3) Gránitoid Kőzetek Komplexuma, (4) Telérkőzetek Komplexuma. Véleményük szerint a felszínen látható kőzet egy mélységi, anatektikus eredetű diapir migmatikus fedője. 1979-ben Anastasiu et al. a masszívumot kőzetasszociációk alapján két szektorra osztották: (I) Orotva-Putna Szektor (a masszívum É-i része) és (II) Ditró völgye-Güdüc-Békény Szektor (a masszívum központi és D-i része). Az Orotva-Putna Szektor kőzetein belül öt kőzetkomplexumot különböztettek meg: (1) Ultramafitok és Mafitok Komplexuma, (2) Dioritok Komplexuma, (3) Monzonitok és Szienitek Komplexuma, (4) Gránitoidok Komplexuma, (5) Foid Kőzetek Komplexuma. Véleményük szerint a kőzetek többfázisos, többállomásos magmaintrúzió eredményei.

Az Ultramafitok és Mafitok Komplexumába a legtöbb kutató (Anastasiu et al., 1979; Zólya et al., 1985; Zólya, 1986; Pál Molnár, 1988) a hornblenditeket és az ultrabázikusként értelmezett meladioritokat sorolta. Pontos ásvány-kőzettani vizsgálatok során kitűnt, hogy ultramafikus kőzetek közé az IUGS szabványok szerint (Le Maitre, 1989) csak a hornblenditeket sorolhatjuk (Pál Molnár, 1992). Értelemszerűen a meladioritokat petrográfiaileg át kell sorolni a dioritok közé, míg az alkáligabbrók és gabbrók külön tárgyalást kívánnak.

Azonban nem célszerű sem kőzettanilag, sem genetikailag a hornblendit-gabbró-diorit típusú kőzetek külön-külön komplexumokba való besorolása. A földtani térképről (3. ábra) egyértelműen kitűnik, hogy ezek a kőzetek térben mindig egymás szomszédságában, egymással összefogazódva vagy egymás közti fokozatos átmenetben jelennek meg. Tehát egy bonyolult felépítésű és tektonikájú litosztratigráfiai egységről van szó. Nagyon ritka a tiszta hornblendit, vagy a tiszta gabbró, illetve diorit. Szigorúan petrográfiai értelemben a kőzettípusok elkülöníthetőek, de ez csak a kis rész kiemelése az egységes egészből. Ezek a kőzetek egy

egységes folyamat eredményei. Éppen ezért ezeket a kőzettípusokat egy kőzetkomplexumba soroltam (amely kőzetkomplexum nemcsak petrográfiai, hanem petrológiai értelemben is jobban fedí a valóságot) **Tarnica Komplexum** néven (A hornblenditek, gabbrók és dioritok egyik legismertebb előfordulási helye az Alsó-, és Felső Tarnica-patak környéke).

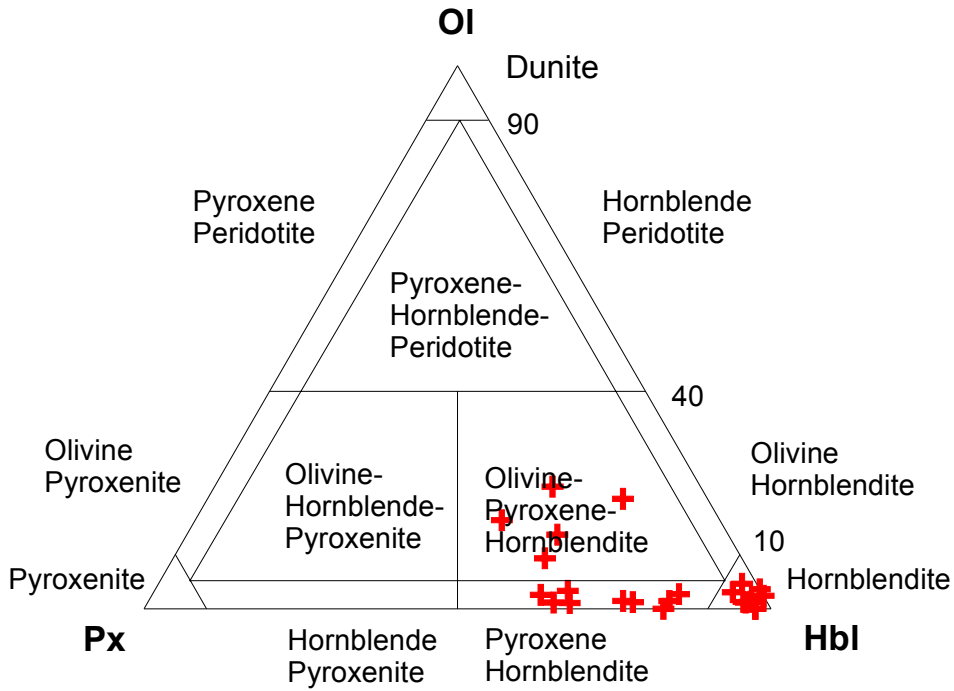
A Tarnica Komplexum kőzeteinek reprezentatív modális ásványos összetételét az 1. táblázat és a 4., 5. ábrák tartalmazzák.

### 1. táblázat

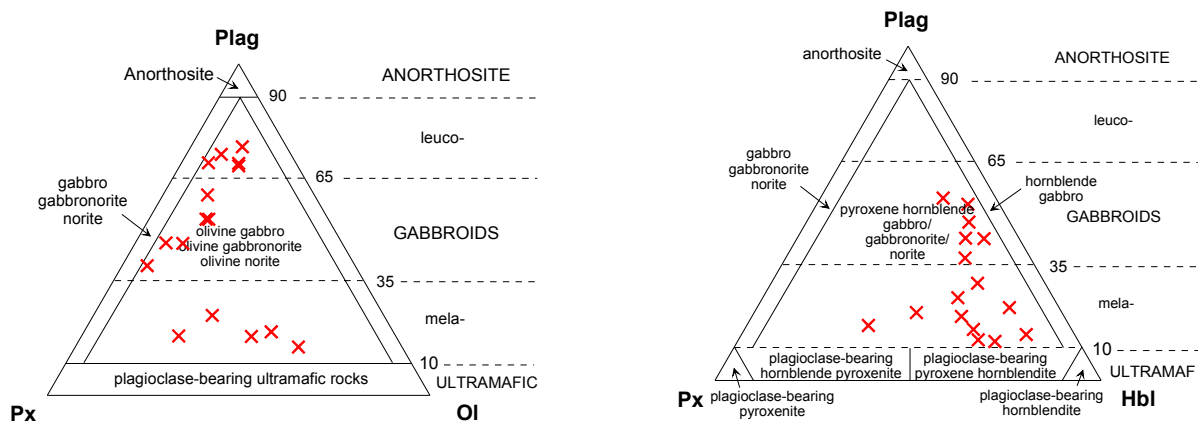
*A Tarnica komplexum kőzeteinek reprezentatív modális ásványos összetétele*

Ásványok		Amfibol	Plag.	Ortoklász	Biotit (± klorit)	Olivin	Piroxén	Szericit	Titanit	Apatit	Epidot	Karb.	Opak ásv.	Σ	M
<b>Kőzetek</b>															
Irányított szövetű hornblenditek	1	76	8	1	3	1	2	1	2	2	0	0	4	100	91
	2	83	4	0	3	1	3	0	4	0	0	0	2	100	96
	3	79	4	0	4	0	2	1	7	1	0	0	2	100	96
	4	78	6	2	5	0	2	0	4	1	0	0	2	100	92
	5	82	2	0	3	2	0	0	2	5	0	0	4	100	98
Irányítatlan szövetű hornblenditek	1	81	6	0	5	4	2	0	0	0	0	0	2	100	94
	2	76	3	0	0	1	3	0	9	5	0	0	3	100	97
	3	73	8	0	8	1	2	4	0	0	0	0	4	100	92
	4	61	6	0	10	2	3	2	6	5	0	2	3	100	94
	5	81	3	0	1	3	0	0	5	5	0	0	2	100	97
Olivin- piroxén hornblenditek	1	51	5	0	3	8	27	0	0	2	0	0	4	100	95
	2	45	5	0	2	15	32	0	0	0	0	0	1	100	95
	3	52	10	0	0	12	24	0	0	0	0	0	2	100	90
	4	48	9	0	0	20	21	0	0	1	0	0	1	100	91
	5	59	6	0	1	18	12	0	0	2	0	0	2	100	94
Plagioklász- piroxén hornblenditek	1	59	10	0	11	1	11	0	4	1	2	0	1	100	90
	2	58	9	0	10	0	12	2	5	0	2	0	2	100	91
	3	63	10	0	5	2	10	1	5	2	0	0	2	100	90
Piroxén-biotit hornblenditek	1	57	0	0	12	1	30	0	0	0	0	0	0	100	100
	2	49	0	0	21	2	28	0	0	0	0	0	0	100	100
	3	53	0	0	30	1	16	0	0	0	0	0	0	100	100
Piroxén hornblenditek	1	64	0	0	0	1	30	0	3	0	0	0	2	100	100
	2	60	0	0	0	3	28	0	6	2	0	0	1	100	100
	3	65	0	0	0	1	18	0	5	6	0	0	5	100	100
Pegmatoidos gabbrók	1	51	17	0	2	5	10	0	5	8	0	2	4	104	87
	2	59	11	0	0	3	10	0	5	10	0	0	2	100	89
	3	29	39	0	5	7	6	0	2	12	0	0	0	100	61
	4	32	28	0	8	6	6	1	8	10	0	1	0	100	72
	5	33	26	0	6	5	12	1	7	8	0	2	0	100	74
	6	32	36	0	5	8	8	1	7	11	0	0	0	108	72
	7	28	48	0	7	6	12	0	4	7	0	2	0	114	66
	8	41	40	0	5	4	13	0	2	9	0	0	0	114	74
Gabbrók	1	47	23	0	2	4	23	0	0	0	0	0	1	100	77
	2	51	18	0	1	3	25	0	0	0	0	0	2	100	82
	3	46	25	0	3	7	15	0	0	0	0	0	4	100	75
	4	40	7	4	3	28	13	0	0	0	0	0	5	100	89
	5	41	8	4	4	20	17	0	0	0	0	0	7	100	88
	6	35	9	6	4	23	15	0	0	0	0	0	8	100	85
	7	29	14	2	5	18	26	0	0	0	0	0	6	100	84
	8	23	12	4	2	17	38	0	0	0	0	0	4	100	84

Ásványok		Amfibol	Plag.	Ortoklász	Biotit (± klorit)	Olivin	Piroxén	Szericit	Titanit	Apatit	Epidot	Karb.	Opak ásv.	Σ	M
Kőzetek															
Dioritok	1	20	47	4	12	1	8	1	2	2	2	1	1	101	50
	2	15	57	2	8	1	5	3	2	4	1	2	1	101	42
	3	22	48	5	10	1	5	0	1	4	1	2	2	101	48



4. ábra A Tarnica Komplexum peridotitjainak osztályozása



5. ábra A Tarnica Komplexum gabbroid kőzeteinek osztályozása

#### **4.1.2. Peridotitok és gabbroidok csoportja**

Az orotvai peridotitokat és gabbrókat szövetük alapján két nagyobb csoportba sorolhatjuk: (I.) irányított szövetű peridotitok és gabbrók, (II.) irányítatlan szövetű peridotitok és gabbrók. Ásványos összetétel (1. táblázat) és szerkezeti jellemzők alapján a két nagyobb szöveti csoportba az alábbi kőzettípusok tartoznak:

##### **I. Irányított szövetű peridotitok és gabbrók:**

- mikrokristályos, irányított titanit tartalmú peridotitok és gabbrók,
- fanerokristályos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók biotittal,
- fanerokristályos, titanit és biotit mentes peridotitok és gabbrók.

##### **II. Irányítatlan szövetű peridotitok és gabbrók:**

- mikrokristályos, titanit és biotit mentes peridotitok és gabbrók,
- mikrokristályos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók biotittal,
- fanerokristályos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók,
- fanerokristályos, biotit tartalmú peridotitok és gabbrók,
- fanerokristályos, biotitos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók,
- fanerokristályos, titanit és biotit mentes peridotitok és gabbrók
- olivin-piroxén hornblenditek,
- plagioklászos-piroxénes hornblenditek,
- pegmatoidos hornblenditek és gabbrók.

#### ***I. Irányított szövetű peridotitok és gabbrók***

Ezeknél a kőzeteknél a hornblende prizmák és a titanit szigorú irányítottsága figyelhető meg. Szövetük az ásványok alakja szerint hipidiomorf-allotriomorf, kristályossági fok szerint holokristályos.

A kőzeteket nagyrészt hornblende alkotja, habitusa prizmás, oszlopos (szálas), pleokroizmusa világosbarna - vörösbarna vagy néha világosbarna - gyengén zöldes-sötétbarna vagy barnászöld. Poikilites módon magába zárhat apatitot is, de az esetek nagytöbbségében az apatit a melanokrata ásványok között fejlődött ki. A biotit csak hornblendével intim összenövésben jelentkezik, pleokroizmusa világosbarna - zöldcsíkos-sötétbarna (kloritosodás). Poikilites módon titanitot és apatitot zár magába. Nagyon gyakran a biotit lemezek elasztikusan deformáltak vagy összezuzottak. A biotit mindig valamilyen átalakult állapotban van. Az átalakulás végeredménye zöldes-kékes színű klorit. A biotit-klorit átmenetet mindig aprókristályos titanit megjelenése kíséri, amely a biotit hasadási síkjaiban vagy aggregátum formában jelenik meg.

A leukokrata ásványokat xenomorf földpátok képviselik. Poliszintetikus ikreik néha erősen hullámosak. A plagioklászok anortit tartalma általában 16-30%, de időnként az albit is megjelenik. A földpátok helyenként szericitesedtek, epidotosodtak vagy zoizitesedtek.

Nagyon kis mennyiségben az ortoklász is megjelenik. Néha megfigyelhető amint a plagioklász kristályokban ortoklász-mikroclin lemezkék válnak ki (antipertit).

A földpátpótlók nem jellemzőek ezekre a kőzetekre.

A titanit mindig kétgenerációs. Az első generációs titanit nagy, idiomorf, kiékelődő, levélboríték alakú, időnként toll formájú, sárgás-barnás színű. Pleokroós. Gyakran ikresedik. A nagy titanit kristályok idiomorf amfibol kristályokat zárhatnak magukba.

A második generációs titanit apró szemcsék formájában hornblendékben, de főleg azokban a biotitokban jelenik meg, amelyek átalakulási folyamatban vannak.

Az apatit igen gyakori ezekben a kőzetekben. Mindig idiomorf és az összes többi ásványban zárványként megtalálható.

A magnetit szabálytalan vagy lekerekített szemcsék formájában jelenik meg.

Az ásványok idiomorf foka, valamint az egymáshoz viszonyított helyzete alapján a következő kristályosodási sorrend valószínűsíthető: apatit, magnetit, első generációs titanit, hornblende, biotit, második generációs titanit, plagioklász.

Gyakran a hornblendékben epidot erecskék figyelhetők meg. Néha az epidot elárasztja az egész kőzetet szabálytalan fészkek formájában, vagy pedig a nagyobb ásványok közötti hézagokban. Erecskék formájában mikrogranuláris albit is megjelenik kalcit, klorit, epidot asszociációban. A 16-30%-os anortit tartalmú plagioklász és az albit egyidejű jelenléte kérdésessé teszi a kristályosodás idejét és körülményeit. Ezen ásványok közötti, valamint a más ásványokkal való térbeli viszony az albit másodlagos jellegét bizonyítja.

#### ***Olivin-piroxén hornblenditek***

Szövetük poikilites. Az erős pleokroizmusú amfibolokat nagyon gyakran szagenit-rácsok hálózák be. A piroxének ekvigranuláris kristályok formájában jelennek meg hornblende vagy biotit zárványként. Az olivin szintén a hornblenditek zárványaként jelenik meg, lekerekített, szabálytalan szemcsék formájában. Az esetek nagy többségében szerpentesedett. A plagioklászok idiomorfok, jól fejlettek és mindig hornblende veszi körül. Anortit tartalmuk 58%.

Az ásványok egymáshoz viszonyított helyzete, valamint idiomorf foka szerint a következő kristályosodási sorrendet állapítottam meg: apatit, magnetit, olivin, piroxén, plagioklász, hornblende és biotit.

#### ***Plagioklászos, piroxénes hornblenditek***

Szövetük az elegyrészek alakja szerint allotriomorf. Ez az alkotó ásványok zömének lekerekített, karélyos formájából adódik. Csak a földpátokkal körülvett zömök, prizmás piroxéneknek van idiomorf alakjuk.

A legjobban fejlett kristályok az amfobolok, világosbarna - sötétzöldes-barna pleokroizmussal. A hornblende kristályok peremi részein megjelenő zöldes elszíneződés az aktinolitoidosodás kezdetét jelzi. A hornblendék átluggatott képét a biotit, apatit, titanit, zárványok adják. Poikilitesen piroxéneket zárnak magukba.

A földpátok alakjukat tekintve xenomorfok, a melanokrata ásványok közti hézagterefogatot töltik ki. Néha poliszintetikus ikrek is megfigyelhetők, de általában ikerkristály nélküliek. Poikilitesen nagyon sok idiomorf, kis méretű, prizmás piroxént zárnak magukba.

A titanit jól fejlett, időnként enyhén mállott. A biotit szintén jól fejlett, hasadási síkjaiban megjelenik a második generációs titanit. Az apatit a melanokrata ásványok között xenomorf, belsejükben idiomorf. A magnetit vagy nagy, szabálytalan, apatittal átszőtt szemcsék formájában, vagy kis idiomorf kristályok formájában jelenik meg.

### ***Pegmatoidos hornblenditek (gabbrók)***

Makroszkóposan nagyon nagy amfibol, titanit és a melanokrata ásványok hézagterefogatát kitöltő földpát figyelhető meg. Szövetük az elegyrészek alakja szerint hipidiomorf granuláris.

A nagyon jól fejlett hornblende, titanit és biotit kristályok enyhén szericitisedett, poliszintetikus iker nélküli plagioklász masszába található. Helyenként kis kalcit mezők is megfigyelhetők. A biotit lemezekben gyakran zárványként megjelenik a rutil, tűs-szálás kristályok ikerhelyzetű hálózatában. Az apatit mindig a földpátokban található.

### ***II. Irányítatlan szövetű peridotitok és gabbrók***

Az amfibol kristályok a tér minden irányába irányítatlanul helyezkednek el. Ezekben az irányítatlan szövetű kőzetekben megkülönböztethetünk faneritikusabb változatú szöveteket - akár pegmatoid kifejlődéseket is - nagy, helyenként több centiméter nagyságú amfibol és titanit prizmákkal, vagy olyan változatokat, amelyekben a kristályok aprók, mikroszemcsések.

A mikrokristályos, titanit és biotit mentes peridotitok és gabbrók, a mikrokristályos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók biotittal, a fanerokristályos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók, a fanerokristályos, biotit tartalmú peridotitok és gabbrók, a fanerokristályos, biotitos, titanit tartalmú peridotitok és gabbrók, a fanerokristályos, titanit és biotit mentes peridotitok és gabbrók ugyan olyan ásványos összetétellel rendelkeznek mint az irányított szövetű peridotitok és gabbrók. Egyetlen elkülönítési kritérium a kőzetek szövete.

#### ***4.1.3. A dioritok csoportja***

Az Orotva-pataktól É-ra felszínre bukkanó dioritok (3. ábra) szerkezetileg nagyon változatosak. Ebből adódóan kőzettani megítélésük az idők folyamán igen eltérő volt. V. Ianovici (1933) a Tászok-patak és a Fülöp-patak alsó szakaszán kibúvó irányított szövetű



dioritokat az essexitek csoportjába sorolta. Megítélése szerint a kőzetek szövete palás-fluidális átmenet. Az ásványok kb. 70%-a irányított, a kőzetek szín indexe (M) 50% körüli. Al. Codarcea et al. (1957) szerint a Diorit-hornblendit Kőzetek Komplexumának nagyobb hányadát a dioritok alkotják. A. Streckeisen et al. (1974) rámutattak, hogy a Ditrói szienitmasszívumban két diorit komplexum van. Az egyik az Orotva völgyének alsó szakaszán, a másik pedig Cengellér - Gődücs-patak övezetében. Ez utóbbi komplexum kőzetei a normál dioritoktól essexites kémizmusukban különböznek. Streckeisen ezeket a kőzeteket a monzodioritokkal, nefelindioritokkal és nefelinmonzodioritokkal együtt ditro-essexiteknek nevezte. N. Anastasiu et al. (1979) szerint az orotvai dioritos összetételű kőzetek sztratiform testeket, lencsákat, "slíreket" ("şlire"), fészkeket alkotnak, szöveti szempontból nagyon változatosak (pegmatoidos, normál- és mikroszemcsés, irányított és irányítatlan szövetek). A szerzők felhívják a figyelmet, hogy hornblendit - diorit átmenet a plagioklászok mennyiségi növekedésével és az amfibolok mennyiségi csökkenésével fokozatosan jön létre. A szín index (M) alapján a következő kőzettípusokat írják le: leukodioritok (M < 25%), dioritok (M = 25-50%). D. Zencenco et al. (1978) az orotvai diorit komplexumot a "ring" kőzetek közé sorolják, a kőzetek nagyobb részének irányított szövetére hivatkozva.

A diorit csoport kőzeteit szín index (M) és szöveti bélyegek alapján a következő képpen osztályoztuk:

I. Meladioritok:

- irányított szövetű meladioritok,
- irányítatlan szövetű meladioritok,
- "palás" jellegű meladioritok,

II. Dioritok:

- irányított szövetű dioritok,
- irányítatlan szövetű dioritok,
- eutaxitos szövetű dioritok,
- ataxitos szövetű dioritok,

III. Leukodioritok:

- irányított szövetű leukodioritok,
- irányítatlan szövetű leukodioritok.

**I. Meladioritok**

A meladioritok általában szoros térbeli összefüggésben vannak a hornblenditekkal és gabbrokkal. Az ásványos összetételen kívül a legjellemzőbb különbség a kőzetek szövetében észlelhető. A meladioritok nagytöbbségének szövete irányított. A két kőzettípus közötti kontaktus általában átmeneti, de előfordul, hogy az irányított szövetű meladioritok közvetlen kontaktusban vannak az irányítatlan szövetű hornblenditekkal és gabbrokkal.

### ***Irányított szövetű meladioritok***

Az ásványok alakja szerint a kőzet szövete hipidiomorf szemcsés - allotriomorf átmenet. Az irányított szövet a melanokrata ásványok és a plagioklász lécek sávokban való elrendeződéséből adódik.

A földpátok a melanokrata ásványok közötti teret töltik ki. Zömében plagioklászok, nagyon kis mennyiségben alkáliföldpátok (mikroclin, ortoklász, pertit). Megjelenik az albit is, mely másodlagos. A földpátok nagyon gyakran szericitesednek, epidotosodnak. A legtöbb földpát poikilitesen idiomorf apatitot tartalmaz.

A melanokrata ásványok közül leggyakoribb a hosszú, prizmás amfibol. Pleokroizmusa világosbarna- sötét barnászöld vagy világosbarna-sötétbarna. Gyakran intim összenövésben van a biotittal. Poikilitesen idiomorf apatitot és kalcitot tartalmaznak. Nagyon ritkán a kőzetben részben már amfibollá alakult piroxének is megjelennek.

A biotit jól fejlett lemezek formájában jelenik meg. A nagyobb lemezekben gyakoriak a klorit sávok és néha epidotosodtak is. A biotit lemezek között karbonát fészkek is megfigyelhetők. Szintén a nagyobb biotit lemezekhez kötődik a másodlagos titanit kifejlődése is. Az apatit jól fejlett idiomorf kristályok formájában az összes többi ásványban megtalálható (még a titanitban is). Titanit kristályok peremén a kristály gyors növekedése következtében gyakran megfigyelhető amint az apatit kristályok összetorlódtak.

A néha ikresedett titanit kristályok mindig jól fejlettek.

### ***Irányítatlan szövetű meladioritok***

Ezeknek a kőzeteknek ásványos összetétele megegyezik az irányított szövetű meladioritok ásványos összetételével. Az egyetlen különbség a szövetükben van. Az amfibol és a földpát kristályok a tér minden irányában, irányítatlanul helyezkednek el.

### ***"Palás" jellegű meladioritok***

A kőzettípust először Al. Codarcea et al. (1957) írták le mint "kihengerelt hornblendites és gabbroid kőzetek"-et. Szerintük ezek a kőzetek a bázikus és ultrabázikus kőzetek határövezetében hornblenditek átalakulásából jöttek létre.

A kőzet modális ásványos összetétele alapján meladiorit. Mikroszkópos szövete változatos. Az ásványok relatív mérete szerint általában porfíros. A porfíros szövetet a lekerekített plagioklászok, valamint biotitok és a xenomorf magnetit zárványokat tartalmazó klorit agglomerátum adja. Ez utóbbi alapanyag "fluidális" képéből adódik adódik a kőzet palás jellege.

A melanokrata ásványok (biotit) majdnem teljes egészében kloritosodtak. Ezen kívül a kőzetben még megjelenik a titanit, az apatit, ritkán fészkek, szemcsék formájában a kvarc is. A "kihengerlési" síkokkal párhuzamosan kalcit szemcsék figyelhetők meg.

## ***II. Dioritok***

### ***Írányított szövetű dioritok***

Az irányított szövetű dioritok melanokrata ásványai, főleg a hornblendék és/vagy biotitok párhuzamos sávokba tömörülnek. Ezek a párhuzamos melanokrata sávok képezik a kőzet irányítottságát. A melanokrata sávokon belül azonban az amfibol kristályok elhelyezkedése nem párhuzamos, hanem divergens, radiális vagy teljesen kaotikus.

A kőzet mikroszkopos szövete hipidiomorf granuláris. A leggyakoribb leukokrata ásvány a plagioklász. A nagyon jól fejlett kristályok xenomorfok, csipkézettek. Az alkáliföldpátok (mikroclin, pertit) a plagioklászok közti teret töltik ki.

Az amfibolok nagyon hasonlítanak a hornblenditek amfiboljaihoz (Pál Molnár, 1992). Prizmás, barnás-zöldes pleokroizmusú hornblendék. Gyakran tartalmaznak titanit, rutil és apatit zárványokat. Ritkán kloritosodnak és ezáltal a kőzet enyhén zöldes színt kap.

A prizmás, erősen töredezett piroxének elég ritkán jelennek meg a kőzetben.

A biotitnak két változata ismeretes. Az egyik jól fejlett, lemezes, a szélén kloritosodott, barnás-zöldes pleokroizmusú, néha piroxén dezaggregátum zárványos. A másik változat az amfibolok peremi részein vagy az amfibolok belsejében jelenik meg, gyakran apatit zárványos. A biotitlemezek peremi részein és a hasadási síkok mentén epidotosodás figyelhető meg.

A járulékos ásványok ugyanazok, mint a hornblenditekben (Pál-Molnár, 1992). Legnagyobb mennyiségben a titanit, majd az apatit és az opak ásványok (magnetit) jelennek meg. Nagyon gyakran az apatit zárványok körül radiális repedéshálózat jelenik meg. Mintegy „kinövik” az eredetileg általuk elfoglalt teret.

A kőzetalkotó ásványok átalakulása során megjelenő legfontosabb másodlagos ásványok a szericit, kalcit, epidot és klorit.

### ***Írányítatlan szövetű dioritok***

Ugyanolyan ásványos összetétellel rendelkeznek, mint az irányított szövetű dioritok. Egyetlen elkülönítési kritérium a kőzetek szövete, amely hipidiomorf-allotriomorf, fánokristályos, irányítatlan.

### ***Eutaxitos („földpátslíres”) szövetű dioritok***

Nagyon gyakran megfigyelhető amint a nagyobb prizmás plagioklász kristályok kisebb, izometrikus plagioklászokkal társulnak. Ezek a kisméretű plagioklászok bomlottak és általában a melanokrata sávokban jelennek meg. Néha a nagyobb plagioklászokban jelennek meg, azt az impressziót keltve, hogy a nagyobb földpátok fiatalabbak. A plagioklászok legtöbb esetben párhuzamosak egymással és a melanokrata ásványokkal. Így meghatározzák a kőzet irányított szövetét.

### ***Ataxitos („földpáttaggregátumos”) szövetű dioritok***

A kőzetben 2-3 cm-es átmérőjű plagioklász halmazok (szemek) jelennek meg. Ezekben a szemekben izoláltan vagy folyamatos füzérekben kisméretű hornblendék, biotit lemezcscék néha idiomorf titanit kristályok figyelhetők meg. A földpát szem melanokrata ásványai mindig párhuzamosak. Ez az irányítottság az esetek nagytöbbségében megegyezik a kőzet irányított szövetével. Ez azt jelenti, hogy a plagioklász szemek utólagosan alakultak ki úgy, hogy nem zavarták meg a kőzet melanokrata ásványainak eredeti elrendeződését.

Az eutaxitos és ataxitos szövetű dioritok ásványos összetétele nem különbözik az irányított szövetű dioritoknál leírtaktól.

A melanokrata ásványok 25% alá való csökkenésével a dioritok fokozatosan átmehetnek leukodioritokba. Ugyanúgy mint a dioritoknál itt is megkülönböztethetünk irányított és irányítatlan szövetű leukodioritokat. A kőzetek ásványtani paraméterei a dioritokhoz képest nem változnak.

## **4.2. Gránitok**

A vizsgált kőzetek alapvetően világosszürkék, halvány rózsaszínes, vöröses árnyalatúak. Makroszkópos vizsgálatok alapján három csoportba sorolhatók: a, hipidiomorf szemcsés kőzetek K-földpát megakristályokkal; b, hipidiomorf-ekvigranuláris, közepes szemcseméretű kőzetek; c, kataklasztos kőzetek. A fő kőzetalkotó ásványok a kvarc + alkáli földpát (mikroklin) + plagioklász (albit-oligoklász) + biotit ± hornblende ± alkáli amfibol ± alkáli piroxén. A minták a mafikus ásványok alapján két fő csoportba sorolhatók: az egyikben biotit és/vagy hornblende a fő színes elegyrész, míg a másikban a Na-amfibol (arfvedsonit) és Na-piroxén (egirin) az uralkodó. A vizsgált minták közt a biotit- és/vagy hornblende-tartalmúak a gyakoribbak. Ha figyelembe vesszük a színes elegyrészek alapján csoportosításokat (Shand, 1947; Clarke, 1992) a két típus eltérő geokémiai összetételt is jelent. Ezek alapján az első csoport főként a metalumínium jellegű kőzeteket, míg a második csoport a peralkáli jellegű kőzeteket foglalja magában. A modális kimérések alapján a vizsgált kőzetek hat mezőbe esnek: szieno- és monzogranit; kvarcszienit, szienit; kvarcmonzonit, monzonit. A korábbi munkákban a DAM Orotva-pataktól É, ÉK-re elterülő része, mint egy egységes gránittest jelent meg. Meglepő, hogy többfajta intermedier kőzet is található a homogénnek vélt „gránit testben”.

A vizsgált kőzetek mindegyikében egyaránt előforduló leggyakoribb akcesszórius elegyrészek: az apatit, a titanit, a cirkon, az allanit és az opak ásványszemcsék. Az apatit és a cirkon ásványok főként kvarcban, földpátban és a biotitban jelennek meg.

### **4.3. Nefelinszienitek**

A vizsgált kőzetekben a nefelin, és az alkáliföldpát (mikroclin, ortoklász) a domináns kőzetalkotó, mennyiségük megközelítően azonos. A plagioklászok részaránya 10 tf% körüli.

A legáltalánosabb jellemzőik a következők: leukokrata, (M: 5-20 tf%), holokristályos kőzetek, szürkés-fehér, szürkés-kék (szodalit) színűek. Szemcseméretük alapján homogének, közép és durva szemcsés, ekvigranuláris kőzetek, amelyekben a nefelin kristályok 15 mm, az ortoklászok 25 mm nagyságot is elérhetnek. Szöveti orientáció nem jellemző.

A földpátok fehér és rózsaszín árnyalatúak, köztük általában 4-8 mm nagyságú, idiomorf, pertites szerkezetű földpát és nefelin kristályok helyezkednek el, valamint biotit, egirin-augit, amfibol, mint mafikus elegyrész, titanit, ilmenit, magnetit, apatit, opak ásványok és cirkon, mint akcesszória. A szodalit friss törések mentén jelenik meg, szürkés-kékes, illetve szürkés-zöldes színnel. A nefelin mállástermékeként jelenik meg a: az analcim, a szodalit, a karbonátok, másodlagos amfibol, valamint mállással Fe-oxidok is megjelennek.

A nefelinszieniteket a nefelin-tartalmuk alapján az alábbi csoportokba sorolhatjuk:

- 10-30 tf% nefelintartalmú nefelinszienitek és
- 20-50 tf% nefelintartalmú nefelinszienitek.

### **4.4. Szienitek**

#### ***Monzoszienit***

Szövetük fanerokristályos, közpszemcsés (1 – 5 mm) és durvaszemcsés (> 5 mm). Fő kőzetalkotó ásványaik a pertites mikroclin, alárendelten ortoklász, xenomorf hastingsit és biotit, illetve idiomorf titanit ( $\leq 5$  mm). Akcesszórius ásványok a magnetit, cirkon és az apatit. A szienitek az oligoklász arányának csökkenésével és az alkáli földpátok mennyiségének növekedésével monzoszienitekbe mennek át. A szienitek telérfázisai a mikrokristályos szövetű alkáliföldpátszienitek.

#### ***Kvarcszienit***

A kvarcszienitek fanerokristályos, közpszemcsés ( $\leq 5$  mm) szövetű kőzetek, amelyek alkáli földpátból, kvarcból, kloritosodott vas-magnézium fázisú ásványokból és akcesszórius cirkonból, illetve titanitból állnak. Ritkábban kevésbé átalakult kvarcszienitek is előfordulnak, amelyek biotitot, magnezio-arfvedsonitot és egirint tartalmaznak.

#### **4.5. Monzonitok**

A monzonitok fő közetalkotó ásványai a káliföldpátok (ortokláz, mikroclin), albit és oligokláz, kis mennyiségben kvarc; melanokrata ásványok: amfibol, biotit. Jellemző akcesszóriák a zirkon és a titanit. Gyakori másodlagos ásvány az epidot és a szericit.

A plagioklászok táblás, idiomorf kristályok. Változó koncentrációban jelennek meg, gyakran a teljes közet 35-45 tf%-át alkotják. Mállás hatására epidot és szericit képződik. Ritkábban kvarcos mirmekites szerkezetek is megfigyelhetők. Az ortokláz legtöbbször xenomorf, a táblás kristályok közötti részt tölti ki. Változó mennyiségben jelenik meg, előfordulnak üde szemcsék, de gyakoriak a mállott változatok is, sokszor teljesen átalakulnak szericitté és muszkovittá. A mikroclin leggyakrabban pertites szerkezetekben jelenik meg. Az amfibolok nagyon változó mennyiségben, prizmás kristályok formájában jelennek meg. Inklúzióként magnetit, titanit és apatit kristályokat tartalmaz. Gyakran repedezett, ezeket a repedéseket epidot erek töltik ki. A biotit legtöbbször lemezes habitusú, gyakran kloritosodik.

#### **4.6. Lamprofírok**

A DAM északi részén az Orotva-patak és jobb oldali mellékágainak völgyeiben felszínre bukkanó lamprofír telérek, telérrajok a Nagyág- és Török-patak völgyében granitoidokat, a Tarnica-Komplexum területén (Tarnica-, Tászok-, Fülöp- és Gudu-patakok) pedig hornblenditeket, dioritokat és nefelinszieniteket járnak át. A telérek vastagsága 20 cm és 2 m között változik. A lamprofírok kontaktzónája mind a granitoidokkal, mind, pedig a szienitoidokkal, a hornblenditekkal, illetve a dioritokkal éles. A telérek kisebb-nagyobb mértékben mállottak. Számos vető található a területen, melyek közül több a lamprofír teléreket is átvágja (6. ábra).

A lamprofírokat szövete hipokristályos, finomszemcsés, porfíros, pánidiomorf szemcsés, illetve a kontaktzónákban helyenként vitrofíros. A lamprofírokra jellemző felzikus globuláris szerkezetek szilikátos (földpátok, földpátpótlók) és/vagy karbonátos (kalcit) összetételűek. A kerekded ásvány aggregátumok szabad szemmel is elkülöníthetők az alapanyagtól, méretük eléri a 11 mm-t is.

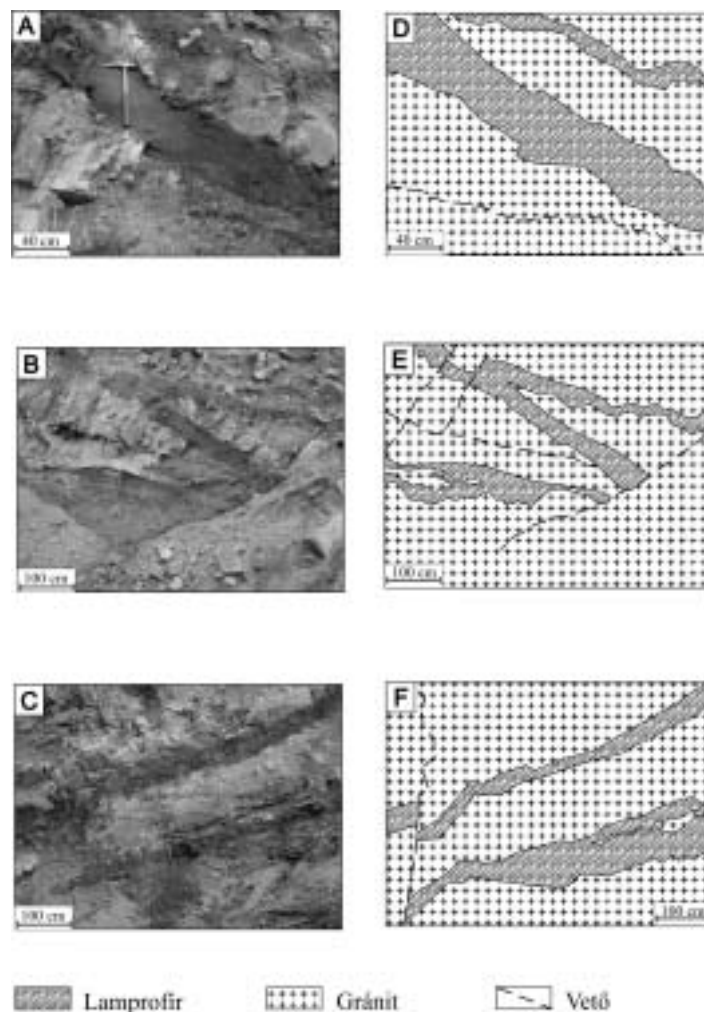
Petrográfiai vizsgálatok alapján a sötét zöldesszürke melanokrata lamprofírok kamptonitok, mivel ásványos összetételükben az amfibolok mennyisége több a biotitokénál, a felzikus közetalkotók közül, pedig a plagioklász földpátok vannak túlsúlyban az alkáli földpátokkal szemben. A kamptonitok ásványos összetételük alapján három csoportra oszthatóak, melyek térben is elkülönülnek.

I. A Tarnica Komplexum területén és a Török-patak völgyének felső szakaszán felszínre bukkanó kamptonitokban klinopiroxén fenokristályok találhatóak barna amfibol, biotit és plagioklász földpát összetételű alanyagban.

II. A Török-patak és Nagyág-patak alsó szakaszain megjelenő kamptonitokra zöldamfibol – biotit – plagioklász földpát ásványtársaság jellemző. A kamptonitok közül ezek a legüdébbek, nincs bennük fenokristály, csak finomszemcsés mátrixból állnak. A léces zöldamfibol helyenként jól tükrözi a magma folyásirányát.

III. A Nagyág-patak völgyének legfelső szakaszán a kamptonitok xenolitiként jelennek meg tinguait telérekben éles kontaktzónával. Fő kőzetalkotó ásványaik a klinopiroxén, zöldamfibol, biotit és plagioklász földpát.

Az akcesszórius apatit, titanit és magnetit mindhárom kamptonit csoportra jellemző, kalcit és barit a harmadik csoportban fordul elő. A kamptonit teléreket kalcit, epidot és szulfidos – oxidos erek járják át.



**6. ábra.** A DAM É-i részén (Orotva-patak) előforduló lamprofir telérek szerkezeti formái

## 5. A DAM SZERKEZETI- ÉS KOR-ADATAI

A DAM jelenlegi ismereteink szerint K-i, ÉK-i, esetleg DK-i, D-i dőlésű, tektonikai tömbökre szakadt komplex formájú test.

A Pașcani - Tg.-Neamț - Ditró - Régen geotraversen végzett geofizikai (magneto-tellurikus, tellurikus) kutatások (Visarion et al., 1987) azt mutatták, hogy egy 2 - 2,5 km mélységig terjedő allochton testről van szó, amely a Bukovinai takaró része.

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

A masszívum és környékének legfontosabb nagyszerkezeti eleme a Salomás - Hodos - Remete - Alfalu irányában (É-Ny) húzódó törési öv (G8). A törési övet szeizmikus, gravitációs és magneto-tellurikus geofizikai módszerekkel egyaránt sikerült kimutatni, magneto-tellurikus mérések alapján dölése Ny-i. Valószínű, hogy a Külső Dácidák "konzumációs" paleosíkjáról van szó (Visarion et al., 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,c). A masszívum legnagyobb hányadával az alpi Bukovinai takarón belül a Putnai prealpi takaró Tölgyesi sorozatával van kontaktusban. Kisebb területeken a Rebrai és a Bretilai sorozatokkal is érintkezik. A masszívum közvetlen környezetében a sorozatok helyzete alulról felfele a következő: Rebrai sorozat, Tölgyesi sorozat, Bretilai sorozat (Pál Molnár, 1994a,c). Az említett sorozatok mindegyikét áttöri a DAM. H. G. Kräutner (1976) szerint (K/Ar radiometrikus kormeghatározás alapján) a sorozatok keletkezési ideje a következő: Bretilai és Rebrai sorozat  $850 \pm 56$  mill. év, Tölgyesi sorozat  $505 \pm 5$  mill. év.

Értelemszerűen a DAM közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. I. Balintoni (1981) szerint a mezozóos üledékes kőzetek azért hiányoznak, többek közt a Putnai prealpi takaró alól is, mert a takaró kialakulása triász előtti. Szerinte a DAM által áttört prealpi takarók a saali tektogenezis paroxizmusában keletkeztek.

Az alpi takarók a kréta orogén fázisok (ausztriai, larámi) hatására jöttek létre. Tehát a DAM litosztratigráfiailag a saali és a larámi orogén fázisok közötti időben keletkezett.



A DAM kialakulásának idejével kapcsolatosan számos vélemény látott napvilágot. A különböző (Pb/Pb, K/Ar, Ar/Ar, Rb/Sr) radiometrikus kormeghatározások főleg a szienitekre és a nefelinszenitekre vonatkoztak (Streckeisen, Hunziker, 1974; Mínzatu, 1980 in Jakab et al., 1987; Jakab, Popescu, 1979; Jakab, Popescu 1984, 1985 in Jakab et al., 1987). A hornblenditek értékelhető koradatai (Bagdasarian, 1972, Dallmeyer et al., 1997) a szienitekétől eltérőek voltak, ennek ellenére a legtöbb kutató a szienitek, nefelinszenitek kormeghatározási adatai alapján a masszívum kialakulását egységesen a jurára tette.

Az 1995-ben végzett (Pál-Molnár, Árva-Sós) 24 db. K/Ar radiometrikus kormeghatározást további 9 db. méréssel egészítettük ki. (2. táblázat).

## 2. táblázat

*A DAM É-i részén felszínre bukkanó magmás kőzetek K/Ar kor-adatai*

Minta száma	Kőzettípus, lelőhely	Vizsgált frakció	K-tartalom (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad/g}}$ (ncm <sup>3</sup> /g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K-Ar kor (millió év)
6546	<b>Irányított szövetű hornblendit</b> Orotva, Felső Tarnica-patak	amfibol	1,158	$1,1417 \cdot 10^{-5}$	77,9	$237,4 \pm 9,1$
6547	<b>Irányított szövetű hornblendit</b> Orotva, Pietrarilor-patak	amfibol	1,150	$1,0245 \cdot 10^{-5}$	56,5	$216,0 \pm 8,8$
6548	<b>Irányítatlan szövetű hornblendit</b> Orotva, 6-os táró	amfibol	1,210	$1,1302 \cdot 10^{-5}$	49,2	$226,0 \pm 9,6$
6705	<b>Pegmatoidos gabbró</b> Orotva, Felső Tarnica-patak (25-ös táró)	amfibol	1,210	$1,1780 \cdot 10^{-5}$	40,5	$234,7 \pm 10,8$
		plagioklász	0,240	$1,5729 \cdot 10^{-6}$	25,4	$161,3 \pm 9,8$
		biotit ( $\varphi > 0,315$ mm)	7,440	$4,9074 \cdot 10^{-5}$	97,6	$162,4 \pm 6,1$
		biotit ( $\varphi < 0,315$ mm)	4,780	$3,2758 \cdot 10^{-5}$	48,5	$168,3 \pm 7,2$
6549	<b>Irányított szövetű meladiorit</b> Orotva, Tászok-patak	amfibol	1,894	$1,6238 \cdot 10^{-5}$	64,7	$208,3 \pm 8,3$
		földpát	0,551	$3,0753 \cdot 10^{-5}$	52,3	$138,2 \pm 5,8$
6550	<b>Irányított szövetű diorit</b> Orotva, Tászok-patak	amfibol	2,960	$2,1309 \cdot 10^{-5}$	88,2	$176,6 \pm 6,7$
		földpát	1,240	$6,8774 \cdot 10^{-6}$	61,3	$137,4 \pm 5,5$
6567	<b>Ataxitos szövetű diorit</b> Orotva, Alsó Tarnica-patak	amfibol	1,880	$1,6974 \cdot 10^{-5}$	85,8	$218,7 \pm 8,3$
6680	<b>Alkáliföldpátszenit</b> Orotva, Tászok-patak (19-es táró)	biotit	5,616	$2,4163 \cdot 10^{-5}$	83,7	$107,6 \pm 4,1$
		káliföldpát	3,733	$2,7889 \cdot 10^{-5}$	88,5	$112,7 \pm 6,9$
6679	<b>Alkáliföldpátszenit</b> Orotva, Simó-patak	biotit	6,405	$2,6269 \cdot 10^{-5}$	72,3	$102,6 \pm 4,0$
		káliföldpát	5,162	$2,3492 \cdot 10^{-5}$	95,3	$113,5 \pm 4,3$
6678	<b>Szodalitos nefelinszenit</b> Orotva, Tászok-patak	biotit	4,154	$3,0968 \cdot 10^{-5}$	94,3	$182,4 \pm 6,9$
		nefelin + szodalit	5,270	$5,0820 \cdot 10^{-5}$	90,2	$232,7 \pm 8,8$
6836	<b>Nefelinszenit</b> Orotva, Halaság-tető	amfibol	1,620	$1,4450 \cdot 10^{-5}$	94,8	$216,0 \pm 8,1$
		biotit	3,030	$2,1204 \cdot 10^{-5}$	96,0	$171,6 \pm 6,4$
		káliföldpát	4,12	$2,3438 \cdot 10^{-5}$	93,7	$140,7 \pm 5,3$
6677	<b>Gránit</b> Orotva, Török-patak	biotit	4,443	$3,9891 \cdot 10^{-5}$	84,6	$217,6 \pm 8,3$
		földpát	3,728	$2,2004 \cdot 10^{-5}$	80,5	$146,0 \pm 5,6$

Minta száma	Kőzettípus, lelőhely	Vizsgált frakció	K-tartalom (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad/g}}$ (ncm <sup>3</sup> /g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K-Ar kor (millió év)
6703	<b>Gránit</b> Orotva, Tászok-patak	biotit	3,044	$2,6757 * 10^{-5}$	79,9	213,5 ± 8,2
		káliföldpát	3,844	$2,1606 * 10^{-5}$	73,9	139,1 ± 5,4
6853	<b>Szienogranit</b> Orotva (Jolotca), Nagyág-patak	biotit	4,040	$3,3468 * 10^{-5}$	95,0	201,4±7,6
		káliföldpát	3,840	$2,1891 * 10^{-5}$	85,8	141,0±5,4
6831	<b>Monzogranit</b> Orotva (Jolotca), Török-patak	amfibol	1,330	$1,0719 * 10^{-5}$	87,7	196,3±7,4
		biotit	3,460	$2,8194 * 10^{-5}$	92,4	198,3±7,5
6827	<b>Monzogranit</b> Orotva (Jolotca), Török-patak	amfibol	3,41	$2,7641 * 10^{-5}$	93,6	197,3±7,4
		káliföldpát	4,08	$2,2348 * 10^{-5}$	94,5	135,9±5,1
6704	<b>Gránit</b> Orotva, Nagyág-patak	biotit	4,482	$3,8038 * 10^{-5}$	95,2	206,3 ± 7,8
		káliföldpát	3,844	$2,2165 * 10^{-5}$	62,9	142,7 ± 5,7

A radiometrikus korok besorolása a földtörténet szakaszaiba az ICS (2006) által kiadott kortábla alapján történt.

A hornblenditekből (6546, 6547, 6548 sz. minták) szeparált amfibolok 216,0±8,8 - 237±9,1 millió év közötti K/Ar korokat szolgáltatottak. Mivel a mérések igen jó argonmegtartó képességű ásványokon történtek, és figyelembe véve azt a tényt, hogy a kőzetek kora ennél csak idősebb lehet, a kapott középső triász (ladini) -felső triász (nori) K/Ar kor valószínűleg jól közelíti ezen képződmények tényleges korát.

A 6705 sz. pegmatoidos gabbró szeparált amfibol K/Ar kora 234,7±10,8 mill. év, tehát középső triász (ladini). Ugyanezen kőzet földpátjai (plagioklászok) 161,3±9,8 mill. évesek, míg biotitjainak ( $\varphi > 0,315$  mm,  $\varphi < 0,315$  mm) K/Ar kora 162,4±6,1 mill.-, illetve 168,3±7,2 mill. év. A nagyon jó argonmegőrző amfibolok kora hibahatáron belül egyezik a hornblenditek amfiboljainak korával, a földpátok és a biotitok pedig ugyanazon utóhatás idejét (középső jura - bajoci-callovi) rögzítik.

A Dallmeyer et al. (1997) által gabbróból szeparált hornblende Ar/Ar analitikai kora (227,1±0,1 mill. év) felső triász (karni).

A dioritok esetében (6549, 6550, 6567 sz. minták) a két vizsgált frakció (amfibol és földpát) igen eltérő korértékeket adott. A meladiorit esetében az amfibolok kora 208,3±8,3 mill. év, a földpátoké pedig 138,2±5,8 mill. év. Az irányított szövetű dioritok amfiboljai 176,6±6,7 mill. évesnek, földpátjai pedig 137,4±5,5 mill. évesnek bizonyultak. Az ataxitos szövetű dioritok amfiboljai 218,7±8,3 mill. évesek. A földpátok ugyan utóhatás nélkül is veszíthetnek Ar-tartalmukból (és általában nem megbízhatóak K/Ar kormeghatározásra), az esetleges utóhatásokra viszont érzékenyek. Valószínűleg a meladiorit és a diorit földpátjainak egymással jól egyező alsó kréta (valangini) K/Ar kora egy ilyen utóhatást tükröz. Vélhetőleg ezzel

magyarázható az ugyanezen kőzetekből szeparált amfiboloknak a hornblenditek amfiboljaihoz viszonyított kissé alacsonyabb (felső triász (karni) - alsó jura (toarci)) K/Ar kora is.

A Dallmeyer et al. (1997) által dioritból szeparált hornblende Ar/Ar analitikai kora ( $231,5 \pm 0,1$  mill. év) középső triász (ladini).

A fentiek ismeretében valószínű, hogy a dioritok argontartalma részlegesen mobilizálódott, és a meghatározott K/Ar kor keverékkor. Az is valószínűsíthető, hogy az utóhatás ideje megegyezik a földpátok K/Ar korával.

Bagdasarian (1972) K/Ar módszerrel dioritokon "K hiányában" nem tudott kor-meghatározásokat végezni, így a dioritokat egyidősnek tekintette a hornblenditekkel.

A nefelinszenitiek (6836 sz. minta) esetében az amfibol kora  $216,0 \pm 8,1$  mill. év, a biotit  $171,6 \pm 6,4$ , illetve a káliföldpát  $140,7 \pm 5,3$  mill. év korokat mutat. A vizsgált szodalitos nefelinszenitnek (6678 sz. minta) két frakciója (biotit és nefelin + szodalit)  $182,4 \pm 6,9$  illetve  $232,7 \pm 8,8$  mill. év K/Ar korértéket adott. A nefelindús frakció és az amfibol K/Ar kora tehát középső triász (ladini) – felső triász (karni). A káliföldpátok kora ( $140,7 \pm 5,3$  mill. év) a már a dioritoknál is mért alsó kréta (valangini) eseményt rögzíti.

A DAM granitoidjainak mafikus elegyrészein (amfibol, biotit) mért K/Ar-koradatok  $217,6 \pm 8,3$  és  $196,3 \pm 7,4$  millió év között változnak (karni-rhaeti). Ezek a mérési eredmények hibahatáron belüli jó egyezést mutatnak a korábbi gránit koradatokkal, illetve a nefelinszenitiek amfiboljainak  $216 \pm 8,1$  és a hornblenditek amfiboljainak a  $237 \pm 9,1$  millió éves korával, valamint a Dallmeyer et al. (1997) által,  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  -  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  módszerrel, gabbró és diorit minták korára megadott  $231 \pm 0,1$  és  $227,1 \pm 0,1$  millió éves értékekkel. A földpátokból származó K/Ar-korok  $146,0 \pm 5,6$  és  $135,9 \pm 5,1$  millió év (alsó kréta: berriasi-hauterivi) közöttiek.

A szenitiek keletkezési kora az eddigi mérések alapján (Bagdasarian, 1972; Minzatu, et al., 1980; Jakab et al., 1987) 117 – 143 mill. év közé esik (alsó kréta: berriasi – apti).

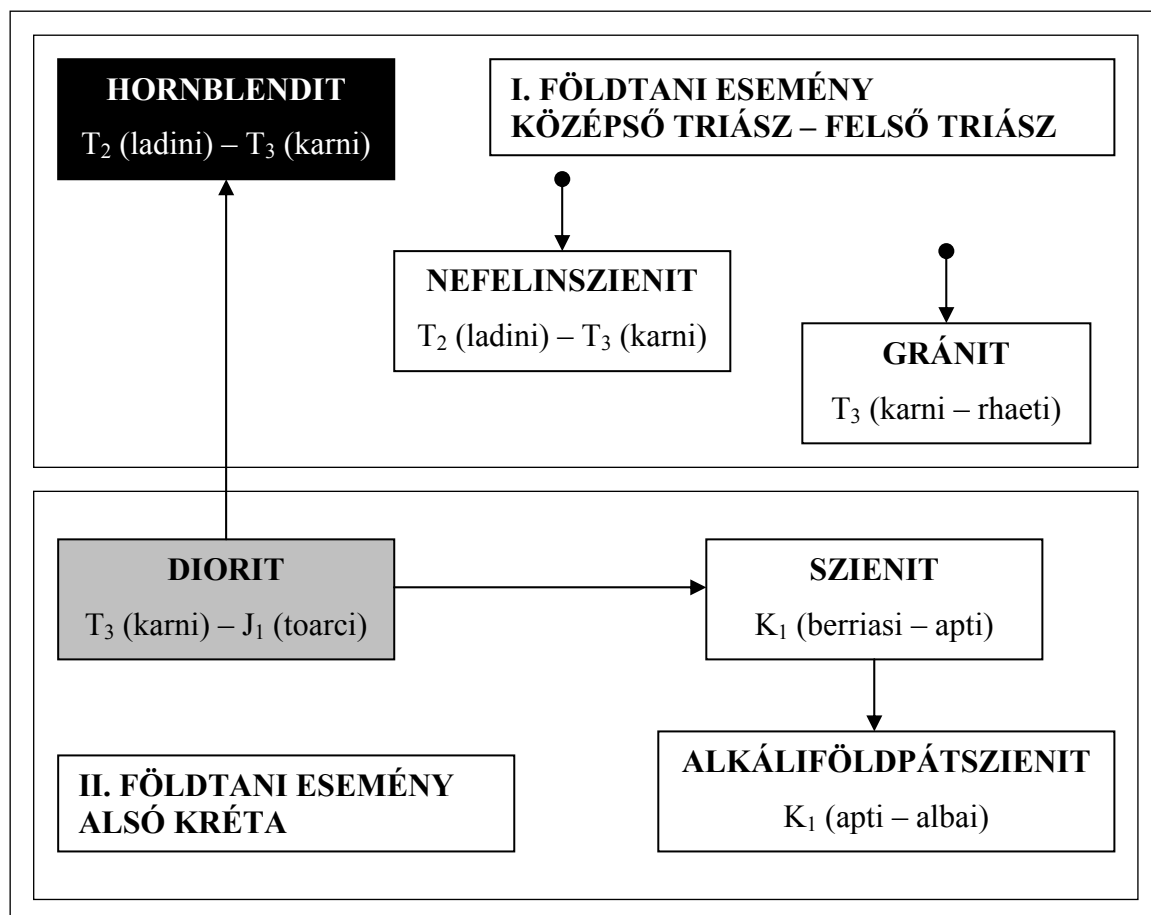
Az alkáliföldpátszenit (6679 sz. minta) két frakciója, a biotit és a káliföldpát majdnem megegyező K/Ar korú:  $102,6 \pm 4$  illetve  $113,5 \pm 4,3$  mill. év. Ez az alsó kréta (apti, albai) időszaknak felel meg.

Vizsgálataink alapján a DAM-ban két nagy földtani esemény rajzolódik ki, az első a középső triász - felső triász, a második pedig az alsó kréta korban (7. ábra).

A hornblenditek amfiboljainak K/Ar kora középső triász (ladini) - felső triász (karni) (I. földtani esemény), földpátjainak és a biotitjainak kora pedig középső jura (bajoci-callovi) (II. földtani esemény, a szenitiek megjelenésének hatása). A dioritok amfiboljainak K/Ar kora felső

triász (karni) – alsó jura (toarci) (I. földtani esemény, a hornblenditek megjelenésének kora), a földpátjainak kora alsó kréta (valangini) (II. földtani esemény, a szienitek megjelenésének kora). A nefelinszienitek nefelin + szodalit és amfibol frakciójának K/Ar kora középső triász (ladini) – felső triász (karni) (I. földtani esemény), biotitjainak K/Ar kora középső-felső jura (toarci - aaleni) (II. földtani esemény hatása). A szienitek keletkezési kora alsó kréta (berriasi - apti) (II. földtani esemény). Az alkáliföldpátszienitek mindkét frakciójának (biotit és káliföldpát) kora alsó kréta (apti, albai) (II. földtani esemény). A gránitok esetében az amfibolok és biotitok K/Ar kora felső triász (karni - rhaeti) (I. földtani esemény), a káliföldpátok kora pedig alsó kréta (berriasi - hauterivi) (II. földtani esemény).

Ezek az eredmények azt a feltevést erősítik, miszerint a DAMegy többlépcsős magmás folyamat eredménye. A dioritok keverékkor adatai azt bizonyítják, hogy közzettanilag kapcsolatban állnak mind a hornblenditekkel, mind a szienitekkel, vagyis hibrid kőzetek. A hibridizáció ideje egyértelműen a második földtani eseményhez kapcsolódik.



7. ábra A DAM genetikai modelje K/Ar koradatok alapján

## 6. ÁSVÁNYKÉMIA

### 6.1. Tarnica Komplexum

#### 6.1.1. Piroxének

A piroxének a DAM északi részén, az Orotva-pataktól északra felszínre bukkanó hornblenditek két csoportjában: az olivin-piroxén hornblenditekben és a plagioklászos, piroxénes hornblenditekben, valamint az ataxitos szövetű dioritokban fordulnak elő. A hornblenditekben modális mennyiségük 10-38% között, az ataxitos szövetű dioritokban 3-5% között változik. Az esetek nagytöbbségében ekvigranuláris, oszlopos, rövid prizmák formájában jelennek meg gyakran hornblende vagy biotit zárványként. Vékonycsiszolatban szintelen, esetleg halványzöld, gyengén pleokroós.  $\alpha$ =világoszöld-halvány kékeszöld,  $\beta$ =sárgászöld, halványbarna, vöröses,  $\gamma$ =szürkészöld, sötétzöld. Optikai jellegük pozitív. Gyakran ikresednek. Megjelenésüket rendszerint kalcit és szemcsés epidot kiéri.

#### *A hornblenditekben előforduló piroxének összetétele*

A mikroszonda mérések elve az volt, hogy az egyes piroxének összetételét ne egyetlen mérési pont alapján határozzuk meg, hanem kiválasztott tengelyek mentén 10-50-100 mikrononként az összetételbeli változást is rögzítsük. A több mint száz mérésből két tipikus esetet választottunk ki. Az egyik esetben a piroxén szemcsét amfibol zárja körül, a másik esetben pedig "különálló" ásványként jelenik meg.

Az uralkodó komponens mindkét esetben a ferrotartalmú diopszid (ferroan dopside), alárendelten előfordul az augit (subcalcic magnesium-rich augite, subsilicic aluminian sodian magnesium-rich augite) és az egirinaugit (subsilicic aluminian aegirine-augite) is. Az augit az első esetben szegélyezi a diopszidot, de a szemcse központi részén is megjelenik. Az egirinaugit a "különálló" piroxén szemcsék peremi részeire jellemző. Az augit itt csak a központi részekben jelenik meg.

A diopszid mg-értékének ( $mg\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) átlaga 0,84, az Al átlaga 0,1278, míg az  $Na^+$  átlaga 0,0505. A diopszid magjában található augit mg-átlag értéke 0,79, Al átlaga 0,4972,  $Na^+$  átlaga 0,0419. A diopszidot körülölelő augit mg-értékének átlaga 0,73, Al átlaga 0,2169,  $Na^+$  átlaga 0,0456. Tehát mind a mag, mind a perem augitjának mg-értéke kisebb a diopszid mg-értékénél (a vas részarányának növekedése), az Al értéke viszont nagyobb (az alumínium részarányának növekedése). A mag Al értéke magasabb a perem Al értékénél. A  $Na^+$  értéke állandónak mondható. Az egirinaugit megjelenése a peremen természetesen magasabb  $Na^+$  értéket eredményez (átlag 0,2704), viszont nő az mg-érték és az Al érték is. Az amfibolban zárványként megjelenő piroxének koronájában nem jelenik meg az egirinaugit,

viszont a piroxén szemcsét körülvevő amfibolok  $\text{Na}_2\text{O}$  értéke duplája a piroxének  $\text{Na}_2\text{O}$  értékének.

Mindezek az átmenetek folyamatosnak mondhatók, így valószínűnek látszik az augit-diopszid átmenet. A diopszid peremén megjelenő augit, illetve egirinaugit viszont nem egy időben keletkezett a mag augitjával.

A klinopiroxének összetétele érzékenyen jelzi mind a magma természetét, mind a kristályosodás történetét. A 0,25 - 0,5 közötti  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  arány, valamint a 0,25 alatti  $\text{Ti}/\text{Al}$  arány magas nyomáson való kristályosodást mutat. Ennek ellenére a piroxénszemcsék részletes vizsgálata arra utal, hogy a piroxének fejlődési története két irányba mutat: augit  $\rightarrow$  diopszid, diopszid  $\rightarrow$  egirinaugit.

#### ***Az ataxitos szövetű dioritokban előforduló piroxének összetétele***

A ataxitos szövetű dioritokban kis mennyiségben megjelenő piroxének esetében a mikroszonda méréseket szintén kiválasztott tengelyek mentén, 10 mikrononként végeztük el. Az uralkodó komponens az alumínium és ferrotartalmú diopszid (aluminian ferroan diopside), de helyenként megjelenik az alumínium, nátrium és ferrotartalmú diopszid is (aluminian sodian ferroan diopside).

A 0,25 körüli  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  arány a hornblenditek piroxénjénél kisebb nyomáson való kristályosodást mutat.

#### ***6.1.2. Amfibolok***

##### ***A hornblenditekben és gabbrókban előforduló amfibolok összetétel***

A  $\approx 30-85$  % modális mennyiségben megjelenő amfibolok a hornblenditek és gabbrók legfontosabb közetalkotó ásványai. Többnyire prizmás, oszlopos formában jelennek meg. A (010) forma esetenként erősen fejlett. Ritkán megjelennek az (110) szerinti ikrek is. Méretük 1,00 - 4,25 mm között változik, de a pegmatoidos változatokban eléri a 10-12 mm-t is. Zárványként többnyire titanitot, apatitot, magnetitet, szulfidokat tartalmaznak, ezek mérete 0,2 - 0,3 mm között változik. Az esetek nagytöbbségében frissek, de nem ritkák a biotittal való intim összenövések sem. Színük fekete, néha zöld árnyalattal, ritkábban barnás.

Vékonycsiszolatban mindig színesek, leggyakoribb pleokroizmusuk:  $\alpha$ =világoszöld, barnássárga, halvány sárgásbarna,  $\beta$ =zöld, zöldesbarna, barnászörös,  $\gamma$ =barna, sötét vörösbarna.

A mikroszonda méréseknél ugyan azt az elvet követtük, mint a piroxéneknél: kiválasztott tengelyek mentén rögzítettük az ugyan azon szemcsén belüli összetételbeli változást. A mérések száma megközelítette a 300-at.

Az amfibolok osztályozása során (Leake, 1978; Leake et al., 1997) az összes amfibol Ca-amfibolnak, kaersutit, ferrotartalmú pargasit (pargasit), magnéziumtartalmú hastingsit (hastingsit) és nagyon csekély számban ferroedenites hornblende (ferro-edenit) összetételűnek bizonyult.

Az amfibolokon belüli összetételbeli változását több szemcsén is követtük. A kémiai összetétel egyértelmű zonalitásra utal. Az amfibolok magja minden esetben kaersutit, amely a peremek felé pargasitba és/vagy hastingsitbe megy át. Ez az átmenet a Ti-tartalom változásával folyamatos. Az  $Al^{IV} - Al^{VI}$  nem korrelál, az  $Al^{VI}$  értéke alacsonynak, míg az  $Al^{IV}$  értéke állandónak mondható. A mérési tengelyek mentén mind az  $Al^{IV}$ , mind az  $Al^{VI}$  értékei állandóak. Állandó Si-tartalom mellett a Ti-tartalom 0,2-0,7 között változik; az Al növekedésével enyhe Ti növekedés is megfigyelhető.

#### ***A dioritokban előforduló amfibolok összetétele***

A dioritokban megjelenő prizmás, oszlopos amfibolok mérete 1,27-2,70 mm között változik. Mikroszkóposan alig különböznek a hornblenditek és gabbrók amfiboljaitól.

A mikroszonda méréseknél a hornblenditeknél és gabbróknál ismertetett elvet követtük. A mérések több diorit típuson történtek, számuk meghaladta a 400-at. Az összes amfibol (Leake, 1978; Leake et al., 1997) Ca-amfibol: magnéziumtartalmú hastingsit (hastingsit), ferrotartalmú pargasit (pargasit) és nagyon ritkán kaersutit, illetve ferro-kaersutit.

A dioritok amfiboljainak mikroszkópos vizsgálata során zónásság nem mutatkozott. A perem-mag-perem típusú mérések azt mutatják, hogy az amfibolok magjának magasabb a Ti-tartalma mint a peremeken, és a csökkenés folyamatos. Ez a trend a hornblenditek, gabbrók amfiboljaira is jellemző, a dioritok esetében azonban a Ti-tartalom nem, vagy csak nagyon ritkán éri el a kaersutit szintjét.

Mind a hornblenditek, gabbrók, mind a dioritok amfiboljai köpeny eredetre utalnak (Best, 1974), a dioritok amfiboljai valamivel kisebb keletkezési nyomást (hornblenditek, gabbrók – 7,8 kbar, dioritok – 7,3 kbar) (Best, 1974; Hammarstrom, Zen, 1986) mutatnak.

#### ***6.1.3. Olivin***

Az olivin csak a hornblenditekben figyelhető meg. Gyakran mállott. Fo arány 74–98 között változik, ami relatív primitív magmából való kristályosodásra utal.

#### **6.1.4. Biotitok**

A Tarnica Komplexum közeteiben tág határok közt (0-30 tf%) változó biotit ezen kőzetek egyik legfontosabb ásványa. A hornblenditekben és gabbrókban legtöbb esetben az amfibolokkal összenövésben, a dioritokban jól fejlett lemezek formájában jelenik meg. Pleokroizmusa világosbarna – sötétbarna. A biotit lemezek közt főleg a dioritokban karbonát fészkek és másodlagos titanit szemcsék jelenhetnek meg. Gyakran a szegélyek és hasadások mentén kloritosodik, de nem ritka a szagenitesedés sem.

A dioritok biotitjai némileg gazdagabbak vasban, mint a hornblenditekben megjelenőké. Az Fe/(Fe+Mg) arány a hornblenditek biotitjaiban 0,38-0,42, míg a dioritokban 0,41-0,50.

Speer et al. (1980) szerint koegzisztens amfibol és biotit rendszerekben, amennyiben a biotit korábban kristályosodott mint az amfibol, az amfibol Mg/(Mg+Fe) aránya valamivel magasabb mint a biotité. Az Mg/(Mg+Fe) arányok alapján az amfibolok kristályosodása megelőzte a biotitokét.

#### **6.1.5. Földpátok**

A Tarnica Komplexum közeteinek egyetlen szálikus kőzetalkotó ásványa a földpát. Az összetételek az albit-oligoklász-andezin-(labradorit) tartományban változik. Az 58 db. földpátmérés zöme az albit-oligoklász tartományba esik (An 1-29%). A dioritok földpátjai valamivel savanyúbbak mint a hornblenditeké és gabbróké, de e szempontból számottevő különbség nincs a kőzettípusok között.

A plagioklászok optikai tengelyszöge (2V) 82-90<sup>0</sup>, amely ezzel az An tartalommal alacsony keletkezési hőmérsékletre utal. Megvizsgálva a 2V – An-tartalom összefüggést a szienitekben, monzonitokban, gránitokban is, a hornblenditekkel és a dioritokkal azonos keletkezési hőmérsékletek adódtak.

A plagioklászok perem-mag-perem elemzése a peremeken csökkenő An-tartalmat mutatnak.

#### **6.1.6. Titanit**

A titanit a Tarnica Komplexum közeteinek legfontosabb járulékos elegyrésze. Általában 2-9 tf%-ban vesz részt a kőzetek felépítésében. Mindig kétgenerációs. Az első generációs titanit idiomorf, sárgás-barnás színű, gyakran ikresedik. A második generációs titanit apró szemcsék formájában jelenik meg.

Az elektronmikroszkopos vizsgálatok alapján a titanit reprezentatív összeg-képlete a következő:  $Ca_{0,998-1,041}Ti_{0,934-0,964}Si_{0,970-1,027}O_5$ .



### **6.1.7. Egyéb ásványok**

A titanit mellett a leggyakoribb járulékos ásványok a spinellek. Modális mennyiségük 2-7% között változik. Az elemzett ásványok magnetit (83,8%) – ulvöspinell (14,3%) szilárd oldatok.

A mafikus ásványok (piroxének, amfibolok, biotit) átalakulási termékekként gyakran megjelennek a kloritok. Összetételük alapján vas (pennin, klinoklor), illetve Mg-Fe (diabantit, piknoklorit) kloritok.

## **6.2. Lamprofirok**

Az ásványkémiai vizsgálatok a Tarnica Komplexum, valamint a Török- és Nagyág-patakok területén felszínre bukkanó kamptonit telérek fő kőzetalkotó és másodlagos ásványait érintették.

### **6.2.1. Piroxének**

A Tarnica Komplexum területéről és a Nagyág-patak felső völgyéből származó kamptonitok fenokristályai klinopiroxének, halványsárga, táblás, euhedrális - subhedrális megjelenéssel. A nagyág-pataki kamptonitokban a klinopiroxének zónásak, magjuk diopszidos ( $\text{Ca}_{0,9}\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,2}\text{Al}_{0,26}\text{Si}_{1,73}\text{O}_6$ ), széleik augitos ( $\text{Ca}_{0,4}\text{Na}_{0,6}\text{Fe}_{0,8}\text{Al}_{0,1}\text{Si}_{1,9}\text{O}_6$ ) összetételű. A diopszidok  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ban és FeO-ban gazdagok,  $\text{SiO}_2$ -tartalmuk alacsony. Egyes diopszid szemcsék zónahatárain ortoklász és haüyn átalakulás figyelhető meg biotit lécekkel.

### **6.2.2. Amfibolok**

A kamptonitok fő kőzetalkotó ásványai, a mikrokristályos alapanyag fő alkotói. Az orotvai lamprofirokban négyféle primer amfibol különböztethető meg:

1. Kaersutit. Vörösesbarna színű, euhedrális, prizmás – léces megjelenésű Ca-amfibol. A Tarnica Komplexum területéről illetve a Török-patak felső szakaszáról származó kamptonitokban jelenik meg. A kaersutitok  $\text{SiO}_2$ -ban szegények,  $\text{TiO}_2$ -ban gazdagok,  $\text{TiO}_2$  tartalmuk eléri 6,7 tf%-ot is.

2. Magneziohastingsit. Mélyzöld – világoszöld színű, léces megjelenésű hipidiomorf Ca-amfibol. A Török- és Nagyág-patakok völgyeinek alsó szakaszán felszínre bukkanó kamptonitokra jellemző.  $\text{SiO}_2$ -ban szintén szegény,  $\text{TiO}_2$ -ban szegényebb, mint a kaersutitok, FeO tartalma magas ( $\text{FeO}^t = 17-19$  tf%). Hasadások mentén magnetit tük jelentek meg, valószínűleg magmás rezorpció hatására.

3. Ferro-eckermannit. Mélyzöld, léces megjelenésű hipidiomorf Ca-Na-amfibol. A Nagyg-patak völgyének legfelső részén, a tinguitokban megjelenő kamptonit xenolitok alapanyagának fő elegyrésze.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{\text{I}}$  és  $\text{Na}_2\text{O}$  tartalmuk magas.

4. Ferro-richterit. Mélyzöld, léces megjelenésű Ca-Na-amfibol, mely kizárólag a kamptonit xenolitok felzikus globuláris szerkezeteiben található meg.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{\text{I}}$  és  $\text{CaO}$  tartalma magas.

Másodlagos amfibolok a Tarnica Komplexum területéről származó kamptonitokban jelennek meg jelentős mennyiségben. A kaersutit ásványszemcsék a széleken és hasadások mentén zöld – kékeszöld színű, alacsonyabb  $\text{TiO}_2$  tartalmú és magasabb  $\text{FeO}^{\text{I}}$  ill.  $\text{K}_2\text{O}$  tartalmú magnezio-hastingsitekké alakulnak át. Emellett sok a világoszöld – színtelen, finomszemcsés, egykori olivinek utáni pilites pszeudomorfóza és a klinopiroxének alakját jól tükröző uralitos pszeudomorfóza. Ezek az ásványaggregátumok aktinolit – tremolit, klorit, magnetit,  $\pm$  kalcit  $\pm$  Ce-La allanit halmazából állnak, melyekben helyenként jól fejlett tremolit kristályok is előfordulnak.

### **6.2.3. Csillámok**

A Fe-Mg csillámok mennyisége a kamptonitokban kevesebb az amfibolokhoz képest. Hipidiomorf, táblás mikrofokristályként illetve az alapanyag részeként jelennek meg. A biotitok összetétele ( $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  vs.  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ) a Tarnica Komplexum területéről származó kamptonitokban eastonit ( $\text{mg}\# = 0,60 - 0,65$ ;  $\text{Al}^{\text{IV}} = 2,2-2,5$ ). A Nagyg-patak völgyében felszínre bukkanó kamptonitokban alacsony Al-tartalmú flogopitok ( $\text{mg}\# = 0,62$ ;  $\text{Al}^{\text{IV}} = 1,8$ ), míg a Török-patak völgyében megjelenő kamptonitokban az alacsonyabb Mg-tartalmú eastonit - sziderofillitek ( $\text{mg}\# = 0,47-0,50$ ) dominálnak. Utóbbiakra jellemzőek a felzikus globuláris szerkezetek, melyekben kevés sziderofillit is előfordul. Ezek a sziderofillitek összetételben nem különböznek az alapanyagban lévőktől.

A kamptonitok I. és III. csoportjára jellemző a másodlagos biotitosodás. Általában a diopszidok szélein, hasadások mentén figyelhető meg másodlagos flogopitosodás, melyekben az  $\text{Al}^{\text{IV}}$ -tartalom lényegesen kevesebb a primer csillámokhoz képest. A xenolitiként megjelenő kamptonitokban nagyméretű másodlagos biotit fészkek jelentek meg, melyek egykori fenokristályokból alakulhattak ki.

### **6.2.4. Földpátok**

A kamptonitokban a plagioklász földpátok dominálnak, s a mafikus elegyrészek közti teret, illetve a felzikus globuláris szerkezeteket töltik ki. A Tarnica Komplexum területén

megjelenő kamptonitok plagioklász földpátjai albit – oligoklász ( $An_{5-16}$ ) összetételűek, a Török- és Nagyág-patakok alsó völgyeiben felszínre bukkanó kamptonitokban albit – andezin ( $An_{4-34}$ ) a jellemző plagioklász földpát, míg a kamptonit xenolitok földpátjai albitok ( $An_{0,1-0,2}$ ). Utóbbiak szinte teljesen üdék, a Tarnica Komplexum területén lévő plagioklász földpátok pedig gyengén szericitesedtek.

### **6.3. Nefelinszienitek**

Ásványkémiai elemzések nefelinből, szodalitból, földpátból, amfibolból, csillámokból, piroxénből, titanitból, analcimból és aktinolitból készültek. Összesen 150 db. mikroszondás elemzés készült, amelyből 19 db nefelin, 8 db szodalit, 41 db plagioklász földpát, 17 db alkáliföldpát, 9 db amfibol, 8 db muszkovit, 11 db biotit, 6 db egirin, 6 db titanit és 16 db analcim.

#### **6.3.1. Földpátok**

A földpátok kémiai összetételét a táblázatok tartalmazzák. Az eredmények alapján a ditrói plagioklász földpátok mind Na-gazdagok, albitok:  $Or_{0,05-0,93}Ab_{89,31-99,95}An_{0-10,33}$ .

A káliföldpátok  $Or_{91,63-97,17}Ab_{2,83-7,94}An_{0-0,80}$  összetétellel rendelkeznek.

#### **Mikroclin**

Rövid prizmás, helyenként nagy, jól fejlett, prizmás kristályai vannak, táblás kifejlődéssel. Hipidiomorf, ritkábban xenomorf, gyakran ikresedett és pertitesedett. Titanit zárványok is találhatóak benne.

#### **Ortoklász**

Prizmás, hipidiomorf, esetleg xenomorf, ritkán ikresedett (karlsbadi-iker), mikroklinnel együtt fordul elő. A peremi részein, hasadások és repedések mentén albitosodik, szericitesedik. Piroxén és amfibol szemcséket tartalmazhat, gyakran pertitesedik. Titanit zárványokat is tartalmazhat.

#### **Plagioklászok**

Alárendelt szerepet játszanak. Inkább pertites szerkezetben, mint különálló szemcsék formájában ismert. A poliszintetikus ikrek gyakoriak. Az anortit tartalom 10-15 -, és 15-20 t<sup>o</sup>% között változik.

#### **6.3.2. Nefelin**

Rövid prizmás, hipidiomorf, ritkábban idiomorf, de szemcsésen is megjelenhet, ebben az esetben a mikroclin és ortoklász közti teret tölti ki. Kristályai 5-15 mm nagyságot is elérhetik, illetve mikroszemcsés 0,5 mm változata is ismert. Gyakran teljes egészében mállott,

ilyenkor másodlagos ásványok jelennek meg, például: a peremeken „kankrinit koronák” figyelhetők meg, míg a belsejében radiális aggregátumok formáját öltik. Esetenként analcimesedik, vagy szemcsés aggregátum formájában szodalit helyettesíti. Ezek mellett muszkovit, és szericit is előfordulhat.

A nefelinek összetétele a következő tartományban mozog:  $\text{Na}_{4.58-6.44}\text{K}_{1.11-1.62}[\text{Al}_{7.34-7.61}\text{Si}_{8.19-8.93}\text{O}_{32}]$  (Barth, 1963 nyomán). A Q komponens általában meghaladja a 6-7%, a Ks mennyisége 20%. Dollase és Thomas (1978) nefelinek kémiai változékonyságát vizsgálva megállapították, hogy azok többsége a Barth (1963) által meghatározott ‘természetes nefelin összetételi sík’ Ne-Q-Ks rendszerre vetített vonalára esnek. A DAM nefelinjei szintén ezt a trendet mutatják.

### **6.3.3. Amfibol** $((\text{Ca},\text{Na})_{2.02-2.23}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn})_{5.06-5.38}(\text{Al},\text{Ti})_{0.07-2.14}[\text{Si}_{7.49-8.36}\text{O}_{11}])(\text{OH})_2$

Prizmás idiomorf és hipidiomorf kristályok, egyenletes eloszlással. Erős zöldes-barnás, zöldes-kékes és zöldes-sárgás pleokroizmus jellemzi. Esetenként biotitosodnak, de inkább frissek. Zárványként opak ásványokat, titanitot és cirkont tartalmazhat.

A vizsgált amfibolok összetétele szűk tartományban változik, a fenokristályok magjai és zónái nem mutatnak lényeges kémiai változékonyságot. Az IMA által javasolt osztályozás (Leake, 1978; Rock, Leake, 1984) alapján ezek aktinolitok, illetve ferrohornblendék. A nefelinszienitek amfiboljainak Mg-értéke ( $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ) 0.62 és 0.68 között változik.

Az amfibolok az  $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ca}/\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$  rendszerben actinolitoktól a szilícium gazdag edenitek irányába fejlődnek.

### **6.3.4. Biotit** $(\text{K}_{1.88-1.99}(\text{Mg},\text{Fe})_{3.98-5.11}\text{Ti}_{0.26-0.55}[\text{Al}_{2.41-3.31}\text{Si}_{5.36-5.76}\text{O}_{22}])$

Erősen pleokrós (sötétbarna-világosbarna). Finomszemcsés. Részben, vagy teljesen átalakulhat klorittá, zárványként cirkont tartalmazhat, valamint amfibollal való összenövése is megfigyelhető.

A biotitok összetétele a magasabb Fe tartalmú sziderofillit és annit irányába tolódik ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.57-0.77$ ). A vizsgált minták változékonysága az  $\text{Al}^{\text{IV}}$  tartalom szempontjából jelentős ( $\text{Al}^{\text{IV}} = 2.24-2.64$ ), míg a Fe tartalom konstans ( $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.57-0.77$ ).

$\text{TiO}_2$  tartalmuk 3.09-4.56 s% között változik, azaz Ti-gazdag biotitok.

### **6.3.5. Piroxén** $(\text{Na}_{0.81-0.95}\text{Fe}_{0.85-0.93}[\text{Si}_{2.09}\text{O}_6])$

Egirin, egirinaugit a jellemző. Gyakran tartalmaz titanit zárványokat. Hipidiomorf, prizmás, tús habitusú, gyakran mállott, opak ásványkoszorú figyelhető meg körülötte.

### **6.3.6. Akcesszóriák**

**Titanit** ( $\text{Ca}_{0.96-0.99}\text{Ti}_{0.89-0.94}[\text{Si}_{1.02-1.04}\text{O}_5]$ )

A leggyakrabban előforduló akcesszória. A kőzet teljes térfogatában megtalálható; finom szemcsék formájában, néha jól fejlett „levélboríték” alakban, és szórtan egyaránt, amfibolban és biotitban.

**Cirkon**

Ritka, apró prizmás formában jelenik meg, alkáliföldpátban, biotitban és amfibolban.

**Apatit**

Ritkán, hintéses formában jelenik meg.

**Opak ásványok**

Xenomorf szemcseként megtalálhatók mindenhol.

### **6.3.7. Másodlagos ásványok**

Szericit, muszkovit és kankrinit: leginkább a nefelin rovására, és kisebb mértékben az alkáliföldpát rovására fejlődnek ki.

Esetenként a piroxén kristályok körül aprószemcsés magnetit korona figyelhető meg.

Helyenként jól kifejlett karbonátos felületek találhatóak, amelyek az amfibolok átalakulásából jöhettek létre.

A nefelin átalakulásával jön létre az analcim ( $\text{Na}_{0.52-1.34}[\text{Al}_{1.03-1.46}\text{Si}_{1.55-2.06}\text{O}_6]\text{H}_2\text{O}$ ), szodalit ( $\text{Na}_{5.22-5.99}[\text{Al}_{5.65-5.98}\text{Si}_{5.95-6.20}\text{O}_{24}]$ ), másodlagos amfibol, valamint mállással Fe-oxidok is megjelennek.

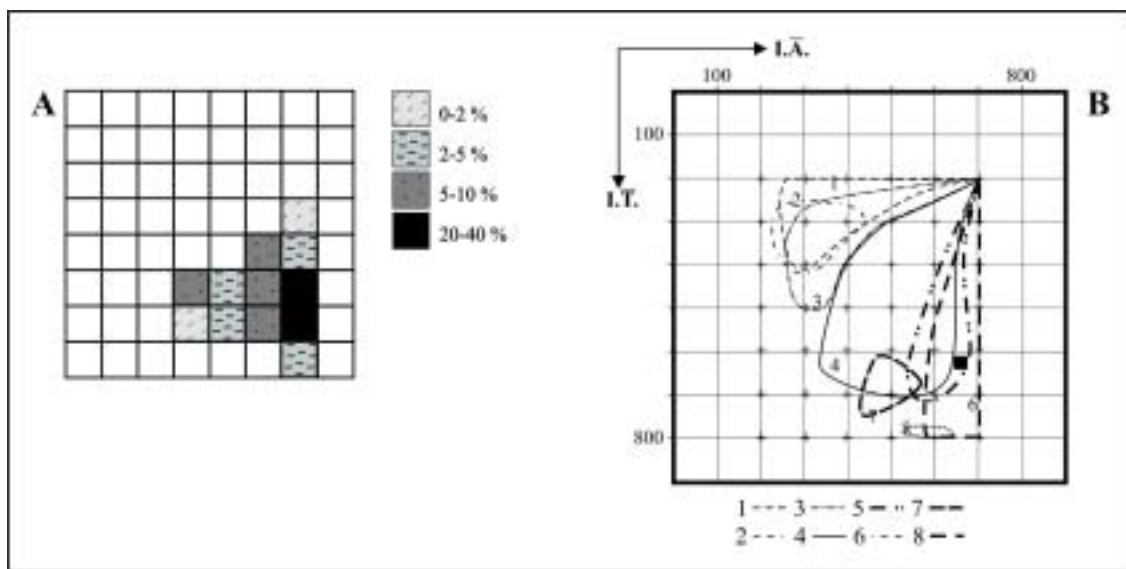
Az analcim keletkezésének körülményeiről, magmás folyamatokban, megoszlanak a vélemények: (1) elsődlegesek (Wilkinson (1968), Roux és Hamilton (1976), Luhr és Carmichael (1981), Luhr és Kyser (1989), Pearce (1993)) vagy másodlagosak (Henderson és Gibb (1977, 1983)). A nefelinből való átalakulás lehetőségére Henderson és Gibb (1983) adnak megfelelő magyarázatot.

A DAM nefelinszenitjeiben előforduló analcimek másodlagosak, a földpátpótlók átalakulási termékeként jelennek meg, jelentős mennyiségben.

## **7. CIRKONMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATOK**

A cirkonok vizsgálata fontos információt szolgáltat a granitoidok típusára, kialakulásukra (Pupin, 1980). A petrográfiai leírások alapján, a cirkon vizsgálatokhoz három granitoid mintát választottunk ki. A három minta hasonló morfológiai típusokat tartalmaz.

A három vizsgált minta cirkon populációira az áttetsző, víztiszta, halványsárga, halványbarna, ritkán vörösesbarna átlátszatlan cirkon szemcsék a jellemzőek. A szemcsék idiomorfak, a piramis és prizma lapok jól fejlettek, éleik nem lekerekítettek. Gyakoriak az opak zárványok, valamint a kristályok központi részén olykor korábbi kristályosodási fázis nyomai is észlelhetők, melyek szintén idiomorfak. Sok szemcse zónás megjelenésű, ami több kristályosodási fázisra utal. A vizsgált populációkban a leggyakoribb cirkonmorfológiai típusok (Pupin, 1980): P<sub>4</sub>, P<sub>5</sub>, P<sub>3</sub>, S<sub>19</sub>, S<sub>20</sub>, S<sub>24</sub> és D (7., 8. ábra).



7. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta cirkonpopulációjának gyakorisági eloszlása a Pupin-féle diagramban (1980) I.A - alkalinitási index; I.T – hőmérséklet index. Al-leukogranit (1), (szub)autochton monzogranit-granodiorit (2), intrúzív Al-monzogranit-granodiorit (3), mészsalkáli és K-mészsalkáli gránit (4), szubalkáli gránit (5), alkáligranit (6), kontinentális tholeites gránit (7), oceáni tholeites gránit (8), ÁGK-6839 számú minta (■).



8. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta leggyakoribb cirkonmorfológiai típusai (SEM felvételek)

A számított I.A és I.T. értékek alapján a minta a szubalkáli és az alkáli mezőbe esik (7. ábra), és a cirkonzemcsék kialakulására magas hőmérséklet valószínűsíthető. A cirkonok képződési hőmérsékletének pontosabb meghatározása céljából felhasználtuk a geokémiai elemzéseket is. A Watson, Harrison (1983) számolási módszerébe behelyettesítve Zr koncentrációkat, pontosabban megadható a cirkonzemcsék telítési hőmérséklete (pontosabb, mint a Pupin-féle diagram I.T. értéke). Ez alapján a vizsgált granitoid mintákban a  $T_s$  770-930 °C között változik.

## 8. GEOKÉMIA

A DAM vizsgált kőzeteinek reprezentatív főelem összetétele (wt. %) és nyomelem koncentrációi (ppm) a 3., 4. táblázatokban láthatók.

### 3. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív főelem összetétele (wt%)

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Total
ÁGK-6546	hornblendit	Pietrari-patak	39,41	12,86	15,40	0,23	9,65	11,55	2,54	1,60	4,51	97,75
ÁGK-6710	hornblendit	Ursu-domb	42,18	13,96	14,63	0,19	10,59	9,07	2,77	3,29	4,12	100,81
ÁGK-6713	hornblendit	Tarnica Komplexum	40,15	12,60	15,99	0,25	10,57	12,88	2,37	1,43	4,15	100,39
ÁGK-6745	hornblendit	Tarnica Komplexum	43,30	14,41	14,73	0,22	9,65	10,36	2,59	3,29	4,52	103,07
ÁGK-6749	hornblendit	Tarnica Komplexum	43,46	9,47	14,01	0,17	16,82	11,44	1,17	0,54	3,35	100,43
ÁGK-6757	hornblendit	Tarnica Komplexum	44,07	9,00	13,60	0,19	16,40	10,84	1,33	1,04	2,07	98,54
ÁGK-6700	hornblendit	Ursu-domb	40,29	14,48	15,61	0,23	11,37	8,89	2,62	3,66	3,88	101,03

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Total
ÁGK-6704	hornblendit	Ursu-domb	42,75	12,73	14,85	0,17	12,13	8,65	2,61	3,23	3,02	100,15
ÁGK-6711	hornblendit	Ursu-domb	42,05	13,42	14,42	0,21	10,97	9,23	2,82	3,53	3,69	100,34
ÁGK-6536	hornblendit	Pietrari-patak	39,21	13,02	16,10	0,23	9,52	12,26	2,76	1,32	4,92	99,35
ÁGK-6533	hornblendit	Pietrari-patak	40,05	12,67	15,04	0,22	9,78	11,87	2,49	1,57	4,27	97,95
ÁGK-6542	hornblendit	Pietrari-patak	40,12	12,98	15,69	0,20	9,84	11,92	2,38	2,92	4,02	100,08
ÁGK-6548	hornblendit	Pietrari-patak	39,89	13,15	16,23	0,24	9,33	12,06	2,93	1,41	4,47	99,70
ÁGK-6747	hornblendit	Tarnica Komplexum	43,94	10,67	14,81	0,19	15,47	8,04	1,27	0,69	3,84	98,91
ÁGK-6752	hornblendit	Tarnica Komplexum	44,25	11,21	13,86	0,20	17,23	7,69	1,08	0,48	2,62	98,62
ÁGK-6550	diorit	Tászok-patak	52,60	19,92	8,13	0,16	2,59	7,87	5,42	2,10	2,46	101,24
ÁGK-6722	diorit	Ursu-domb	52,40	18,61	8,29	0,20	3,19	6,76	5,89	1,84	2,28	99,46
ÁGK-6723	diorit	25-ös táró	44,75	16,04	12,11	0,19	5,94	8,57	3,73	2,40	3,44	97,16
ÁGK-6774	diorit	Pietrari-patak	43,53	14,50	14,42	0,26	5,15	10,98	3,54	1,87	3,96	98,21
ÁGK-6775	diorit	Tarnica Komplexum	51,30	18,00	8,48	0,17	3,36	7,58	5,40	1,82	2,32	98,42
ÁGK-6549	diorit	Tászok-patak	53,27	20,22	7,26	0,14	2,17	7,29	5,82	1,78	1,89	99,83
ÁGK-6557	diorit	Tászok-patak	52,16	20,04	7,98	0,16	2,99	8,02	5,29	1,93	2,24	100,81
ÁGK-6552	diorit	Tászok-patak	53,09	20,37	8,19	0,16	2,75	7,66	4,96	2,03	2,70	101,90
ÁGK-6720	diorit	Ursu-domb	51,96	18,46	8,52	0,25	3,62	6,59	5,73	2,01	2,67	99,81
ÁGK-6718	diorit	Ursu-domb	52,90	19,07	8,26	0,27	3,48	6,31	5,99	1,76	2,12	100,16
ÁGK-6726	diorit	25-ös táró	44,02	16,29	12,03	0,20	6,02	9,06	3,52	2,61	3,87	97,61
ÁGK-6730	diorit	25-ös táró	45,19	15,55	13,18	0,18	5,67	8,87	3,47	2,56	3,72	98,39
ÁGK-6769	diorit	Pietrari-patak	43,14	14,68	15,24	0,30	5,28	12,02	3,48	1,76	4,03	99,92
ÁGK-6777	diorit	Tarnica Komplexum	50,68	19,01	8,16	0,18	3,15	7,69	5,59	1,92	2,78	99,16
ÁGK-6779	diorit	Tarnica Komplexum	51,89	18,36	7,88	0,17	3,26	7,62	5,67	1,88	2,51	99,25
ÁGK-6762	nefelinszenit	Ditró-patak	60,50	22,67	1,93	0,04	0,28	0,31	9,45	6,13	0,20	101,52
ÁGK-6744	nefelinszenit	Ditró-patak	57,80	23,95	1,05	0,02	0,27	1,75	6,50	5,96	0,16	97,47
ÁGK-30	nefelinszenit	Tászok-patak	57,30	22,62	1,19	0,03	0,15	0,57	10,28	6,11	0,15	98,41
ÁGK-6678	nefelinszenit	Tászok-patak	58,10	21,70	2,50	0,09	0,31	1,35	8,86	6,40	0,39	99,70
ÁGK-6772	nefelinszenit	Ditró-patak	57,70	20,66	2,21	0,05	0,21	0,78	8,84	5,65	0,29	96,39
ÁGK-6760	nefelinszenit	Ditró-patak	60,05	22,43	1,75	0,04	0,30	0,44	9,02	6,02	0,20	100,25
ÁGK-6741	nefelinszenit	Ditró-patak	58,90	23,84	1,14	0,03	0,28	1,66	7,24	5,94	0,17	99,20
ÁGK-6738	nefelinszenit	Ditró-patak	57,62	24,06	1,01	0,02	0,27	1,82	6,78	5,93	0,16	97,68
ÁGK-6763	nefelinszenit	Ditró-patak	58,20	23,95	1,21	0,03	0,28	1,59	7,11	5,95	0,17	98,49
ÁGK-6765	nefelinszenit	Ditró-patak	60,94	21,70	2,05	0,04	0,30	0,43	9,60	6,11	0,22	101,39
ÁGK-29	nefelinszenit	Tászok-patak	57,98	22,45	2,35	0,09	0,15	0,50	9,65	6,52	0,16	99,85
ÁGK-35	nefelinszenit	Tászok-patak	57,10	22,89	2,18	0,06	0,14	0,43	10,61	6,47	0,14	100,02
ÁGK-6677	nefelinszenit	Tászok-patak	58,67	21,47	2,57	0,10	0,17	1,67	7,98	6,98	0,40	100,01
ÁGK-6770	nefelinszenit	Ditró-patak	56,80	19,86	2,02	0,07	0,22	0,97	10,14	6,47	0,35	96,89
ÁGK-6771	nefelinszenit	Ditró-patak	57,37	20,68	2,19	0,05	0,20	0,85	11,28	6,03	0,28	98,93
ÁGK-6680	szienit	Tászok-patak	59,80	20,06	3,66	0,11	0,55	2,34	5,98	6,17	1,10	99,76
ÁGK-6766	szienit	Tászok-patak	61,80	19,11	3,14	0,08	0,72	1,42	6,37	5,49	0,64	98,77
ÁGK-6769	szienit	Nyíres-sarok	59,00	22,15	2,15	0,11	0,32	1,04	8,68	5,56	0,23	99,25
ÁGK-6728	szienit	Békény-patak	59,80	17,53	3,25	0,19	0,80	1,81	6,73	5,13	0,60	95,84
ÁGK-12	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	64,60	20,52	1,06	0,02	0,19	1,06	6,04	7,30	0,11	100,89
ÁGK-6679	alkáliföldpátszenit	Simo-patak	61,20	20,84	3,05	0,10	0,90	1,20	5,54	6,13	0,64	99,61
ÁGK-6743	alkáliföldpátszenit	Tászok-patak	66,10	18,81	2,87	0,04	0,37	1,11	7,33	5,34	0,60	102,57
ÁGK-15	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	65,20	20,72	1,22	0,03	0,20	1,24	6,37	6,82	0,09	101,87
ÁGK-16	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	64,45	20,02	1,09	0,02	0,17	0,96	5,88	7,90	0,16	100,64
ÁGK-6748	alkáliföldpátszenit	Tászok-patak	67,30	17,55	2,69	0,04	0,41	1,23	7,52	4,48	0,55	101,77
ÁGK-6682	szienit	Tászok-patak	60,05	19,87	3,47	0,92	0,69	1,90	6,52	5,75	1,37	100,54
ÁGK-6767	szienit	Nyíres-sarok	58,60	22,03	2,74	0,14	0,42	0,94	8,90	5,81	0,22	99,80
ÁGK-6768	szienit	Nyíres-sarok	59,70	23,48	1,95	0,12	0,39	1,07	9,62	5,34	0,29	101,95
ÁGK-6735	szienit	Békény-patak	60,16	18,23	3,04	0,21	0,83	1,92	6,95	5,39	0,54	97,28
ÁGK-6740	szienit	Békény-patak	60,20	18,35	3,32	0,23	0,85	1,96	7,02	5,05	0,62	97,60



Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Total
ÁGK-31	monzonit	Simo-patak	60,20	20,60	3,04	0,11	0,72	1,33	5,65	5,92	0,65	98,21
ÁGK-25	monzonit	Simo-patak	60,55	20,05	2,87	0,12	0,75	1,38	5,82	5,55	0,58	97,66
ÁGK-24	monzonit	Simo-patak	60,80	19,77	2,49	0,11	0,71	1,48	5,91	5,32	0,58	97,16
ÁGK-50	monzonit	Simo-patak	58,68	22,73	3,34	0,96	0,68	1,12	5,32	6,49	0,66	99,97
ÁGK-32	monzonit	Simo-patak	59,75	21,05	3,06	0,11	0,68	1,25	5,48	6,05	0,68	98,11
ÁGK-6831	gránit	Török patak	63,50	17,23	4,18	0,12	1,01	2,20	5,08	4,95	0,77	99,04
ÁGK-6835	gránit	Laposbükk-patak	71,70	14,86	2,01	0,06	0,47	0,77	4,59	4,74	0,40	99,60
ÁGK-6839	gránit	Laposbükk-patak	67,40	16,50	3,06	0,07	0,65	0,96	5,02	5,28	0,45	99,39
ÁGK-6847	gránit	Nagyág-patak	77,10	13,34	1,25	0,02	0,13	0,12	4,67	4,59	0,09	101,31
ÁGK-6856	gránit	Nagyág-patak	70,20	14,27	1,85	0,08	0,27	0,29	4,41	5,32	0,16	96,85
ÁGK-6825	gránit	Török patak	65,12	16,98	3,96	0,14	1,11	2,01	4,83	5,60	0,81	100,56
ÁGK-6829	gránit	Török patak	65,30	16,75	4,02	0,09	0,96	2,16	5,02	4,86	0,74	99,90
ÁGK-6830	gránit	Török patak	64,60	17,11	3,88	0,12	1,05	2,28	5,13	4,98	0,86	100,01
ÁGK-6836	gránit	Laposbükk-patak	70,90	15,68	1,89	0,03	0,52	0,73	4,42	4,92	0,38	99,47
ÁGK-6834	gránit	Laposbükk-patak	71,55	14,96	1,94	0,04	0,43	0,79	4,54	4,83	0,48	99,56
ÁGK-3840	gránit	Laposbükk-patak	71,80	14,73	2,07	0,07	0,48	0,81	4,62	4,70	0,41	99,69
ÁGK-6842	gránit	Laposbükk-patak	68,20	16,08	3,13	0,06	0,71	1,04	5,15	4,37	0,53	99,27
ÁGK-6843	gránit	Laposbükk-patak	67,60	17,37	3,08	0,10	0,64	0,90	5,08	4,79	0,48	100,04
ÁGK-6851	gránit	Nagyág-patak	75,60	13,67	1,63	0,04	0,16	0,12	4,72	4,93	0,11	100,98
ÁGK-6858	gránit	Nagyág-patak	72,20	14,05	1,74	0,05	0,21	0,19	4,63	5,07	0,18	98,32

#### 4. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív nyomelem koncentrációi (ppm)

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Dy	Er
ÁGK-6546	hornblendit	Pietrari-patak	441,55	1,07	79,60	46,47	170,65	44,34	6,12	13,12
ÁGK-6710	hornblendit	Ursu-domb	754,20	1,30	80,58	52,14	94,09	16,86	4,20	12,14
ÁGK-6713	hornblendit	Tarnica Komplexum	363,33	1,11	86,44	46,46	221,79	41,27	6,21	12,37
ÁGK-6745	hornblendit	Tarnica Komplexum	1104,76	1,29	95,81	46,70	69,74	44,04	5,38	13,37
ÁGK-6749	hornblendit	Tarnica Komplexum	139,34	0,24	18,72	76,81	509,44	141,71	3,33	9,48
ÁGK-6757	hornblendit	Tarnica Komplexum	165,13	0,67	34,64	63,25	487,90	131,82	3,89	6,35
ÁGK-6700	hornblendit	Ursu-domb	702,26	1,09	81,66	50,84	101,26	14,87	4,80	12,23
ÁGK-6704	hornblendit	Ursu-domb	801,96	1,45	76,99	51,56	90,59	20,29	5,99	11,84
ÁGK-6711	hornblendit	Ursu-domb	744,60	1,29	84,51	52,99	96,89	15,66	5,01	12,03
ÁGK-6536	hornblendit	Pietrari-patak	492,40	0,97	86,49	42,45	142,64	48,36	6,09	13,91
ÁGK-6533	hornblendit	Pietrari-patak	404,78	1,11	81,67	51,99	176,89	41,59	6,96	13,62
ÁGK-6542	hornblendit	Pietrari-patak	429,47	1,05	73,98	44,11	181,20	38,12	6,18	12,77
ÁGK-6548	hornblendit	Pietrari-patak	468,57	1,07	70,02	46,43	168,20	44,97	5,83	12,98
ÁGK-6747	hornblendit	Tarnica Komplexum	148,78	0,54	41,03	69,88	548,61	127,13	4,05	8,75
ÁGK-6752	hornblendit	Tarnica Komplexum	159,12	0,98	24,92	65,20	505,87	125,66	3,68	8,08
ÁGK-6550	diorit	Tászok-patak	1467,84	1,03	222,77	13,79	34,52	62,98	8,47	9,44
ÁGK-6722	diorit	Ursu-domb	1136,79	1,63	185,88	16,87	16,53	23,94	6,47	8,41
ÁGK-6723	diorit	25-ös táró	900,27	1,16	130,07	35,42	55,35	66,91	6,26	10,84
ÁGK-6774	diorit	Pietrari-patak	616,49	1,86	229,31	32,41	4,04	81,38	9,76	13,89
ÁGK-6775	diorit	Tarnica Komplexum	1279,76	1,29	174,71	20,78	24,03	49,48	6,32	8,20
ÁGK-6549	diorit	Tászok-patak	1572,21	1,21	201,43	15,55	42,86	57,03	7,89	9,86
ÁGK-6557	diorit	Tászok-patak	1227,64	1,01	259,75	12,69	28,67	66,83	8,12	9,04
ÁGK-6552	diorit	Tászok-patak	1427,27	1,20	210,95	14,00	36,45	63,43	8,76	9,28
ÁGK-6720	diorit	Ursu-domb	1013,98	1,52	173,09	20,98	20,47	25,04	6,47	8,97
ÁGK-6718	diorit	Ursu-domb	1266,02	1,67	180,30	15,79	17,10	29,90	6,47	8,11
ÁGK-6726	diorit	25-ös táró	967,79	1,09	156,44	31,93	49,68	60,43	6,26	10,29
ÁGK-6730	diorit	25-ös táró	880,65	1,20	137,27	33,17	51,41	74,32	6,26	11,32

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Dy	Er
ÁGK-6769	diorit	Pietrari-patak	682,34	1,76	215,47	30,35	6,82	75,63	8,46	12,47
ÁGK-6777	diorit	Tarnica Komplexum	1396,00	1,25	179,66	22,85	20,86	53,87	6,02	7,95
ÁGK-6779	diorit	Tarnica Komplexum	1205,68	1,31	164,53	20,02	25,74	41,08	6,42	8,52
ÁGK-6762	nefelinszienit	Ditró-patak	259,22	1,94	21,01	2,39	25,46	30,86	<0.657	1,04
ÁGK-6744	nefelinszienit	Ditró-patak	1602,12	1,08	28,75	3,71	5,41	54,02	<0.657	1,10
ÁGK-30	nefelinszienit	Tászok-patak	186,69	2,38	21,89	2,48	3,41	160,50	<0.657	1,09
ÁGK-6678	nefelinszienit	Tászok-patak	228,75	3,23	73,10	2,88	3,23	31,23	0,83	2,07
ÁGK-6772	nefelinszienit	Ditró-patak	545,62	1,56	29,19	3,08	3,39	26,59	0,74	1,44
ÁGK-6760	nefelinszienit	Ditró-patak	274,51	2,04	20,65	2,64	24,12	28,62	<0.657	1,05
ÁGK-6741	nefelinszienit	Ditró-patak	477,04	1,66	21,78	2,93	19,65	33,94	<0.657	1,06
ÁGK-6738	nefelinszienit	Ditró-patak	1358,01	1,21	24,80	3,40	6,91	47,06	<0.657	1,91
ÁGK-6763	nefelinszienit	Ditró-patak	1590,45	1,03	18,90	3,56	5,48	51,33	<0.657	1,94
ÁGK-6765	nefelinszienit	Ditró-patak	392,50	1,81	23,50	2,42	21,54	35,13	<0.657	1,04
ÁGK-29	nefelinszienit	Tászok-patak	180,66	2,22	32,59	2,28	3,57	144,26	<0.657	1,10
ÁGK-35	nefelinszienit	Tászok-patak	221,36	3,06	67,39	2,67	3,17	42,62	0,87	2,04
ÁGK-6677	nefelinszienit	Tászok-patak	202,66	2,74	22,76	2,47	3,22	33,74	<0.657	1,10
ÁGK-6770	nefelinszienit	Ditró-patak	590,69	1,78	33,05	3,25	3,58	25,69	0,74	1,62
ÁGK-6771	nefelinszienit	Ditró-patak	510,67	1,53	27,76	2,94	3,34	29,33	0,78	1,46
ÁGK-6680	szienit	Tászok-patak	633,54	2,19	130,75	3,19	3,07	15,22	3,90	4,66
ÁGK-6766	szienit	Tászok-patak	1445,07	1,24	105,28	3,66	3,35	16,91	3,16	3,48
ÁGK-6769	szienit	Nyíres-sarok	137,78	3,71	69,40	2,51	4,66	12,12	1,31	1,89
ÁGK-6728	szienit	Békény-patak	451,54	2,08	94,57	3,27	5,01	33,16	4,13	4,08
ÁGK-12	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	942,41	2,55	27,23	2,82	3,05	46,20	<0.657	1,03
ÁGK-6679	alkáliföldpátszienit	Simo-patak	2220,28	2,35	92,17	4,20	5,63	54,70	2,66	3,01
ÁGK-6743	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	906,50	1,42	135,11	3,69	6,72	65,43	4,06	4,01
ÁGK-15	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	1024,69	2,59	24,37	2,91	3,12	49,73	<0.657	1,02
ÁGK-16	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	902,37	2,49	31,69	2,73	3,00	45,13	<0.657	1,12
ÁGK-6748	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	858,64	1,34	132,68	3,89	6,93	68,34	4,13	4,29
ÁGK-6682	szienit	Tászok-patak	710,68	1,68	120,30	3,33	3,28	15,97	3,77	3,76
ÁGK-6767	szienit	Nyíres-sarok	160,39	3,82	74,39	2,58	4,69	12,12	1,15	1,78
ÁGK-6768	szienit	Nyíres-sarok	131,28	3,57	67,38	2,46	4,59	12,24	1,38	1,94
ÁGK-6735	szienit	Békény-patak	480,29	1,96	101,36	3,35	4,87	30,36	4,32	3,80
ÁGK-6740	szienit	Békény-patak	437,63	2,14	88,67	3,20	5,12	35,78	4,04	4,33
ÁGK-31	monzonit	Simo-patak	2195,30	2,47	101,11	4,31	3,33	15,66	2,66	3,26
ÁGK-25	monzonit	Simo-patak	2374,68	2,53	109,69	4,34	3,36	16,03	2,76	3,32
ÁGK-24	monzonit	Simo-patak	2427,22	2,59	112,45	4,41	3,42	16,68	2,81	3,28
ÁGK-50	monzonit	Simo-patak	2136,51	2,41	99,09	4,26	3,29	15,25	2,59	3,21
ÁGK-32	monzonit	Simo-patak	2101,88	2,32	96,65	4,22	3,27	13,99	2,58	3,20
ÁGK-6831	gránit	Török patak	582,00	3,70	75,10	5,25	4,95	13,00	3,80	4,60
ÁGK-6835	gránit	Laposbükk-patak	293,00	6,45	70,60	4,17	4,14	33,00	2,30	2,90
ÁGK-6839	gránit	Laposbükk-patak	433,00	2,90	121,60	5,02	13,00	16,00	3,50	3,95
ÁGK-6847	gránit	Nagyág-patak	32,00	6,10	38,10	6,20	4,00	15,00	3,50	3,40
ÁGK-6856	gránit	Nagyág-patak	180,00	4,50	281,40	7,05	17,00	20,00	3,40	3,65
ÁGK-6825	gránit	Török patak	525,00	3,92	81,10	6,40	4,35	14,00	3,95	4,78
ÁGK-6829	gránit	Török patak	642,00	3,38	75,95	4,88	6,55	12,00	3,64	4,55
ÁGK-6830	gránit	Török patak	603,00	3,86	72,66	4,20	6,70	15,00	4,10	4,81
ÁGK-6836	gránit	Laposbükk-patak	268,00	6,85	65,80	4,35	3,95	34,65	2,15	2,85
ÁGK-6834	gránit	Laposbükk-patak	382,00	5,58	81,00	4,20	4,86	29,05	2,40	3,05
ÁGK-3840	gránit	Laposbükk-patak	452,00	3,40	115,20	5,32	12,05	14,80	3,45	4,10
ÁGK-6842	gránit	Laposbükk-patak	438,00	2,85	126,00	4,85	14,15	15,55	3,70	3,75
ÁGK-6843	gránit	Laposbükk-patak	460,00	3,05	110,50	5,20	13,45	16,30	3,35	4,05
ÁGK-6851	gránit	Nagyág-patak	47,50	5,86	35,25	6,46	8,40	14,50	3,55	3,35
ÁGK-6858	gránit	Nagyág-patak	126,00	5,45	185,00	6,85	11,15	17,65	3,40	3,60

#### 4. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív nyomelem koncentrációi (ppm) (folytatás)

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Eu	Ga	Gd	Hf	La	Lu	Mo	Nb
ÁGK-6546	hornblendit	Pietrari-patak	3,40	<42.829	20,39	6,91	35,06	2,26	2,55	79,24
ÁGK-6710	hornblendit	Ursu-domb	2,53	<42.829	17,16	5,02	43,25	2,13	<1.761	94,62
ÁGK-6713	hornblendit	Tarnica Komplexum	3,26	<42.829	21,00	10,15	36,79	2,34	22,90	78,83
ÁGK-6745	hornblendit	Tarnica Komplexum	3,16	<42.829	19,53	6,11	46,12	2,15	<1.761	101,86
ÁGK-6749	hornblendit	Tarnica Komplexum	1,88	<42.829	16,74	9,27	10,97	2,11	13,98	37,27
ÁGK-6757	hornblendit	Tarnica Komplexum	1,19	<42.829	15,68	8,05	19,19	2,10	2,22	34,70
ÁGK-6700	hornblendit	Ursu-domb	2,94	<42.829	17,90	6,30	41,48	2,24	<1.761	87,89
ÁGK-6704	hornblendit	Ursu-domb	2,43	<42.829	16,78	5,89	43,79	1,85	<1.761	91,17
ÁGK-6711	hornblendit	Ursu-domb	3,59	<42.829	18,01	4,79	45,84	2,01	<1.761	95,45
ÁGK-6536	hornblendit	Pietrari-patak	3,79	<42.829	20,82	7,69	37,26	2,62	2,02	83,60
ÁGK-6533	hornblendit	Pietrari-patak	3,92	<42.829	18,46	7,22	34,29	2,01	1,88	76,27
ÁGK-6542	hornblendit	Pietrari-patak	2,90	<42.829	20,34	6,77	35,45	1,98	3,46	78,67
ÁGK-6548	hornblendit	Pietrari-patak	3,20	<42.829	21,00	7,11	32,17	1,88	<1.761	75,02
ÁGK-6747	hornblendit	Tarnica Komplexum	2,06	<42.829	16,92	9,48	17,67	2,20	14,37	49,72
ÁGK-6752	hornblendit	Tarnica Komplexum	1,60	<42.829	17,65	8,61	14,18	2,13	<1.761	35,39
ÁGK-6550	diorit	Tászok-patak	4,06	<42.829	18,98	8,13	109,92	1,59	6,28	189,82
ÁGK-6722	diorit	Ursu-domb	3,02	<42.829	15,67	8,34	98,01	1,74	3,47	153,69
ÁGK-6723	diorit	25-ös táró	3,19	<42.829	19,69	9,68	68,71	2,01	6,86	103,59
ÁGK-6774	diorit	Pietrari-patak	4,80	<42.829	27,03	12,66	113,19	2,53	3,86	185,50
ÁGK-6775	diorit	Tarnica Komplexum	2,70	<42.829	16,12	8,47	94,52	1,54	1,89	145,81
ÁGK-6549	diorit	Tászok-patak	3,93	<42.829	16,61	8,67	106,88	1,63	5,87	177,63
ÁGK-6557	diorit	Tászok-patak	4,12	<42.829	19,22	8,11	115,77	1,56	6,55	183,29
ÁGK-6552	diorit	Tászok-patak	3,88	<42.829	17,96	8,13	102,78	1,65	6,07	191,00
ÁGK-6720	diorit	Ursu-domb	3,20	<42.829	17,52	8,97	106,69	1,83	3,62	144,20
ÁGK-6718	diorit	Ursu-domb	3,00	<42.829	15,61	8,10	92,75	1,69	3,31	159,84
ÁGK-6726	diorit	25-ös táró	3,40	<42.829	18,02	8,97	79,39	2,20	6,22	118,87
ÁGK-6730	diorit	25-ös táró	3,07	<42.829	21,13	10,41	71,27	1,86	7,33	106,37
ÁGK-6769	diorit	Pietrari-patak	4,47	<42.829	28,67	11,61	115,92	2,29	4,09	176,25
ÁGK-6777	diorit	Tarnica Komplexum	3,00	<42.829	16,60	8,84	89,99	1,83	2,26	159,49
ÁGK-6779	diorit	Tarnica Komplexum	2,61	<42.829	17,95	8,10	96,56	1,66	1,76	138,38
ÁGK-6762	nefelinszenit	Ditró-patak	0,48	<42.829	2,05	3,49	10,32	0,33	5,71	33,49
ÁGK-6744	nefelinszenit	Ditró-patak	0,38	<42.829	1,43	2,07	19,02	0,24	8,60	20,37
ÁGK-30	nefelinszenit	Tászok-patak	0,19	<42.829	1,14	<2.007	17,41	0,26	<1.761	19,47
ÁGK-6678	nefelinszenit	Tászok-patak	0,16	<42.829	3,61	8,72	39,88	0,55	7,19	59,57
ÁGK-6772	nefelinszenit	Ditró-patak	0,31	<42.829	2,71	2,30	16,34	0,36	6,34	57,72
ÁGK-6760	nefelinszenit	Ditró-patak	0,49	<42.829	2,02	3,41	12,36	0,33	5,54	34,99
ÁGK-6741	nefelinszenit	Ditró-patak	0,41	<42.829	2,15	3,23	12,11	0,32	5,81	30,29
ÁGK-6738	nefelinszenit	Ditró-patak	0,37	<42.829	1,67	2,09	17,66	0,24	7,86	24,53
ÁGK-6763	nefelinszenit	Ditró-patak	0,38	<42.829	1,63	2,13	17,25	0,23	8,27	23,35
ÁGK-6765	nefelinszenit	Ditró-patak	0,45	<42.829	1,97	2,95	10,66	0,29	6,05	33,21
ÁGK-29	nefelinszenit	Tászok-patak	0,20	<42.829	1,38	6,75	21,65	0,27	<1.761	18,64
ÁGK-35	nefelinszenit	Tászok-patak	0,18	<42.829	3,38	<2.007	37,77	0,51	<1.761	54,88
ÁGK-6677	nefelinszenit	Tászok-patak	0,15	<42.829	3,48	9,14	19,09	0,24	6,59	60,37
ÁGK-6770	nefelinszenit	Ditró-patak	0,30	<42.829	2,86	2,48	14,75	0,36	6,30	52,32
ÁGK-6771	nefelinszenit	Ditró-patak	0,32	<42.829	2,57	2,02	17,37	0,33	7,55	59,68
ÁGK-6680	szenit	Tászok-patak	1,53	<42.829	8,07	11,29	68,31	0,78	12,18	128,78
ÁGK-6766	szenit	Tászok-patak	1,60	<42.829	6,71	9,43	57,48	0,65	20,73	77,17
ÁGK-6769	szenit	Nyíres-sarok	0,22	<42.829	2,60	11,72	33,73	0,53	4,63	66,08
ÁGK-6728	szenit	Békény-patak	0,93	<42.829	6,89	11,03	45,15	0,80	7,65	105,30
ÁGK-12	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	0,10	<42.829	1,26	7,29	21,90	0,22	12,32	12,66

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Eu	Ga	Gd	Hf	La	Lu	Mo	Nb
ÁGK-6679	alkáliföldpátszienit	Simo-patak	1,07	<42.829	5,39	5,21	57,47	0,61	6,91	88,44
ÁGK-6743	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	1,05	<42.829	7,46	9,51	59,41	0,69	6,94	75,08
ÁGK-15	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	0,12	<42.829	1,15	7,57	23,28	0,25	14,33	9,88
ÁGK-16	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	0,08	<42.829	1,29	7,02	21,03	0,18	11,20	14,28
ÁGK-6748	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	1,11	<42.829	7,36	9,42	64,26	0,81	7,47	81,03
ÁGK-6682	szienit	Tászok-patak	1,57	<42.829	6,96	9,86	62,75	0,68	18,65	112,84
ÁGK-6767	szienit	Nyíres-sarok	0,19	<42.829	2,82	11,92	33,98	0,63	5,37	71,31
ÁGK-6768	szienit	Nyíres-sarok	0,24	<42.829	2,54	11,34	33,81	0,49	4,32	60,34
ÁGK-6735	szienit	Békény-patak	0,99	<42.829	7,03	10,87	47,68	0,83	7,42	117,68
ÁGK-6740	szienit	Békény-patak	0,89	<42.829	6,81	11,15	41,26	0,76	7,88	98,37
ÁGK-31	monzonit	Simo-patak	1,05	<42.829	5,68	7,04	58,20	0,61	6,97	88,77
ÁGK-25	monzonit	Simo-patak	1,06	<42.829	5,81	7,14	62,38	0,64	6,98	91,33
ÁGK-24	monzonit	Simo-patak	1,05	<42.829	5,70	7,01	60,24	0,70	7,32	88,86
ÁGK-50	monzonit	Simo-patak	0,99	<42.829	5,69	6,88	56,33	0,58	6,90	81,76
ÁGK-32	monzonit	Simo-patak	1,01	<42.829	5,58	6,28	58,19	0,55	6,79	80,65
ÁGK-6831	gránit	Török patak	1,10	24,00	7,70	5,90	n/a	1,05	n/a	106,10
ÁGK-6835	gránit	Laposbükk-patak	0,60	20,05	4,60	1,80	37,80	0,60	n/a	73,00
ÁGK-6839	gránit	Laposbükk-patak	1,05	23,10	7,30	2,60	60,20	0,80	n/a	82,00
ÁGK-6847	gránit	Nagyág-patak	0,20	26,50	3,60	5,80	n/a	0,70	5,10	429,00
ÁGK-6856	gránit	Nagyág-patak	0,60	29,20	8,90	19,00	112,50	1,10	4,20	147,00
ÁGK-6825	gránit	Török patak	1,21	25,50	7,75	6,30	n/a	1,10	n/a	104,60
ÁGK-6829	gránit	Török patak	1,05	23,00	7,90	5,75	n/a	0,96	n/a	110,85
ÁGK-6830	gránit	Török patak	1,13	24,50	6,80	5,60	n/a	1,12	n/a	108,20
ÁGK-6836	gránit	Laposbükk-patak	0,55	20,15	4,80	1,72	36,10	0,55	n/a	75,50
ÁGK-6834	gránit	Laposbükk-patak	0,70	19,50	4,45	1,90	41,25	0,70	n/a	81,05
ÁGK-3840	gránit	Laposbükk-patak	1,10	24,00	7,50	2,40	64,35	0,85	n/a	84,65
ÁGK-6842	gránit	Laposbükk-patak	1,02	22,85	7,42	2,55	57,80	0,77	n/a	90,05
ÁGK-6843	gránit	Laposbükk-patak	0,95	23,65	7,15	2,80	61,85	0,81	n/a	79,10
ÁGK-6851	gránit	Nagyág-patak	0,24	25,90	4,20	6,60	n/a	0,65	5,25	447,50
ÁGK-6858	gránit	Nagyág-patak	0,55	31,55	8,15	17,90	95,80	1,05	4,30	160,00

#### 4. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív nyomelem koncentrációi (ppm) (folytatás)

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm	Sr
ÁGK-6546	hornblendit	Pietrari-patak	45,68	91,65	3021,59	60,12	313,35	21,32	11,34	692,49
ÁGK-6710	hornblendit	Ursu-domb	38,99	107,33	1670,12	199,25	156,66	20,97	8,29	560,30
ÁGK-6713	hornblendit	Tarnica Komplexum	51,37	116,29	3412,64	38,88	210,50	20,42	11,75	645,63
ÁGK-6745	hornblendit	Tarnica Komplexum	50,51	88,49	1837,56	198,87	180,14	19,16	10,52	633,29
ÁGK-6749	hornblendit	Tarnica Komplexum	19,82	390,03	439,78	11,27	353,44	29,76	5,14	267,93
ÁGK-6757	hornblendit	Tarnica Komplexum	24,43	355,06	1116,88	45,59	234,13	22,76	4,51	191,86
ÁGK-6700	hornblendit	Ursu-domb	42,16	102,63	1510,70	204,47	186,87	20,20	7,02	587,66
ÁGK-6704	hornblendit	Ursu-domb	37,07	114,50	1965,01	201,60	139,97	21,10	8,56	542,92
ÁGK-6711	hornblendit	Ursu-domb	40,46	106,15	1786,27	198,53	165,78	20,76	8,98	604,66
ÁGK-6536	hornblendit	Pietrari-patak	49,01	96,79	3924,53	50,29	257,68	21,20	10,87	712,27
ÁGK-6533	hornblendit	Pietrari-patak	45,90	90,89	2411,08	58,95	401,19	22,02	11,10	680,07
ÁGK-6542	hornblendit	Pietrari-patak	40,48	80,69	2808,99	67,01	320,70	21,67	11,81	677,34
ÁGK-6548	hornblendit	Pietrari-patak	46,79	94,78	3659,78	64,79	269,37	20,01	11,97	699,54
ÁGK-6747	hornblendit	Tarnica Komplexum	29,67	402,96	719,00	32,64	316,71	26,98	6,79	313,86
ÁGK-6752	hornblendit	Tarnica Komplexum	31,16	374,53	986,45	21,62	267,88	24,12	5,30	248,65
ÁGK-6550	diorit	Tászok-patak	85,12	34,20	1888,77	59,42	398,94	2,68	16,11	2607,07
ÁGK-6722	diorit	Ursu-domb	60,72	18,29	1915,41	92,64	723,88	6,13	11,36	1583,22

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm	Sr
ÁGK-6723	diorit	25-ös táró	58,77	56,66	3108,21	121,89	331,32	12,17	12,01	1137,83
ÁGK-6774	diorit	Pietrari-patak	90,61	19,60	6351,21	80,19	837,21	10,11	17,55	1264,51
ÁGK-6775	diorit	Tarnica Komplexum	60,55	35,92	2056,10	65,37	415,76	6,61	11,06	2146,45
ÁGK-6549	diorit	Tászok-patak	79,50	29,68	2051,79	66,27	456,08	3,30	15,76	2486,10
ÁGK-6557	diorit	Tászok-patak	88,30	31,74	1697,13	57,04	368,29	3,88	16,86	2669,74
ÁGK-6552	diorit	Tászok-patak	83,48	41,12	2485,38	71,68	427,40	2,91	15,32	2306,19
ÁGK-6720	diorit	Ursu-domb	64,33	21,39	2005,73	83,98	655,83	6,40	10,88	1737,51
ÁGK-6718	diorit	Ursu-domb	57,92	17,97	1861,03	93,12	768,92	5,88	11,66	1511,01
ÁGK-6726	diorit	25-ös táró	64,68	49,19	3609,07	113,84	329,37	13,16	11,29	1367,07
ÁGK-6730	diorit	25-ös táró	56,33	54,83	3019,76	119,47	389,72	10,18	13,74	1030,13
ÁGK-6769	diorit	Pietrari-patak	91,67	24,72	5860,27	89,72	788,36	8,63	15,99	1156,28
ÁGK-6777	diorit	Tarnica Komplexum	55,27	32,17	2355,86	62,23	405,68	8,00	10,88	2205,21
ÁGK-6779	diorit	Tarnica Komplexum	67,20	36,25	1869,58	70,06	447,20	6,21	11,69	2156,01
ÁGK-6762	nefelinszenit	Ditró-patak	4,02	4,44	<15.872	289,77	97,49	0,34	<3.488	347,82
ÁGK-6744	nefelinszenit	Ditró-patak	4,76	5,54	90,24	191,03	62,58	0,22	<3.488	1622,14
ÁGK-30	nefelinszenit	Tászok-patak	3,43	3,50	68,21	523,81	49,79	0,21	<3.488	184,21
ÁGK-6678	nefelinszenit	Tászok-patak	11,89	3,95	168,43	508,06	139,31	0,66	<3.488	180,08
ÁGK-6772	nefelinszenit	Ditró-patak	4,95	<2.485	60,51	254,07	608,46	0,28	<3.488	421,52
ÁGK-6760	nefelinszenit	Ditró-patak	3,78	4,57	<15.872	275,33	94,25	0,35	<3.488	355,07
ÁGK-6741	nefelinszenit	Ditró-patak	4,06	4,52	<15.872	283,67	97,63	0,32	<3.488	340,76
ÁGK-6738	nefelinszenit	Ditró-patak	4,62	5,47	95,27	204,08	67,11	0,24	<3.488	1537,24
ÁGK-6763	nefelinszenit	Ditró-patak	4,61	5,68	87,30	211,17	63,78	0,25	<3.488	1607,37
ÁGK-6765	nefelinszenit	Ditró-patak	4,11	4,39	24,79	261,76	98,67	0,30	<3.488	396,57
ÁGK-29	nefelinszenit	Tászok-patak	3,61	3,57	63,82	532,62	53,67	0,23	<3.488	186,37
ÁGK-35	nefelinszenit	Tászok-patak	10,75	3,88	148,76	514,03	125,66	0,61	<3.488	182,48
ÁGK-6677	nefelinszenit	Tászok-patak	12,04	3,89	187,93	504,81	141,87	0,20	<3.488	179,52
ÁGK-6770	nefelinszenit	Ditró-patak	5,37	<2.485	57,94	267,35	652,47	0,28	<3.488	447,62
ÁGK-6771	nefelinszenit	Ditró-patak	4,63	<2.485	68,40	246,39	578,62	0,26	<3.488	403,18
ÁGK-6680	szienit	Tászok-patak	29,65	<2.485	298,86	270,77	66,48	0,87	6,38	484,56
ÁGK-6766	szienit	Tászok-patak	28,91	4,24	492,33	197,04	43,26	0,95	5,85	566,40
ÁGK-6769	szienit	Nyíres-sarok	4,11	3,83	195,59	481,60	102,60	0,30	<3.488	82,90
ÁGK-6728	szienit	Békény-patak	21,42	4,32	694,48	451,79	385,22	2,26	6,55	226,90
ÁGK-12	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	<1.470	<2.485	44,07	289,91	329,88	<0.184	<3.488	863,16
ÁGK-6679	alkáliföldpátszenit	Simo-patak	20,65	6,35	373,13	283,98	103,12	0,48	3,88	906,14
ÁGK-6743	alkáliföldpátszenit	Tászok-patak	34,13	5,28	436,37	167,71	159,04	1,57	6,76	429,97
ÁGK-15	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	<1.470	<2.485	42,38	2,72	345,33	<0.184	<3.488	899,52
ÁGK-16	alkáliföldpátszenit	25-ös táró	<1.470	<2.485	67,38	3,05	321,11	<0.184	<3.488	842,37
ÁGK-6748	alkáliföldpátszenit	Tászok-patak	33,68	5,69	472,69	175,83	167,28	1,47	6,84	424,68
ÁGK-6682	szienit	Tászok-patak	29,35	3,48	437,51	223,76	54,32	0,91	6,03	496,25
ÁGK-6767	szienit	Nyíres-sarok	3,88	3,98	213,77	502,75	114,28	0,34	<3.488	88,11
ÁGK-6768	szienit	Nyíres-sarok	4,20	3,81	183,51	471,87	98,37	0,27	<3.488	76,31
ÁGK-6735	szienit	Békény-patak	23,73	4,57	762,38	468,33	427,71	2,27	6,79	257,38
ÁGK-6740	szienit	Békény-patak	18,67	4,02	676,40	443,88	367,60	2,25	6,42	207,36
ÁGK-31	monzonit	Simo-patak	20,81	3,41	367,94	285,29	75,30	0,51	4,71	927,67
ÁGK-25	monzonit	Simo-patak	22,32	3,48	398,66	292,29	93,67	0,54	4,82	955,00
ÁGK-24	monzonit	Simo-patak	22,69	3,52	420,24	287,36	79,26	0,54	4,76	1029,62
ÁGK-50	monzonit	Simo-patak	18,37	3,36	360,02	280,36	69,33	0,47	4,72	912,39
ÁGK-32	monzonit	Simo-patak	19,23	3,35	348,66	277,39	61,52	0,45	4,59	887,25
ÁGK-6831	gránit	Török patak	20,10	6,85	1,70	480,00	57,30	2,80	6,40	402,00
ÁGK-6835	gránit	Laposbük-patak	14,50	4,10	7,00	444,00	90,00	1,80	5,10	173,00
ÁGK-6839	gránit	Laposbük-patak	25,50	11,90	10,50	318,00	39,00	3,60	7,60	230,00
ÁGK-6847	gránit	Nagyág-patak	5,50	4,70	17,40	1005,00	20,00	0,40	4,80	13,00
ÁGK-6856	gránit	Nagyág-patak	38,50	9,40	3,90	403,00	67,00	1,50	11,50	43,00

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm	Sr
ÁGK-6825	gránit	Török patak	22,50	7,35	1,95	520,00	63,50	3,15	6,25	442,00
ÁGK-6829	gránit	Török patak	18,95	6,60	1,10	445,50	54,80	2,95	6,65	385,00
ÁGK-6830	gránit	Török patak	20,80	7,15	2,15	497,00	60,05	2,60	6,10	415,00
ÁGK-6836	gránit	Laposbükk-patak	14,55	3,95	6,80	426,00	95,00	1,60	4,85	165,00
ÁGK-6834	gránit	Laposbükk-patak	16,95	4,80	7,50	452,00	87,50	1,95	5,05	182,00
ÁGK-3840	gránit	Laposbükk-patak	23,50	10,55	10,20	343,00	44,50	3,45	7,30	223,00
ÁGK-6842	gránit	Laposbükk-patak	26,45	13,10	10,75	297,00	37,50	3,80	7,85	245,50
ÁGK-6843	gránit	Laposbükk-patak	25,40	11,75	10,60	313,00	41,20	3,74	7,40	219,00
ÁGK-6851	gránit	Nagyág-patak	6,25	4,60	16,85	970,00	18,50	0,52	4,65	16,75
ÁGK-6858	gránit	Nagyág-patak	34,45	7,55	5,05	465,00	63,00	1,35	9,50	39,05

#### 4. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív nyomelem koncentrációi (ppm) (folytatás)

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	V	Y	Yb	Zn	Zr
ÁGK-6546	hornblendit	Pietrari-patak	252,53	23,90	3,18	146,66	169,36
ÁGK-6710	hornblendit	Ursu-domb	261,97	18,69	2,91	131,49	199,45
ÁGK-6713	hornblendit	Tarnica Komplexum	250,00	24,50	3,28	156,55	179,10
ÁGK-6745	hornblendit	Tarnica Komplexum	250,02	23,11	3,05	141,97	230,90
ÁGK-6749	hornblendit	Tarnica Komplexum	248,15	12,58	2,22	90,05	54,50
ÁGK-6757	hornblendit	Tarnica Komplexum	144,14	12,09	2,12	108,59	109,08
ÁGK-6700	hornblendit	Ursu-domb	218,61	20,11	3,11	136,96	188,86
ÁGK-6704	hornblendit	Ursu-domb	244,58	17,98	2,49	122,74	206,58
ÁGK-6711	hornblendit	Ursu-domb	296,49	18,33	2,86	129,92	194,56
ÁGK-6536	hornblendit	Pietrari-patak	259,71	21,22	3,78	144,58	185,65
ÁGK-6533	hornblendit	Pietrari-patak	255,28	24,96	3,38	141,92	173,43
ÁGK-6542	hornblendit	Pietrari-patak	248,38	23,48	3,09	147,70	152,55
ÁGK-6548	hornblendit	Pietrari-patak	251,08	23,68	2,98	151,03	164,97
ÁGK-6747,	hornblendit	Tarnica Komplexum	194,33	14,99	2,30	112,18	88,76
ÁGK-6752	hornblendit	Tarnica Komplexum	173,47	13,72	2,71	97,24	123,43
ÁGK-6550	diorit	Tászok-patak	105,19	36,83	3,38	100,38	231,09
ÁGK-6722	diorit	Ursu-domb	112,78	28,74	3,06	102,43	265,96
ÁGK-6723	diorit	25-ös táró	189,97	27,67	3,00	118,46	196,15
ÁGK-6774	diorit	Pietrari-patak	222,93	41,27	4,46	148,96	343,06
ÁGK-6775	diorit	Tarnica Komplexum	117,37	28,32	3,01	96,22	241,75
ÁGK-6549	diorit	Tászok-patak	115,98	39,99	3,31	107,75	239,27
ÁGK-6557	diorit	Tászok-patak	101,67	38,76	3,53	97,22	214,39
ÁGK-6552	diorit	Tászok-patak	111,85	31,32	3,23	102,43	270,82
ÁGK-6720	diorit	Ursu-domb	119,27	29,98	3,27	108,58	278,96
ÁGK-6718	diorit	Ursu-domb	115,68	27,42	2,91	100,00	259,07
ÁGK-6726	diorit	25-ös táró	178,54	26,15	3,13	108,37	190,69
ÁGK-6730	diorit	25-ös táró	197,31	29,89	2,86	123,31	208,84
ÁGK-6769	diorit	Pietrari-patak	205,76	39,46	4,31	162,95	321,37
ÁGK-6777	diorit	Tarnica Komplexum	129,77	28,99	3,33	100,59	266,59
ÁGK-6779	diorit	Tarnica Komplexum	106,66	26,87	3,12	95,86	232,74
ÁGK-6762	nefelinszienit	Ditró-patak	17,76	2,25	0,37	42,37	224,44
ÁGK-6744	nefelinszienit	Ditró-patak	10,72	2,58	0,30	25,15	86,96
ÁGK-30	nefelinszienit	Tászok-patak	10,52	1,84	0,22	56,45	35,61
ÁGK-6678	nefelinszienit	Tászok-patak	24,69	6,80	1,17	72,64	679,81
ÁGK-6772	nefelinszienit	Ditró-patak	22,55	2,97	0,36	37,17	171,35
ÁGK-6760	nefelinszienit	Ditró-patak	17,65	2,44	0,35	40,22	237,24
ÁGK-6741	nefelinszienit	Ditró-patak	15,76	2,31	0,34	41,69	219,06
ÁGK-6738	nefelinszienit	Ditró-patak	11,67	2,49	0,31	28,63	91,67
ÁGK-6763	nefelinszienit	Ditró-patak	11,98	2,53	0,31	27,39	89,72
ÁGK-6765	nefelinszienit	Ditró-patak	14,76	2,27	0,36	38,25	248,63

Leltári szám	Kőzettípus	Mintavételi hely	V	Y	Yb	Zn	Zr
ÁGK-29	nefelinszienit	Tászok-patak	12,48	1,87	0,31	56,76	48,62
ÁGK-35	nefelinszienit	Tászok-patak	22,68	6,65	1,22	68,72	614,72
ÁGK-6677	nefelinszienit	Tászok-patak	20,37	6,75	1,11	61,28	83,85
ÁGK-6770	nefelinszienit	Ditró-patak	26,84	3,03	0,32	41,39	193,68
ÁGK-6771	nefelinszienit	Ditró-patak	20,04	2,90	0,38	35,29	150,68
ÁGK-6680	szienit	Tászok-patak	38,78	19,51	2,07	70,19	599,49
ÁGK-6766	szienit	Tászok-patak	23,09	15,03	1,45	53,10	356,17
ÁGK-6769	szienit	Nyíres-sarok	12,46	6,56	1,27	81,35	815,10
ÁGK-6728	szienit	Békény-patak	19,26	20,56	2,34	102,29	593,24
ÁGK-12	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	11,25	1,57	0,34	20,31	294,28
ÁGK-6679	alkáliföldpátszienit	Simo-patak	25,76	12,02	1,32	76,21	314,19
ÁGK-6743	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	29,42	23,04	2,38	41,11	624,90
ÁGK-15	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	10,11	1,69	0,30	17,90	305,58
ÁGK-16	alkáliföldpátszienit	25-ös táró	11,79	1,34	0,37	22,67	283,60
ÁGK-6748	alkáliföldpátszienit	Tászok-patak	32,07	26,67	2,36	43,58	648,52
ÁGK-6682	szienit	Tászok-patak	27,66	16,98	1,98	57,63	530,84
ÁGK-6767	szienit	Nyíres-sarok	10,57	6,89	1,38	84,62	867,39
ÁGK-6768	szienit	Nyíres-sarok	13,99	6,27	1,20	76,33	821,33
ÁGK-6735	szienit	Békény-patak	22,36	20,24	2,38	111,38	612,69
ÁGK-6740	szienit	Békény-patak	16,62	17,30	2,32	96,55	578,56
ÁGK-31	monzonit	Simo-patak	26,49	12,18	1,43	65,35	451,06
ÁGK-25	monzonit	Simo-patak	28,42	13,88	1,38	69,33	482,33
ÁGK-24	monzonit	Simo-patak	26,52	12,98	1,50	72,38	503,51
ÁGK-50	monzonit	Simo-patak	26,40	12,08	1,45	66,34	422,36
ÁGK-32	monzonit	Simo-patak	26,24	10,90	1,33	57,32	402,88
ÁGK-6831	gránit	Török patak	31,50	21,00	1,95	71,05	476,00
ÁGK-6835	gránit	Laposbükk-patak	13,00	13,50	1,30	34,00	241,00
ÁGK-6839	gránit	Laposbükk-patak	23,50	18,50	1,70	2,50	306,00
ÁGK-6847	gránit	Nagyág-patak	2,00	19,00	2,00	21,00	140,00
ÁGK-6856	gránit	Nagyág-patak	5,50	18,50	2,10	49,55	690,00
ÁGK-6825	gránit	Török patak	33,00	22,50	2,15	74,50	450,00
ÁGK-6829	gránit	Török patak	28,50	19,80	1,80	67,00	510,00
ÁGK-6830	gránit	Török patak	29,00	20,50	2,10	70,50	467,00
ÁGK-6836	gránit	Laposbükk-patak	12,50	12,00	1,25	29,50	224,50
ÁGK-6834	gránit	Laposbükk-patak	14,00	14,50	1,32	36,45	257,00
ÁGK-3840	gránit	Laposbükk-patak	22,00	18,00	1,75	4,15	314,00
ÁGK-6842	gránit	Laposbükk-patak	25,05	19,20	1,60	2,15	298,00
ÁGK-6843	gránit	Laposbükk-patak	24,15	18,70	1,75	3,40	302,50
ÁGK-6851	gránit	Nagyág-patak	2,15	19,20	2,05	23,65	175,00
ÁGK-6858	gránit	Nagyág-patak	5,15	18,30	2,10	46,20	625,00

▽	diorit
△	gránit
■	peridotit, gabbró
◆	monzonit
○	nefelinszienit
+	szienit

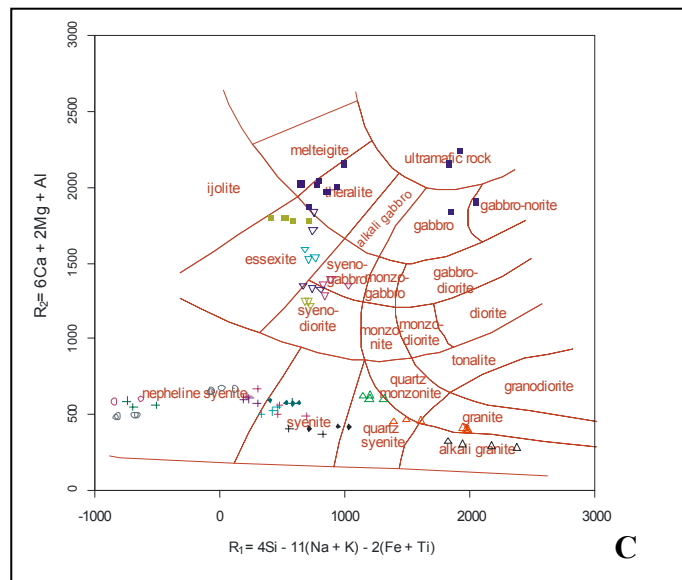
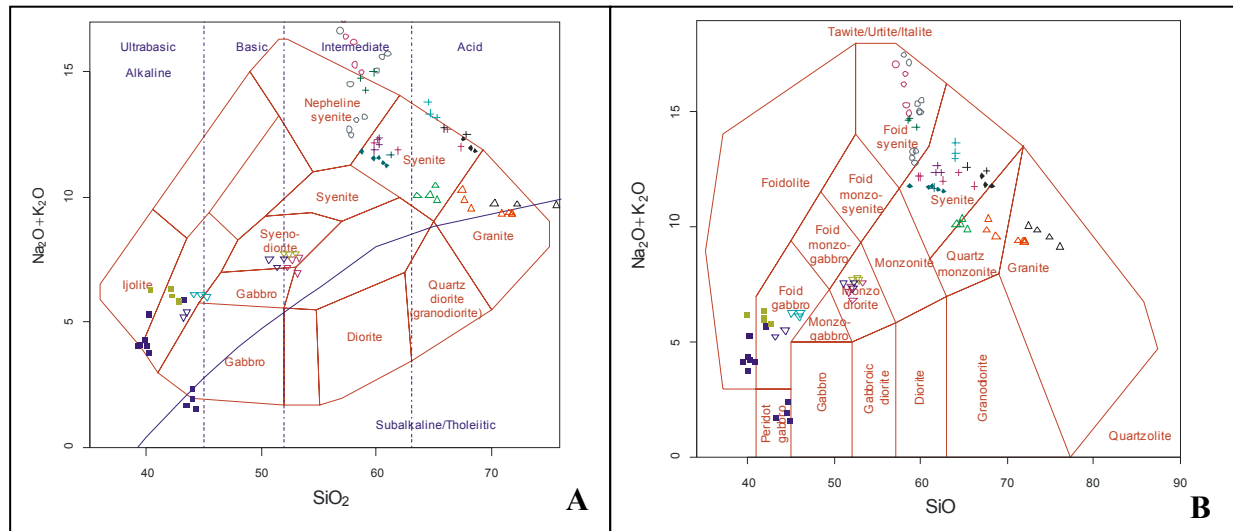
**A**

■	25-ös táró
■	Békény-patak
■	Ditró-patak
■	Laposbükk-patak
■	Nagyág-patak
■	Nyíres-sarok
■	Pietrarilor-patak
■	Simo-patak
■	Tarnica Komplexum
■	Tászok-patak
■	Török-patak
■	Ursu-domb

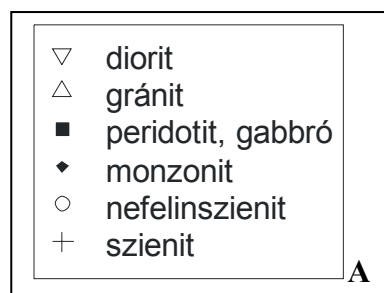
**B**

9. ábra A DAM vizsgált közeteinek jel (A)-, illetve lelőhelyeinek szín (B)-kulcsa

Geokémiai összetételük alapján a vizsgált kőzetek ultramafitok, peridotit gabbrók, gabbrók, gabbró-nóritok, foidgabbrók, theralitok, ijolitok, melteigitok szienogabbrók, essexitek, monzodioritok, szienodioritok, szienitek, kvarcmonzonitok, kvarcszienitek, nefelinszienitek, alkáligránitok, gránitok csoportjába sorolhatók (Cox et al, 1979; Middelmost, 1985; De la Roche et al., 1980) (10. ábra), ami jó egyezést mutat a modális kimérések eredményeivel.

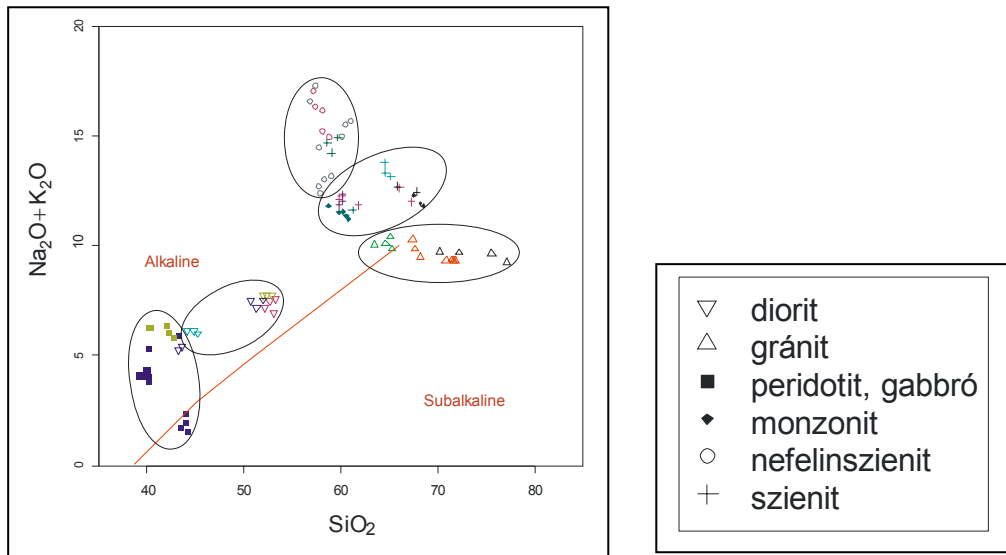


**10. ábra** A vizsgált kőzetek geokémiai besorolása a Cox et al, 1979, Middelmost, 1985 és De la Roche et al., 1980 alapján (A DAM vizsgált kőzeteinek jel (A)-, illetve lelőhelyeinek szín (B)-kulcsa)

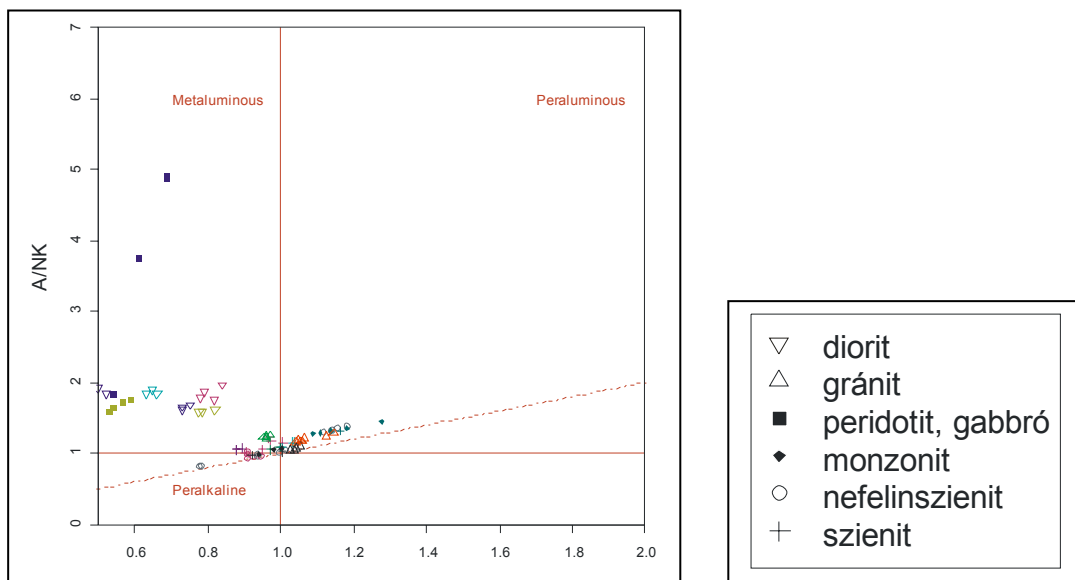




A 11. ábrán a kőzetek  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  eloszlása látható. A Tarnica Komplexum ultrabázikus kőzetei alkáli és szubalkáli jelleget mutatnak (Coombs, 1963 – „félalkáli kőzetek”). Ilyen esetekben az IR arány ( $\text{IR}=\text{Hy}/(\text{Hy}+2\text{Di})$ ) 0-0,38 közötti (Kurasawa, 1967); ebben az esetben ez az érték gyakorlatilag nulla ( $\text{Hy}=0$ ). A dioritok, szienitek és nefelinszienitek szintén alkáli, míg a gránitok nagyrésze szubalkáli jellegű.



11. ábra A DAM kőzeteinek  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  eloszlása (Irvine, Baragar, 1971)



12. ábra A DAM kőzeteinek  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (A/NK) vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (A/CNK) eloszlása Maniar és Piccoli (1989) alapján

A Tarnica Komplexum kőzetei metalumíniumos, a nefelinszienitek peralkáli, peralumíniumos, a gránitok, szienitek, monzonitok metalumíniumos, peralumíniumos jellegűek (12. ábra).

A kőzetek  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  aránya egy esetben sem nagyobb 1-nél (max. 0,75), ebből következően a DAM miaszkitos jellegű.

A vizsgált kőzetek  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}$  és  $\text{Ni}$  tartalma negatív korrelációt mutat a  $\text{SiO}_2$  tartalommal a Tarnica Komplexum kőzeteitől a szienitek, nefelinszienitek, monzonitok és gránitok felé haladva. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tartalom a nefelinszienitekben éri el a maximumot 24 tf%-al 57 tf%-os  $\text{SiO}_2$  tartalomnál, ezután folyamatosan csökken. Ez, összhangban a  $\text{CaO}$  tartalom csökkenésével növekvő szilícium tartalom mellett, arra enged következtetni, hogy a plagioklász földpát akkor kezdett el kristályosodni, amikor az olvadék elérte ezt a szilícium értéket, illetve eddig a stádiumig a  $\text{Ca}$  tartalom csökkenését a klinopiroxén, amfibol és titanit frakcionációja befolyásolta.

A nyomelem geokémiai elemzések azt mutatják, hogy a DAM vizsgált kőzetei LILE, HFSE elemekben és ritkaföldfémekben gazdagok. A  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Zn}$  és  $\text{Cu}$  erősen kompatibilisen viselkednek végig a frakcionációs folyamat alatt. A  $\text{Sc}$  csökkenése a klinopiroxén frakcionáció jellegzetessége, míg a  $\text{V}$  csökkenő lefutása megegyezik a  $\text{TiO}_2$ -val, amelyet a titanit kristályosodása kontrollál.

A  $\text{Sr}$ -nak növekvő szilícium tartalom mellett az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -hoz hasonló lefutása,  $\text{SiO}_2 = 53$  tf%-nál éri el a csúcserőérték (2669 ppm) a dioritokban, ezután mennyisége csökken a gránitok felé, ami azt sugallja, hogy a plagioklász földpát frakcionáció a magmafejlődés előrehaladottabb stádiumában kezdődött meg. A  $\text{Ba}$  mennyisége szintén nő a Tarnica Komplexum kőzeteiben és a monzonitokban a szilícium tartalom növekedésével, majd a csúcst (  $\text{SiO}_2 = 53$  tf%,  $\text{Ba} = 2427$  ppm) elhagyva mennyisége a szienitekben, nefelinszienitekben és gránitokban csökken, ami az alkáli földpátok kristályosodását tükrözi. A  $\text{Rb}$  folyamatosan emelkedő, pozitív korrelációt mutat a növekvő szilícium tartalommal.

A  $\text{Zr}$  tartalom a szienitekben (283-867 ppm), monzonitokban (402-503 ppm) és a gránitokban (140-690 ppm) a legjelentősebb. A  $\text{Nb}$  tartalom szintén magas, legmagasabb a gránitokban (447 ppm), dioritokban (191 ppm), és a szienitekben (128 ppm). A titanit kristályosodása nagyban befolyásolja mind a  $\text{Zr}$ , mind a  $\text{Nb}$  értékeinek alakulását.

A DAM kőzeteiben a ritkaföldfémek mennyisége magas,  $\text{La}_{(N)}$  43-489 (nefelinszienitek – dioritok),  $\text{Lu}_{(N)}$  8,6-103 (szienitek – hornblenditek),  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  3,5-56 (hornblenditek – szienitek). A mafikus – ultramafikus kőzetek kondritra normált ritkaföldfém eloszlása (13. ábra) a  $\text{La}$ -tól az  $\text{Eu}$ -ig egyenletesen csökken gyenge negatív  $\text{Eu}$  anomáliával ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,43$ -

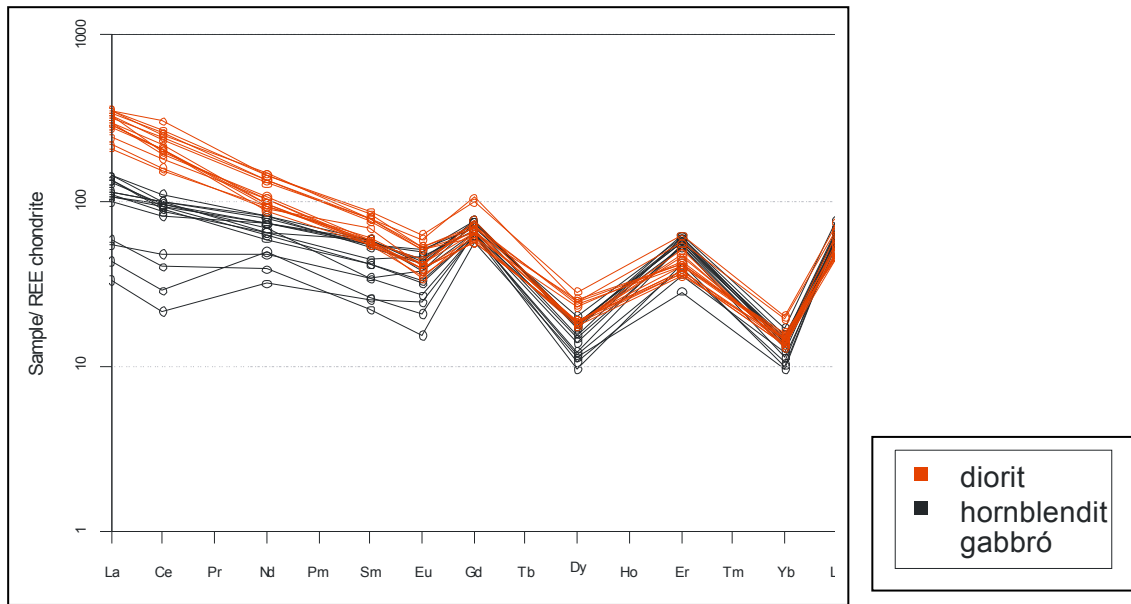
0,86). A nehéz ritkaföldfémek összetételében erős pozitív Gd, Er és Lu anomália jelentkezik. Kondritra normált nyomelem eloszlásuk enyhe lefutású, amely a kis részleges olvadású óceáni sziget bazaltok (OIB) összetételével mutat hasonlóságot (14. ábra). Az inkompatibilis nyomelemek közül a  $Nb_{(N)}$  141-649 pozitív anomáliát mutat. A hornblenditek és gabbrók nyomelem eloszlásában negatív Sr és Zr anomália jelentkezik. Az  $Y_{(N)}$  8-25 magas értékei nagyon kis mennyiségű asztenoszférikus olvadéokra vagy nagyobb mennyiségű litoszférikus köpeny eredetre utalnak, amely korábban dúsult nyomelemekben.

A nefelinszienitek és szienitek kondritra normált ritkaföldfém eloszlása (17., 19. ábrák) U-alakú, a La-tól az Eu-ig meredeken esik, ahol negatív Eu anomáliát mutat ( $Eu/Eu^* = 0,41-0,78$ ), a nehéz ritkaföldfémekben, pedig erős pozitív anomália jelentkezik. A nefelinszienitek kondritra normált inkompatibilis nyomelem eloszlását (18. ábra) negatív Ba, Nb, Nd és Ti, illetve pozitív K, Sr és Zr anomália jellemzi. A negatív Ba anomália összhangban van a negatív Eu anomáliával (földpát kristályosodása), a negatív Nb és Ti anomáliát, pedig a titanit kristályodása befolyásolja. A szienitek kondritra normált nyomelem eloszlásában (20. ábra) szintén jelentkezik a pozitív Zr és a negatív Ba, Nd és Ti anomália, viszont a Sr az ultramafikus kőzetekhez hasonlóan negatív anomáliát mutat.

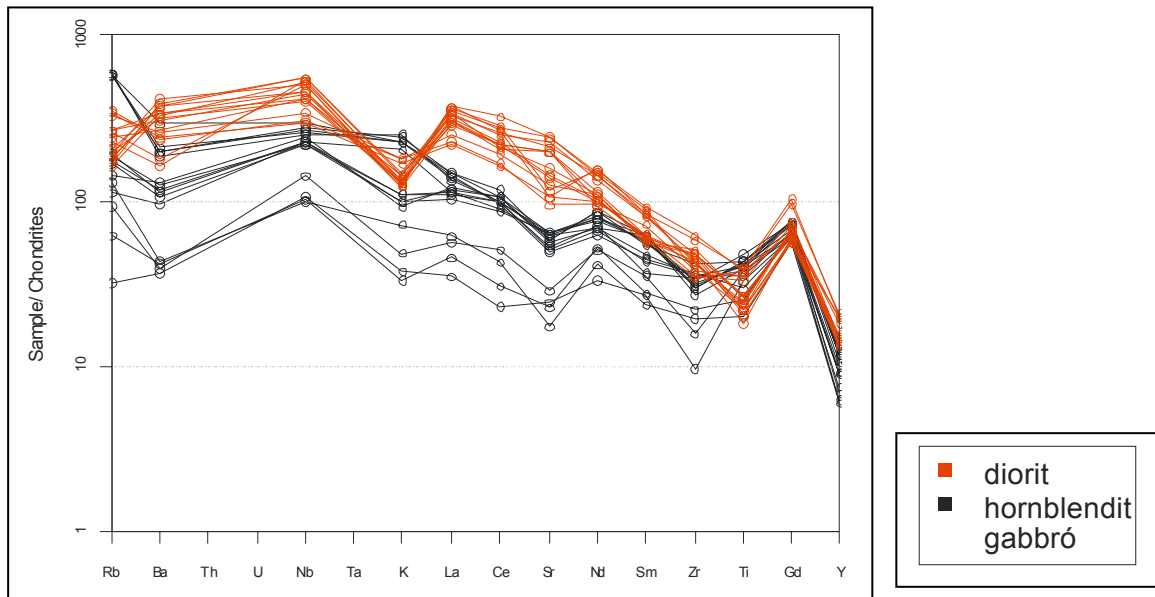
Az  $SiO_2$ -ben telítetlen és túltelített kőzetek nehéz ritkaföldfémekben való dúsulását Eby et al. (1998) fluidum kölcsönhatással magyarázzák. A  $F^-$  és  $CO_3^{2-}$  tartalmú fluidumok, amelyekben a ritkaföldfémek komplex ionokként vannak jelen, nehéz ritkaföldfémekben gazdagok a könnyű ritkaföldfémekhez képest.

A késői stádiumú, nehéz ritkaföldfémekben gazdag fluidumoknak valószínűleg nagy szerepe volt a DAM kőzeteiben megjelenő pozitív Er és Lu anomáliák kialakulásában.

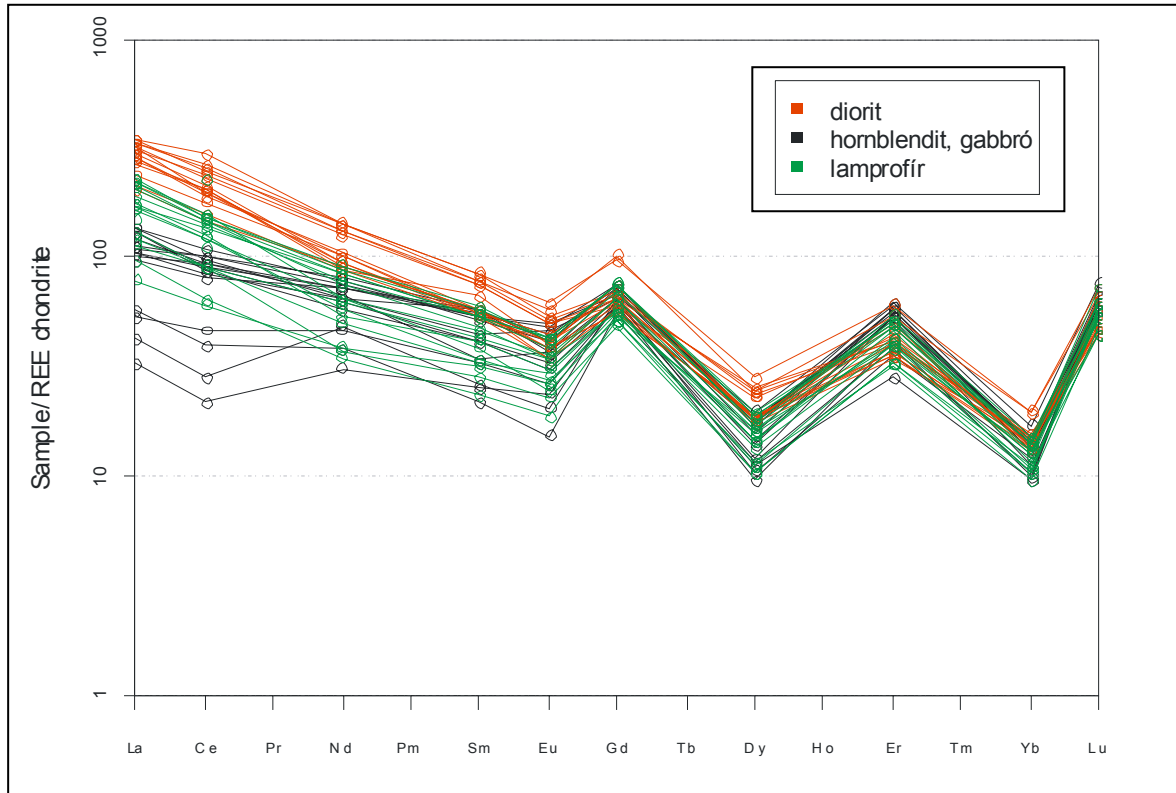
A Tarnica Komplexum kőzeteinek, a nefelinszienitek, szienitek, és a lamprofirók nyomelem eloszlása a 13 – 20. ábrákon láthatók.



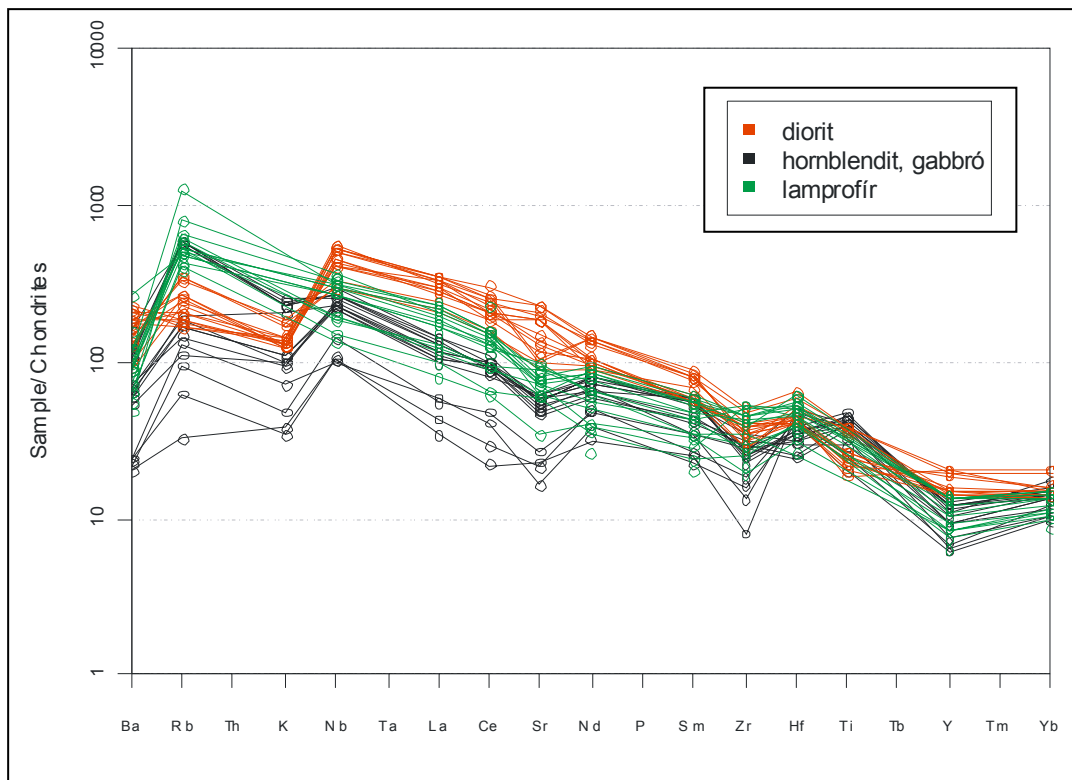
13. ábra A Tarnica Komplexum kőzeteinek REE eloszlása kondritra (Nakamura, 1974) normálva



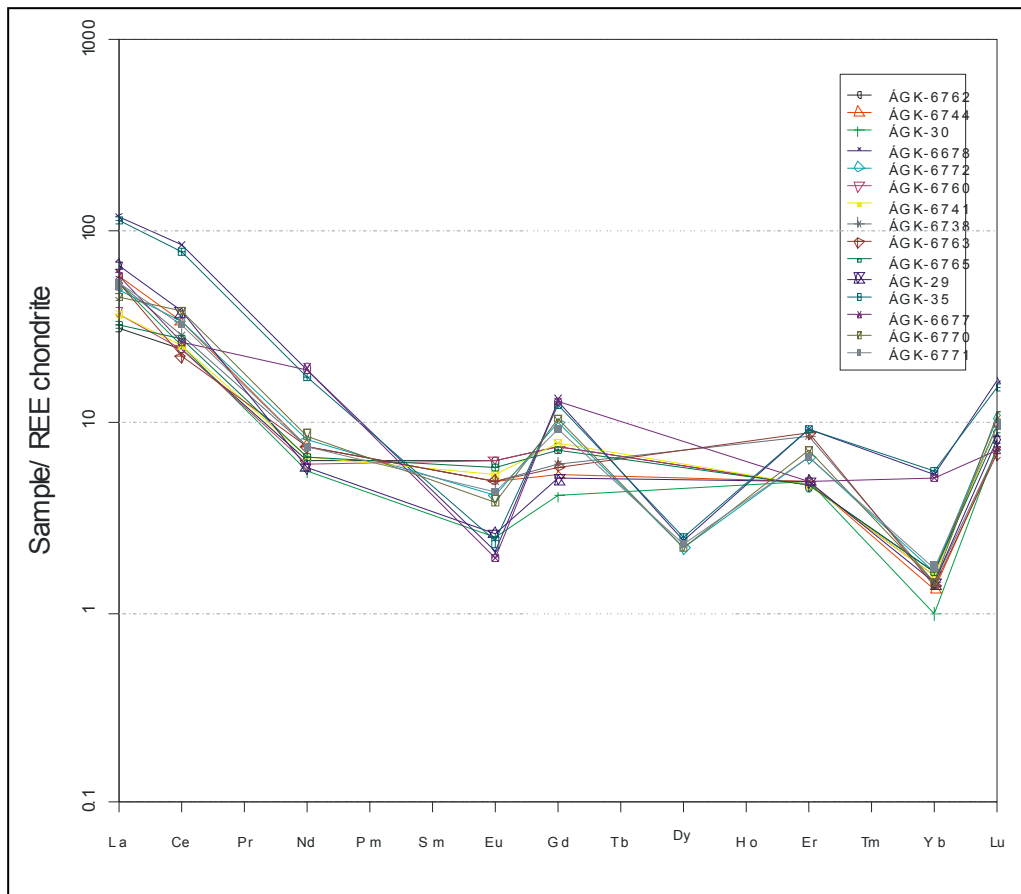
14. ábra A Tarnica Komplexum kőzeteinek kondritra (Thompson, 1982) normált inkompatibilis nyomelem eloszlása



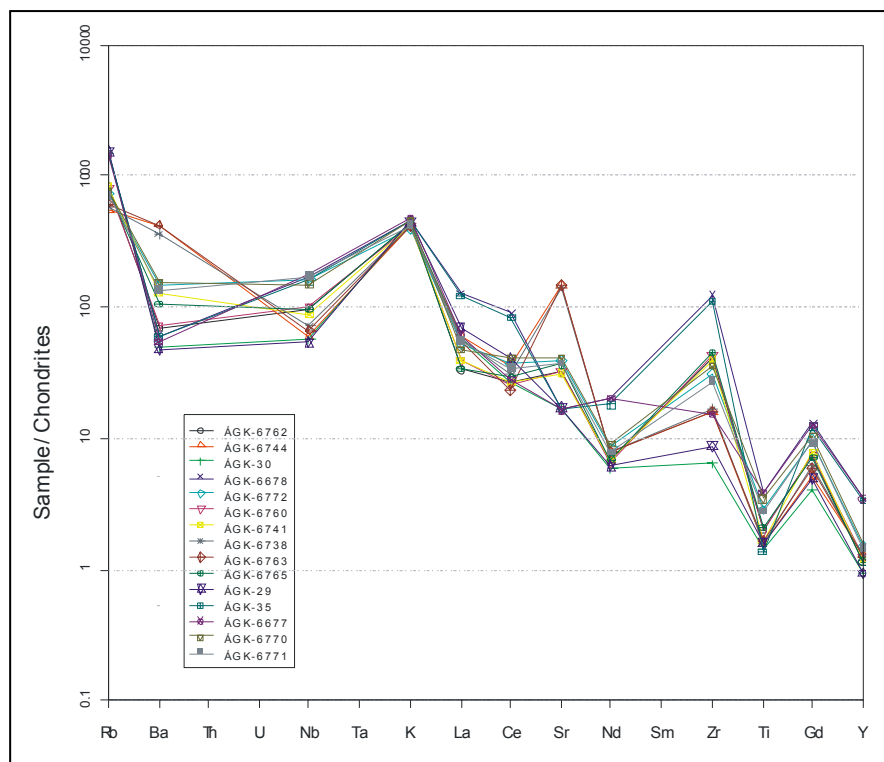
15. ábra A Tarnica Komplexum kőzeteinek és a lamprofitoknak REE eloszlása kondritra (Nakamura, 1974) normálva



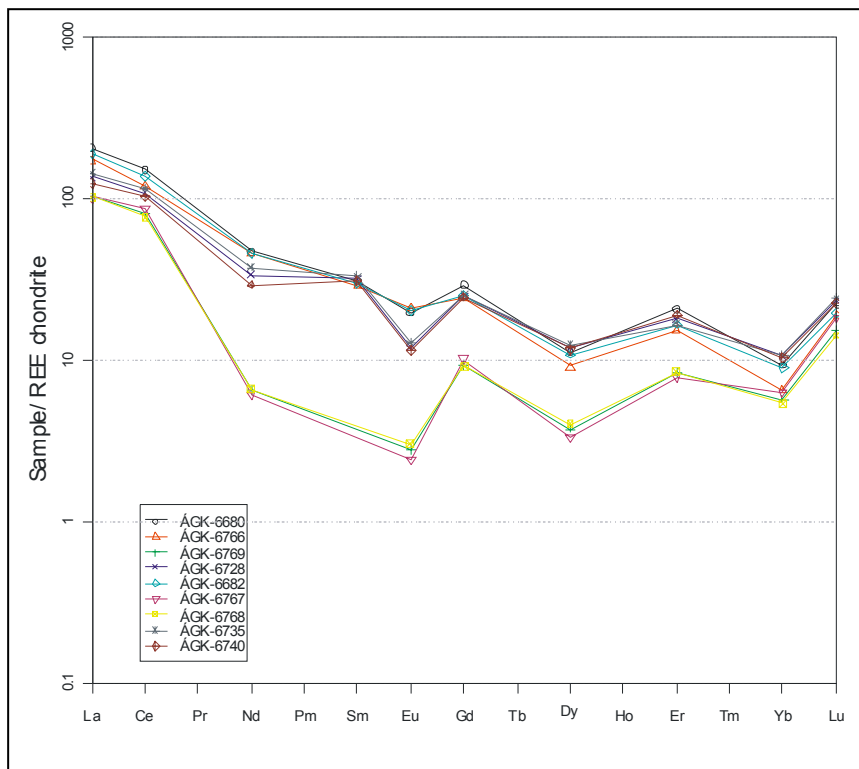
16. ábra A Tarnica Komplexum kőzeteinek és a lamprofitoknak kondritra (Thompson, 1982) normált inkompatibilis nyomelem eloszlása



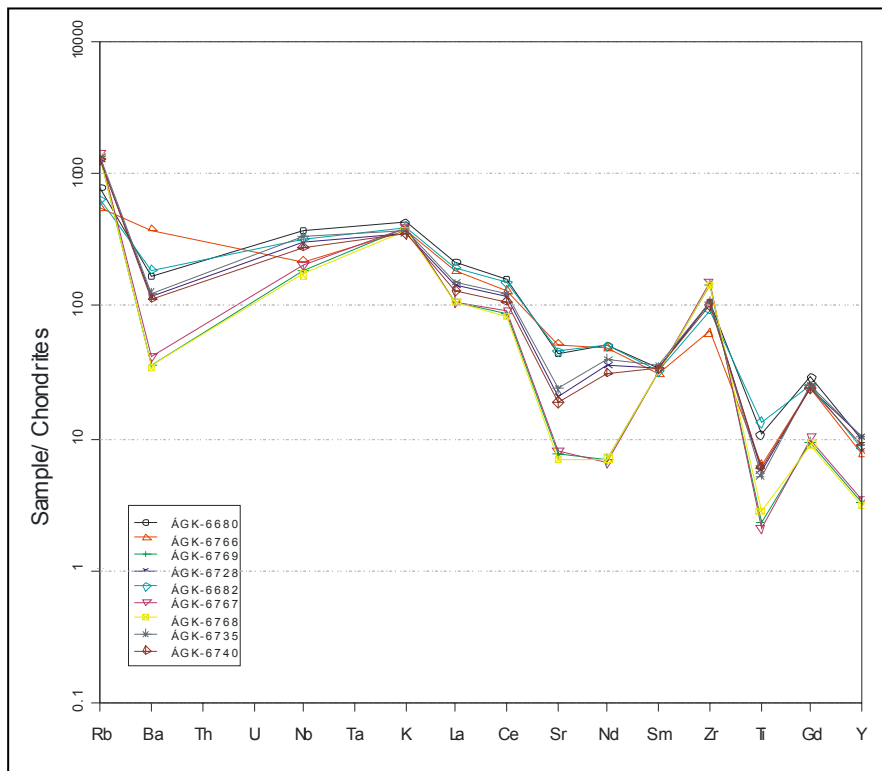
17. ábra A nefelinszenitek REE eloszlása konditra (Nakamura, 1974) normálva



18. ábra A nefelinszenitek konditra (Thompson, 1982) normált inkompatibilis nyomelem eloszlása



19. ábra A szienitek REE eloszlása konditra (Nakamura, 1974) normálva



20. ábra A szienitek konditra (Thompson, 1982) normált inkompatibilis nyomelem eloszlása

### 8.1. A granitoidok főelem geokémiai vizsgálata

A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok is a granitoidok összetettségére utalnak. Geokémiai összetételük alapján, a minták alkáligránit, gránit, szieno-, monzogránit, kvarcszienit és kvarcmonzonit csoportjába sorolhatók (10. ábra). A geokémiai elemzések bemutatása és értékelése során ezt a nomenklaturát alkalmazzuk.

A vizsgált granitoidok geokémiai adatait összehasonlítva az átlagos gránit összetétellel (Condie, 1993) kitűnik, hogy a DAM kőzeteinek magasabb az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Sr, Nb, Zr, Ga és alacsonyabb a Ba, Pb, Y, Ni tartalma. A minták főelem-oxid értékei az alábbi tartományban mozognak: az  $\text{SiO}_2$  63,5-77,1 tömeg%, a CaO- és MgO-tartalom 0,1-0,9, valamint 0,1-0,6 tömeg% között. Az  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  arány 4,6-10,7, viszonylag magas és az alkáli tartalom is: a  $\text{K}_2\text{O}$  4,7-6,5 tömeg%, a  $\text{Na}_2\text{O}$  4,4-6,1 tömeg% között változik.

A minták mérési eredményeit Harker-diagramokon ábrázolva jellegzetes frakcionációs, differenciációs trend mutatható ki. A növekvő  $\text{SiO}_2$  mennyiségével szemben csökken az MgO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ , valamint a MnO, CaO, és  $\text{TiO}_2$  mennyisége. A minták közt kirajzolható frakcionációs fejlődési trend a legkevésbé differenciált kvarcmonzonit és a legdifferenciáltabb szienogránit között figyelhető meg.

A kőzetek elsősorban szubalkáli jellegűek (Irvine, Barager 1971) (11. ábra).

Az agpaitikus index ( $\text{AI}=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) értéke 0,58 és 0,76 között változik. Az A/CNK és A/NK diagramon (Maniar, Piccoli, 1989) a minták a Shand index szerinti két csoportba sorolhatók: peralumíniumos és metalumíniumos jellegűek (12. ábra).

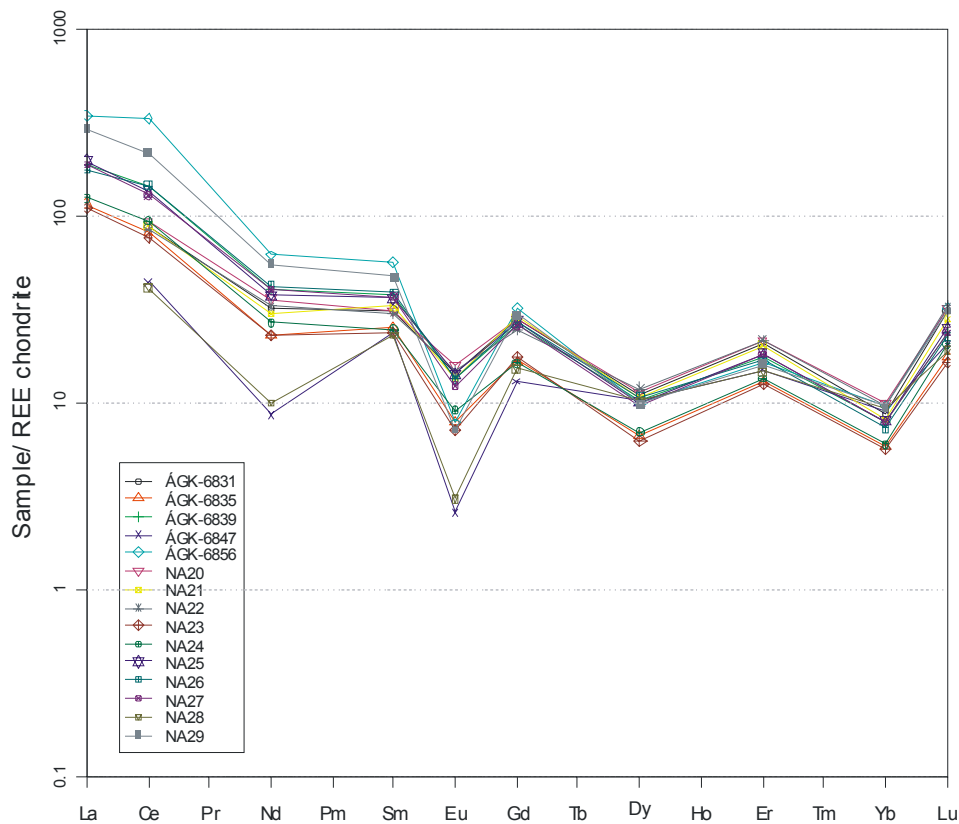
### 8.2. A granitoidok nyomelem geokémiai vizsgálata

A nyomelemekre elkészített Harker-diagramokon a növekvő  $\text{SiO}_2$ -tartalommal együtt csökken a Sr, Ba, Nb, Zr értéke, bár a főelem-oxidok esetében elkülönült minták ezekben a diagramokban is elkülönülnek. Az említett mintáknak alacsonyabb a Sr és Ba, és magasabb a Zr tartalma, mint a másik csoport tagjainak. A Nb/Ta arány tág értékek, 13,2 és 32,3 között változik. A sokelemes variációs diagramon Pb, Ba, Sr, Eu, Ti, valamint V és Ni negatív anomália mutatható ki.

A kondritra (Nakamura, 1974) normált értékek a minták ritkaföldfém elemekben való gazdagodását mutatják (21. ábra); könnyű ritkaföldfémekben gazdagabbak, mint nehéz ritkaföldfémekben. A könnyű RFF eloszlások fokozatos esést mutatnak egy változó mértékű negatív Eu-anomália irányába, míg a nehéz RFF-k eloszlása közel egy vízszintes egyenes mentén változik. A kondritra normált  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}$  aránya 4,6 és 6,5 között, az  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{ch}}$  0,1 és



0,5 között, a  $(Gd/Lu)_{ch}$  0,6 és 1,2 között változik. A CaO és a Ba fokozatosan csökken a növekvő Eu-kiürülés mértékével.

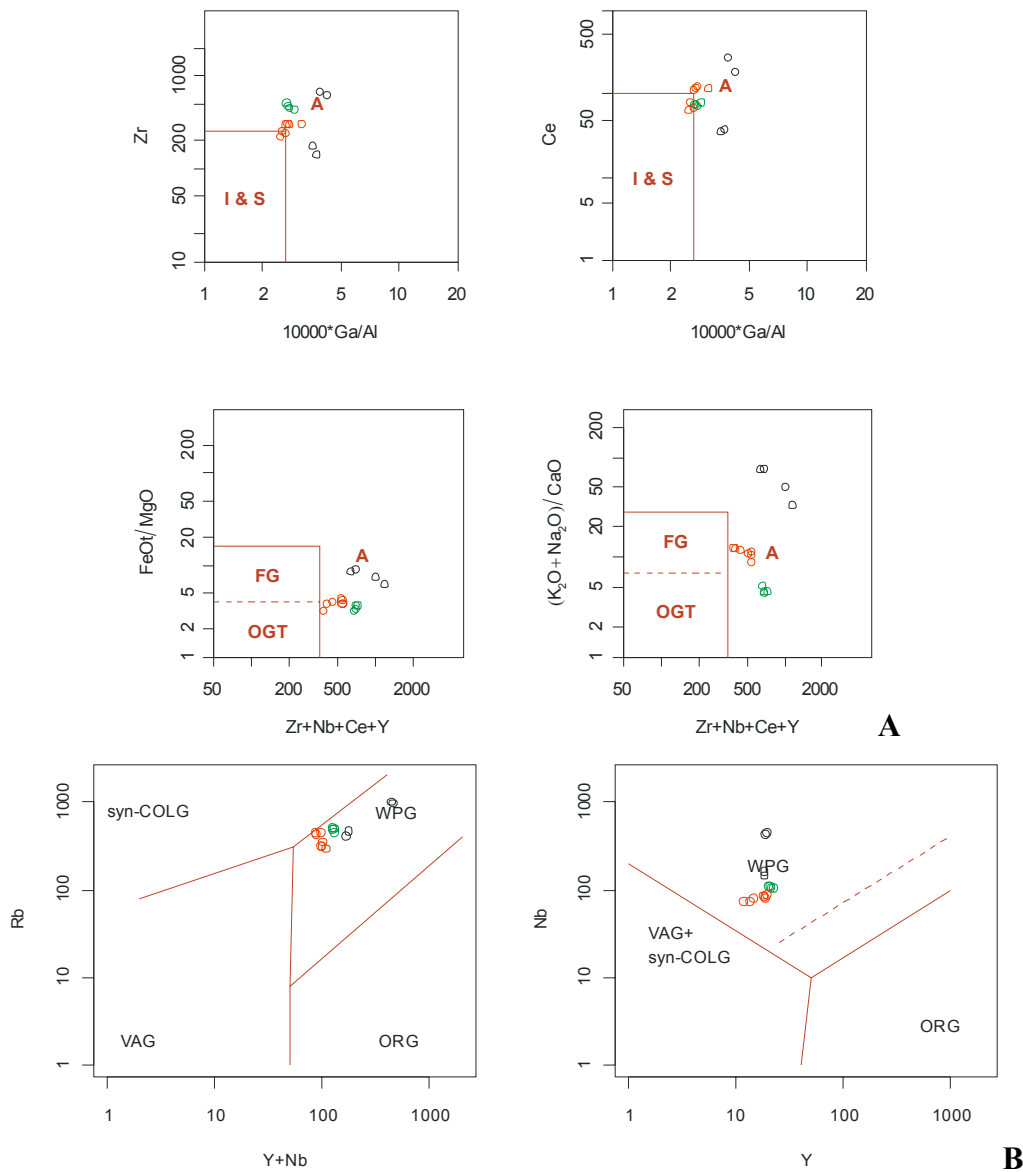


**21. ábra** A ritkaföldfémek (REE) kondritra (Nakamura, 1974) normált eloszlása

A növekvő Eu kiürüléssel a Ba csökkenő tendenciát mutat, ami biztos jele a földpát és biotit frakcionációnak. A Ca és a Sr mennyisége szintén csökken a növekvő Eu kiürüléssel, ami a plagioklász frakcionáció sajátja. Az  $(Eu/Eu^*)_{ch}$  értéke tükrözi a minták frakcionációs fokát. A 0,1 érték a legdifferenciáltabb szienogranitot jelöli, míg a legnagyobb (0,48) érték a kevésbé differenciált, kvarcmonzonit jellemző. A minták RFF eloszlásai azt mutatják, hogy jelentős a könnyű RFF dúsulása, mely arra utal, hogy az olvadék kéreg kontamináció során gazdagodott ezen elemekben.

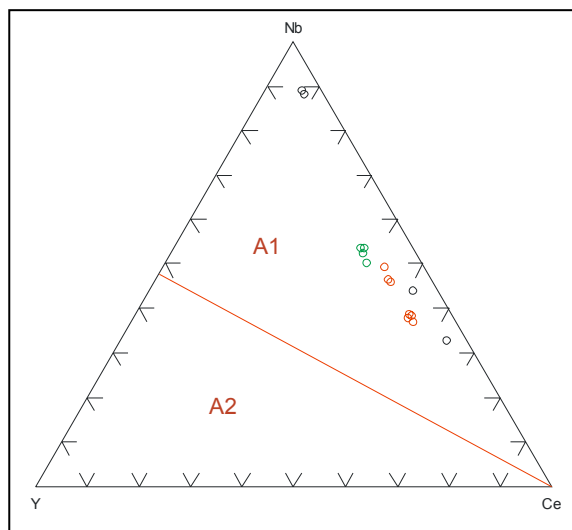
A geokémiai adatokból a kőzetek genetikai típusára és a keletkezésük tektonikai körülményeire is következtethetünk. A vizsgált kőzetek anorogén, A-típusú granitoidok (Whalen et al., 1987). Pearce et al. (1984) szerint az A-típusú gránitok jól megfeleltethetők a lemezen belüli gránitokkal (WPG) (22. ábra). Az Y-Ce-Nb és az Y-3Ga-Nb háromszögdiagramok alapján az A-típusú gránitok két részre bonthatók (Eby, 1992) (23. ábra). Az A1-típus azokat a magma differenciátumokat jelenti, melyek forrása megegyezik az óceáni sziget bazaltokéval, és lemezen belüli vagy kontinentális rift zónák magmatizmusa

során alakult ki. Az A2-típusba azok a magmák tartoznak, melyek vagy kontinentális kéregből, vagy szigetív magmatizmusból, vagy kontinens-kontinens ütközési cikluson átesett kéregből származnak. A vizsgált minták az A1 típusba tartoznak, azaz azon köpeny differenciátumok közé, melyek a lemezen belüli és a kontinentális rift zónák magmáinak kiindulási anyagával azonosak.



**22. ábra** A vizsgált kőzetek petrotektonikai helyzete Whalen et al. (A) (1987) és Pearce et al. (B) (1984) alapján Rövidítések: FG=Frakcionált felszikus gránit; OGT=Orogén gránitok; WPG=Lemezen belüli gránitok; ORG=Óceáni hátság gránit; VAG+synCOLG=Vulkáni ív Gránit

23. ábra Az A-típusú granitoidok osztályozása (Eby, 1992)



### 8.3. A lamprofirok geokémiája

A lamprofirok reprezentatív fő- és nyomelem geokémiai összetétele a 5. táblázatban látható.

#### 5. táblázat

A vizsgált kőzetek reprezentatív főelem összetétele (wt%) és nyomelem koncentrációi (ppm)

Mintavételi hely	Tarnica Komplexum							
Kőzettípus	kamptonit							
Leltári szám	ÁGK-6715	ÁGK-7292	ÁGK-7296	ÁGK-7297	ÁGK-7300	ÁGK-7301	ÁGK-7302	ÁGK-7351
<b>Főelemek (wt%)</b>								
SiO <sub>2</sub>	45,29	45,22	46,26	48,61	46,46	43,27	46,54	44,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	12,52	15,68	15,16	15,97	14,47	16,07	15,64
TiO <sub>2</sub>	3,59	2,07	2,16	2,12	3,34	3,42	2,93	3,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	10,47	9,81	9,96	11,69	12,92	10,59	12,80
MgO	7,05	10,01	6,52	7,14	5,63	6,60	4,87	6,41
MnO	0,16	0,16	0,17	0,15	0,17	0,20	0,18	0,19
CaO	8,88	8,85	8,28	7,30	8,62	8,83	8,79	9,56
Na <sub>2</sub> O	3,99	3,01	4,56	4,49	4,40	3,02	4,08	3,24
K <sub>2</sub> O	1,96	2,36	2,36	2,25	2,29	3,57	2,43	2,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,64	94,67	95,81	97,18	98,57	96,30	96,49	99,01
<b>Nyomelemek (ppm)</b>								
Ba	442	597	1816	781	615	620	597	851
Rb	147	184	172	174	166	215	186	173
Sr	903	695	1142	826	1118	1049	837	873
Nb	93	53	94	68	96	69	105	112
Hf	12,1	8,0	5,2	9,0	9,2	7,9	10,5	10,3
Zr	264	168	230	358	293	179	338	302
Y	26,2	14,7	16,9	16,8	23,6	20,2	21,9	26,4

Mintavételi hely	Tarnica Komplexum							
	Kőzettípus	kamptonit						
Leltári szám	ÁGK-6715	ÁGK-7292	ÁGK-7296	ÁGK-7297	ÁGK-7300	ÁGK-7301	ÁGK-7302	ÁGK-7351
<b>Cr</b>	99,7	277	208	201	53	138	69	42,4
<b>Ni</b>	71,6	214	101	134	56,2	73,8	41,1	51,9
<b>Co</b>	37,5	44,9	27,7	35,8	33,5	40,1	30,2	37,2
<b>Sc</b>	15,4	17,1	12,6	13,3	14,9	17,2	13,3	16,3
<b>V</b>	233	150	164	142	211	224	192	249
<b>Cu</b>	31,7	49,1	31,4	50,5	26,4	31,5	32,1	35,1
<b>Zn</b>	146	104	105	104	111	146	111	126
<b>Mo</b>	4,5	7,8	1,9	5,9	4,0	3,2	7,0	2,7
<b>Be</b>	1,2	1,2	1,6	1,4	1,6	1,1	2,1	1,6
<b>S</b>	541	595	393	288	275	703	566	254
<b>Ritkaföldfémek (ppm)</b>								
<b>La</b>	58	32	56	38	56	40	59	63
<b>Ce</b>	118	55	107	78	109	80	110	123
<b>Nd</b>	53	22	38	24	41	40	34	50
<b>Sm</b>	11	4,8	7,0	5,8	9,4	8,8	8,5	11
<b>Eu</b>	3,3	1,5	2,1	1,8	2,8	2,7	2,4	3,0
<b>Gd</b>	21	14	14	14	18	18	16	20
<b>Dy</b>	5,9	4,0	3,6	3,6	5,7	5,1	5,0	6,1
<b>Er</b>	12	7,3	7,5	7,4	11	11	9,6	12
<b>Yb</b>	3,2	2,2	2,5	2,4	2,9	2,6	2,8	3,3
<b>Lu</b>	1,9	1,6	1,5	1,8	1,8	2,1	1,8	2,2

Mintavételi hely	Török-patak				Nagyág-patak			
	Kőzettípus	kamptonit						
Leltári szám	ÁGK-6765	ÁGK-7289	ÁGK-7290	ÁGK-7304	ÁGK-7305	ÁGK-7320	ÁGK-7286	ÁGK-7287
<b>Főelemek (wt%)</b>								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41,79	44,35	43,32	50,2	46,70	47,84	48,39	50,8
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,64	15,42	14,82	14,36	15,10	16,40	18,20	16,67
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,47	3,42	3,45	2,662	4,00	2,78	2,68	2,85
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,88	13,99	13,66	11,65	12,00	11,03	9,59	9,03
<b>MgO</b>	6,24	5,91	6,01	6,55	5,20	4,54	3,79	5,37
<b>MnO</b>	0,25	0,26	0,25	0,18	0,24	0,15	0,27	0,18
<b>CaO</b>	8,54	7,68	9,49	7,33	5,00	7,38	7,53	6,83
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,57	2,92	3,45	3,31	3,40	3,92	4,12	5,35
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,29	3,29	1,89	2,06	1,90	2,00	3,52	1,63
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,78	-	-	-	0,98	-	-	-
<b>Total</b>	95,46	97,25	96,35	98,31	94,52	96,05	98,08	98,71
<b>Nyomelemek (ppm)</b>								
<b>Ba</b>	633	816	680	442	-	492	325	377
<b>Rb</b>	229	437	186	140	115	206	499	279

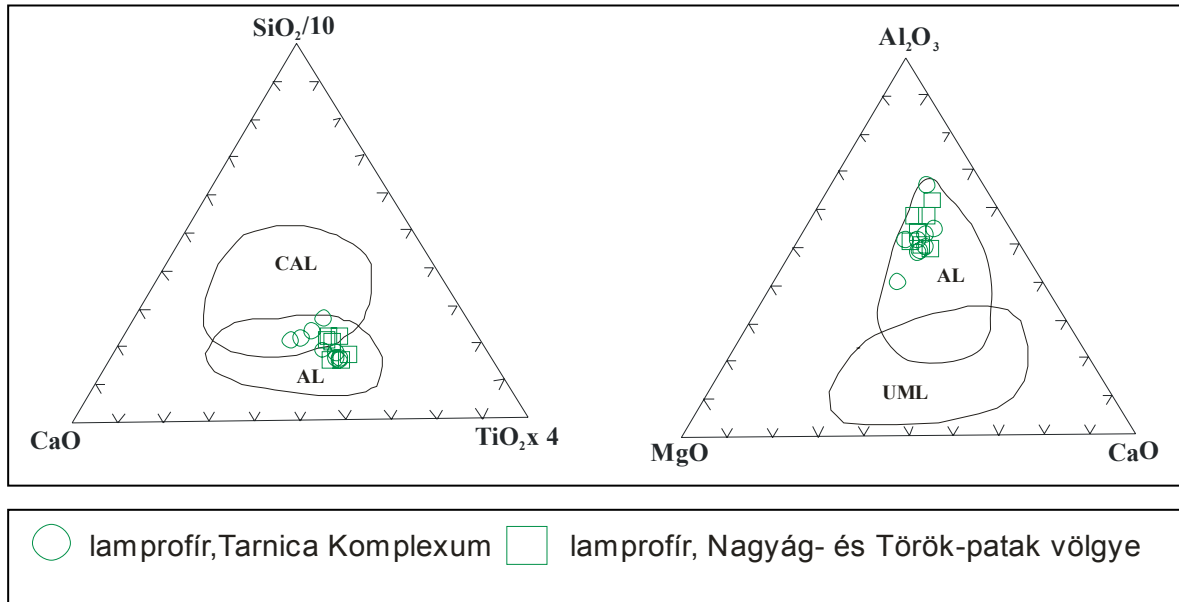
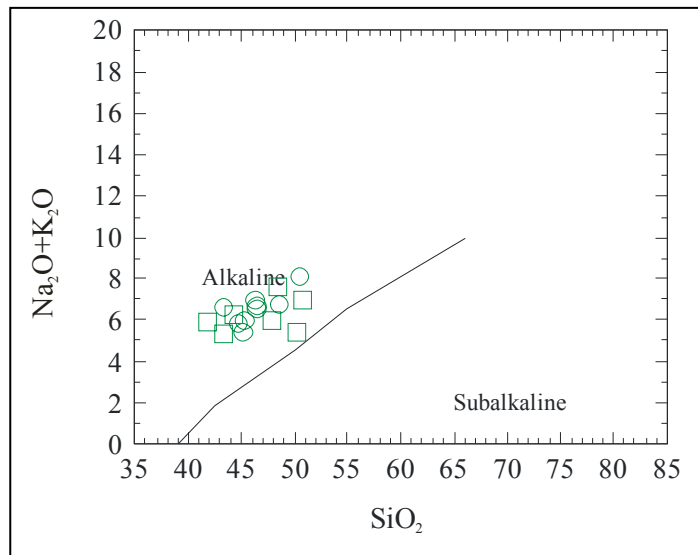
Mintavételi hely	Tarnica Komplexum							
Kőzettípus	kamptonit							
Leltári szám	ÁGK-6715	ÁGK-7292	ÁGK-7296	ÁGK-7297	ÁGK-7300	ÁGK-7301	ÁGK-7302	ÁGK-7351
<b>Sr</b>	931	725	875	404	834	723	898	1047
<b>Nb</b>	117	108	106	47	106	65	120	125
<b>Hf</b>	9,7	10,7	9,2	6,3	-	7,5	11,8	10,0
<b>Zr</b>	307	306	277	130	244	200	539	357
<b>Y</b>	26,5	27,3	27,0	17,0	29,0	18,3	24,1	27,0
<b>Cr</b>	13,2	50,7	53,1	166,1	66	17,6	4,1	57,7
<b>Ni</b>	34,3	42,8	49,7	111,5	-	36,1	11,6	39,5
<b>Co</b>	41,1	32,3	32,3	39,7	33	29,9	22,4	28,2
<b>Sc</b>	14	12,3	13,4	15,3	-	10,4	7,1	9,0
<b>V</b>	202	214	208	181	261	173	143	155
<b>Cu</b>	41	17,4	24,6	38,7	22	38,6	17,0	21,8
<b>Zn</b>	141	137	124	103	-	101	198	145
<b>Mo</b>	-	2,8	3,4	7,0	-	1,8	-	11
<b>Be</b>	2,4	3,3	2,2	1,2	5,4	1,3	4,9	5,2
<b>S</b>	110	87	164	90	208	82	118	86
<b>Ritkaföldfémek (ppm)</b>								
<b>La</b>	77	74	72	26		43	75	69
<b>Ce</b>	135	134	130	53		80	135	127
<b>Nd</b>	59	56	54	25		32	40	48
<b>Sm</b>	12	12	11	6,5		6,8	8,0	9,7
<b>Eu</b>	3,2	3,3	3,3	2,0		2,3	1,9	2,6
<b>Gd</b>	21	21	21	16		16	15	15
<b>Dy</b>	6,6	6,7	6,5	3,8		4,7	5,6	5,4
<b>Er</b>	11	11	11	8,6		9,0	8,9	9,4
<b>Yb</b>	3,1	3,1	3,2	2,3		2,4	2,9	2,9
<b>Lu</b>	2,0	2,5	2,2	2,0		1,9	1,5	1,8

A vizsgált kamptonitok alkáli kőzetek (24. ábra), amit magas alkáli, TiO<sub>2</sub>, illetve inkompatibilis nyomelem tartalmuk (Zr: 130-630 ppm, Nb: 47-222 ppm, Ba: 325-3020 ppm, Sr: 404-1142 ppm, La: 26-46 ppm, Ce: 52-196 ppm, (La/Yb)<sub>N</sub> >10) is tükröz. A vizsgált telérek CaO – SiO<sub>2</sub>/10 – TiO<sub>2</sub>\*4 eloszlás (Rock, 1987) alapján alkáli lamprofirok (25. ábra) metalumíniumos jelleggel (Maniar és Piccoli, 1984). Alacsony SiO<sub>2</sub> tartalom (42-51 %) és változó Mg értékek [MgO/(MgO+FeO<sup>t</sup>) m%] (0,3-0,5) jellemzik, amelyek pozitív korrelációt mutatnak a kompatibilis elemekkel (Cr, Ni). Geokémiaailag bazanitos – nefelinites összetételű kőzeteknek felelnek meg valószínűleg ezek illódús változatai (Rock, 1991). A kondritra normált ritkaföldfémek mennyisége (15. ábra) a La-tól az Eu-ig egyenletesen csökken gyenge negatív Eu anomáliával (Eu/Eu\* = 0,54-0,89). A nehéz ritkaföldfémek összetételében viszont erős pozitív Er és Lu anomália jelentkezik, melyet valószínűleg CO<sub>3</sub>-ban gazdag fluidomok

okoztak (Eby, 1987). A vizsgált kamptonit telérek Ti/100-Zr-Y\*3 eloszlás alapján (Pearce, Cann, 1973) intra-plate eredetet mutatnak.

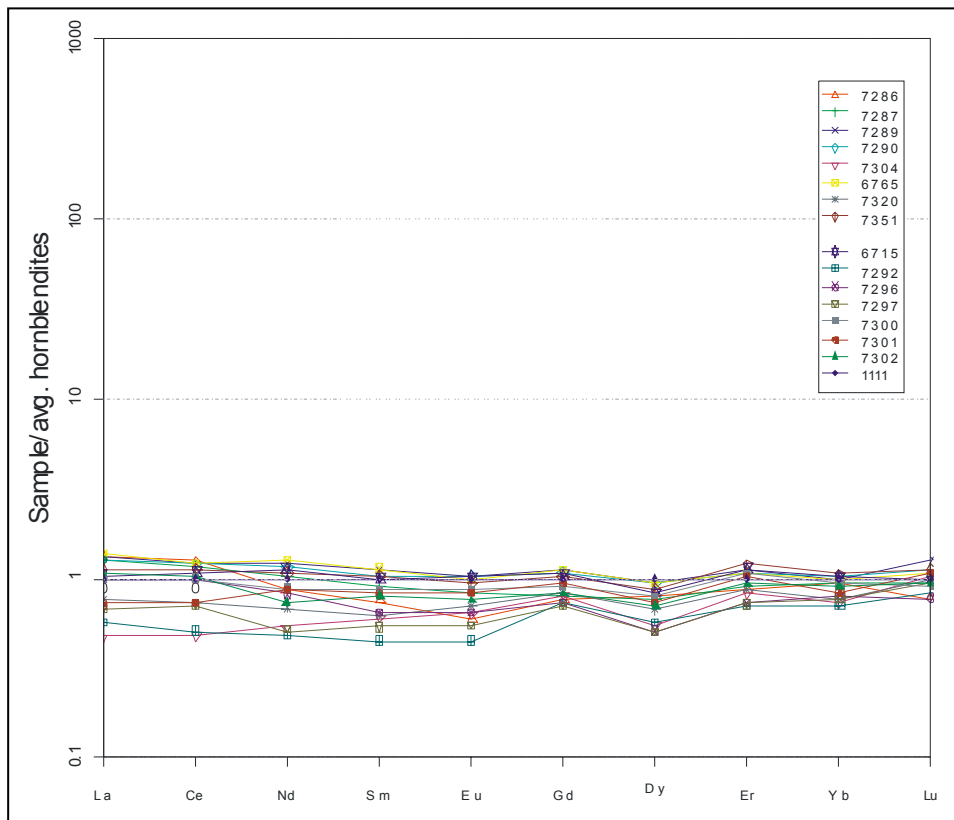
A lamprofírok ritkaföldfém és inkompatibilis nyomelem összetételének hornblenditekre normált eloszlása (26., 27. ábrák) a hornblenditekkel való rokonságot valószínűsíti.

**24. ábra** A lamprofírok  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  eloszlása (Irvine, Baragar, 1971)

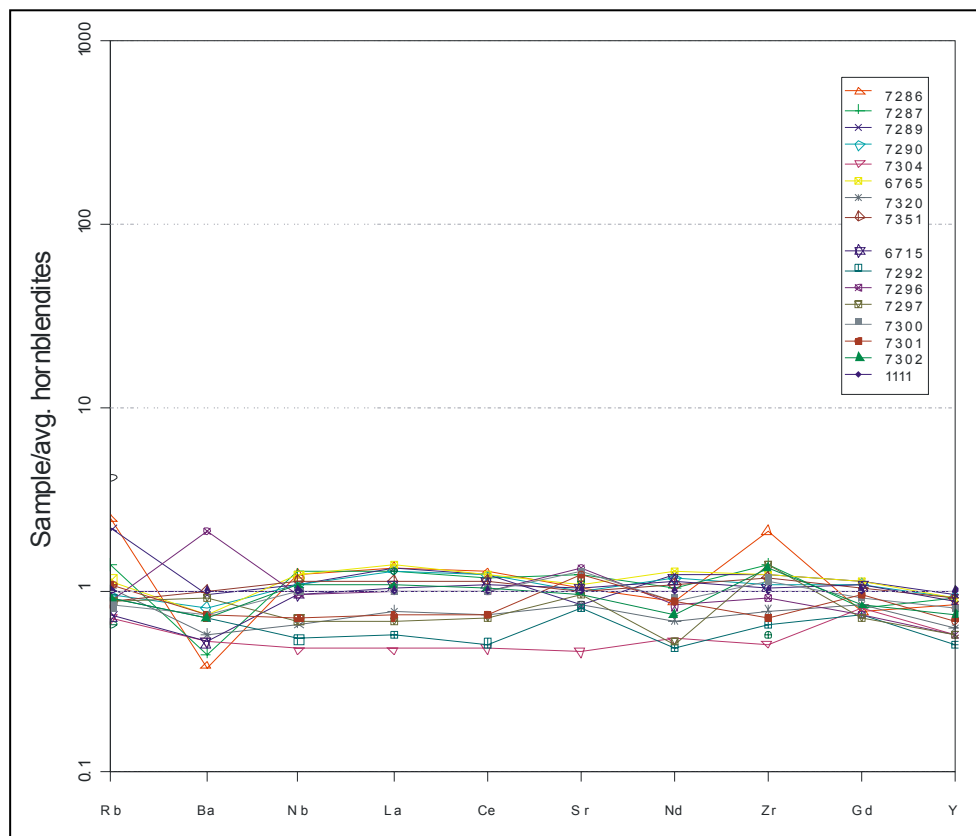


**25. ábra** A lamprofírok osztályozása (Rock, 1987)

AL - alkáli lamprofír, CAL - mészsalkáli lamprofír, UML - ultramafikus lamprofír



26. ábra A lamprofírok REE eloszlása a hornblenditekre normalva



27. ábra A lamprofírok hornblenditekre normalt inkompatibilis nyomelem eloszlása

### 8.3. Izotóp geokémia

Az izotóparányok a magma származási helyének, a forrásrégióknak a tulajdonságait hordozzák, és az arányok a későbbi frakcionációs események során is változatlanok maradnak. Egy anya-származék elem-pár viselkedhet koherensen, és nem frakcionálódik, vagy egy másik izotóp rendszer anya-származék elem-párjától nagyon eltérő módon is viselkedhet. Jó példa erre a Sm-Nd rendszer, illetve a Rb-Sr rendszer közötti kontraszt. Az elsőben mindkét elemnek hasonló kémiai és fizikai tulajdonságai vannak, míg az utóbbiban az elemek erősen frakcionálódnak egymástól.

Sm és Nd izotópok nem nagyon frakcionálódnak a kontinentális kéregben, így megőrzik a forrásrégiójuk anya/származék arányát. Ebből a szempontból a Sm-Nd nagyon hasonlít a Lu-Hf-ra, de határozottan különbözik a Rb-Sr, U-Pb és Th-Pb-től. A Sm-Nd immobilis hidrotermális viszonyok alatt, így izotópos összetételük a speciális petrológiai folyamatokba bevont kőzet vagy magma valódi arányát tükrözi. A Sm-Nd rendszernek azonban megvan az a hátránya, hogy izotóparány szempontjából kis mennyiségű kéreganyag nagy mennyiségű köpeny összetevőhöz keveredve láthatatlanná válik.

A stroncium aránylag immobilis hidrotermális viszonyok alatt, a Rb azonban mobilisabb. 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 az anya és a származékelemek között. A Rb és a Sr könnyen szétválnak, ezért igen nagy frakcionáció van a kéreg és a köpeny között, ami a kontinentális kéreg felgyorsult stroncium izotóp fejlődéséhez vezet a köpenyhez képest. A kontinentális kéregben belül a Rb és a Sr újraolvadással, metamorfózissal és üledékképződéssel tovább frakcionálódik, a Sr a plagioklászba kerül, míg a Rb inkább az olvadék vagy fluidum fázisban marad.

Taylor és társai (1984) három izotóp rezervoárt azonosítanak a kontinentális kéregben, amelyeket Nd, Sr és Pb izotópokra vonatkozóan jellemeznek. Zindler és Hart (1986) a köpenyben öt végtag összetételt írtak le, amelyek különféle keveredési folyamatokkal magyarázzák az óceánközépi hátság és óceáni szigetív bazaltokon tett összes megfigyelést.

A DAM magmás kőzeteinek Rb-Sr és Sm-Nd izotóp összetételét a 6. és 7. táblázatok tartalmazzák.

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 pedig 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. A jelenleg mért radiogén izotóparányokat 200 millió évre kalkuláltuk vissza.

A DAM vizsgált kőzeteinek iniciális izotóparányai  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,6893 - 0,7026$ ,  $\varepsilon_{\text{Sr}(i)} = -211,4 - -22,5$  és  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5125 - 0,5127$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}(i)} = 1,6 - 5,2$ . A negatív  $\varepsilon_{\text{Sr}(i)}$  és pozitív  $\varepsilon_{\text{Nd}(i)}$  értékek köpeny eredetet mutatnak. Az összes iniciális Sr izotópérték az átlag köpeny értéknél alacsonyabb, legalacsonyabbak a szodalitos nefelinszienit, a gránit és a tinguit telérek Sr izotóparányai ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,6893-0,7000$ ), ugyanakkor ezen kőzetek Rb tartalma (421-541 ppm) és  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  arányai a legmagasabbak. Mivel a Rb-Sr izotórendszer sokkal könnyebben megzavarható (a mobilis Rb miatt nem marad zárt a rendszer), mint a Sm-Nd rendszer, ezért zavart mintáknál nem ritka a hasonló túlzottan alacsony iniciális Sr izotóparány. A rendszerhez, például kéregkontaminációval vagy utólagos fluid kölcsönhatással, történő Rb hozzáadás vezethet ilyen irreálisan alacsony iniciális Sr izotóparányokhoz.

A vizsgált kőzetek  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  értékei sokkal stabilabbak, illetve szinte homogénnek tekinthetők. A DAM kőzetek izotóp eloszlása a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  és  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  korrelációs diagramon (Zindler, Hart, 1986) látható (28. ábra). 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), a gazdagodott köpeny régiók (EM I és EM II), egy magas  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  aránnyal rendelkező köpenykomponens (HIMU) és egy, az óceáni szigetív, óceáni lemezen belüli szigetív és kontinentális bazaltok között nagy gyakorisággal megfigyelt köpenyrégió (PREMA). 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; Chauvel et al., 1992; Kogiso et al., 1997). A gazdagodott köpeny jelleg magyarázható szubdukálódott üledékek (Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992; Dostal et al., 1998) vagy szubkontinentális litoszférikus köpeny keveredésével (Hoernle et al., 1991; Milner és le Roex, 1996) is. A DAM kőzetei a köpenysávon belül esnek, közel a HIMU tartományhoz. A  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  és Zr/Nb, La/Nb eloszlás (29. ábra) (Weaver, 1991) alapján a vizsgált nefelinszienitek és telérfázisaik (tinguitok) a gazdagodott köpeny rezervoárba esnek, bár a többi kőzet összetétele is közel van ehhez a komponenshez. A radiogén izotóp és az erősen inkompatibilis nyomelem összetételek alapján megállapítható, hogy a DAM kőzetei HIMU és EM jelleggel bíró, esetleg azok keveredéséből származó köpenyrégióból erednek.

## 6. táblázat

### A DAM magmás kőzeteinek Rb-Sr izotóp összetétele

Minta ÁGK	Kőzettípus	Mintavételi hely	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm$ $2\sigma_m$ (mért)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (iniciális)	$\epsilon_{\text{Sr}}$ (jelenkori)	$\epsilon_{\text{Sr}}$ (iniciális)	$T_{\text{UR}}$ (Ga)
6745	Hornblendit	Tarnica Komplexum	199	633	0.9092	$0.704010 \pm$ 15	0.70142	-7.0	-40.3	-0.04
6775	Diorit	Tarnica Komplexum	65	2146	0.0875	$0.702926 \pm$ 13	0.70267	-22.3	-22.5	- 27.98
6678	Szodalitos nefelin szenit	Tászok-patak	508	180	8.1693	$0.712609 \pm$ 19	0.68937	115.1	-211.4	0.07
6679	Szenit	Simo-patak	284	906	0.9065	$0.703755 \pm$ 18	0.70117	-10.6	-43.8	-0.06
6766	Nefelin szenit	Tászok-patak	197	566	1.0066	$0.704181 \pm$ 26	0.70131	-4.5	-41.8	-0.02
6703	Gránit	Török-patak	460	340	3.9140	$0.706820 \pm$ 24	0.69568	32.9	-121.8	0.04
7287	Kamptonit	Nagyág-patak	278	1047	0.7706	$0.703673 \pm$ 27	0.70148	-11.7	-39.5	-0.08
7338	Kersantit	Nagyág-patak	421	432	2.8192	$0.706320 \pm$ 21	0.69830	25.8	-84.7	0.05
6765	Kamptonit	Török-patak	229	931	0.7113	$0.703512 \pm$ 17	0.70148	-14.0	-39.4	-0.11
6759	Kersantit	Török-patak	541	704	2.2230	$0.706395 \pm$ 17	0.70007	27.0	-59.5	0.06
7351	Kamptonit	Fülöp-patak	173	873	0.5731	$0.703714 \pm$ 12	0.70208	-11.2	-31.0	-0.11
7300	Kamptonit	Tarnica Komplexum	166	1117	0.4294	$0.703337 \pm$ 19	0.70211	-16.5	-30.5	-0.24

Referencia: McCulloch, M.T., Chappell, B.W. (1982): Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 51-64.

## 7. táblázat

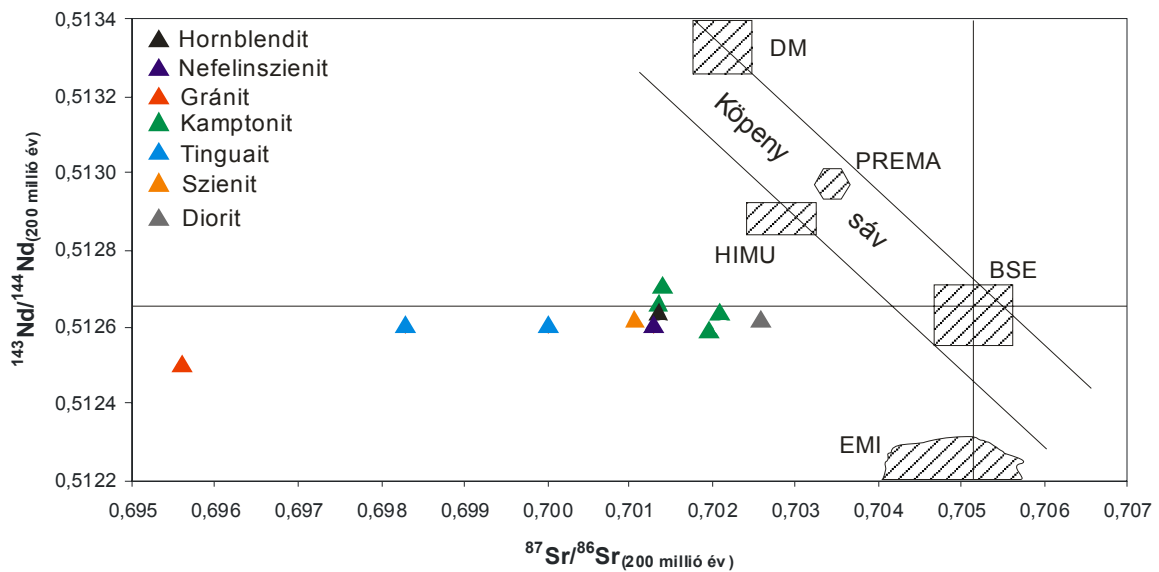
### A DAM magmás kőzeteinek Sm-Nd izotóp összetétele

Minta ÁGK	Kőzettípus	Mintavételi hely	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_m$ (mért)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (iniciális)	$\epsilon_{\text{Nd}}$ (jelen- kori)	$\epsilon_{\text{Nd}}$ (iniciá- lis)	$T_{\text{CHUR}}$ (Ga)	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
6745	Hornblendit	Tarnica Komplexum	11,6	60,3	0,1172	$0,512791 \pm 5$	0,5126	3,0	5,0	-0,29	0,42
6775	Diorit	Tarnica Komplexum	12,3	78,2	0,0950	$0,512744 \pm 8$	0,5126	2,1	4,7	-0,16	0,41
6678	Nefelin- szenit	Tászok-patak	1,69	12,8	0,0797	$0,512704 \pm 10$	0,5126	1,3	4,3	-0,09	0,40
6679	Alkáliöldpát szenit	Simo-patak	4,33	30,3	0,0865	$0,512722 \pm 11$	0,5126	1,6	4,4	-0,12	0,40
6766	Szenit	Tászok-patak	7,08	46,4	0,0923	$0,512720 \pm 26$	0,5126	1,6	4,3	-0,12	0,43
6703	Gránit	Török-patak	7,81	46,4	0,1017	$0,512595 \pm 23$	0,5125	-0,8	1,6	0,07	0,62
7287	Kamptonit	Nagyág- patak	10,8	61,4	0,1063	$0,512786 \pm 7$	0,5126	2,9	5,2	-0,25	0,39
7338	Kersantit	Nagyág- patak	3,92	27,7	0,0854	$0,512727 \pm 16$	0,5126	1,7	4,6	-0,12	0,40
6765	Kamptonit	Török-patak	13,1	75,6	0,1049	$0,512832 \pm 30$	0,5127	3,8	6,1	-0,32	0,32
6759	Kersantit	Török-patak	4,11	27,4	0,0905	$0,512749 \pm 15$	0,5126	2,2	4,9	-0,16	0,39
7351	Kamptonit	Fülöp-patak	11,8	64,8	0,1103	$0,512729 \pm 22$	0,5126	1,8	4,0	-0,16	0,48
7300	Kamptonit	Tarnica Komplexum	9,90	53,4	0,1121	$0,512773 \pm 5$	0,5126	2,6	4,8	-0,24	0,43

Referencia:

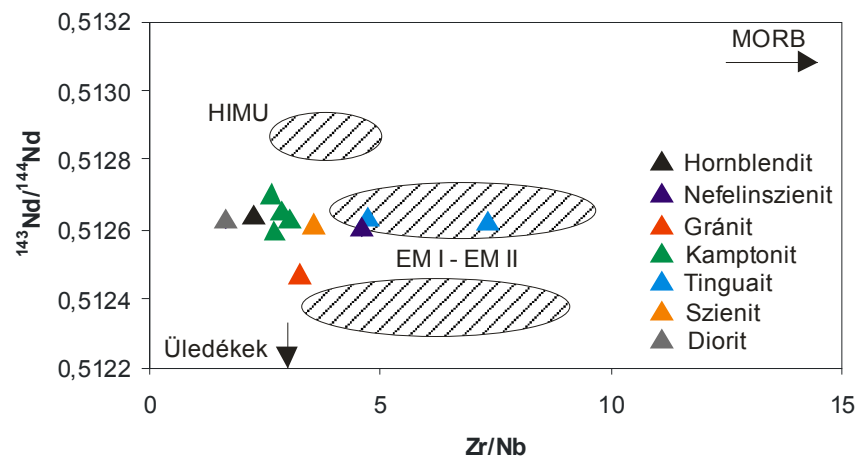
De Paolo, D.J. (1981): Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J. (1984): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. II. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 137-150.



**28. ábra**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  korrelációs diagram

A fő óceáni köpeny tartományok Zindler és Hart után (1986). DM - kimerült köpeny, PREMA - uralkodó köpenyösszetétel, HIMU - magas U/Pb arányú köpeny, BSE - Föld átlag összetétele, EMI - gazdagított köpenyösszetétel.



**29. ábra**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs. Zr/Nb korrelációs diagram

A HIMU, EM I, EM II és MORB tartományok Weaver (1991) alapján, azon belül EM I: Gough, Tristan da Cunha és Kerguelen átlagértékei; EM II: Tutuila, Samoa, Upolu, Samoa és Tahaa; HIMU: Saint Helena, Mangaia, Tubuaii, Rurutu és Raivave.

## 9. FOLYADÉKZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK

A nefelinszenitek nefelin, egirin és albit ásványfázisaiban, magmás környezetben, folyadékzárványok csapdázódtak  $\text{H}_2\text{O}$ -telített nefelinszenit szoliduson vagy alatta kb. 400 – 600 °C-on és 2,5 – 5 kbar-on. A korai nefelin és kevés albit magas sótartalmú fluidumok

hatására átalakult és kankrinit, szodalit, illetve analcim keletkezett. Az átalakulás alatt a kankrinitben szintén csapdázódtak folyadékzárványok. A fluidumok a legtöbb esetben H<sub>2</sub>O – NaCl rendszerek változó sótartalommal, bár gyakoriak a komplexebb fluid összetételű zárványok is (NaCl-on kívül K, Ca, CO<sub>3</sub>, stb. tartalmúak). A keletkezett ásványok Raman spektroszkópiai vizsgálata néhány korai zárványban megerősíti a nefelinben, eginben és albitban lévő alkáli-karbonát fluidumok jelenlétét.

Kristályosodás során az olvadékok egy magas sótartalmú, karbonátban gazdag fluidumot oldottak ki, amely a kristályosodás előrehaladtával kisebb sótartalmúvá vált. A paragenézis korai stádiumában megjelenő fázisok magas sótartalmú zárványokat, míg a késői fázisok alacsony sótartalmú zárványokat tartalmaznak. A sótartalom alakulása megegyezik a kísérleti adatokkal a klór felosztását tekintve a szilikát olvadék és a kioldott vizes fluidum között, 2,0 kbar körül. Kristályosodás során a víz aktivitása ( $a_{H_2O}$ ) nő, víztartalmú fázisok keletkezését eredményezve a nefelinszenitek késő stádiumú kristályosodása alatt.

## 10. PETROGENETIKA

A Tarnica Komplexum kőzetei a DAM bármelyik más kőzettípusával kontaktusba kerülhetnek, az esetek nagytöbbségében alkáliföldpátszenitek, szenitek és monzonitok ölelik körül. A hornblenditeket és gabbrókat mindig dioritok, meladioritok, vagy a jóval savanyúbb szenitcsalád kőzetei veszik körül. A dioritok mindig kontaktusban vannak a meladioritokkal, gabbrókkal és hornblenditekkal, de kontaktusban lehetnek, a szenitcsalád kőzetein kívül, a metamorf kőzetekkel is. Kapcsolatot képeznek a hornblenditek és a masszívum más kőzetei között.

A Tarnica Komplexum kőzeteinek szövete nagyon összetett. A mikroszkopikus szöveti képek nagyobb méretbe kivetítve visszatükröződnek ezen kőzetek szerkezetében is. Mindezek a szöveti és szerkezeti konfigurációk egy mafikus intruzív test és egy szálikus mellékkőzet kontaktusának sajátos jelleget mutatják.

A DAM kőzetein végzett K/Ar kormeghatározások adatai alapján (főleg a jó argonmegtartó amfibol és biotit figyelembe vételével) a következő fejlődési sorrendiség állítható fel: hornblendit → nefelinszenit → gránit → diorit → szenit → alkáliföldpátszenit.

Ez a kronológiai sorrendiség azonban nem jelenti a földtani folyamatok sorrendiségét is. Ha a jó argonmegtartó ásványok koradatai mellett a földpátok által mutatott utóhatások idejét is figyelembe vesszük, akkor két nagyobb keletkezési időintervallum rajzolódik ki: 1. középső

triász – felső triász, 2. alsó kréta (7. ábra). Az elsőbe a hornblenditek, gabbrók, nefelinszienitek és gránitok, a másodikba a szienitek és alkáliföldpátszienitek tartoznak. A dioritok kora keverékkor, keletkezésük a második időszakba sorolható be (mindazok ellenére, hogy ásványtanilag a hornblenditekhez állnak közel).

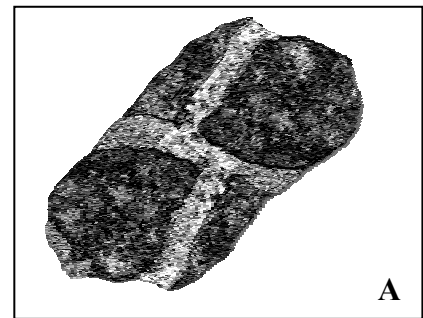
Az alkáliföldpátszienitek telérek formájában átjárják mind a Tarnica Komplexum kőzeteit, mind a szieniteket, egyértelmű, hogy a legutolsó magma fázisról van szó.

A fentiek figyelembevételével a keresett mellékközetek a hornblenditek, az intruziót, illetve az intruziók folyamatot pedig a szienitek képezték.

A 30. a,b,c ábrákon az intruzió és mellékközet közötti idealizált határvonal szerkezetek láthatók. A Tarnica Komplexum kőzeteinek szöveti és szerkezeti módosulatai nagyon jól fedik ezeket az idealizált határvonal szerkezeti és szöveti konfigurációkat.



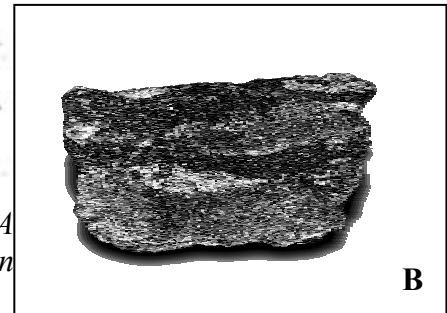
*Injekciós határvonal. Az olvadék erek alakjában részleges beolvastás nélkül átjárja a mellékkövet. Ha nincs, vagy kisméretű a mellékkövet asszimilációja, akkor a kétfajta kőzettest határa markánsan kirajzolódik. A mellékkövet leszakadt, az olvadékkal körbefogott töredékei magmás breccsát alkotnak.*



**A**



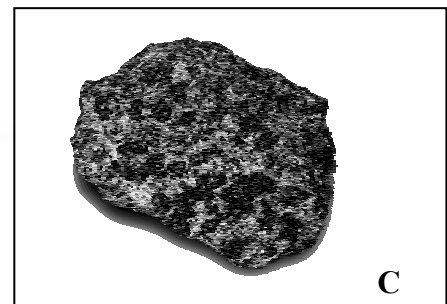
*Injekciós határvonal részleges beolvastással. A mellékkövet átjáró olvadék kisebb-nagyobb mértékben beolvastja a mellékkövet.*



**B**



*Permeációs határvonal. Az olvadék részleges beolvastással átítatja a mellékkövet. A határvonal kontúrjai elmosódnak, igen gyakoriak a foltos, vagy öves szerkezetek.*



**C**

**30. ábra** Az intruzió és mellékközet közötti idealizált határvonal szerkezetek

Abbisszikus szinten a határzóna a magmatit és mellékkőzet között általában kiszélesedik és elmosódottabb. A határzónában a hűlés mértékétől függően, apróbb szemű, és/vagy mikrokristályos, pegmatoidos kőzetek alakulnak ki.

A mellékkőzet ← határzóna → magmatit rendszerben az injekció előtti állapothoz leginkább a peridotitok (hornblenditek) állnak közel. Mint ahogy az ásványtani vizsgálatokból is látszik a hornblenditek és gabbrók csak nyomokban őrzik az injekció előtti állapotot (a piroxének magja augit, az amfibolok magja kaersutit, a plagioklászok magja bázikusabb mint a peremeké). Az a fázis, amit hornblenditnek nevezünk, nem más mint az eredeti ultrabázikus kummulátum különböző fokú átalakulási produktuma.

A meladioritok és dioritok (részben a gabbrók is) az asszimilációs fázis különböző fokozatait képviselik. Az átmenet a szienitek felé a leukodioritokon, monzodioritokon és monzonitokon át fokozatos (Pál-Molnár, 1988).

A fentiek alapján elmondható, hogy a Tarnica Komplexum kőzetei az eredeti ultrabázikus kummulátum és a szienitek közötti határzónát képviseli.

A K/Ar koradatok alapján a DAM a T<sub>2</sub> (ladini) – K<sub>1</sub> (albai) időintervallumban keletkezett. Ez a szakasz (125 millió év) a monociklikus fejlődésű geoszinklinálisok magmatizmusához viszonyítva igen hosszú. A Kola – Karelia – Skandinávia zóna alkáli kőzetei kb. 1400 millió év alatt (Kukhareno, 1971), a Dél-Grönlandi Gardar provincia alkáli kőzetei 200 millió év alatt (Upton et al., 1987), a St. Lawrence Valley rendszer 600 millió év alatt (Curie et al., 1970), vagy a Monteregian Hills alkáli kőzetei 130 millió év alatt (Eby, 1987) alakultak ki.

Az alkáli kőzetek provinciái gyakran mutatnak hosszú aktivitást és keletkezésük általában a tektonikailag stabil, intrakontinentális környezetekhez kapcsolható.

A DAM nefelinszienitjeinek szülőmagmaja egy alkáli-karbonátban gazdag vizes fluidumban vált telítetté a kristályosodás korai szakaszában. Ez a nefelinszenit olvadék frakcionációs reziduum eredetét igazolja. 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, CO<sub>3</sub>-t és SO<sub>4</sub>-t von el a vizes oldatból, vagy a nefelinből és/vagy albitből keletkezett másodlagos fázisokból, a következő modell szerint. A késői fázisú, elsődleges kalcit kristályosodása karbonátot von el az oldatból.

A nefelin kankrinitté történő átalakulása további karbonátot, Cl-t és SO<sub>4</sub>-t von el. A nefelinből (vagy albitból) keletkező szodalit NaCl-t von el a vizes oldatból. Az albit szodalittá alakulása SiO<sub>2</sub>-t is szabadít fel az oldatba, amelyet a nefelin átalakulásakor keletkező analcim használ fel. 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 DAM-ban előforduló nefelinszienitek kristályosodásának nagy része alatt.

A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok a granitoidok összetettségére utalnak.

Az akcesszórius ásványok fontosak lehetnek a kőzetek keletkezési körülményeinek meghatározására. Broska, Uher (1991) cirkonmorfológiai vizsgálataik során azt találták, hogy monacit-tartalmú gránitok alacsony hőmérsékleten képződnek (I.T.<350°C), míg az allanit-tartalmúak magasabb hőmérsékleten (I.T.>350°C). A DAM granitoidjaiban monacit nem található, és az apatit, cirkon, allanit, titanit előfordulása egyértelműen arra utal, hogy nem S-típusú gránitokhoz tartoznak. Az előzetes cirkonmorfológiai vizsgálatok (Pupin, 1980) (melyek az I.A – I.T. diagramban a fő kőzetalkotók alapján jelölik ki a cirkonpopuláció várható főbb genetikai típusait) szintén erre engednek következtetni. A szeparált cirkon frakciók alapján a vizsgált kőzetek köpenyeredetű (kéreg kontamináció nem zárható ki) olvadékból származnak.

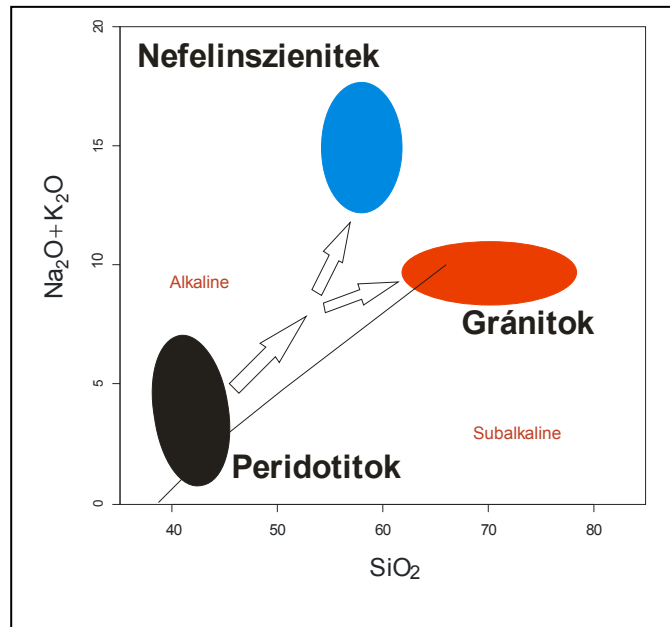
A vizsgált kőzetek geokémiai jellege, mint ahogy azt az előbbieken már láttuk, eltérő.

Eby diszkriminációs diagramja (1992) megerősíti az ultrabázitok-bázitok és a vizsgált SiO<sub>2</sub> tekintetében telített és túltelített minták komagmás, kogenetikus viszonyát, mivel a vizsgált kőzetek az A1 csoport tagjaként köpeny eredetű gránitnak minősülnek, melyek extenziós, lemezen belül (WPG), riftesedő kontinentális környezetben keletkeztek. Mindezt a cirkonmorfológiai vizsgálatok is alátámasztják, melyek eredményeként a vizsgált kőzetek kialakulására kéreg+köpeny, illetve köpenyeredet valószínűsíthető. Watson, Harrison féle számítási módszer alapján (1983) a cirkonok magas (T<sub>s</sub>=770-930 °C) hőmérsékleten képződtek.

A vizsgált granitoidok a hornblenditekkal közel azonos korúak.

Mint arról már szó volt, a DAM peridotitjai, melyek a legközelebb állnak a szülőmagmához, enyhén telítetlen, enyhén túltelített jelleget mutatnak. A Yoder és Tilley (1962) által, a tholeiites és alkáli bazaltokra, termális és frakcionációs folyamatokra kidolgozott rendszer szerint (mely kiválóan alkalmazható a platformi területek mélységi magmás kőzeteire is) a magma fejlődése az SiO<sub>2</sub> és az alkáliák növekedésével a gránit-

nefelinszenit végső rendszerben fejeződik be (31. ábra). Ez a fejlődéstörténet figyelhető meg más hasonló alkáli masszívumok esetében is, mint pl. a Montergian Hills-i vagy a Cameroon-i alkáli kőzetek petrogenézisében. Tehát, a peridotitok (gabbrók), nefelinszenitek, gránitok nemcsak kogenetikusak, hanem komagmásak is.



**31. ábra** A DAM kőzeteinek differenciációs fejlődéstörténete. A peridotitok enyhén telítetlen, enyhén túltelített jelleget mutatnak. Az ultrabázikus, a hornblenditek összetételéhez nagyon közel álló, magma fejlődése az  $\text{SiO}_2$  és az alkáliák növekedésével a gránit – nefelinszenit végső rendszerben fejeződik be.

A hornblende tatalmú mafikus kummulátumok relatív gazdagok Y-ban (Fitton, 1987). Az Y kompatibilis elem az amfibolokban (Pearce, Norry, 1979), így a hornblende kiválása az Y koncentráció csökkenését eredményezi. A Zr, mely inkompatibilis ebben a folyamatban nagyon jól használható frakcionációs indexként. Ha frakcionációs kristályosodás során az ultrabázikus magma savanyodik, a Zr/Y arány a maradék olvadékban a Fitton és Dunlop (1985) által, a Rayleigh-féle farkcionációs kristályosodási egyenlettel, meghatározott irányba mozog. A DAM kőzetei nagyon jól követik ezt a terndet. A Tarnica Komplexum kőzeteinek Zr/Y aránya 5-12 között, a nefelinszeniteké 35-100, a gránitoké 7-35 között változik. Ez szintén a hornblendit → nefelinszenit, hornblendit → gránit frakcionációs kristályosodási folyamatot bizonyítja.



A Ditrói Alkáli Masszívum a Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be, és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben. Szerkezetileg a Bukovinai takaróhoz tartozik, annak négy prekambriumi, kora paleozóos litológiai egységével érintkezik.

A terepi (térképezési), petrográfiai (kőzetrendszertani, szöveti, mikroszvöeti, ásványtani), geokémiai (ásvány-geokémiai, fő- és nyomelem-geokémiai), izotóp-geokémiai, cirkonmorfológiai, fluidzárvány és mikrotermometriai, raman spektroszkópiái valamint kormeghatározási vizsgálatok és adatok alapján a Ditrói Alkáli Masszívum kialakulása egy kontinentális autonom magmás aktivizációhoz köthető. A magmatizmus a kontinentális kéreg kialakulása utáni, az intruzó a feléledési zónákhoz köthető, vagy a platform alapzatát átszelő mélytörések mentén alakult ki. Ez a magmatizmus sokféle alkáli (miaszkitos) kőzetegyüttest produkált.

A Tarnica Komplexum Kőzetei (peridotitok, gabbrók), a nefelinszenitek és gránitok közel azonos időben keletkezett, komagmás kőzetek. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével indult.

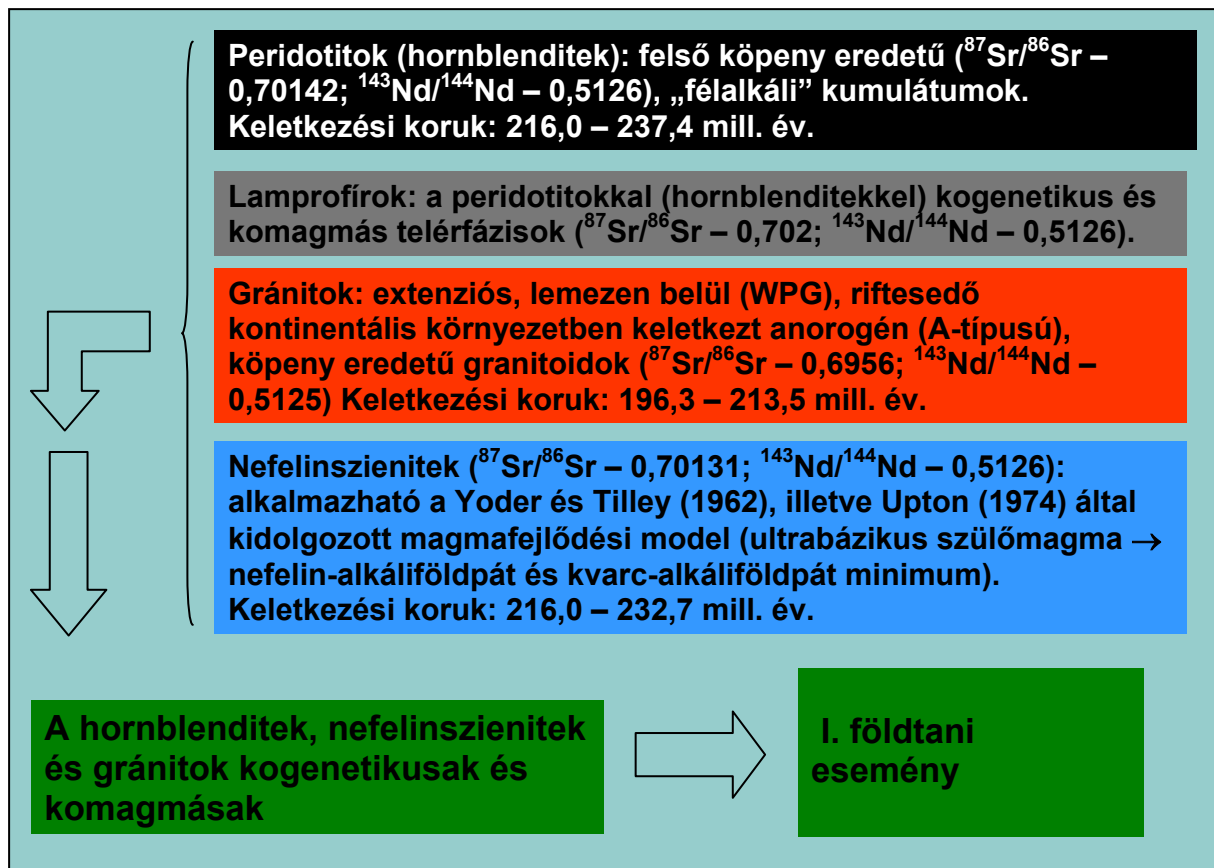
A Bukovinai-Géta mikrokontinensnek az európai platformtól a jurában történő elszakadásával, a Cívcin – Severin riftrendszer mentén egy újabb, köpeny eredetű, intrúzió jött létre. Az így keletkezett szenitek az első magmás folyamat kogenetikus kőzeteivel keveredve egy sor hibrid kőzetet eredményeztek (dioritok, monzonitok).

A DAM petrogenézise a 32 – 34. folyamatábrákon követhető nyomon..

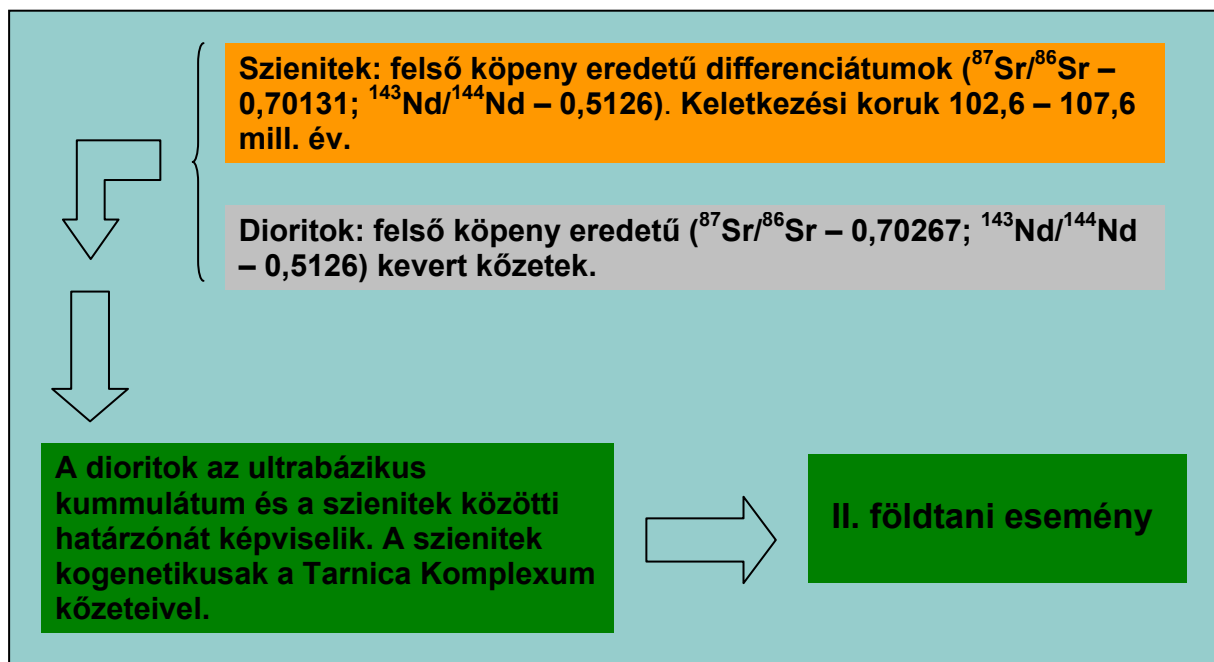
## **11. TOVÁBBI FONTOS KUTATÁSI IRÁNYOK, TERVEK**

A zárójelentés készítése nem a kutatás lezárását, hanem a DAM petrogenetikájának továbbgondolását és pontosítását jelentette. A rendelkezésre álló kőzettani, geokémiai adatok lehetővé teszik az egyes frakcionációk és keveredések pontosítását, valamint a szükséges petrogenetikai modellszámítások elvégzését is. Ez a munka folyamatban van, mint ahogy folyamatban van, egy a Ditrói Alkáli Masszívumot bemutató, a kor követelményeinek minden szempontból megfelelő kiadvány készítése, és az egyes témák tudományos publikálása is.

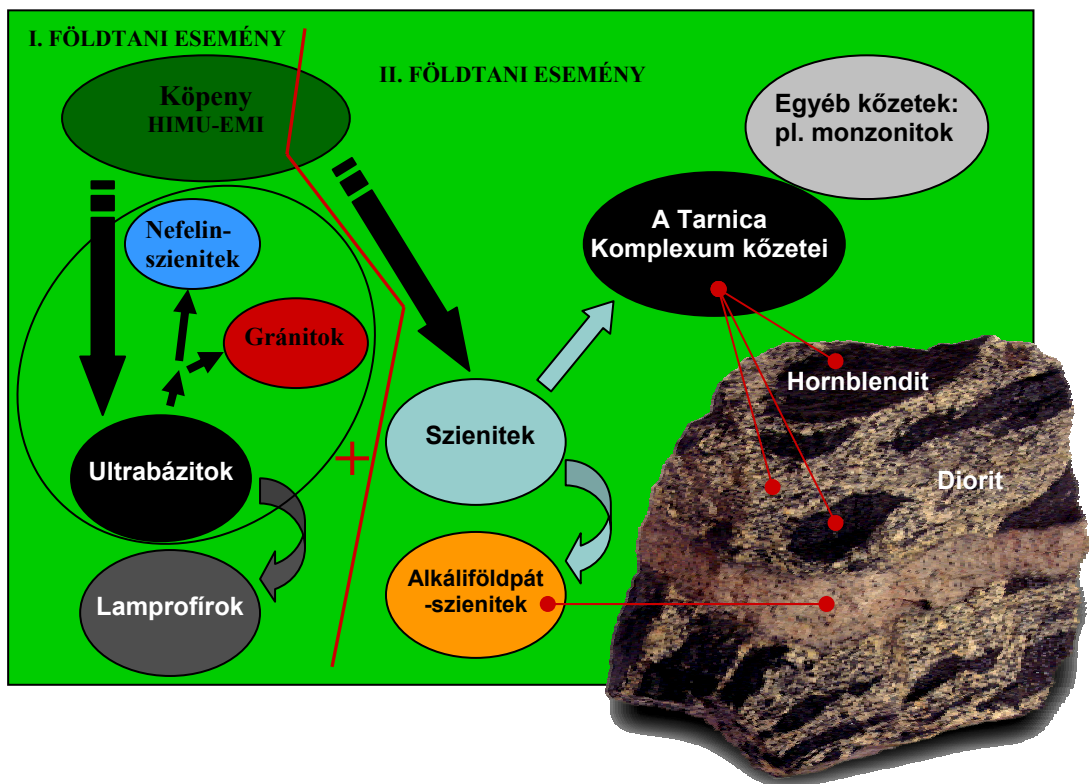
A46736 számú OTKA kutatási projektnek köszönhetően, még 2008 folyamán elkészül Batki Anikó, a DAM lamprofírjainak petrológiáját összefoglaló, PhD-dolgozata, valamint a témában elkezdte munkáját két új, ígéretes PhD-hallgató is.



32. ábra A DAM kialakulásának I. fázisa



33. ábra A DAM kialakulásának II. fázisa



34. ábra A DAM egyszerűsített genetikai modellje

## IRODALOMJEGYZÉK

- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1979): Structura și petrogeneza masivului alcalin de la Ditrău. Raport geologic final. Archiva IPEG „Harghita”, Manuscript.
- Bagdasarien, G.P. (1972): Despre vârsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol., 17/1, 13-21.
- Balogh, K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: techniques, experiences and methods of chronological studies. ATOMKI Reports D/1, 277-288.
- Barth, T.F.W. (1963): The composition of nepheline. Schweizer. Miner. Petrog. Mitt., 43, 153-164.
- Best, M. G. (1974): Mantle – derived amphibole within inclusions in alkalic-basaltic lavas. J. Geophys. Res., 79, 2107-2113.
- Broska, I., Uher, P. (1991): Regional typology of zircon and its relationship to allanite, monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). Geol. Carpathica. 42, 5, 271-277.
- Codarcea, A. Codarcea, D.M., Ianovici, V. (1957): Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. Bul. St. R.P.R. Geol. Geofz., II/3-4, 385-446.
- Coombs, D. S. (1963): Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated by the diopside-olivine-silica diagram. Miner. Soc. Am. Special Paper 1, 227-250.
- Condie, K.C. (1993): Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104: 1-37.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst D. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. Allen & Unwin, London.
- Dallmeyer, D.R., Kräutner, H-G., Neubauer, F. (1997): Middle-late Triassic  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  hornblende ages for early intrusions within the Ditrău alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. Geologica Carpathica. 48, 347-352.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 73, 135-150.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks
- Dollase, W.A., Thomas, W.M. (1978): The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. Contrib. Miner. Petrol., 66, 311-318.
- Dostal, J., Cousens, B., Dupuy, C. (1998): The incompatible element characteristics of an ancient subducted sedimentary component in ocean Island basalts from French Polynesia. J. Petrol. 39, 937-952.
- Eby, G. N. (1987): The Monteregian Hills and White Mountain alkaline igneous provinces, eastern North America. In: Alkaline Igneous Rock, Ed.: Fitton, J. G., Upton, G. J., Geol. Soc. Sp. Pub., 433-447.
- Eby, G.N. (1992): Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology. 20, 641-644.

- Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V. & Platt, G. 1998: Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa alkaline province, Malawi. *Journal of Petrology*. 39, 1405-1424.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., (1993): Pyroxene and amphibole chemistry of peralkalic ultrapotassic syenite and associated pyroxenite, northeastern Brazil: An approach to test liquid immiscibility process. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23(2), 139-146.
- Fitton, J. G. (1987): The Cameroon line, West Afrika: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Spec. Public., 30, 273-291.
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Henderson, C.M.B., Gibb, F.G.F. (1977): Formation of analcime in the Dippin sill, Isle of Arran. *Mineral. Mag.*, 41, 534-537.
- Henderson, C.M.B., Gibb, F.G.F. (1983): Felsic mineral crystallization trends in differentiating alkaline basic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, 84, 355-364.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 57, 421-436.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 106, 44-63.
- Hoernle, K. A., Tilton, G. R. (1991): Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: applications to magma genesis and evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71, 3-18.
- Ianovici, V. (1933): Étude sur le massif syénitique de Ditrau, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). *Ann. Scient. Univ. Jassy*, 20, 86-97.
- 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., Barager, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.8, 523-548.
- Jakab, Gy., Garbașevschi, N., Balla, Z., Zakariás, L., Péter, J., Strungaru, T., Heredea, 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*
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G., Barszczus, H. G. (1997): High  $\mu$  (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 102, 8085-8103.
- Kovács, G, Pál-Molnár, E. (1998): Petrographical characteristics of Ditrău (Orotva) granites, Eastern Carpathians, Transylvania, Romania: A preliminary description. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 39, 35-48.

- Krätner, H. G. (1976): Das metamorphe Paläozoikum der rumänischen Karpaten. *Nova Acta Leopoldina*, 45/224, 335-350.
- Krätner, H-G, Bindea, G. (1998): Timing of the Ditrau alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). *Slovak Geological Magazine*, 4, 213-221.
- Kukhareenko, YU. A. (1971): Metallogenetic features of alkaline formations of Eastern part of Baltic Shield. *Trudy leningr. Obshch. Estest.*, 72, 1-267.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63, 1023-1052.
- 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. *Mineral. Mag.*, 61, 295-321.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. (1981): The Colima volcanic complex, Mexico: Part II. Late-Quaternary cinder cones. *Contrib. Miner. Petrol.*, 76, 127-147.
- Luhr, J.F., Kyser, T. K. (1989): Primary igneous analcime: The Colima minettes. *Amer. Miner.*, 74, 216-223.
- Le Maitre, R.W. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary Terms*, Blackwell, Oxford.
- 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*, Vol. 101, 635-643.
- Milner, S.C., le Roex, A.P. (1996): Isotope characteristics of the Okenyanya igneous complex, northwestern namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 277-291.
- Morogan, V. Upton, B.G.J., Fitton, J.G. (2000): The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. - *Mineralogy and Petrology*. 69, 227-265.
- Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Odin, G. S., Adams, C. J., Armstrong, R. L., Bagdasaryan, G. P., Baksi, A. K., Balogh, K., Barnes, I. L., Boelrijk, N. A. I. M., Bondadonna, F. P., Bonhomme, M. G., Cassagnol, C., Chanin, L., Gillot, P. Y., Gledhili, A., Govindaraju, K., Harakai, R., Harre, W., Hebeda, E. H., Hunziker, J. C., Ingamells, C. O., Kawasita, K., Kiss, E., Kreuzer, H., Long, L. E., McDugali, I., McDowell, F., Mehnert, H., Montigny, R., Radicati, F., Rex, D. C., Rundle, C. C., Savelli, C., Sonet, J., Welin, E., Zimmermann, J. L. (1982): Interlaboratory standards for dating purposes. In Odin, G. S. (ed.): *Numerical Dating in Stratigraphy*, Wiley & Sons, Chicester, New York, Brisbane, 123-149.
- Pál-Molnár, E. (1992): Petrographical characteristics of Ditró (Orotva) hornblendites, Eastern Charpatians, Transylvania (Romania): a preliminary description. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 33, 67-80.
- Pál-Molnár, E. (1994a): A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. *A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai*, Szeged, 85 p.

- Pál-Molnár, E. (1994b): Adalékok a Ditrói szienitmasszívum szerkezeti és közettani ismeretéhez. Szegedi Akadémiai Bizottság, Föld- és Környezettudományi Szakbizottság, 52.
- Pál-Molnár, E. (1994c): Petrographical characteristics of Ditrău (Orotva) diorites, Eastern Carpathians, Transylvania (Romania). - *Acta Mineralogica- Petrographica*, Szeged, 35, 95-109.
- Pál Molnár, E. (1997): Composition of pyroxenes in hornblendites from the northern part of the Ditró syenite massif. *Acta Mineralogica- Petrographica*, Szeged, 38, 123-130.
- Pál-Molnár, E. (1998): A Ditrói szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditek és dioritok kialakulására. I-II. Ph. D. értekezés, JATE, Szeged, 219.
- Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditrău Syenite Massif. Ed. Dept. of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172.
- 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 basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A. Harris, N.B.W., Tindle A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, T.H. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? Discussion. *Amer. Miner.*, 78, 225-229.
- Platt, R.G., Wooley, A.R. (1986): The mafic mineralogy of the peralkalic syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi. *Min. Mag.*, 50, 85-99.
- Rock N.M.S. 1987: The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J.G. Fitton & B.G.J. Upton (Editors), *Alkaline Igneous Rocks*. Blackwell, Edinburgh, pp 191-226.
- Rock, N.M.S. (1990): The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Miner. And Petr.*, 43, 99-119.
- Rock N.M.S. 1991: *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 285 pp.
- Rock, N.M.S., Leake, B.E. (1984): The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Miner. Mag.*, 48, 211-227.
- Roux, J., Hamilton, D.L. (1976): Primary igneous analcite – an experimental study. *J. Petrol.*, 17, 244-257.
- Pupin, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology. - *Contrib. Mineralogy and Petrology*. 73, 207-220.
- Săndulescu, M. Kräutner, H.G. Balintoni, I., Russo- Săndelescu, D., Micu, M. (1981): The structure of East Carpathians (Moldavia-Maramureş area). XII. Cong. Carp. Balk. Geol. Assoc., Bucharest. Guide to excursion BI.
- Speer, F. S., Becker, S. W., Farrar, S. S. (1980): Field relations and petrology of the post metamorphic, coarse grained granitoids and associated rocks of the southern Appalachian

- Piedmont. In Wones, D R., ed., Proceedings: The Caledonides in the USA, Virginia Polytechnic Institute and State University Memoir 2, 137-148.
- Streckeisen, A. (1931): Sur la tectonique des Carpates méridionales. An. Inst. Geol. Roum., 16, 328-417, besonders 408-413.
- Streckeisen, A. (1938): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. - Verh. Schweiz. Naturf. Ges., 159-161.
- Streckeisen, A. (1952): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró (Siebenbürgen), I. Teil. - Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32, 251-309.
- Streckeisen, A. (1954): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró (Siebenbürgen), II. Teil. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 34, 336-409.
- Streckeisen, A., Hunziker, I.C. (1974): On the origin of the Nephelinsyenite Massif of Ditró (Transylvania, Romania). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 59-77.
- Taylor P.N., Jones N.W., Moorbath S. (1984): Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to magma genesis of Precambrian granitoid rocks. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A310, 605-625.
- Visarion, M. (1987): Studii geologice și geofizice complexe pe geotraversa Pașcani – Tg. Neamț – Toplița – Reghin Arhiva Inst. Geol. Geofiz., București, Manuscript.
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth Planet. Sci Letters, 64, 295-304.
- Weaver, B. L. (1991): Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. Geology 19, 123-126.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineralogy and Petrology 95. 407-419.
- Wilkinson, J.F.G. (1968): Analcimes from some potassic igneous rocks and aspects of analcime-rich igneous assemblages. Contrib. Miner. Petrol., 18, 252-269.
- Yoder, H. S., Tilley, C.E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-352.
- Zindler, A., Hart, S. R., (1986): Chemical geodynamics. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 14, 493-571.
- 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.
- Zólya, L. & Zólya, É.G. (1985): A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Putna Întunecoasă spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG “Harghita”, Miercurea-Ciuc, Manuscript.
- Zólya, L. & Zólya, É. G. (1986): A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Tilalmas -Halaság spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG “Harghita”, Miercurea-Ciuc, Manuscript.