

A codrui granitoidok közettani és geokémiai vizsgálata a Tiszai-főegységben

OTDK dolgozat

Készítette: *Jákri Barnabás*

Földtudomány MSc, 2. évfolyam

Témavezetők:

Dr. Pál-Molnár Elemér, intézetvezető, egyetemi docens, SZTE TTIK
Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék

Dr. Szemerédi Máté, tudományos segédmunkatárs, SZTE TTIK
Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék;
MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport



SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR

ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK

SZEGED

2023

TARTALOMJEGYZÉK

1. Összefoglalás.....	3
2. Bevezetés.....	4
3. Földtani háttér	5
3.1 A Hegyes-hegység földtani felépítése	5
3.2 Variszkuszi granitoidok a Hegyes-hegységben és környezetében	5
4. Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek	8
5. Petrográfiai jellemzés.....	9
5.1. Gránit (s.s.)	9
5.1.1. Makroszkópos jellemzés	9
5.1.2. Vékonycsiszolati jellemzés	11
5.2. Aplit	13
5.2.1. Makroszkópos jellemzés	13
5.2.2. Vékonycsiszolati jellemzés	14
5.3. Pegmatit	16
5.3.1. Makroszkópos jellemzés	16
5.3.2. Vékonycsiszolati jellemzés	17
6. Teljes közet geokémiai jellemzés.....	21
7. Diskusszió.....	27
8. Irodalomjegyzék.....	34
9. Köszönetnyilvánítás	37
10. Melléklet.....	38

1. Összefoglalás

A Tiszai-főegység paleozoos aljzatából ismert több granitoidtestről részletes petrográfiai jellemzések, teljes kőzet geokémiai elemzések és radiometrikus koradatok csak korlátozott mértékben állnak rendelkezésre. Közülük talán a legkevésbé ismertek az Erdélyi-középhegység granitoidjai, amelyekből kutatásomban a hegység központi-nyugati részén elhelyezkedő Codru-takarórendszer kőzeteit vizsgáltam, majd vetettem össze a Battonya–Pusztaföldvári-hát hasonló, aljzati képződményeivel (Békés–Codru szerkezeti öv). Célom a codrui granitoidok részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálata, valamint a két szerkezeti egység hasonló képződményei közötti esetleges kapcsolat tisztázása (lokális korreláció).

A codrui granitoidtest a mintavételi helyen, a Hegyes-hegység ÉNy-i részén található galsai kőfejtőben dominánsan középszemcsés, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, enyhén irányított szövetű szienogranitként jelenik meg, melyet aplit- és pegmatiterek járnak át. A vizsgált kőzetek peralumíniumos, mészkalkáli karakterrel rendelkeznek, bennük a Mg aránya a Fe arányához viszonyítva relatíve magas (magnesian karakter), ezzel szemben az aplitokra és a pegmatitokra magasabb Si- és alkália-, illetve alacsonyabb Ca-tartalom jellemző, míg Mg-tartalmuk a Fe-tartalomhoz viszonyítva extrém alacsony (ferroan karakter).

A codrui granitoidok ásványos összetétele (elsődleges muszkovit, akcesszórius gránát és monacit előfordulása) és geokémiai karaktere (mészkalkáli, peralumíniumos) S-típusra, szinkollíziós geotektonikai környezetre és kontinentális kéreg eredetre utal. Korábbi és folyamatban lévő (az SZTE TTIK „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport munkája) petrográfiai és geokémiai vizsgálatok eredményeivel összevetve nagyfokú hasonlóságot találtam a szinkollíziós, alsó-karbon battonyai granitoiddal. Utóbbi képződmény ásványos összetételében és a fő kőzetalkotók megjelenésében alig különbözik a codrui granitoidtól, bár az aljzati kőzetek szövete dominánsan inkább inekvigranuláris és ritkábban mutat irányítotttságot. Kiemelendő továbbá a két képződmény erőteljes fő- és nyomelem geokémiai hasonlósága.

Kőzettani és teljes kőzet geokémiai vizsgálataim alapján feltételezhető, hogy a Tiszai-főegységben előforduló S-típusú variszkuszi granitoidok (Alföld aljzata, Erdélyi-középhegység) egyazon kollíziós környezetben létrejött kéregolvadékot képviselnek. A lokális és regionális korreláció pontosításához szükséges cirkon U–Pb kormérések folyamatban vannak.

Kulcsszavak: variszkuszi granitoid, Galsa, Hegyes-hegység, Codru-takarórendszer, aljzati korreláció

2. Bevezetés

A Tiszai-főegységben több variszkuszi granitoidot is ismerünk, többek között hazánk területéről a battonyai és a mórággyi granitoidokat, valamint az Erdélyi-középhegység központi-nyugati területéről a codrui granitoidokat (Codru-takarórendszer), és egyes földtani modellek (pl. CSONTOS & VÖRÖS 2004) szerint a hegyesi granitoidok (Kisbihari-takarórendszer, DNy-Erdélyi-középhegység) is e csoportba sorolhatók.

A Hegyes-hegység északnyugati peremén, a Galsa település melletti felhagyott kőfejtőben felszínen fellelhető codrui granitoidok (más néven béli granitoidok – ANDRÁS et al. 2011) ásvány-, kőzettani és geokémiai tulajdonságai mind a hazai, mind a nemzetközi szakirodalmakból alig ismertek. A granitoidok részletes petrográfiai, teljes kőzet (fő- és nyomelem) geokémiai, ásványkémiai és geokronológiai (pl. cirkon U–Pb korhatározás) kutatásainak teljes vagy részleges hiánya, illetve a korábban meghatározott korok ellentmondásai (pl. SOROIU 1969; PANĂ et al. 2002) alapozták meg ezt a kutatást.

Felmerült továbbá az a kérdés is, hogy a Magyarország területén, a Békés–Codru-takarórendszerben fellelhető, makroszkóposan nagyon hasonló és jobban dokumentált battonyai granitoidokkal milyen kapcsolata lehet a Codru-takarórendszer hasonló képződményeinek (pl. rokon képződmény vagy akár ugyanannak a variszkuszi magmatizmusnak a terméke).

Célom a codrui granitoidok petrogenetikájának feltárása és a képződmény lokális, illetve regionális korrelációja, melynek az első lépéseit a mintagyűjtés (három elkülönülő szöveti megjelenés: gránit (s.s.), aplit és pegmatit), majd az alapos petrográfiai és teljes kőzet geokémiai jellemzések jelentették, ezt követően pedig az eredményeimet összehasonlítottam a battonyai granitoidokról elérhető szakirodalmi adatokkal és az SZTE TTIK „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport kőzettani-geokémiai vizsgálati eredményeivel.

3. Földtani háttér

3.1 A Hegyes-hegység földtani felépítése

A Hegyes-hegység az Erdélyi-középhegység délnyugati részén helyezkedik el (1/b. ábra). A területen korábbi földtani kutatásokat végeztek: LÓCZY (1883), ROZLOZNIK (1913), PAUCĂ (1941), GIUȘCĂ (1948, 1962, 1979), GIUȘCĂ et al. (1964), DIMITRESCU (1962, 1967, 1988), SAVU (1965), BALINTONI (1986, 1994), TATU (1998), PANĂ (1998), BALINTONI & PUȘTE (2002). Kristályos aljzatának északi és központi részét a Tiszai-főegységhez, déli területeit pedig a Dácia-főegységhez sorolják a legújabb geodinamikai modellek (pl. SCHMID et al. 2008). A Hegyes-hegységben két alpi takarórendszer jelenik meg: a Codru-takarórendszer (Tiszai-főegység) és a Kisbihari-takarórendszer (Dácia-főegység; SCHMID et al. 2008), melyek a késő kréta turonban, a pre-orogén tektogenezis során, egymással ellentétes vergenciával kerültek jelenlegi helyükre, a Bihari-parautochthon fölé (SÂNDULESCU 1984). A két takarórendszer közül a Codru-takarórendszer helyezkedik el a mélyebb pozícióban. Fontos azonban megjegyezni, hogy egyes modellek szerint (pl. CSONTOS & VÖRÖS 2004) a Kisbihari-takarórendszer is a Tiszai-főegységhez tartozik. E két takarórendszer egyaránt tartalmaz variszkuszi korú granitoidokat (PANĂ 1998; PANĂ et al. 2002), melyek vizsgálatának a nagyszerkezeti kapcsolatok felderítésében kiemelt szerepe van.

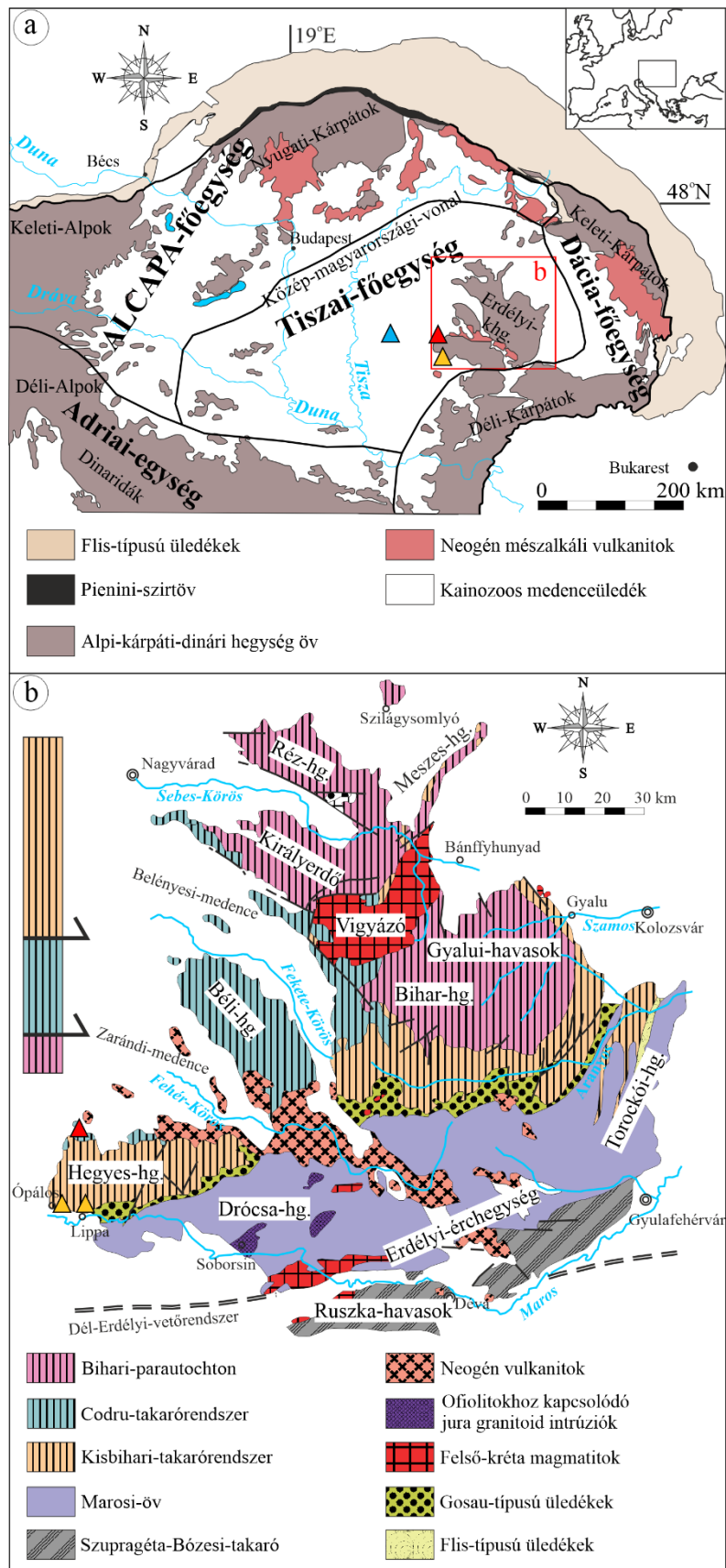
3.2 Variszkuszi granitoidok a Hegyes-hegységben és környezetében

A Codru-takarórendszer granitoidjai a neoproterozoikumi Codru-sorozatokban, a Várasfenesi-takaróban találhatóak. A Hegyes-hegység északnyugati részén található codrui granitoidok (1/b. ábra) egy egységes tömeget alkotnak, melyet aplit- és pegmatiterek járnak át. A granitoidok kontaktzónájában biotit-gazdag szaruszirt és biotit-gazdag paragneiszek jelennek meg (PÁL-MOLNÁR et al. 2004). K–Ar radiometrikus korvizsgálattal SOROIU (1969) 226–221 millió éves kora határozta meg a biotitból a codrui granitoidokra, azonban PANĂ et al. (2002) cirkon U–Pb korhatározása $372,2 \pm 1,0$ millió éves kora eredményezett. Ezen granitoidok ásvány-, közettani és geokémiai tulajdonságai mind a hazai, mind a nemzetközi szakirodalmakból alig ismertek, ami egyben vizsgálataimat is indokolta.

A Kisbihari-takarórendszerben található granitoidok a Hegyes-Muncsel-takaró paleozoos kőzetsorozatába nyomultak, és kontaktusban vannak a Kladovai Formációval (PÁL-MOLNÁR et al. 2008). A kontaktzónában szaruszirtesedett metabázitok és paragneiszek találhatóak. A hegyesi granitoidok (1. ábra) szintén variszkuszi korú gránitok, amelyek apliterek is tartalmazzák (GIUȘCĂ 1979; PÁL-MOLNÁR et al. 2008; SZEMERÉDI et al. 2021). GIUȘCĂ et al. (1964) 350 millió éves kora határozta meg K–Ar vizsgálatokkal, később PANĂ

(1998), PANĂ et al. (2002) és SZEMERÉDI et al. (2021) cirkon U–Pb korvizsgálatokkal 268–263 millió éves kort állapítottak meg, és a granitoidok keletkezését rövid ideig tartó, középső-permi magmatizmussal magyarázták. A geokémiai jellegüket tekintve A-típusú (BONIN & TATU 2016; SZEMERÉDI et al. 2021), anorogén hegyesi gránitok egy magmás komplexum (Hegyesi Magmás Komplexum; PANĂ et al. 2002) részét képezik dioritokkal, gabbrokkal és felzikus telérközetekkel összefogazódva. SZEMERÉDI et al. (2020a, 2021) geokémiai és geokronológiai bizonyítékokkal alátámasztva, felvetette a hegyesi granitoidok plutoni-vulkáni kapcsolatát a Tiszai-főegység permi savanyú vulkanitjaival.

Bár nem az Erdélyi-középhegység területére esik, a szűkebb földtani térségben kiemelendők a hazai, battonyai granitoidok (DK-Magyarország, Battonya–Pusztaföldvár aljzati hát mélyfúrásai, Békés–Codru-takarórendszer; 1/a. ábra). BUDA (1996) szerint e variszkuszi granitoidok összetett kéreg-köpeny eredetűek, és lemezszegélyi környezetben keletkeztek. Ennek eredménye, hogy az S-típusú és I-típusú bélyegek bizonyos mértékben keveredtek a granitoidokban. Más szerzők szerint a Battonya–Mezőhegyes térségében előforduló granitoidok a variszkuszi orogenezis késői szakaszában, kollíziós környezetben képződtek, a gránitos magma in-situ kéregolvadás hatására alakult ki, és annak környezetében egy kisebb kiterjedésű kontaktzóna is keletkezett (SZEPESHÁZI 1969; SZEDERKÉNYI 1984; KOVÁCH et al. 1985). PÁL-MOLNÁR et al. (2001) petrográfiai és geokémiai eredményei szerint a battonyai granitoidok ásványos összetétele viszonylag egységes, a fő kőzetalkotó ásványok: kvarc, ortoklász, mikroklin, plagioklász földpát (albit–oligoklász), biotit és muszkovit. A modális összetételük alapján a kőzetek szienogránitok, monzogránitok vagy granodioritok. Kémiai jellegüket tekintve a battonyai granitoidok szubalkáli, peralumíniumos kőzetek, viszonylag magas Ca-tartalommal. Tektonikailag szinkollíziós (kontinens-kontinens kollízió), orogén eredetűek. Ásványos összetételük (kétcsillámú és muszkovitban gazdag) és geokémiai jellegük S-típusra enged következtetni. Cirkon U–Pb korhatározások szerint a battonyai granitoidok kora: 355,9 ± 4,6 – 4,0 millió év, vagyis alsó-karbon (SZEMERÉDI et al. 2020b).



1. ábra: (b) Az Erdélyi-középhegység földtani felépítése; (a) a variszkuszi granitoidok elterjedése a Tisza-főegység keleti részén. Zöld háromszög: codru-, sárga: hegyesi-, kék: battonyai granitoidok (BLEAHU et al 1976; IANOVICI et al. 1976; SÁNDULESCU 1984; BALINTONI et al. 2009; IOANESCU & HOECK, 2010; SZEMERÉDI et al. 2021)

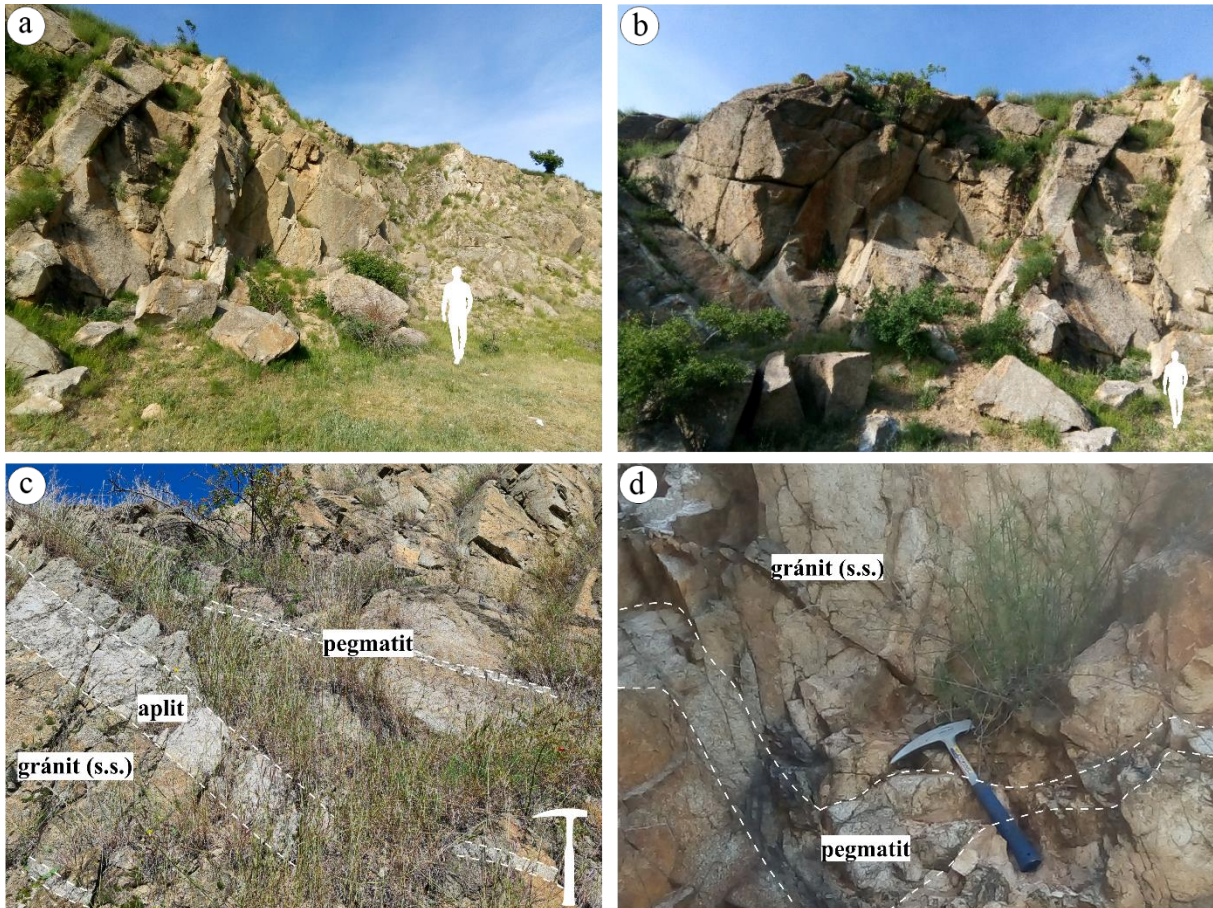
4. Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A mintagyűjtést a témavezetőim végezték 2018. májusában, a már felhagyott galsai kőfejtőben (2. ábra), a Hegyes-hegység (DNy-Erdélyi-középhegység, Románia) északnyugati peremén. A vizsgált mintákat szisztematikusan gyűjtötték a makroszkóposan elkülöníthető három granitoid megjelenési formából – gránit (s.s.), aplit és pegmatit –, valamint ezek kontaktusát is mintázták (3. ábra).

Makroszkópos vizsgálataim során 8 db gránit (s.s.) (GAG1–8), 2 db aplit (GAA1–2) és 3 db pegmatit (GAP1–3) minta szöveti tulajdonságait és ásványos összetételét jegyeztem fel. Összesen 11 db vékonycsiszolat petrográfiai vizsgálatát végeztem el, amelyek között 6 db gránit (s.s.), 2 db aplit és 3 db pegmatit minta szerepelt. A kőzetek szövetét, a fő kőzetalkotók alakját és méretét polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam, míg a modális összetétel meghatározását (V/V%-os értékek) polarizációs mikroszkóp által készített, a teljes csiszolatokat ábrázoló kompozit fotókon végeztem, a JMicroVision szoftverben (RODUIT et al 2019). Minden csiszolaton legalább 300 db pontban végeztem modális kimérést, egy grid háló mentén, mindig a teljes csiszolatra vonatkozóan. A járulékos elegyrészek (akcesszóriák), illetve másodlagos ásványok azonosítását pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM BSE) végeztem, összetételükről félkvantitatív eredményeket energiadiszperzív (EDS) detektort használva kaptam az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszékén, Fehér Kristóf és Biró Máté segítségével. A teljes kőzet geokémiai jellemzéseimhez szükséges analitikai vizsgálatokat a Bureau Veritas Ltd. vancouveri laboratóriuma, az ACME Labs végezte.



2. ábra: A mintagyűjtés helyszíne műholdképen, a galsai kőfejtő GPS koordinátaival (Google Maps).



3. ábra: (a) a granitoid feltárás; (b) a feltárás mintázott falszakasza; (c) az eltérő litológiák kontaktusa.

5. Petrográfiai jellemzés

A galsai kőfejtőben begyűjtött minták makroszkóposan három szöveti kategóriába sorolhatók: gránit (s.s.), aplit és pegmatit. A makro- és mikroszkópos vizsgálatok eredményét ezen felosztásban tüntettem fel.

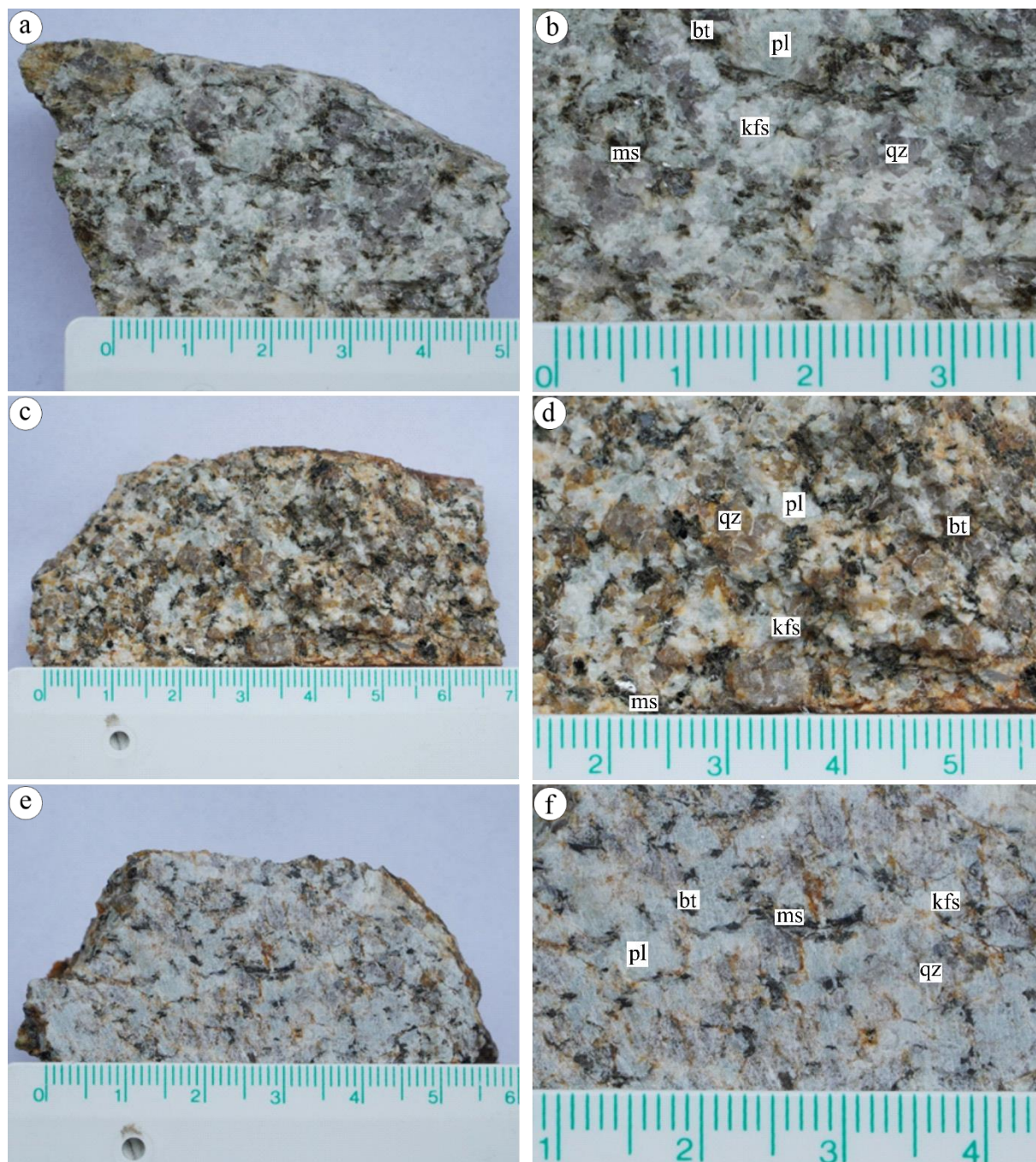
5.1. Gránit (s.s.)

5.1.1. Makroszkópos jellemzés

A kőzet színe fehér vagy világosszürke, helyenként halványzöld; több, mint 90 V/V%-ban felzikus ásványokból áll, azaz hololeukokrata. Szövege holokristályos, fanerokristályos. Ekvigranuláris, közép-durvaszemcsés. A fő elegyrészek: kvarc, káliföldpát, plagioklász földpát, muszkovit, illetve biotit. A kőzet vágott felületén a muszkovit és biotit kristályok gyenge, két eltérő orientációjú irányítottságot definiálnak (4/e–f. ábra).

A kvarc szürke, zsírfényű, főként xenomorf, de előfordulnak idiomorf és hipidiomorf kristályok is. A földpátok egymástól makroszkóposan átalakulásuk hatására eltérően megváltozott színük által különíthetők el: a káliföldpát fehér, a plagioklász földpát halványzöld; általában üvegfényűek (az erőteljesebben átalakult kristályok földes fényűek),

táblásak, általában hipidiomorfok, ritkábban idiomorfok, esetenként xenomorfok. A muszkovit általában szürke, ritkábban sárgás- vagy zöldesszürke, gyöngyházfényű, lemezes-pikkelyes, idiomorf vagy hipidiomorf. A biotit fekete, üvegfényű, lemezes-pikkelyes, idiomorf vagy hipidiomorf.



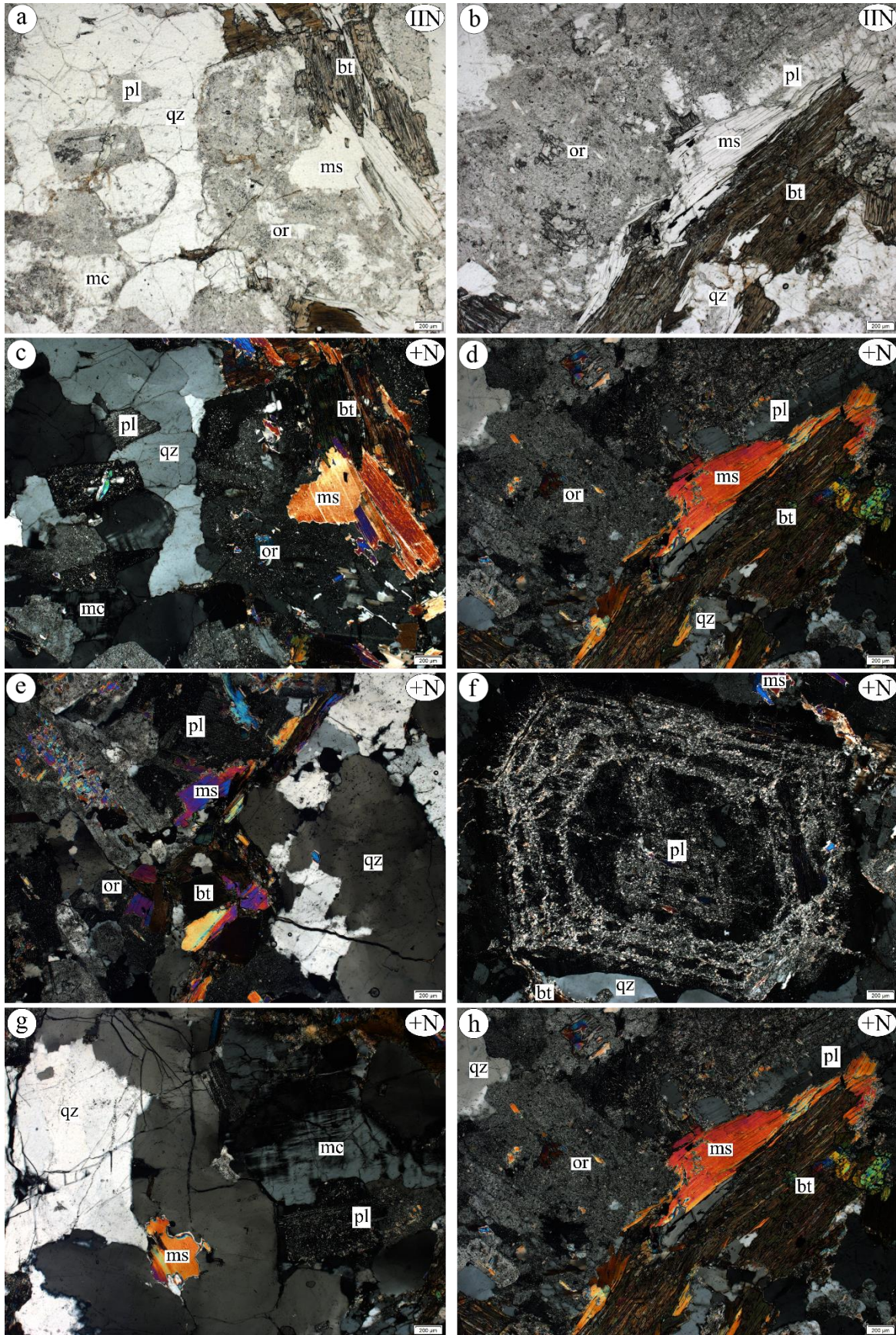
4. ábra: A galsai gránit (s.s.) makroszkópos megjelenése: (a–b) „GAG1” minta; (c–d) „GAG5” minta; (e–f) „GAG5” kőzetminta vág felületén megfigyelhető gyenge irányítottság.
Rövidítések: bt: biotit, kfs: káliföldpát, ms: muszkovit, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc

5.1.2. Vékonycsiszolati jellemzés

A kőzet holokristályos, fanerokristályos, ekvigranuláris és hipidiomorf szemcsés szövetű. A kristályok többsége hipidiomorf, de idiomorf vagy xenomorf szemcsék is jelentős mennyiségben vannak jelen. A muszkovit és a biotit irányítottságot hordoznak, amely két, egymástól eltérő orientációban jelenik meg a vizsgált mintákban, melyek közel merőleges szöveget zárnak be egymással.

A kvarc (36–45 V/V%; 1. táblázat) főként xenomorf (5/a. ábra), viszont hipidiomorf és az átlagosnál kisebb idiomorf kristályok is előfordulnak. Szinte mindig repedezettek, gyakran rezorbeáltak, valamint unduláló kioltásúak, polikristályosak (5/c. ábra). Átlagos méretük 1–4 mm, míg a legnagyobbak ~7,5 mm nagyságúak. A földpátok polarizációs mikroszkóppal ikresedésük (5/c–d. ábra) és a plagioklászok zónássága (5/f. ábra) alapján többnyire meghatározhatóak, bár ezt jelentősen nehezíti az átalakultságuk. A legtöbb ortoklász (22–30 V/V%; 1. táblázat) nem ikresedett (5/c–d. ábra), ritkábban kettős ikreket alkotnak; legtöbbjük hipidiomorf, de nem ritkán idiomorfok vagy xenomorfok, amelyek mennyisége közel azonos arányú; közepesen-erősen szericitesedtek. Átlagos méretük 0,5–3 mm, a legnagyobbak 5,5 mm-esek. A plagioklász földpátra (13–23 V/V%; 1. táblázat) poliszintetikus ikresedés jellemző, illetve gyakran zónásságuk (5/f. ábra) alapján is meghatározhatóak; közülük a legtöbb idiomorf vagy hipidiomorf; közepes–nagy mértékben szericitesedtek. Jellemző mérettartományuk 0,6–3 mm, a legnagyobbak ~5 mm-esek. A mikroklin kristályok (3–7 V/V%; 1. táblázat) tartan ikresek (5/b. ábra), többségük xenomorf; nem, vagy csak nagyon enyhén szericitesedtek. Átlagos méretük 1–4 mm, a legnagyobbak ~4,5 mm-esek. A muszkovit (7–8 V/V%; 1. táblázat) dominánsan idiomorf vagy hipidiomorf, néhol előfordulnak xenomorf szemcsék is. Széles mérettartományban kristályosodtak, 0,2 és 2 mm között, átlagosan 0,5–1,8 mm nagyságúak. A biotit (1–7 V/V%; 1. táblázat; 5/a–c. ábra) gyakran muszkovittal összenőve kristályosodott; dominánsan hipidiomorf, de idiomorf és xenomorf kristályok is előfordulnak, közel azonos mennyiségben; nagymértékben, gyakran akár teljesen epidotosodtak (5/c–d. ábra). Átlagos méretük 0,3–2 mm.

Gyakori akcesszórius ásvány az apatit és a cirkon, ill. kevesebb monacit is előfordul, melyek leggyakrabban a csillámokban, ritkábban a kvarcban és földpátokban jelennek meg (10/a–b. ábra). Legnagyobb járulékos elegyrész a monacit, amely 10–150 µm nagyságú. Az apatit hasonló mérettartományban kristályosodott, átlagosan 10–100 µm nagyságú. A legkisebb méretű akcesszória a cirkon, melynek kristályai 5–20 µm közöttiek. A biotit epidotosodott anyagából további átalakulások során titanit, ilmenit és allanit képződött (10/e–f. ábra), egyes titanit kristályok leukoxénesedtek, ezek mérete általában <50 µm.



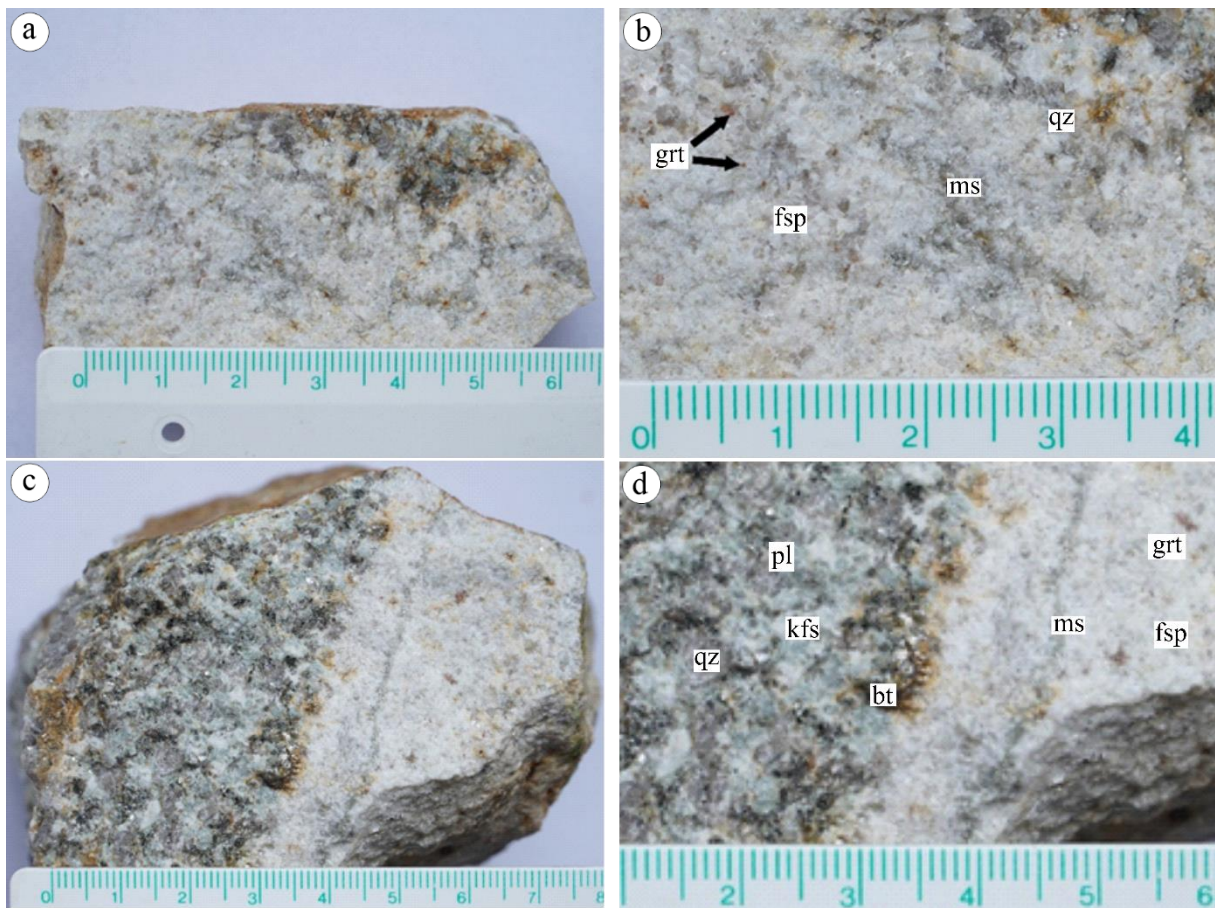
5. **ábra:** A galsai gránit (s.s.) vékonycsiszolati képei: (a) „GAG3” minta – IIN, (b) „GAG8” minta – IIN, (c) „GAG3” minta – +N, (d) „GAG8” minta, (e) „GAG1” minta – +N, (f) zónás plagioklász földpát a „GAG7” mintában – +N, (g-h) „GAG2” minta – +N. Rövidítések: bt: biotit, mc: mikroklin, ms: muszkovit, or: ortoklász, pl:

5.2. Aplít

5.2.1. Makroszkópos jellemzés

A kőzet színe fehér vagy világosszürke, kizárólag felzikus ásványokból áll, azaz hololeukokrata. Szövete holokristályos, fanerokristályos. Ekvigranuláris, túlnyomóan finomszemcsés, de előfordulnak középszemcsés kőzetalkotók is. A fő elegyrészek: kvarc, földpát, muszkovit; akcesszórius mennyiségben pedig gránát (6/b. ábra) is felismerhető. Irányítottság nem figyelhető meg a kőzeten szabad szemmel.

A kvarc szürke, zsírfényű, xenomorf. A káliföldpát és plagioklász földpát egymástól makroszkóposan nem különíthető el; fehérek, üvegfényűek, táblásak, hipidiomorfok vagy xenomorfok. A muszkovit általában szürke, ritkábban halvány zöldesszürke, gyöngyházfényű, lemezes-pikkelyes, idiomorf vagy hipidiomorf. A gránát narancssárga–vörös, üvegfényű, izometrikus, dominánsan hipidiomorf, ritkábban idiomorf.



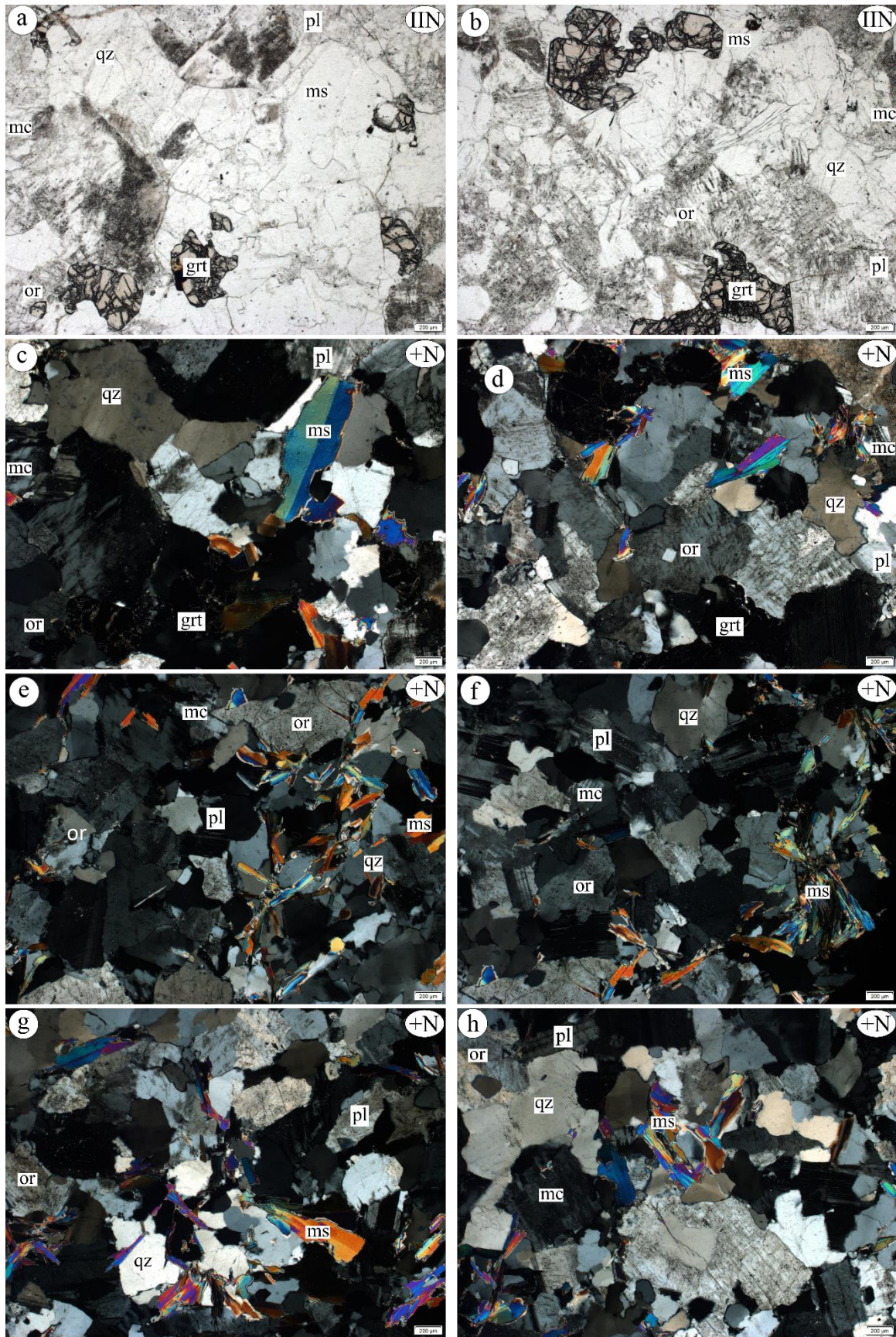
6. ábra: A galsai aplit makroszkópos megjelenése: (a–b) „GAA1” minta, (c–d) aplit és gránit kontaktusa a „GAA1” mintában. Rövidítések: bt: biotit; fsp: földpát, grt: gránát, kfs: káliföldpát, ms: muszkovit, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc

5.2.2. Vékonycsiszolati jellemzés

A kőzet holokristályos, fanerokristályos, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés szövetű. A kristályok többsége hipidiomorf; idiomorf vagy xenomorf szemcsékből jelentősen kevesebb van jelen. Mikroléptékű irányítottságot hordoznak a muszkovit kristályok (7/d–f. ábra), amelyek két, egymástól eltérő orientációban jelennek meg a vizsgált mintákban. A két jellemző irány által bezárt szög 55–85°.

A kvarc (45–46 V/V%; 1. táblázat; 7. ábra) főként xenomorf, de sok hipidiomorf szemcse és az átlagosnál kisebb idiomorf kristályok is előfordulnak. Szinte mindig repedezettek, gyakran rezorbeáltak, valamint unduláló kioltásúak, polikristályosak (7/c. ábra). Átlagos méretük 300–700 μm , a legnagyobbak ~ 1400 μm nagyságúak. A földpátok mikroszkóposan ikresedésük alapján többnyire meghatározhatóak, bár változó mértékű átalakulási folyamataik gyakran megnehezítik az azonosítást. A legtöbb ortoklász (22–24 V/V%; 1. táblázat; 7. ábra) nem ikresedett, ritkábban kettős ikreket alkotnak (7/f. ábra); többségük hipidiomorf, illetve xenomorf; enyhén-közepesen szericitesedtek. Átlagos méretük 450–650 μm , a legnagyobbak 1650 μm -esek. A plagioklász földpát kristályok (13–14 V/V%; 1. táblázat) poliszintetikus ikreket alkotnak (7/f. ábra); közülük a legtöbb hipidiomorf, a többi közel azonos arányban idiomorf vagy xenomorf; nem, vagy csak kis mértékben szericitesedtek. Legjellemzőbb mérettartományuk: 500–700 μm . A mintában található legnagyobb szemcsék is plagioklász földpátok, melyek mérete eléri 2300 μm -t is. A mikroklin kristályok (9 V/V%; 1. táblázat) tartan ikresek (7/h. ábra); többségük közel azonos mennyiségben hipidiomorf vagy xenomorf; nem, vagy nagyon enyhén szericitesedtek. Átlagos méretük azonos az ortoklászéval, a legnagyobbak ~ 1200 μm -esek. Pertites szövetű földpátok (káliföldpát, belsejében plagioklász doménekkel) is előfordulnak kis számban. Az ilyen szövetet mutató kristályok átlagos mérete 700–1300 μm , míg a bennünk lévő plagioklász-gazdag részeké: 250–750 μm . A muszkovitkristályok (8–9 V/V%; 1. táblázat; 7. ábra) legtöbbször hipidiomorf, de jelentős mennyiségben előfordulnak idiomorf és xenomorf szemcsék is. Változatos mérettartományban kristályosodtak, 25–1250 μm között, átlagosan 200–500 μm nagyságúak.

Kizárólag az aplitban gránát (7/a–d. ábra és 10/c. ábra) is kristályosodott, amely enyhén zónás, magja Mn-gazdag, szegélye felé enyhén dúsul Fe-ban és szegényedik Mn-ban; 400–600 μm -es izometrikus, dominánsan hipidiomorf kristályok, melyek mindig repedezettek és töröttek. Jellemző akcesszórius ásvány továbbá az apatit, amely azonos gyakorisággal fordul elő a muszkovit- és kvarckristályok belsejében; kristályai néhány mikrométeresek, legnagyobb 75 μm -ig fejlődött. A cirkon a vizsgált minták közül az aplitban fordul elő a legkisebb gyakoriságban és jellemző mérete is itt a legkisebb <10 μm .



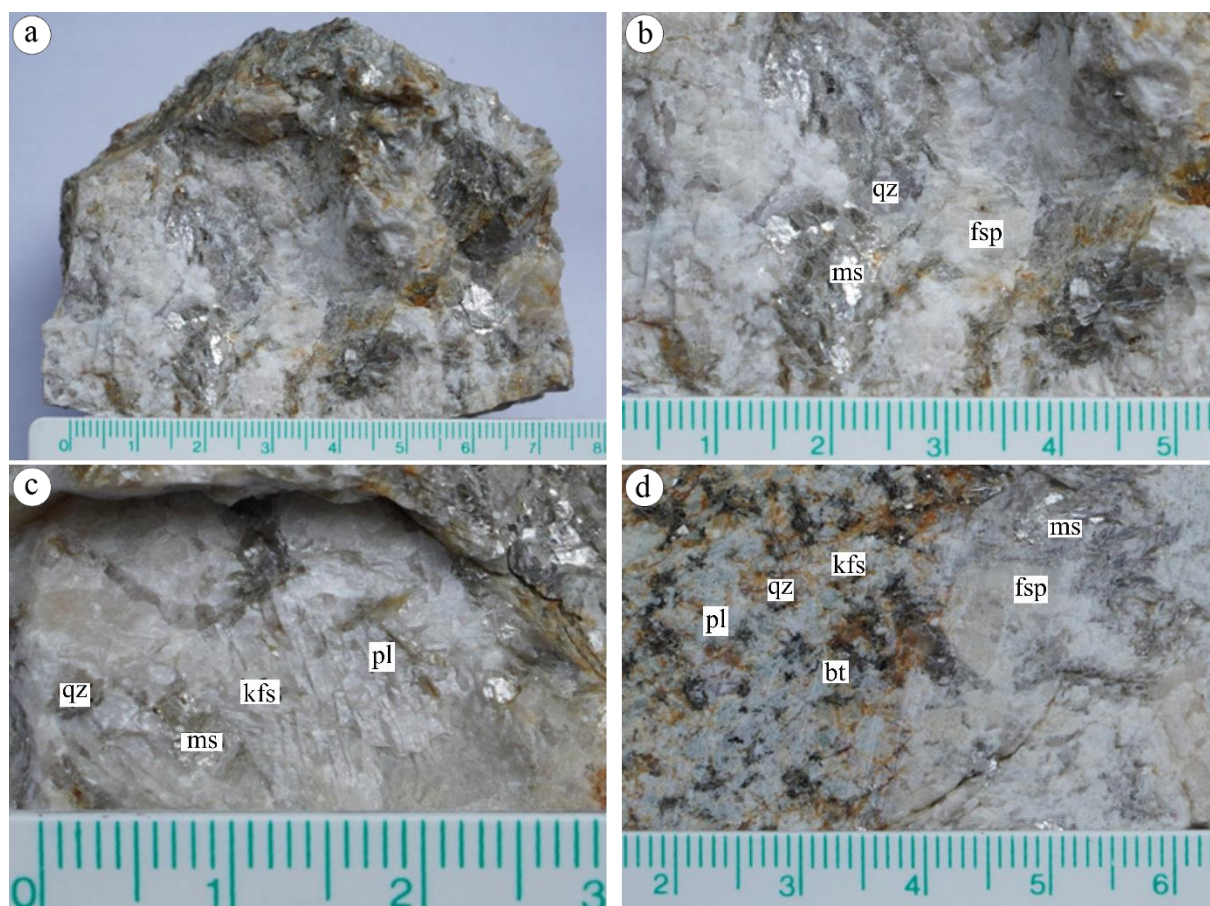
7. ábra: A galsai aplitok vékonycsiszolati képei: (a) „GAA1” minta – IIN, (b) „GAA2” minta – IIN, (c) „GAA1” minta – +N, (d) „GAA2” minta – +N, (e–f) irányított muszkovitzemcsék a „GAA1” mintában – +N, (g–h) „GAA1” minta – +N. Rövidítések: grt: gránát, mc: mikroclin, ms: muszkovit, or: ortoklász, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc

5.3. Pegmatit

5.3.1. Makroszkópos jellemzés

A kőzet színe fehér vagy világosszürke, helyenként sárgásfehér; kizárólag felzikus ásványokból áll, azaz hololeukokrata. Szövege holokristályos, fanerokristályos, közép-durvaszemcsés; relatív szemcsemérete inekvigranuláris, szeriális. A fő elegyrészek: kvarc, földpát és muszkovit. Irányítottság nem figyelhető meg a kőzeten szabad szemmel.

A kvarc szürke, zsírfényű, főként xenomorf, de előfordulnak idiomorf és hipidiomorf kristályok is. A káliföldpát és plagioklász földpát egymástól makroszkóposan nem különíthető el; fehérek vagy világosszürkék, ritkán sárgásfehérek, üvegfényűek, táblásak, hipidiomorfok vagy xenomorfok, ritkábban idiomorfok. Nagyméretű grafikus és pertites szövetű földpát kristályok szabad szemmel is megfigyelhetők; ezek több centiméteresek (8/c. ábra), míg a többi kristály milliméteres nagyságrendű. A muszkovit általában szürke, ritkábban halványsárga, gyöngyházfényű, lemezes-pikkelyes, idiomorf vagy hipidiomorf.



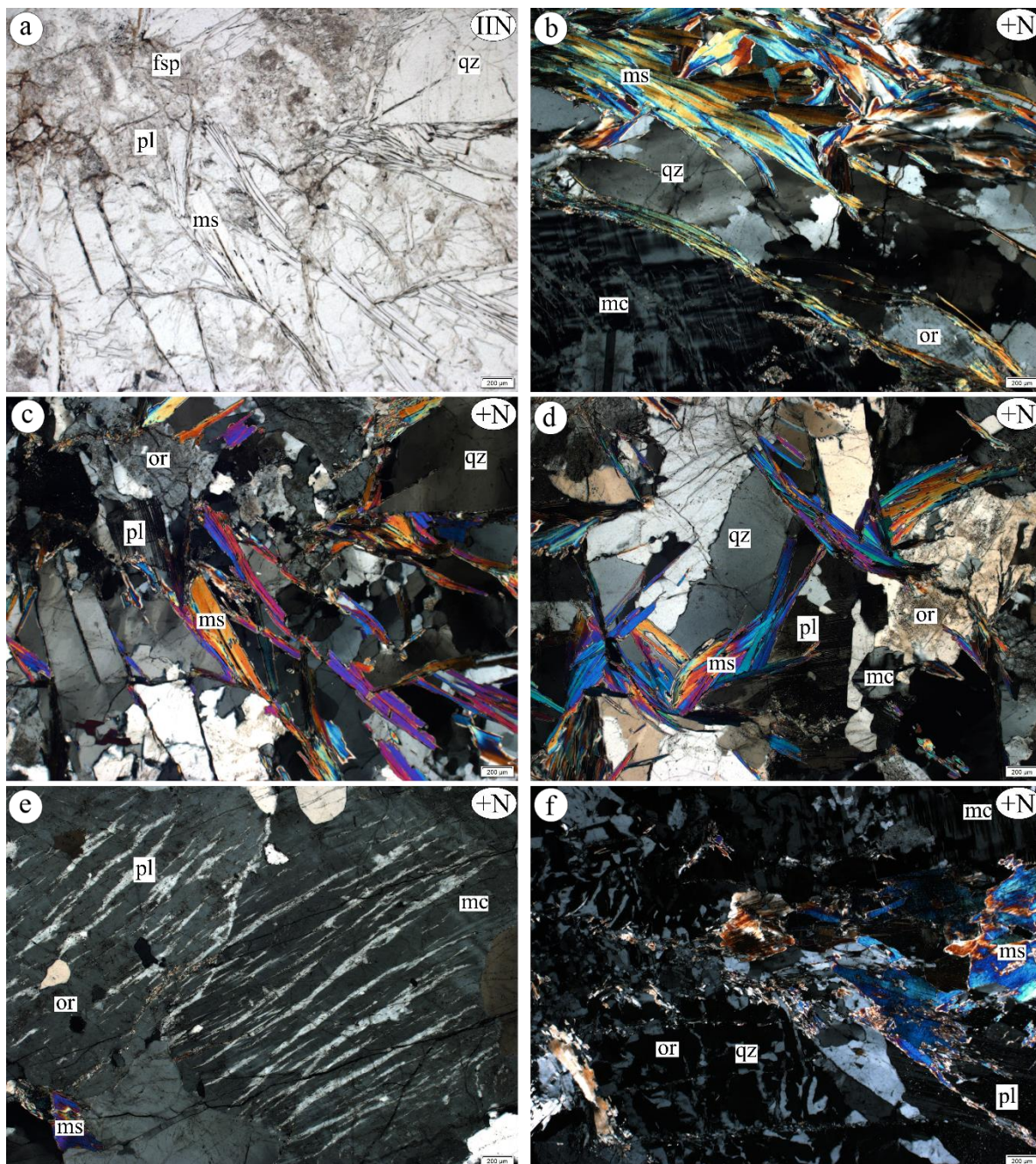
8. ábra: A galsai pegmatitok makroszkópos megjelenése: (a–b) „GAP2” minta, (c) pertites káliföldpát a „GAP2” mintában, (d) pegmatit és gránit kontaktusa a „GAG7” mintában. Rövidítések:bt: biotit; fsp: földpát, kfs: káliföldpát, ms: muszkovit, pl: plagioklász földpát qz: kvarc

5.3.2. Vékonycsiszolati jellemzés

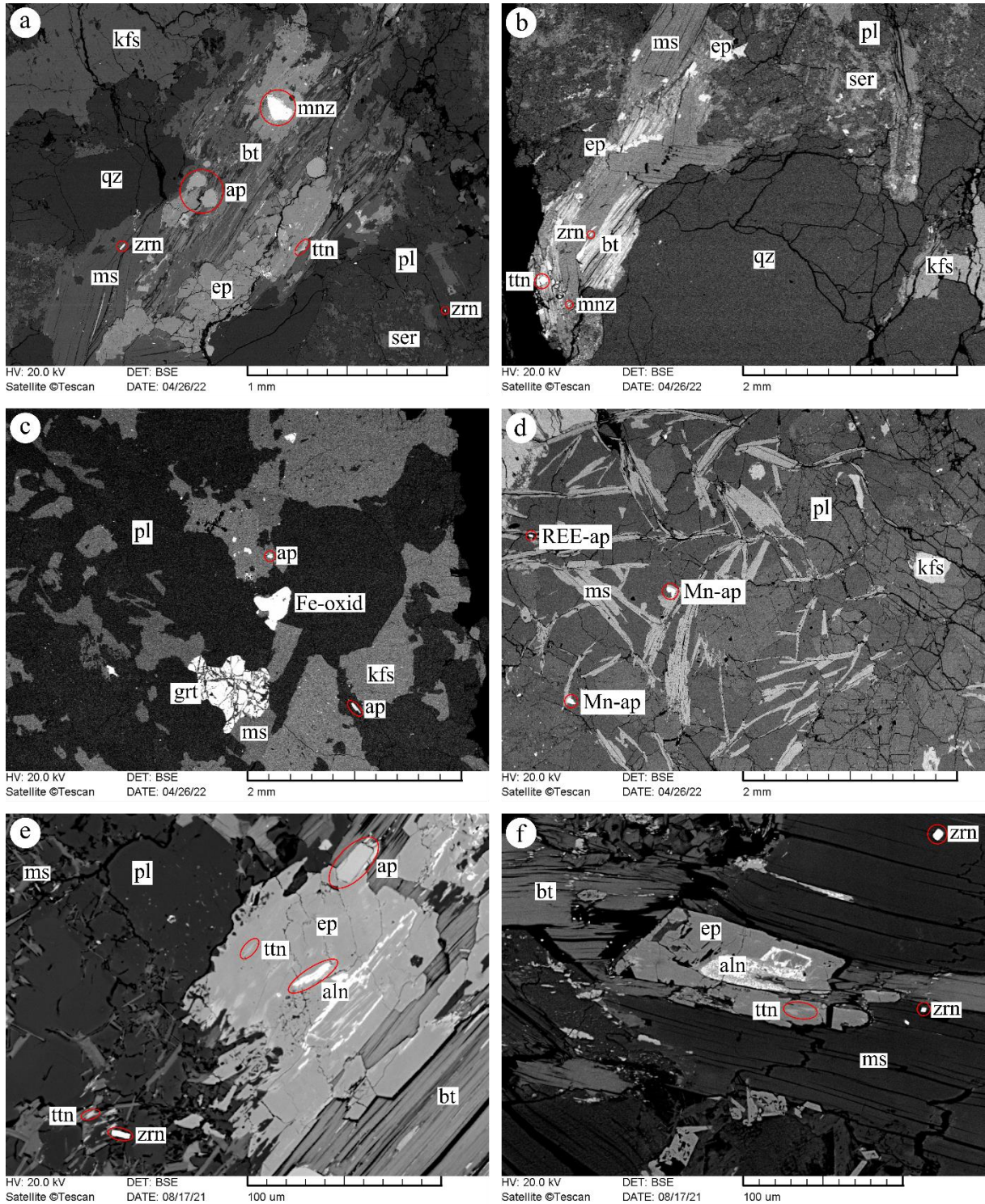
A kőzet holokristályos, fanerokristályos, inekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés szövetű. A kristályok többsége hipidiomorf; idiomorf vagy xenomorf szemcsékből jelentősen kevesebb van jelen. A muszkovitkristályok mikroléptékű irányítottságot hordoznak, amelyek két, egymástól eltérő orientációban jelennek meg a vizsgált mintákban, közel merőleges szöget bezárva egymással. A vékonycsiszolatok nem a legdurvább szemcseméretű kőzetekből készültek, ezért bennük viszonylag nagy mennyiségben fordulnak elő középsejtes kristályok is.

A kvarc (43 V/V%; 1. táblázat; 9. ábra) főként xenomorf, viszont hipidiomorf szemcsék és az átlagosnál jelentősen kisebb idiomorf kristályok is előfordulnak. Szinte mindig repedezettek, gyakran rezorbeáltak, valamint unduláló kioltásúak, polikristályosak (9/c. ábra). Átlagos méretük 0,9–3,5 mm, a legnagyobbak ~4,5 mm nagyságúak. A földpátok mikroszkóposan ikresedésük alapján többnyire meghatározhatóak. A legtöbb ortoklász (28–31 V/V%; 1. táblázat) nem ikresedett (9/b–d. ábra), ritkábban kettős ikreket alkotnak. Többségük hipidiomorf, ritkábban idiomorfok vagy xenomorfok; enyhén-közepesen szericitesedtek. Átlagos méretük 0,5–1,8 mm, a legnagyobbak 12,3 mm-esek. A plagioklász földpát szemcsék (9–10 V/V%; 1. táblázat) poliszintetikus ikresedésük (9/c. ábra), illetve zónásságuk alapján elkülöníthetőek; közülük a legtöbb hipidiomorf, amelyen kívül idiomorf kristályok vannak még nagyobb részarányban jelen; kis és közepes mértékben szericitesedtek. Legjellemzőbb mérettartományuk 0,5–3 mm, míg a legnagyobbak mérete az 5,5 mm-t is eléri. A mikroklin szemcsék (4–7 V/V%; 1. táblázat) tartan ikreszek (9/d–f. ábra), többségük hipidiomorf vagy xenomorf (közel azonos mennyiségben); nem, vagy nagyon enyhén szericitesedtek. Átlagos méretük 0,5–2,5 mm, a legnagyobbak ~7,2 mm-esek. Pertites földpátok (káliföldpát, belsejében plagioklász doménekkel) is gyakran előfordulnak (9/e. ábra). Az ilyen szövetű kristályok átlagos mérete 3–7,5 mm, míg a bennünk lévő plagioklász-gazdag részeké 0,4–1,5 mm. Nagyméretű, grafikus szövetű káliföldpát kristályok (belsejükben kvarckristályokkal; 9/f. ábra) is megjelennek a mintákban, amelyek mérete akár a 15,5 mm-t is eléri, a bennük lévő kvarckristályok pedig átlagosan 2,5–3 mm-esek. Ezek helyenként mikrografikus szövetűek, amelyekben csupán 90–300 µm nagyságúak a kvarc domének. A muszkovitkristályok (11–13 V/V%; 1. táblázat; 9. ábra) legtöbbször hipidiomorf, de jelentős mennyiségben jelen vannak idiomorf és néhol előfordulnak xenomorf szemcsék is; gyakran ívelték, deformáltak. Változatos mérettartományban kristályosodtak, 0,09–3,1 mm között, átlagosan 0,5–1,5 mm nagyságúak.

A pegmatitban az egyetlen gyakori akcesszórius ásvány az apatit, amely általában a muszkovit kristályok körül fejlődött ki, egyes kristályaira magas Mn- vagy RFF-tartalom jellemző (10/d. ábra); mérete jellemzően 50–150 μm . Helyenként cirkon (5–20 μm) és monacit (10–100 μm) is előfordul, szintén a muszkovit körül kristályosodva.



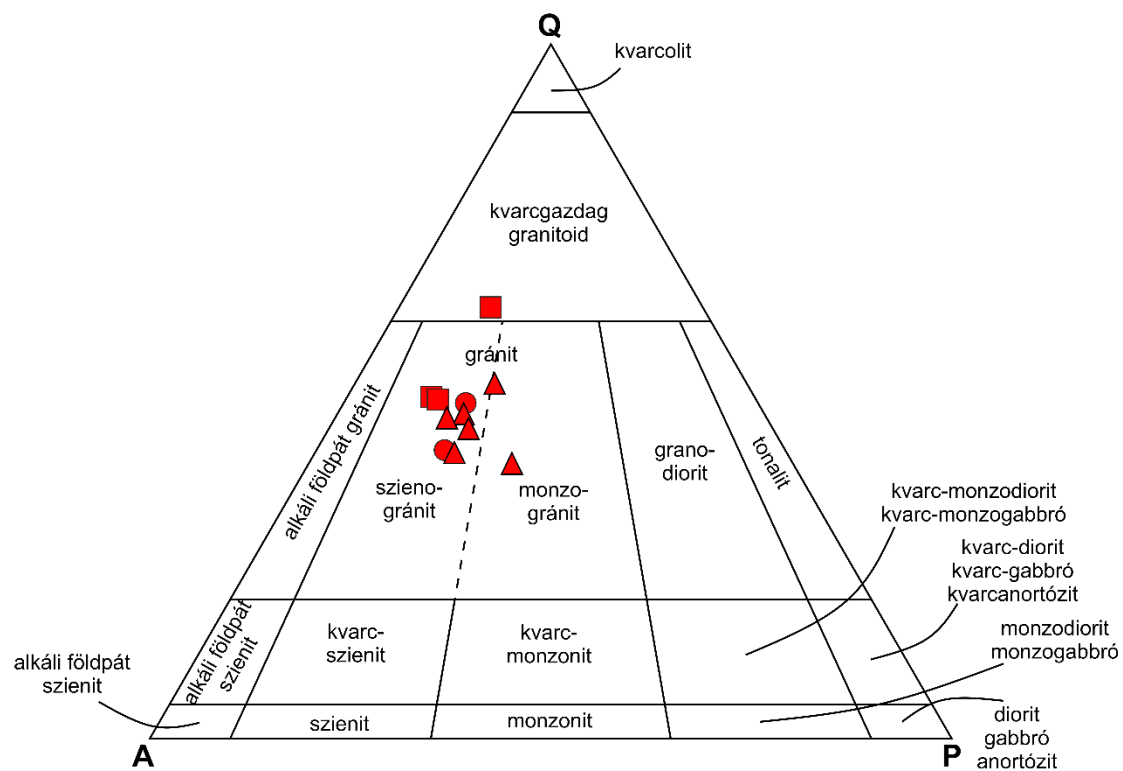
9. ábra: A galsai pegmatit vékonycsiszolati képei: (a) „GAP2” minta – IIN, (b) „GAP1” minta – +N, (c) „GAP3” minta – +N, (d) „GAP2” minta – +N, (e) pertites szövetű mikroklin a „GAP1” mintában – +N, (f) grafikus szövetű földpátkristály a „GAP3” mintában – +N. Rövidítések: fsp: földpát; mc: mikroklin, ms: muszkovit, or: ortoklász, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc



10. ábra: A galsai granitoidok SEM BSE képei: (a–b) „GAG1” gránit (s.s.) minta, (c) „GAA1” aplit minta, (d) „GAP1” pegmatit minta, (e–f) átalakult biotit a „GAG2” gránit (s.s.) mintában.
Rövidítések: aln: allanit, ap: apatit, bt: biotit, ep: epidot, grt: gránát, kfs: káliföldpát, Mn-ap: Mn-tartalmú apatit, mnz: monacit, ms: muszkovit, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc, REE-ap: RFF-tartalmú apatit, ser: szericit, ttn: titanit, zrn: cirkon

1. táblázat: A vizsgált vékonycsiszolatok modális összetétele; JMicroVision szoftver (RODUI et al 2019) használatával, mintánként 300 db pontban történt modális kimérés alapján

	GAA1	GAA2	GAG1	GAG2	GAG3	GAG5	GAG7	GAG8	GAP1	GAP2	GAP3
Kőzettípus	aplit		gránit						pegmatit		
Qz	44,70	46,08	42,05	44,58	36,50	37,39	40,59	35,74	43,30	42,67	46,39
Pl	14,24	12,79	12,91	15,36	15,46	14,78	13,53	22,95	10,33	9,12	8,55
Mc	8,61	9,48	6,95	5,42	7,57	6,65	4,96	4,59	6,7	3,58	5,26
Or	23,93	21,66	29,80	21,99	29,28	25,32	27,72	27,21	28,33	31,27	14,47
Ms	7,62	9,14	8,29	8,13	7,24	8,40	11,55	6,89	11,34	13,36	25,33
Bt	0	0	1,46	4,52	3,95	7,46	1,65	2,62	0	0	0
Grt	0,90	0,85	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Q	48,86	51,19	45,85	51,04	41,10	44,44	46,76	39,50	48,84	49,25	62,13
A	35,57	34,60	40,07	31,38	41,49	38,00	37,65	35,14	39,51	40,22	26,42
P	15,57	14,21	14,08	17,58	17,41	17,57	15,59	25,36	11,65	10,53	11,45



11. ábra: A vizsgált kőzetminták a Streckeisen-diagramon (gránit, azon belül alapvetően szienogranit összetétel) (STRECKEISEN 1967). Jelölések: háromszög: gránit, kör: aplit, négyzet: pegmatit

6. Teljes kőzet geokémiai jellemzés

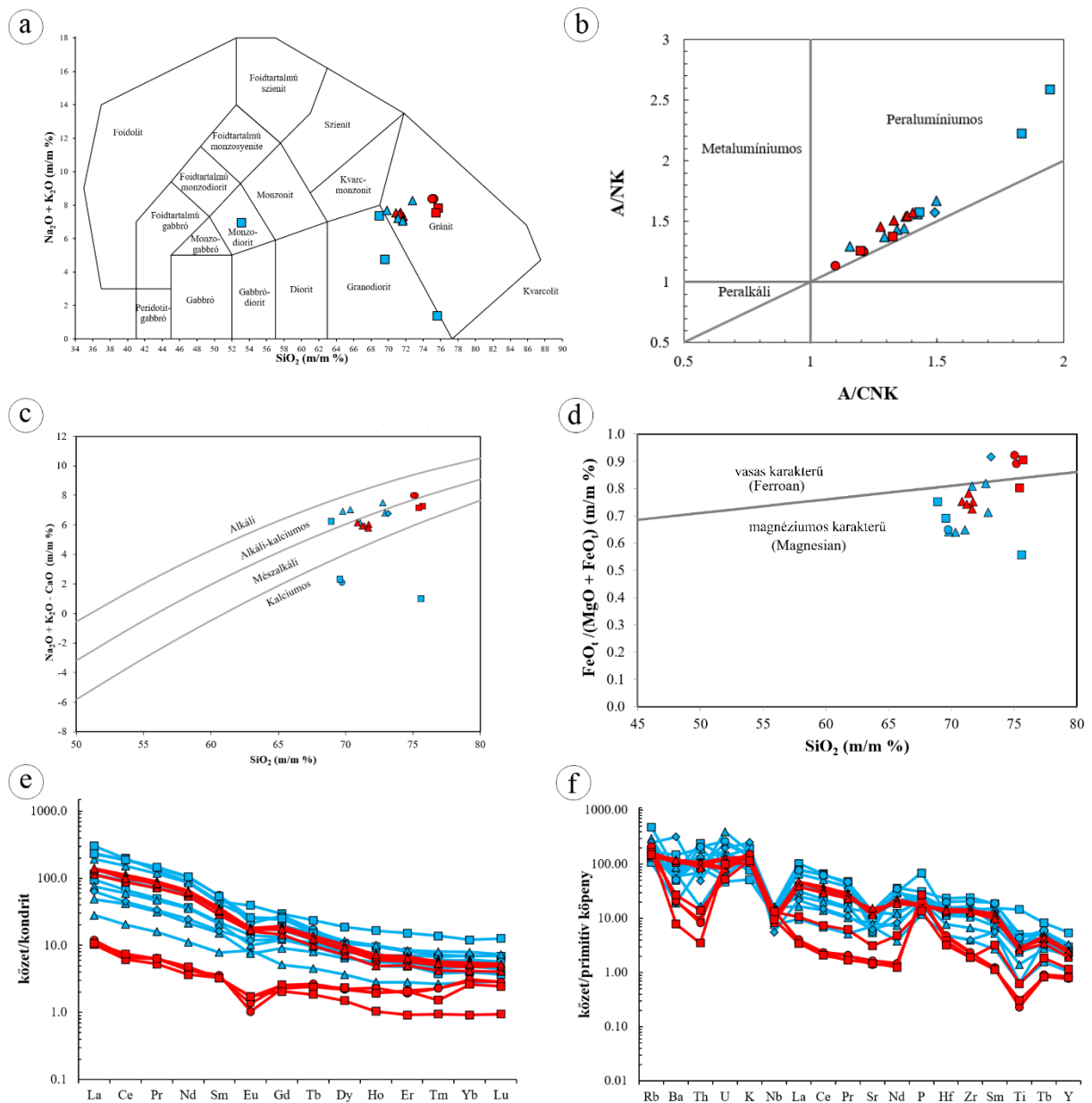
A teljes kőzet geokémiai elemzés során a codrui mintákat a battonyai granitoidok mintáival együttesen ábrázoltam a két képződmény – a későbbiekben, a diszkusszióban tárgyalt – korrelációja céljából. Mélységi magmás kőzetekre kidolgozott TAS-diagramon (MIDDLEMOST 1994) minden vizsgált codrui kőzet a gránit mezőbe esik. A gránit (s.s.) SiO_2 - és alkália-tartalmához ($\text{SiO}_2=70,9\text{--}71,7$ m/m%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,7\text{--}4,1$ m/m%) képest az aplit és a pegmatit némileg magasabb értékekkel rendelkezik (aplit: $\text{SiO}_2=75,0\text{--}75,2$ m/m%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,4$ m/m%; pegmatit: $\text{SiO}_2=75,5\text{--}75,7$ m/m%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,5\text{--}7,8$ m/m%). A/NK vs. A/CNK diagramon (SHAND 1943) a minták enyhe–mérsékelt peraluminios karakterrel rendelkeznek, amely a legenyhébb az aplit (A/NK=1,1–1,3; A/CNK=1,1–1,2) és legerősebb a gránit (A/NK=1,5–1,6; A/CNK=1,3–1,4) esetében. Utóbbi a minták különböző átalakultsági fokával (aplit/pegmatit kevésbé, a gránit intenzívebben alakult át) állhat összefüggésben. A MALI (modified alkali-lime index) értékük (FROST et al. 2001) és a Fe-szám ($\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$) vs. SiO_2 diagram (FROST et al. 2001; FROST & FROST 2008) alapján a kőzetek dominánsan mészsalkáli (calc-alkali) és magnéziumos (magnesian) karakterűek (a Mg aránya a Fe-hoz viszonyítva relatíve magas), ezzel szemben az aplitokra alkáli-kalciumos (alkali-calcic) karakter és a Fe-hoz viszonyítva extrém alacsony Mg-tartalom (ferroan karakter) jellemző.

WHALEN et al. (1987), az A-típusú (anorogén) granitoidok diszkriminációjára alkalmas diagramjain a codrui granitoidok legtöbbször az S/I/M-típusú gránitok mezőjében helyezkednek el (az összes nyomelem alapú és több főelem alapú diagramon is), azonban az aplit és a pegmatit minták egyes diagramokon az A-típusú granitoidok mezőjébe esnek. Utóbbiak azonban alapvetően mobilis főelem-arányokat (pl. Na, K, Ca, Mg) használnak fel a diszkriminációra. WANG et al. (2013) I- és S-típusú granitoidok diszkriminációjára alkalmas diagramján az összes codrui minta S-típusú karaktert mutat. PEARCE et al. (1984) geotektonikai diszkriminációs diagramjain (Y–Nb, Yb–Ta, Yb+Ta–Rb és Y+Nb–Rb diagramok) a minták leggyakrabban a VAG (vulkáni ív gránitok) és a VAG+syn-COLG, ritkábban a syn-COLG (szinkollíziós gránitok; kizárólag aplit/pegmatit minták tartoznak ide) mezőkbe esnek. MANIER et al. (1989) tektonikai diszkriminációs diagramjai (K_2O vs. SiO_2 és Al_2O_3 vs. SiO_2) alapján a vizsgált kőzetek orogén granitoidok. Ezen kategórián belül további pontosítás az A/CNK érték alapján végezhető el: kontinentális kollíziós gránitok (CCG) esetében az A/CNK legalább 1,05, míg a szigetív (IAG) és kontinentális vulkáni ív (CAG) gránitok esetében legfeljebb 1,15. A vizsgált minták ezek alapján kontinentális kollíziós gránitok.

Kondritra normált ritkaföldfém (RFF) eloszlási diagramon a codrui gránit (s.s.) nagymértékben dúsult könnyű és mérsékelten dúsult nehéz RFF-ekben, míg az aplit és a pegmatit könnyű és nehéz RFF-ekben is csak mérsékelten. A gránit (s.s.) teljes RFF-tartalma (ΣREE) 123,2–154,5 ppm, míg az aplit és pegmatit esetében jelentősen alacsonyabb, $\Sigma\text{REE}=11,1\text{--}34,3$ ppm. Különbséget tapasztaltam az egyes litológiák RFF frakcionációjának mértékében is: míg a gránit (s.s.) kondritra normált $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ aránya 24,7 és 29,7 közötti értékeket vesz fel, az aplit és pegmatit jóval alacsonyabb, 3,7 és 11,8 közötti értékeket. A gránit (s.s.) RFF lefutásában enyhe negatív Eu anomália ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,7\text{--}0,8$) figyelhető meg, míg az aplit ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,4\text{--}0,5$) és pegmatit ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,6\text{--}0,7$) esetében ez jóval markánsabb. Primitív köpenyre normált spider diagramon (SUN & MCDONOUGH 1989) a gránit esetében Rb-ban, Th-ban, U-ban, K-ban és P-ban pozitív anomália, valamint Nb-ban, Sr-ban és Ti-ban negatív anomália tapasztalható. A pegmatit és az aplit a gránitokhoz képest az U, a K és a P kivételével minden más elemében szegényebb. Kétváltozós diagramokon (HARKER 1909) a frakcionációs trendek több esetben közepes–nagy mértékű korrelációt tártak fel a vizsgált codrui granitoid minták között: nagy mértékű korrelációt ($R^2>0,90$) a Ca ($R=-0,97$), a Fe ($R=-0,98$), a Mg ($R=-0,95$), a Ti ($R=-0,98$), a Ba ($R=-0,99$), a Zr ($R=-0,99$) és a Sr ($R=-0,97$) esetében; közepes mértékű korrelációt ($R^2=0,75\text{--}0,80$) a Na ($R=+0,9$) és Al ($R=-0,87$) esetében; míg gyenge korrelációt mutatott ($R^2<0,43$) a K, a Mn, a P és a Rb esetében.

A teljes kőzet geokémiai összetételekből kalkulált cirkon szaturációs hőmérsékletek (BOEHNKE et al. 2013) jelentősen eltérnek a gránit illetve az aplit- és pegmatiterek mintái között: a gránit esetében 738–767 °C között, míg az aplit és pegmatit esetében 583–600 °C közötti értékeket kaptam (2. táblázat).

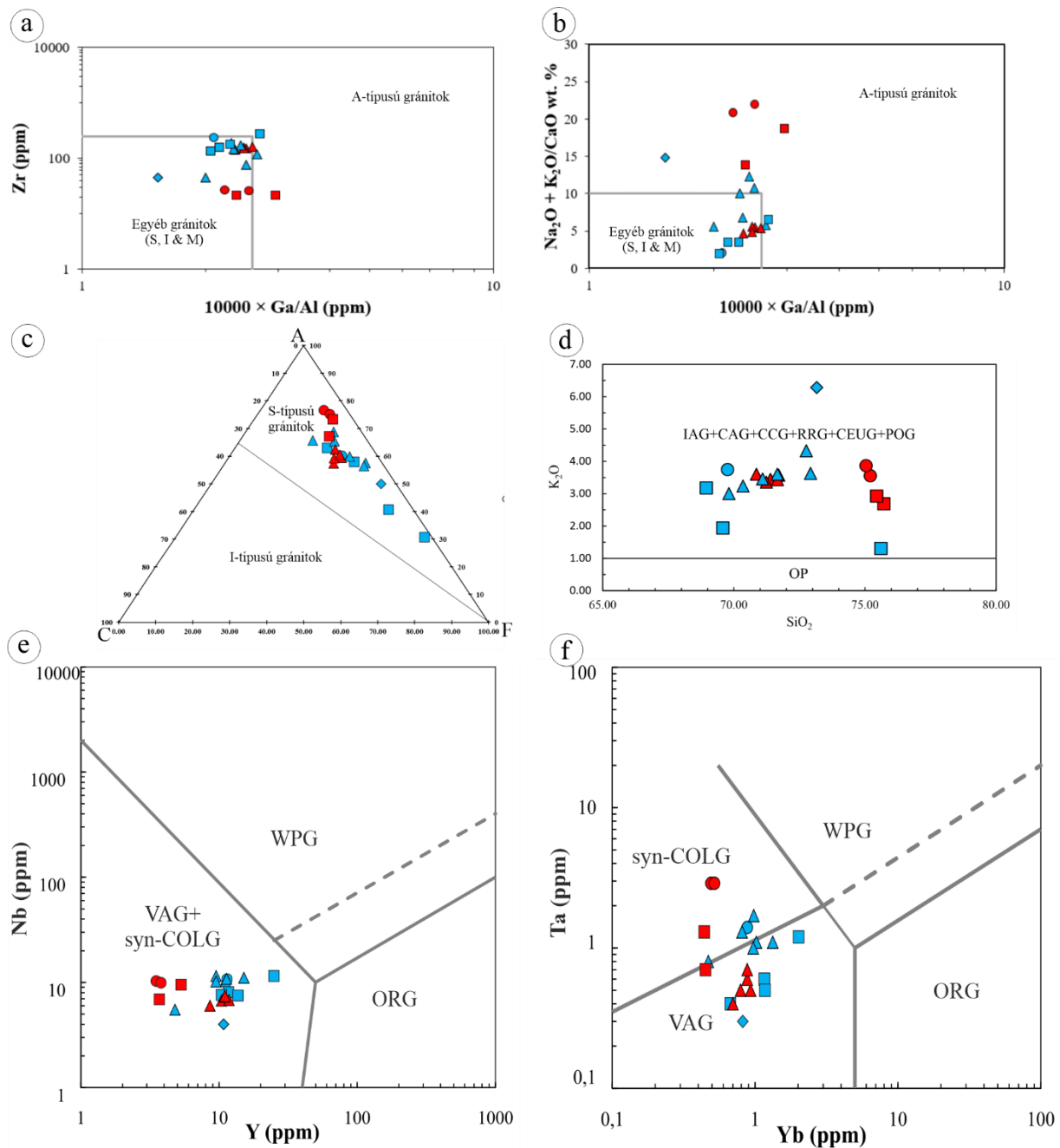
A vizsgált kőzetek eredeti magmás összetétele nem változott meg jelentős mértékben: A CCPI (chlorite-carbonate-pyrite index) vs. AI (alteration index) diagram (LARGE et al. 2001) alapján a gránit (s.s.) összetétele egyáltalán nem változott meg, míg az aplit és pegmatit minták nagyon enyhe diagenetikus változást mutatnak. $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ és $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. SiO_2 (GARRELS & MACKENZIE 1971), valamint Na_2O vs. K_2O (PAULICK & BREITKREUZ 2005) diagramokon szintén nem tapasztalható jelentős változás (pl. K/Na-metaszomatózisra utaló bélyegek) a kőzetek eredeti összetételében. A minták izzításos tömegveszteség (LOI) értékei is meglehetősen alacsonyak (0,6–1,5 m/m%), amely szintén megerősíti a minták viszonylagos üdeségét és teljes kőzet összetételük alkalmasságát a petrogenetikai értelmezésre (MOON & JAYAWARDANE 2004; POLA et al. 2012)



12. ábra: A codrui és battonyai kőzetminták teljes kőzet fő- és nyomelem geokémia diagramjai: (a) mélységi kőzetekre kidolgozott TAS diagram (MIDDLEMOST 1994), (b) A/NK vs. A/CNK diagram (SHAND 1943), (c) MALI (modified alkali-lime index) diagram (FROST et al. 2001), (d) Fe-szám (FROST & FROST 2008), (e) kondritra normált ritkaföldfém eloszlási diagram (Barrat et al. 2012 alapján), (f) primitív köpenyre normált sokelemes spider diagram (Sun & McDonough 1989 alapján).

Piros háromszög: codrui gránit (s.s.); kör: codrui aplit; négyzet: codrui pegmatit.

Kék háromszög battonya-; kör: dombegyház-; négyzet: mezőhegyes-; rombusz: végegyház térségéből származó granitoid minták

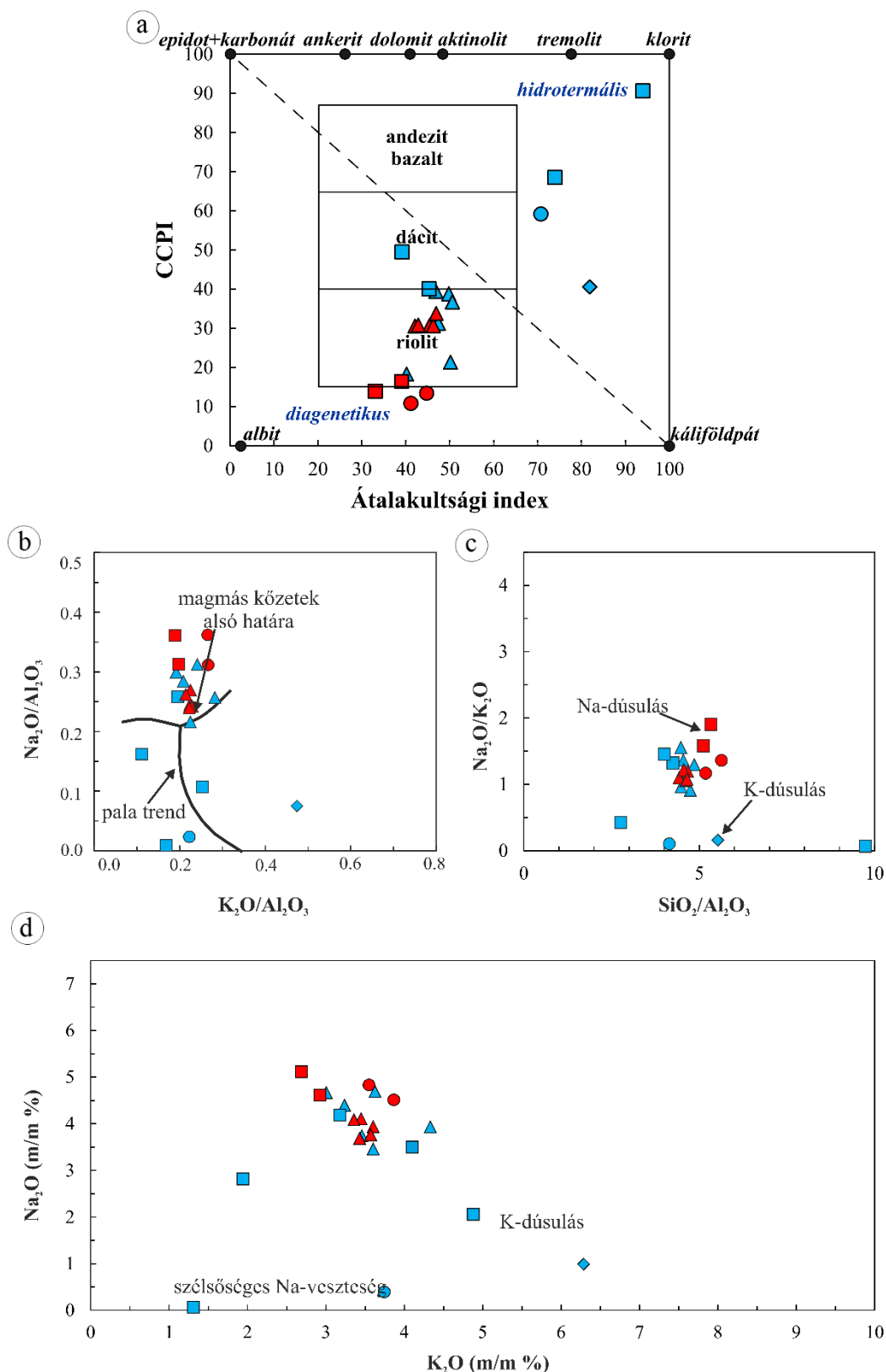


13. ábra: A codrui és battonyai kőzetminták diszkriminációs diagramjai: (a–b) WHALEN et al. (1987), az A-típusú granitoidok diszkriminációjára alkalmas diagramjai, (c) WANG et al. (2013) I- és S-típusú granitoidok diszkriminációjára alkalmas diagramja, (d) MANIER et al. geotektonikai diszkriminációs diagramja, (e–f) PEARCE et al. 1984 geotektonikai diszkriminációs diagramjai.

Rövidítések: A: $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; C: CaO; F: $\text{FeO}^t + \text{MgO}$; IAG: szigetív-; CAG: kontinentális vulkáni ív-; CCG: kontinentális kollíziós-; RRG: riftesedéshez kapcsolódó-; CEUG: kontinentális epirogenetikus kiemelkedéshez kapcsolódó-; POG: posztorogén-; OP: óceáni plagiogranitok; ORG: óceán hátsági-; syn-COLG: szinkollíziós-; VAG: vulkáni ív-; WPG: lemezen belüli granitok.

Piros háromszög: codrui gránit (s.s.); kör: codrui aplit; négyzet: codrui pegmatit.

Kék háromszög: Battonya-; kör: Dombegyház-; négyzet: Mezőhegyes-; rombusz: Végegyház térségéből származó granitoid minták



14. ábra: A codruai és battonyai kőzetminták kémiai összetétel-változásának vizsgálatára alkalmas diagramok: (a) CCPI (chlorite-carbonate-pyrite index) vs. AI (alteration index) diagram (LARGE et al. 2001), (b–c) $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ és $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. SiO_2 diagramok (GARRELS & MACKENZIE 1971), (d) Na_2O vs. K_2O diagram (PAULICK & BREITKREUZ 2005).

Piros háromszög: codruai gránit (s.s.); kör: codruai aplit; négyzet: codruai pegmatit.
Kék háromszög Battonya-; kör: Dombegyház-; négyzet: Mezőhegyes-; rombusz: Végegyház térségéből származó granitoid minták

2. táblázat: A vizsgált codrui granitoidok teljes kőzete fő- és nyomelemösszetétele

Minta	GAA1	GAA2	GAG1	GAG2	GAG3	GAG5	GAG8	GAP1	GAP2
SiO ₂	74.55	74.53	69.64	70.48	70.37	70.02	70.40	75.19	74.52
TiO ₂	0.03	0.03	0.37	0.36	0.33	0.36	0.37	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	14.48	14.38	15.74	15.28	15.06	15.36	15.13	14.10	14.58
Fe ₂ O _{3t}	1.00	1.32	2.74	2.66	2.85	2.68	2.87	1.26	1.30
MnO	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02
MgO	0.11	0.10	0.81	0.79	0.71	0.84	0.98	0.12	0.29
CaO	0.40	0.38	1.36	1.29	1.60	1.50	1.30	0.56	0.40
Na ₂ O	4.79	4.48	3.87	3.70	4.05	4.02	3.62	5.08	4.56
K ₂ O	3.52	3.84	3.54	3.51	3.04	3.30	3.37	2.67	2.89
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.26	0.13
LOI	0.80	0.60	1.50	1.50	1.20	1.50	1.50	0.60	1.10
szum	99.93	99.92	99.78	99.78	99.77	99.79	99.74	99.90	99.87
Ba	140	148	848	852	839	749	812	55	190
Sc	<1	2	5	4	4	5	5	1	3
Rb	125.2	138	92.8	94.8	90.2	90.3	102.8	105.6	96
Cs	2.7	2.8	3.8	3.7	3.2	2.8	3.6	1.9	2.0
Y	3.5	3.8	10.4	11.8	8.6	10.9	11	3.7	5.3
La	2.5	2.8	32.8	32.1	26.6	31.4	33	2.4	7.4
Ce	3.9	4.2	67.7	61.9	52.5	61.8	59.2	3.7	13.2
Pr	0.57	0.59	8.15	7.73	6.48	7.45	7.63	0.48	1.74
Nd	2.0	2.0	30.4	29.5	25.1	28.1	28.9	1.7	6.5
Sm	0.55	0.51	5.54	5.35	4.35	4.93	5.09	0.50	1.44
Eu	0.06	0.08	1.04	1.07	0.95	1.01	1.00	0.10	0.29
Gd	0.47	0.53	3.91	3.94	2.94	3.70	3.54	0.53	1.23
Tb	0.09	0.10	0.46	0.52	0.37	0.45	0.47	0.09	0.20
Dy	0.56	0.57	2.16	2.58	1.84	2.14	2.29	0.59	1.10
Ho	0.11	0.13	0.34	0.41	0.28	0.38	0.41	0.11	0.17
Er	0.35	0.32	0.95	1.13	0.83	1.02	1.08	0.34	0.44
Yb	0.49	0.52	0.79	0.93	0.70	0.88	0.88	0.44	0.45
Lu	0.07	0.07	0.12	0.13	0.10	0.12	0.13	0.06	0.07
Th	0.8	0.7	9.3	8.3	7.3	8.2	9.0	0.3	1.2
U	2	2.2	1.8	1.7	2.7	2.6	2.7	2.1	1.1
V	<8	<8	31	32	26	36	40	<8	9
Co	0.9	0.7	3.3	3.3	3.0	3.3	2.8	0.8	0.8
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Zr	25.3	26.5	152.9	157.3	143.7	152.0	161.9	21.4	21.2
Nb	10.3	9.9	6.7	6.8	6.0	7.3	7.4	6.9	9.5
Hf	1.4	1.5	4	4.3	4.3	4.4	4.6	1.2	1.0
Ta	2.9	2.9	0.5	0.5	0.4	0.6	0.7	1.3	0.7
Ga	17	16.1	20.1	19.2	18	19.3	20	16.9	21.8
Be	6	6	3	4	4	6	5	6	2
Sn	6	6	2	1	2	2	2	3	1
Sr	35.3	29.5	260.3	251.6	323.9	270.7	242.6	31.2	66.3
W	0.9	0.9	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	1.9	<0.5	0.8
Tm	0.06	0.06	0.13	0.15	0.11	0.14	0.14	0.04	0.07
(La/Yb) _N	3.65	3.85	29.68	24.68	27.17	25.51	26.81	3.90	11.80
(La/Sm) _N	2.96	3.57	3.85	3.91	3.98	4.15	4.22	3.13	3.32
(Gd/Yb) _N	0.78	0.83	4.04	3.46	3.43	3.43	3.28	0.98	2.26
Eu/Eu*	0.36	0.47	0.68	0.71	0.80	0.72	0.71	0.59	0.67
ΣREE	11.78	12.48	154.49	147.44	123.15	143.52	143.76	11.08	34.30
ASI	1.09	1.20	1.26	1.27	1.15	1.21	1.28	1.18	1.30
MALI	7.98	7.99	6.16	6.02	5.93	5.92	5.79	7.24	7.14
Fe/Fe+Mg	0.89	0.92	0.75	0.75	0.78	0.74	0.72	0.90	0.80
A/NK	1.13	1.25	1.54	1.55	1.46	1.51	1.58	1.25	1.37
A/CNK	1.10	1.21	1.38	1.38	1.28	1.33	1.40	1.20	1.33
Cirkon T _{sat} (°C)	588	600	756	762	738	750	767	583	593

7. Diszkusszió

OTDK dolgozatom célja az Erdélyi-középhegység részét képző Codrutakarórendszerben megjelenő variszkuszi granitoidok részletes petrográfiai leírása és geokémiai jellemzése, mivel ezek a kőzetek mind a hazai, mind a nemzetközi szakirodalmakból alig ismertek, annak ellenére, hogy a nagyszerkezeti kapcsolatok felderítésében (pl. a Tiszai-főegység lokális és regionális korrelációja) jelentős szerepük lehet. A vizsgált kőzetminták a Hegyes-hegység északnyugati peremén található Galsa település melletti kőfejtőből származnak, ahol felszínen fellelhető a codrui granitoid test, melyet aplit- és pegmatiterek járnak át.

A petrográfiai vizsgálatok alapján kijelenthető, hogy ásványos és modális összetételben az egyes litológiák – gránit (s.s.), aplit és pegmatit – nem térnek el egymástól jelentősen (1. táblázat). A Streckeisen-diagramon (11. ábra) a legtöbb minta a szienogránit mezőbe esik, egy gránit azonban a monzogránitba, egy pegmatit pedig a kvarcgazdag granitoidba. A gránit szövete holokristályos, fanerokristályos, közép-durvaszemcsés, ekvigranuláris és hipidiomorf szemcsés. A benne található elsődleges (mágmás eredetű) muszkovit és biotit enyhe irányítottságot hordoz, amely két orientációban jelenik meg. Fő kőzetalkotói: kvarc > ortoklász > plagioklász földpát > muszkovit > mikroklin > biotit. Gyakori akcesszórius ásvány az apatit, a cirkon, ill. kevesebb monacit is előfordul benne. Az aplit szövete a gránitéhoz hasonló, azonban finomszemcsés, valamint a benne található elsődleges muszkovit csak mikroléptékben észlelhető irányítottságot hordoz. A pegmatit szövete szintén hasonló, legfőbb különbsége, hogy inekvigranuláris, szeriális; közép és durvaszemcsés kristályai között nem ritka a nagyságrendbeli különbség. Az aplitban és a pegmatitban a kvarc, a mikroklin és a muszkovit részaránya magasabb a gránitéhoz képest, a plagioklászé alacsonyabb, az ortoklászé közel megegyező, míg biotit nem jelenik meg bennük, továbbá gyakoriak a pertites szövetű káliföldpát kristályok is. Mindegyik vizsgált kőzetmintában gyakori akcesszórius ásvány az apatit és a cirkon, ill. kevesebb monacit is előfordul, melyek leggyakrabban a csillámokban jelennek meg. Az aplitban gránát is kristályosodott, amely enyhén zónás, magja Mn-gazdag, szegélye felé enyhén dúsul Fe-ban és szegényedik Mn-ban. A pegmatitban egyes apatit kristályokra magas Mn- és/vagy RFF-tartalom jellemző. A vizsgált granitoidok enyhén átalakultak: földpátjaik szericitesedtek, bennük a biotit epidotosodott. A csillámok irányítottsága feltételezhetően az intrúzió során fellépő nyírófeszültség hatására alakulhatott ki (JANÁK 1994), amelyre a csillámok ívelt alakja és a szubszemcsés kvarc is utal.

A három litológia között ásványos összetételben nincs érdemi különbség (3. táblázat); a biotit hiánya az aplitban és a pegmatitban, illetve bennük a gránitnál nagyobb részarányban

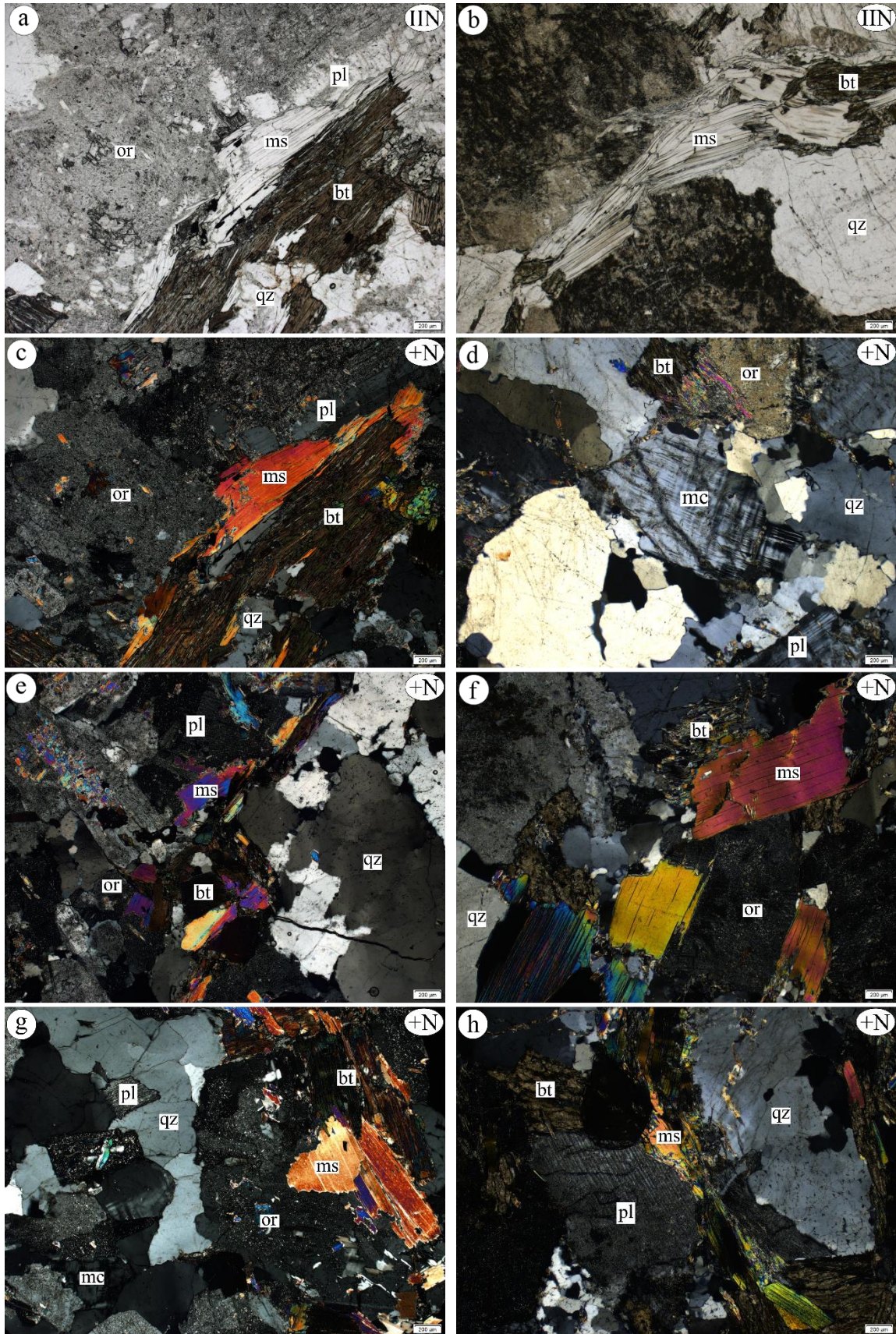
előforduló kvarc és muszkovit (1. és 3. táblázat) az aplit és a pegmatit képződési körülményeiből ered. A petrográfiai hasonlóságok alapján valószínűleg ugyanazt a variszkuszi gránitos összetételű magmatizmust képviselik a vizsgált kőzettípusok.

3. táblázat: A codrui granitoidok összefoglaló jellegű petrográfiája

Litológia	Gránit (s.s.)	Aplit	Pegmatit
Szöveti jellemzők	fanerokrisályos, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, gyengén irányított	fanerokrisályos, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, gyengén irányított	fanerokrisályos, inekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, gyengén irányított
Ásványos összetétel	qz > or > pl > ms > mc > bt	qz > or > pl > mc > ms	qz > or > ms > pl > mc
Kvarc (qz)	36–45 V/V% xenomorf repedezett, polikristályos 1–4 mm (max. 7,5 mm)	45–46 V/V% xenomorf repedezett, polikristályos 0,3–0,7 mm (max. 1,4 mm)	43 V/V% xenomorf repedezett, polikristályos 0,9–3,5 mm (max. 4,5 mm)
Ortoklász (or)	22–30 V/V% hipidiomorf ritkán kétagú ikres 0,5–3 mm (max. 5,5 mm)	22–24 V/V% hipidiomorf v. xenomorf ritkán kétagú ikres 0,5–0,7 mm (max. 1,7 mm)	28–31 V/V% hipidiomorf ritkán kétagú ikres 0,5–1,8 mm (max. 12,3 mm)
Mikroclin (mc)	3–7 V/V% xenomorf tartan ikres 1–4 mm (max. 4,5 mm)	9 V/V% hipidiomorf v. xenomorf tartan ikres 0,5–0,7 mm (max. 1,2 mm)	4–7 V/V% hipidiomorf v. xenomorf tartan ikres 0,5–2,5 mm (max. 7,2 mm)
Plagioklász (pl)	13–23 V/V% hipidiomorf v. idiomorf poliszintetikus ikres, zónás 0,6–3 mm (max. 5 mm)	13–14 V/V% hipidiomorf poliszintetikus ikres 0,5–0,7 mm (max. 2,3 mm)	9–10 V/V% hipidiomorf v. idiomorf poliszintetikus ikres, zónás 0,5–3 mm (max. 5,5 mm)
Muszkovit (ms)	7–8 V/V% hipidiomorf v. idiomorf 0,5–1,8 mm	8–9 V/V% hipidiomorf 0,2–0,5 mm	11–13 V/V% hipidiomorf v. idiomorf 0,5–1,5 mm
Biotit (bt)	0–7 V/V% hipidiomorf 0,3–2 mm	nincs	nincs
Átalakulások	szericitesedés (or, pl, mc), epidotosodás (bt)	szericitesedés (or, pl, mc)	szericitesedés (or, pl, mc)
Kőzettani besorolás	szenogránit	szenogránit	szenogránit

Nagyon hasonló granitoidokat ismerünk a hazai, battonyai területéről (DK-Magyarország, Battonya–Pusztaföldvár aljzati hát mélyfúrásai, Békés–Codrutakarórendszer; 1/b. ábra), ezért az ezekről rendelkezésre álló korábbi szakirodalmi adatokat (pl. BUDA 1996; PÁL-MOLNÁR et al. 2001; SZEMERÉDI et al. 2020b) figyelembevételével és kutatócsoportunk aktuális közettani és geokémiai (teljes közet fő- és nyomelem mérések) eredményeit is felhasználva összehasonlítottam a két képződményt, amelynek eredményeit a következőkben mutatom be.

PÁL-MOLNÁR et al. (2001) petrográfiai vizsgálatai alapján a battonyai granitoidok ásványos összetétele viszonylag egységes, a fő közetalkotó ásványok: kvarc > ortoklász > mikroklin $\geq$ plagioklász földpát (albit-oligoklász) $\geq$ biotit $\geq$ muszkovit. Ezzel nagyrészt megegyezik a codrui gránitok összetétele, viszont azokban a plagioklász földpát nagyjából kétszeres részarányban fordul elő, és a muszkovit is jóval gyakoribb, továbbá a battonyai gránitoknak magasabb a káliföldpát- és biotittartalma. A battonyai és codrui gránitok szövete is a legtöbb szempontból hasonlít, csak a relatív szemcseméretben és a codrui mintákban észlelhető irányítottságban térnek el egymástól, amely ritka a battonyai mintákban. A battonyai kőzetek dominánsan inekvigranulárisak és csak ritkán ekvigranulárisak, míg a vizsgált codrui minták ekvigranulárisak. Az egyes ásványok megjelenése is közel azonos a két térség kőzeteinek esetében. A mikroklin tér el a legjobban: bár mindkét kőzetben gyakoriak a xenomorf kristályok, a battonyai mintákban gyakran idiomorf szemcsék is előfordulnak; illetve a battonyai granitoidokban helyenként nagyméretű, centiméteres porfiroblasztok kristályosodtak, amelyekhez hasonlókat nem lehet megfigyelni a galsai mintákban. A két képződmény plagioklász földpátjaira is jellemző az alakbéli eltérés: a battonyai mintákban gyakoriak az idiomorf szemcsék is, a mindkét térség gránitjaira jellemző hipidiomorfok mellett. A codrui mintákban gyakoriak az idiomorf muszkovit kristályok. A codrui mintákban gyakran jóval kisebb csillámok is előfordulnak, mint a battonyai terület mintáiban. A battonyai mintákban, a codrui gránithoz hasonlóan járulékos elegyrészként megjelenik az apatit, a monacit és a cirkon is. Az ásványokat ért átalakulások is általában megegyeznek, bár a codrui gránitok földpátjai erősebben alakultak át, valamint nem figyelhető meg rajtuk saussuritesedés, amely olykor jellemző a battonyai gránitokban lévő plagioklász földpátra. A codrui minták biotit kristályaira epidotosodás, míg a battonyaiakra gyakran kaolinitesedés jellemző.



15. ábra: A galsai gránit (s.s.) és a battonyai granitoidok vékonycsiszolati képei, összehasonlítás céljából: (a) „GAG8” minta – IIN, (b) „Battonya-72 (1837)” minta – IIN, (c) „GAG2” minta – +N, (d) „Battonya-K-17 (1853)” minta, (e) „GAG1” minta – +N, (f) „Battonya-K-11 (1848)” minta – +N, (g) „GAG2” minta – +N, (h) „Battonya-72 (1837)” minta – +N. Rövidítések: bt: biotit, mc: mikroklin, ms: muszkovit, or: ortoklász, pl: plagioklász földpát, qz: kvarc

4. táblázat: A codrui és battonyai granitoidok petrográfiai összehasonlítása

Képződmény	Codrui granitoidok	Battonyai granitoidok (PÁL-MOLNÁR et al. 2001 és az SZTE „Vulcano” Kutatócsoport aktuális (2022. nov.) eredményei alapján)
Elterjedés	Codru-takarórendszer Erdélyi-középhegység (Béli- és Hegyes-hegységek)	Békés–Codru szerkezeti öv Battonya–Pusztaföldvár aljzati hát
Vizsgált mintaterület	galsai kőfejtő (Hegyes-hegység ÉNy-i része)	mélyfúrások Battonya, Dombegyház, Kunágota, Mezőhegyes és Vécegyháza térségében
Szöveti jellemzők	fanerokrisályos, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, gyengén irányított	fanerokristályos, inekvigranuláris (ritkán ekvigranuláris), hipidiomorf szemcsés, változó mértékben irányított (akár gneiszes szerk.)
Ásványos összetétel	qz > or > pl > ms > mc > bt	qz > or > mc ≥ pl ≥ bt ≥ ms
Kvarc (qz)	36–45 V/V% xenomorf repedezett, polikristályos 1–4 mm (max. 7,5 mm)	34–56% V/V% xenomorf polikristályos 2–3 mm
Ortoklász (or)	22–30 V/V% hipidiomorf ritkán kéttágú ikres 0,5–3 mm (max. 5,5 mm)	27–46% V/V% hipidiomorf gyakran kéttágú ikres 1,5–3 mm
Mikroklin (mc)	3–7 V/V% xenomorf tartan ikres 1–4 mm (max. 4,5 mm)	1–14% V/V% hipidiomorf v. xenomorf tartan ikres, pertites 2–4 mm + 2–3 cm-es porfiroblasztok
Plagioklász (pl)	13–23 V/V% hipidiomorf v. idiomorf poliszintetikus ikres, zónás 0,6–3 mm (max. 5 mm)	1–11% V/V% hipidiomorf zónás 1–3 mm
Muszkovit (ms)	7–8 V/V% hipidiomorf v. idiomorf 0,5–1,8 mm	1–9% V/V% hipidiomorf 1–3 mm
Biotit (bt)	0–7 V/V% hipidiomorf 0,3–2 mm	1–13% V/V% hipidiomorf 1–3 mm
Átalakulások	szericitesedés (or, pl, mc), epidotosodás (bt)	szericitesedés (pl), kaolinitesedés (bt), ritkán saussuritesedés (pl)
Kőzettani besorolás	szienogranit	szienogranit, monzogranit, ritkán granodiorit

A codrui granitoidok a mélységi magmás kőzetekre kidolgozott TAS-diagramon a gránit mezőbe esnek. Enyhe–mérsékelt peraluminios karakterrel rendelkeznek, amely a legenyhébb az aplit és legerősebb a gránit esetében, ez a minták eltérő átalakultsági fokával állhat összefüggésben (aplit/pegmatit kevésbé, a gránit intenzívebben alakult át). A kőzetek dominánsan mészkalkáli karakterűek, Mg-tartalmuk a Fe-tartalmukhoz viszonyítva némileg magas (magnesian karakter), azonban az aplitokra és a pegmatitokra alkáli-kalciumos karakter és a Fe-tartalomhoz képest nagyon alacsony Mg-tartalom (ferroan karakter) jellemző. Az A-típusú (anorogén) granitoidok diszkriminációjára alkalmas diagramokon a codrui gránit az S/I/M-típusú granitoidok mezőjében helyezkedik el, viszont az aplit és a pegmatit minták egyes diagramokon az A-típusú granitoidok mezőjébe esnek; az utóbbiak azonban alapvetően mobilis főelem-arányokat (pl. Na, K, Ca, Mg) használnak fel a diszkriminációra. Az S- és I-típusok elkülönítésére alkalmazható diagramon minden minta az S-típusú gránit mezőbe esett. Nyomelemekre épülő geotektonikai diszkriminációs diagramokon a minták leggyakrabban a vulkáni ív gránitok és a vulkáni ív gránitok + szinkollíziós gránitok, ritkábban pedig a szinkollíziós gránitok (kizárólag aplit/pegmatit minták tartoznak ide) mezőjébe esnek. Más, főelemekre épülő geotektonikai diszkriminációs diagramokon a minták az orogén gránitok mezőjébe esnek, ahol az A/CNK aránnyal végzett további pontosítás hatására kontinentális kollíziós gránitként jelennek meg a minták. A codrui gránit (s.s.) nagymértékben dúsult könnyű és mérsékelt dúsult nehéz RFF-ekben, míg az aplit és a pegmatit könnyű és nehéz RFF-ekben is csak mérsékelt. Az egyes litológiai RFF frakcionációjának mértékében jelentős a különbség: a gránit (s.s.) kondritra normált La_N/Yb_N aránya az aplitnál és pegmatitnál jóval magasabb értékeket vesz fel. A gránit RFF lefutásában enyhe negatív Eu anomália figyelhető meg, míg az aplit és pegmatit esetében ez jóval markánsabb. Primitív köpenyre normált spider diagramon a gránit esetében Rb-ban, Th-ban, U-ban, K-ban és P-ban pozitív anomália, valamint Nb-ban, Sr-ban és Ti-ban negatív anomália tapasztalható. A pegmatit és az aplit a gránitokhoz képest az U, a K és a P kivételével minden más elemekben szegényebb. Kétváltozós diagramokon a frakcionációs trendek több esetben közepes–nagy mértékű korrelációt tártak fel. Az aplit és pegmatit kémiai összetétele némileg eltér a gránit (s.s.) összetételétől, amely a kőzetek keletkezési körülményeiből eredeztethető: az aplit és a pegmatit időben később, kisebb mélységben, feltételezhetően tisztán kéregeredetű olvadékból kristályosodhatott. Ezzel szemben a granitoidok esetében a legvalószínűbb kéregeredet mellett nem zárható ki az összetett (kéreg és köpeny) eredetet, amelyre találunk példát a Nyugati-Kárpátokban is, a geokémiai és geodinamikai szempontból rendkívül hasonló karbon korú granitoidok esetében

(BROSKA et al. 2022). Utóbbi kérdés tisztázása kutatásom egyik lehetséges továbblépési lehetősége.

A battonyai granitoidok teljes kőzet geokémiai elemzésen átesett, rendelkezésre álló kőzetmintái négy terület mélyfúrásaiból származnak: Battonya, Mezőhegyes, Dombegyház és Végegyháza. Mélységi magmás kőzetekre kidolgozott TAS-diagramon a battonyai minták jellemzően a codrui granitoidokhoz közel, a gránit mezőben helyezkednek el, ritkábban a granodiorit mezőben. Dominánsan enyhe–mérsékelt peralumíniumos karakterrel rendelkeznek, azonos trendet mutatnak a codrui mintákkal; 2 db (erőteljesen átalakult) minta pedig extrém peralumíniumos karakterrel rendelkezik. A battonyai granitoidok dominánsan alkáli-kalciumos (alkali-calcic) vagy mészkalkáli (calc-alkalic) karakterűek, ritkábban magasabb Ca-tartalmúak (calcic); valamint szinte kivétel nélkül magnéziumos (magnesian) karakter jellemzi őket. A granitoidokra alkalmazott nyomelem alapú diszkriminációs diagramok szerint (PEARCE et al. 1984) geotektonikai környezetük a codrui granitoidokkal megegyezik. A battonyai kőzetek kondritra normált RFF diagramja közel azonos lefutásúak, mint a codrui gránitoké; az összehasonlító adatsorból csak 2 db minta tér el jelentősen a RFF-ek mennyiségében, illetve a negatív Eu-anomália hiányában. A battonyai kőzetek primitív köpeny összetételre normált sokelemes lefutása szinte teljesen megegyezik a codrui gránitokéval.

A battonyai granitoidok tektonikailag szinkollíziós (kontinens-kontinens kollíziós), orogén eredetűek. Ásványos összetételük (kétszillámú és muszkovitban gazdag, monacit előfordulása), valamint geokémiai jellegük is S-típusú granitoid olvadékra (kéreg eredet) enged következtetni (PÁL-MOLNÁR et al. 2001). A codrui kőzetek petrográfiai bélyegei (pl. elsődleges muszkovit és biotit együttes jelenléte, gránát és monacit előfordulása) és geokémiai karaktere szintén szinkollíziós, orogén eredetre (S-típus) utal (pl. NÉDÉLEC & BOUCHEZ 2015).

Összegzésként, a fő kőzetalkotó ásványok mind modális mennyiségüket tekintve, mind azok megjelenését (alak, méret, legjellemzőbb átalakulások) nézve a legtöbb szempontból megegyeznek a battonyai és a codrui granitoidokban. Az alapos petrográfiai és teljes kőzet geokémiai vizsgálatok szerinti jelentős hasonlóság a battonyai és codrui granitoidok között azok lehetséges rokonságára, lokális korrelációjára utal, melyből arra következtethetünk, hogy a granitoidok keletkezése egyazon geodinamikai környezethez, a variszkuszi kontinens-kontinens kollízióhoz kapcsolódott. A battonyai granitoid rendelkezésre álló cirkon U-Pb koradata alapján (SZEMERÉDI et al. 2020b) a magmatizmus fő periódusa az alsó-karbonban, kb. 356 millió évvel ezelőtt történt. A lokális és regionális korrelációs felvetések egyértelmű bizonyításához szükséges cirkon U-Pb geokronológiai vizsgálatok folyamatban vannak.

8. Irodalomjegyzék

- ANDRÁS E., PÁL-MOLNÁR E. & BUDA Gy. 2011: A Szamos-terrén (Terenui de Someș) variszkuszi granitoidjainak előzetes geokémiai vizsgálata (Erdélyi-szigethegység, Románia). — *XIII. Bányászati, kohászati, földtani konferencia* 150–153.
- BALINTONI, I. 1986: Petrologic and tectonic features of Highiş-Drocea crystalline massif. — *D.s. Inst. Geol. Geofiz.* 70-71, **5**, 5–12.
- BALINTONI, I. 1994: Structure of the Apuseni mountains. — *Alcapa II, field guidebook* **75**, 51–57.
- BOEHNKE, P., WATSON, E. B., TRAIL, D., HARRISON, T. M. & SCHMITT, A. K. 2013: Zircon saturation re-revisited. — *Chemical geology* **351**, 324–334.
- BONIN, B. & TATU, M. 2016: Cl-rich hydrous mafic mineral assemblages in the Highiş massif, Apuseni mountains, Romania. — *Mineralogy and petrology* **110**, 447–469.
- BROSKA, I., JANÁK, M., SVOJTKA, M., YI, K., KONEČNÝ, P., KUBIŠ, M., KURYLO, S., HRDLÍČKA, M. & MARASZEWSKA, M. 2022: Variscan granitic magmatism in the Western Carpathians with linkage to slab break-off. — *Lithos* **412–413**:106589.
- BUDA Gy. 1996: Correlation of Variscan granitoids occurring in Central Europe. — *Acta mineralogica petrographica* **37**, 24.
- CSONTOS L. & VÖRÖS A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian Region. — *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* **210**, 1–56.
- DIMITRESCU, R. 1962: Cercetări geologice în regiunea Şiria. — *D.s. Inst. Geol.*, **45**, 75–87.
- DIMITRESCU, R. 1967: Cntribuţii la cunoaşterea structurii pârniei de N-V a Masivului Cristalin Highiş. — *D.s. Inst. Geol.*, **53**, 39–50.
- FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J. & FROST, C. D. 2001: A geochemical classification for granitic rocks. — *Journal of Petrology* **42**, 2033–2048.
- FROST, B. R. & FROST, C. D. 2008: A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. — *Journal of Petrology* **49**, 1955–1969.
- GARRELS, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. — *Norton*.
- GIUŞCĂ, D. 1948: Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea munţilor Highiş. — *Arh. Com. Geol.*
- GIUŞCĂ, D. 1962: Observaţii asupra formaţiunilor cristaline şi metamorfismul de contact al granitelor din Masivul Highiş. — *St. Cerc. Geol.* **7**, 319–327.
- GIUŞCĂ, D. 1979: Masivul cristalin al Highişului. — *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., geol.* **24**, 15–43.
- HARKER, A. 1909: The Natural History of Igneous Rocks. — *Methuen & Co.*

- JANAK, M. 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts, Central Western Carpathians: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe dating of biotite and P–T–t paths. — *Geologica Carpathica* **45/5**, 293–300.
- KOVÁCH Á., SVINGOR É. & SZEDERKÉNYI T. 1985: Rb–Sr dating of basement rocks from the Southern foreland of the Mecsek mountains, Southeastern Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica*, **27**, 51–56.
- LARGE, R. R., GEMMELL, J. B., PAULICK, H. & HUSTON, D. L. 2001: The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. — *Economic Geology* **96**, 957–971.
- LÓCZY L. 1883: A Maros és a Fehér-Körös közötti hegyvidéken és az Arad-hegyalján eszközölt földtani részletes felvételtől. — *Földt. Közl.*, **1884**, XIV, 196–213.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989: Tectonic discrimination of granitoids. — *Geological Society of America Bulletin* **101**, 635–643.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1994: Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. — *Earth-Science Reviews*, **37**, 215–244.
- MOON, V. & JAYAWARDANE, J. 2004: Geomechanical and geochemical changes during early stages of weathering of Karamu Basalt, New Zealand. — *Engineering Geology* **74**, 57–72.
- NÉDÉLÉC, A. & BOUCHEZ, J. L. 2015: Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny. — *Oxford Press*.
- PÁL-MOLNÁR E., KOVÁCS G. & BATKI A. 2001: Petrographical characteristics of Variscan granitoids of Battonya Unit boreholes (SE Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica*, **42**, 21–31.
- PÁL-MOLNÁR E., KASSAY Zs., ANDRÁS E. & KÓBOR B. 2004: Mineralogy and mineral chemistry of Variscan granitoids from Highis mts. (Apuseni mts., Romania). — *Acta Mineralogica-Petrographica* **45/2**, 49–54.
- PÁL-MOLNÁR E., ANDRÁS E., KASSAY Zs., BUDA Gy., BATKI A. 2008: Petrology of Pauliș granites (Apuseni mts., Romania). — *Acta Mineralogica-Petrographica* **48**, 33–41.
- PANĂ, D. I., HEAMAN, L. M., CREASER, R.A. & ERDMER, P. 2002: Pre-Alpine crust in the Apuseni mountains, Romania: insights from Sm–Nd and U–Pb data. — *The journal of geology* **110**, 341–354.
- PANĂ, D. 1998: Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni mountains: significance for the alpine tectonics of the Carpatho-Pannonian region. — *University of Alberta*, **356**.
- PAUCĂ, M. 1941: Recherches géologiques dans la région de Șiria. — *C.r. Inst. Géol. Roum.*, **25**.
- PAULICK, H. & BREITKREUZ, C. 2005: The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. — *International Journal of Earth Sciences* **94**, 834–850.
- 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* **24**, 956–983.

- POLA, A., CROSTA, G., FUSI, N., BARBERINI, V. & NORINI, G. 2012: Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. — *Tectonophysics* **566–567**, 67–86.
- RODUI, N. 2019: JMicrovision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images.
- ROZLOZSNIK P. 1913: Geologische beobachtungen in verschiedenen gliedern der im weitem sinne genommenen Bihargebirgsgruppe. — *Jahresb. Kgl. Ung. Geol. R.a.f.*
- SĂNDULESCU, M. 1984: Gotectonica României. — *Ed. Tehn.*, **336**.
- SCHMIDT, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss journal of geoscience*, **101**, 139–183.
- SAVU, H. 1965: Masivul eruptiv de la Bârzava (Munții Drocea). — *Mem. Com. Geol.*, **8**, 148.
- SHAND, S. J. 1943: Eruptive rocks. Their genesis composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. — *John Wiley & Sons*, 1–488.
- SOROIU, M., POPESCU, G., KASPER, V. & DIMITRESCU, R. 1969: Contributions preliminaires a la géochronologie des massifs cristallins des monts Apuseni. — *An. St. Univ. "al. I. Cuza", sect. II, b (geologie)*, **15**, 25–33.
- STRECKEISEN, A. 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. — *Nues jarbuch für mineralogie abhandlungen*, **107**, 144–240.
- SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematic implications of oceanic basalts for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS A.D. & NORRY M.J. (Eds): Magmatism in ocean basins. — *Geological Society London Special Publication* **42**, 312–345.
- SZEDERKÉNYI T. 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of the Tisza Mega Unit (Tisa Composite Terrane). — *Acta Mineralogica-Petrographica* **37**, 143–160.
- SZEMERÉDI M., LUKÁCS R., VARGA A., DUNKL I., JÓZSA S., TATU, M., PÁL-MOLNÁR E., SZEPESI J., GUILLONG, M., SZAKMÁNY GY. & HARANGI SZ. 2020: Permian felsic volcanic rocks in the Pannonian Basin (Hungary): new petrographic, geochemical and geochronological results — *International Journal of Earth Sciences* **109**, 101–125.
- SZEMERÉDI M., PÁL-MOLNÁR E., DUNKL I. & LUKÁCS R. 2020: Variszkuszi granitoidok a Tiszai-Főegységben: új cirkon U–Pb-koradatok — *11. Közettani és geokémiai vándorgyűlés absztraktkötet* 81.
- SZEMERÉDI M., DUNKL I., LUKÁCS R., SEGHEDI I., KOVÁCS Z. & PÁL-MOLNÁR E. 2021: Petrology and zircon U–Pb dating of granitoid rocks in the Highiş massif (SW Apuseni mts, Romania): Insights into Permian plutonic–volcanic connections — *Geologica Carpathica* **72/6**, 482–504.
- SZEPESHÁZY K. 1969: Petrographische angaben zur kenntnis des battonyaer granits. — *Magyar állami földtani intézet évi jelentése*.
- TATU, M. 1998: Le massif Highiş (Roumanie), un exemple de l'évolution du magmatisme alcalin anorogénique. — *Université de Paris-Sud Centre d'Orsay*, **206**.

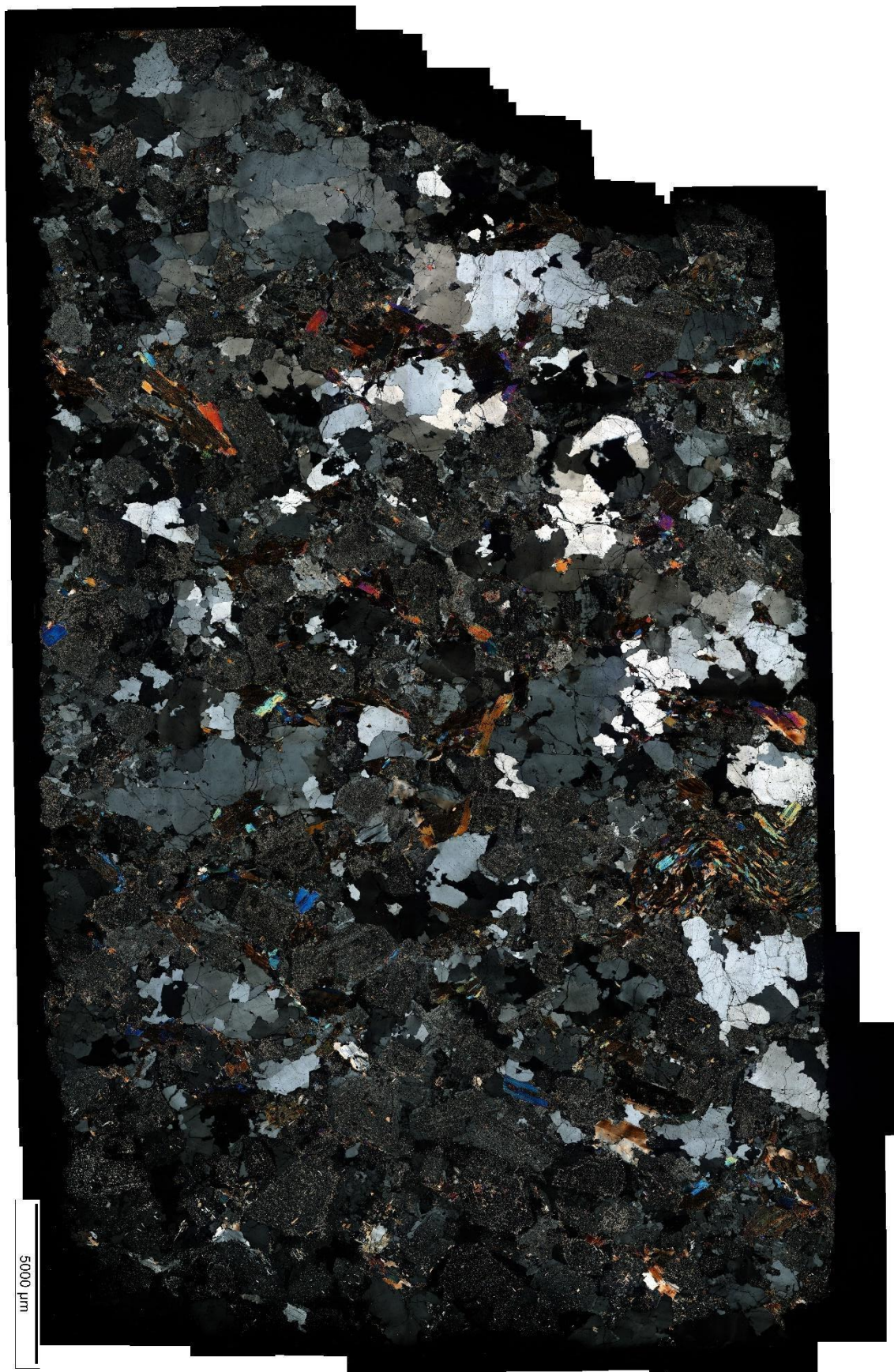
- WANG, Y. J., XING, X. W., CAWOOD, P. A., LAI, S. C., XIA, X. P., FAN, W. M., LIU, H. C. & ZHANG, F. F., 2013: Petrogenesis of early Paleozoic peraluminous granite in the Sibumasu Block of SW Yunnan and diachronous accretionary orogenesis along the northern margin of Gondwana. — *Lithos* **182**, 67–85.
- WHALEN, J. B., CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. — *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**, 407–419.

9. Köszönetnyilvánítás

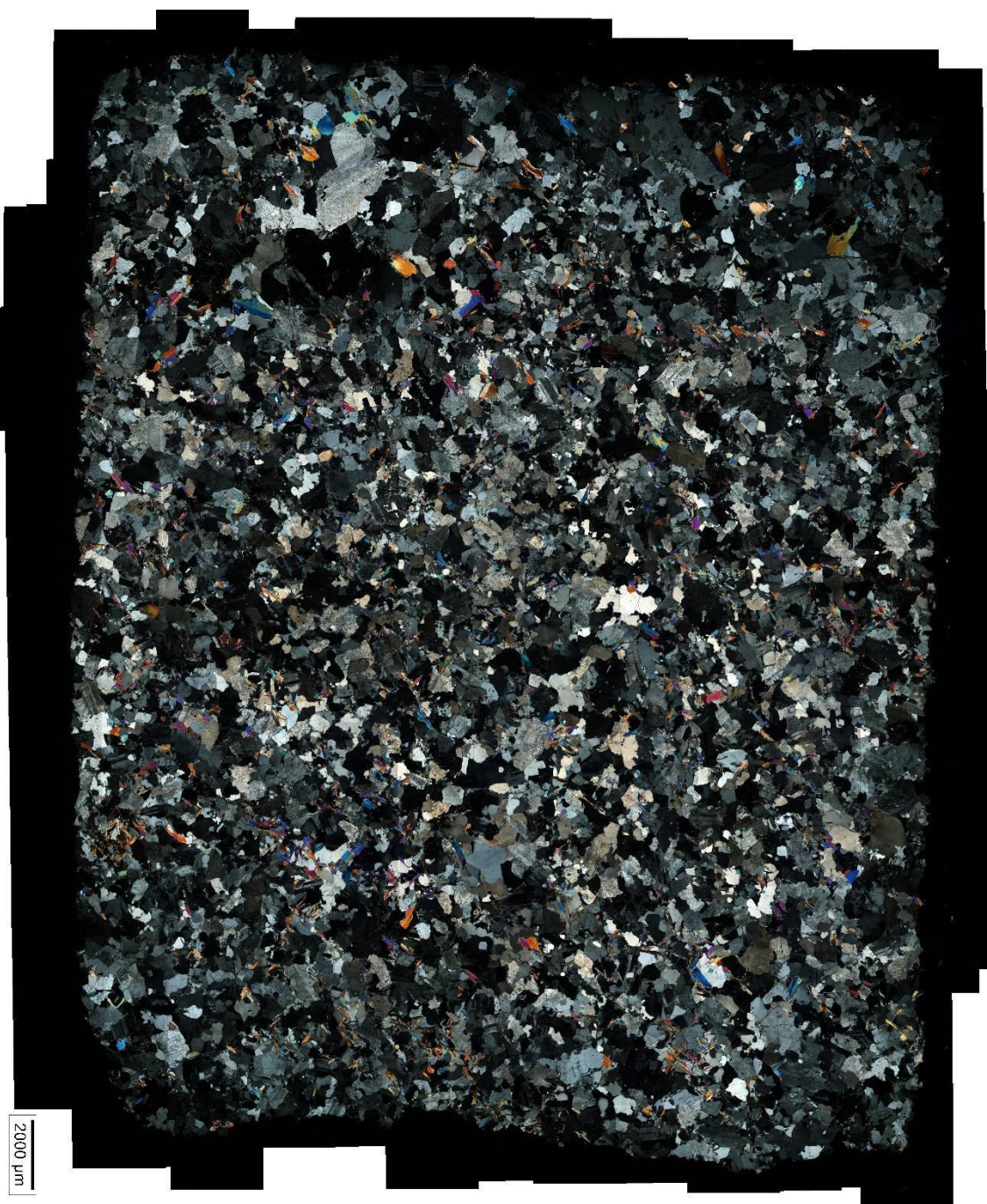
Köszönöm témavezetőimnek, Dr. Pál-Molnár Elemérnek és Dr. Szemerédi Máténak, a dolgozat során nyújtott önzetlen, hosszú órákon át tartó szakmai segítséget, a számtalan korrektúrát és mindazt, amit ezalatt az idő alatt tanulhattam tőlük! Az SZTE TTK „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoportnak köszönettel tartozok a friss geokémiai adatokért! Köszönöm a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének a dolgozat létrejöttéhez szükséges feltételek, eszközök biztosítását. Köszönöm az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Kőzetan-Geokémiai Tanszékének a pásztázó elektronmikroszkóp használati lehetőségét, illetve Fehér Kristófnak és Biró Máténak a műszer kezelését és értékes megfigyeléseiket!

10. Melléklet

1. melléklet: a „GAG2” teljes csiszolatot ábrázoló kompozit fotó



2. melléklet: a „GAA1” teljes csiszolatot ábrázoló kompozit fotó



3. melléklet: a „GAP2” teljes csiszolatot ábrázoló kompozit fotó

