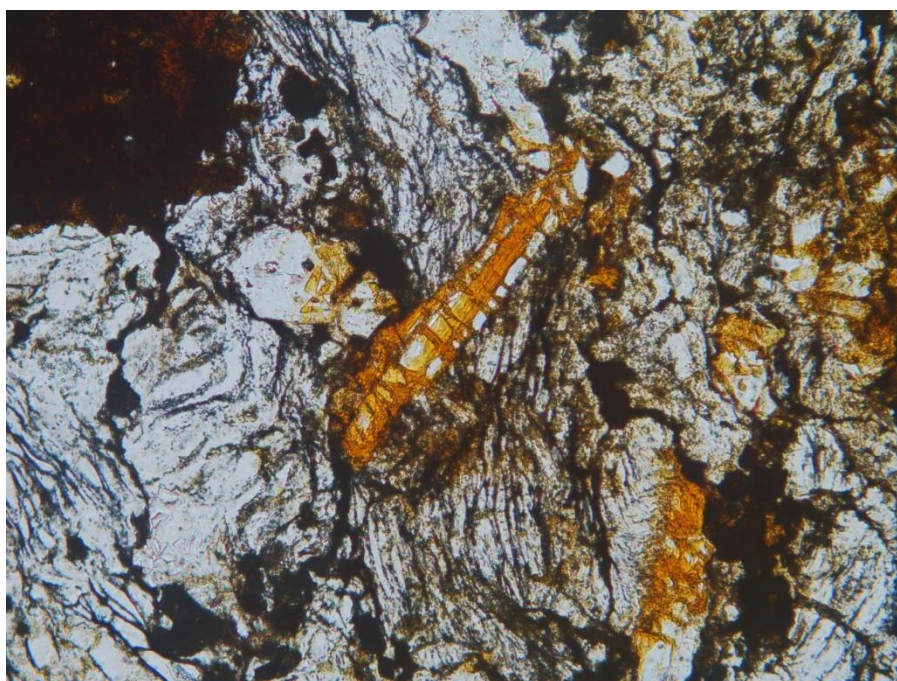


A budaörsi Odvas-hegy nyugati lejtőjén kibukkanó kataklázit kőzetten-geokémiai vizsgálata

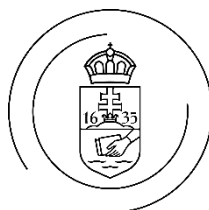
Bordás Karolina, Gazsi Margaréta

Harmadéves földtudományi alapszakos hallgatók

ELTE TTK FFI Kőzetten – Geokémiai Tanszék



Témavezető: Dr. Sági Tamás



ELTE

Tudományos Diákköri Dolgozat

2025

Tartalomjegyzék

I. Bevezetés	3.
II. Földtani háttér	3.
III. Analitikai módszerek	7.
IV. Feltárásleírás	10.
V. Makroszkópos leírás	13.
VI. Nehézásvány-vizsgálatok	14.
VII. Nehézásvány-vizsgálatok értelmezése	19.
VIII. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok	20.
IX. Petrográfia	21.
X. Raman spektroszkópos vizsgálatok	34.
XI. Diszkusszió és következtetések	37.
XII. Köszönetnyilvánítás	40.
XIII. Irodalomjegyzék	41.

I. Bevezetés

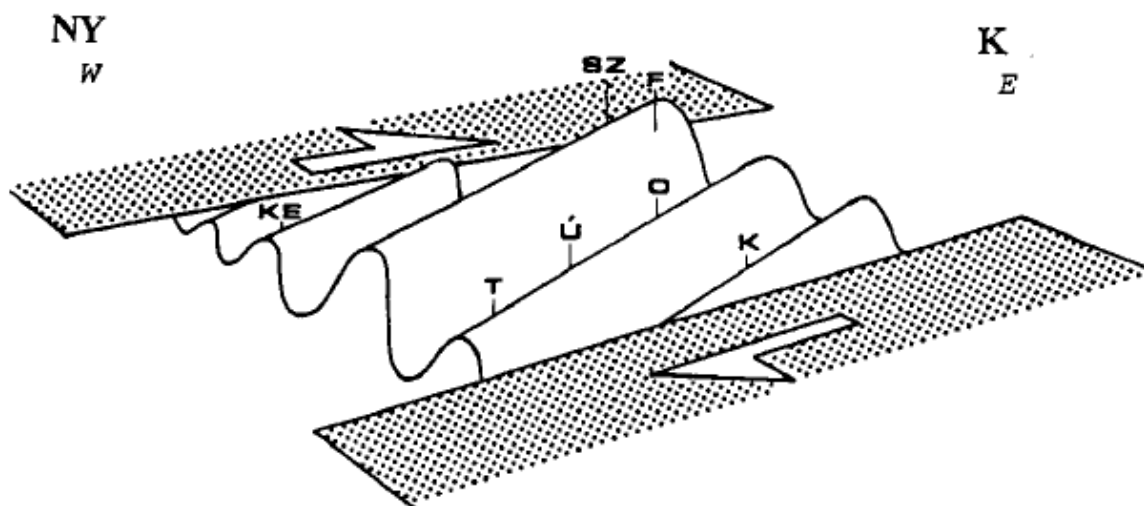
TDK dolgozatunk tárgya egy, a budaörsi Odvas-hegyen található kőzettest, amely a földtani térképek és magyarázójuk alapján feltételezhetően egy ritka telérkőzet, amit a szakirodalom a kréta korú Sukorói Lamprofir (korábban: Budakeszi Pikrit) Formációba sorol (PELIKÁN 2016; JÓZSA, 2023).

A „Projektmunka 1” kurzus keretein belül párban dolgozott fel mindenki egy oktatók által kiadott témát, amely a félév végén bemutatásra került. Kőzettani érdeklődésünk miatt erre a témára esett a választásunk. Feladatunk volt, az Odvas-hegy nyugati oldalában leírt telér megkeresése és minták gyűjtése. Mivel a begyűjtött kőzet nem tűnt sem lamprofirnak, sem pikritnek, és makroszkóposan nem volt meghatározható, továbbá a szakirodalomban sem találtunk petrográfiai leírást róla, ezért dolgozatunkban ezt kívánjuk pótolni.

II. Földtani háttér

A középső-, késő-triászban a Budai-hegység területe a Déli-alpi és Ausztroalpi egységek között helyezkedett el a Neotethys selfperemén karbonátplatformként (HAAS ET AL. 1995). A karniban indult az extenzió, ami medencék keletkezését eredményezte, majd a krétában ÉK-DNy irányú kompresszió volt jellemző. Ezt a területet magába foglaló egység a középső-eocén, késő-oligocénben szökött ki az alpi régióból (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985).

A késő-paleogénben a Budai-vonal a Budai-hegység területén húzódott, jelentős öskörnyezeti határt képezve. FODOR ET AL. (1992) értelmezése alapján „a Budai-vonal egy mélyben eltemetett feltolódási zóna, melynek felszíni kifejeződése egy antiformalis”. A Budaörsi-oldaleltolódásos zóna fogalmát FODOR ET AL. (1992) vezette be. Ennek függvényében a Budaörsi-hegyek oldaleltolódásos zónákban kialakuló kulisszás redők, így a hegyek kis antiformalisokként értelmezhetők. A redők helyzete jobbos oldaleltolódásra utal, az eltolódás kora késő-eocén (MAGYARI 1994). Ennek bizonyítékai a pozitív virágszerkezetek, hegygerinceken kialakult 10-20 méter széles árkok.



1. ábra: Budaörsi oldaleltolódásos zóna jobbos jellege, késő-eocén kulisszás redők.
(MAGYARI 1994)

A budai-hegységi felső-triász karbonátok 3 fácieszónába sorolhatók (WEIN 1977; HAAS ET AL. 2000). A déli részen (Sas hegyi fáciesöv) a felső-triász, medence fáciesű tűzköves dolomit van, ami valószínűleg a középső-triász, akár 1000 méter vastagságot is elérő platformkarbonátra (BUDAI ET AL. 1999, HAAS ÉS BUDAI 2004), a Budaörsi Dolomitra települ. Az északkeleti zóna (Hármashatárhegyi fáciesöv) tűzköves dolomitból, márgából és mészkőből áll, ami a Mátyáshegyi Formáció. A Budai-hegység középső részét (Jánoshegyi fáciesöv) felső-triász platformkarbonátok, a Fődolomit Formáció és a Dachsteini Mészkő alkotja.

A Budaörsi-hegyek triász képződményeire a Szépvölgyi Mészkő Formáció települ, először ennek Odvashegyi Rétegtagja, amely főként dolomitból és tűzkőből álló felső-eocén konglomerátum-breccsa, majd erre a discocyclinás mészkő következik.

A mélyülő tenger miatt a mészkőképződést a Budai Márga Formációba tartozó márga képződése váltotta fel (BÁLDI 1983; NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988). A márgára az alsó-oligocén Kiscelli Agyag és Tardi Agyag Formáció következik (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). További oligocén korú képződmény a Hárshegyi Homokkő, ami diszkordánsan települ a mezozoós és eocén képződményekre (BÁLDI ET AL. 1976).

A Budai-hegység pannóniai képződményeit felfele finomodó Kállai Tagozat (Békési Formáció) / Tihanyi Tagozat (Újfalui Formáció) sziliciklasztos rétegei alkotják, majd erre a Nagyvázsonyi Mészkő Formációba tartozó késő-miocén édesvízi mészkő települ (JÁMBOR 1980, KRETZOI 1980; MÉSZÁROS 1999; MÜLLER & MAGYAR 2008).

A Budai-hegységben és környékén több helyen találhatók vulkanoklasztitok, vulkanitok, telérek. A Tardi Agyagban is található tufa/tufás homokkő betelepülés, továbbá a Budai Márgában, illetve a Szépvölgyi Mészköben is több helyen találhatók vulkanogén képződmények (FARICS 2018. és a benne szereplő irodalmak). A Kálvária-dombon és a Kő-hegyen nagy mennyiségű andezitklasztot tartalmaz a konglomerátum-breccsa (HOFMANN 1871, HORVÁTH ÉS TARI 1984). Ez az andezit hasonló a Budaörsön mélyült Bö-1 fúrásban harántolt triász andezithez (FARICS ET AL. 2015). A fúrásban található andezitben KUBOVICS (1985) szerint telérként kréta vulkanitok is találhatóak.

A Budafok Bf-1 fúrás is harántolt vulkanogén homokkövet, konglomerátumot, tufitot, savanyú piroklasztitot, karni korú andezitet (FARICS 2018). Mindkét fúrásban található vulkáni képződmények erősen tektonizáltak. FARICS (2018) szerint nem meghatározható, hogy lávafolyás vagy telér volt-e eredetileg, de valószínűbbnek tartja, hogy lávafolyás. A Budai-hegységből, a Velencei-hegységből, Zsámbéki-medencéből, és több fúrásból is írtak le lamprofirt, melyeket a Sukorói Lamprofir Formációba sorolnak (HORVÁTH, ÓDOR 1984; KUBOVICS ET AL. 1989; EMBEY-ISZTIN ET AL. 1989; SZABÓ ET AL. 1993; HORVÁTH, GYALOG 2004). A Beremendi Lamprofir Formációba sorolják a villányi-hegységi lamprofir előfordulásokat (NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T, 2007; NÉDLI ET AL. 2009).

Lamprofírok általános tulajdonságai

Az általunk vizsgált kőzet az Odvas-hegy nyugati oldalában található, melyet a Budapest Geokalauza kréta korú Sukorói Lamprofir (korábban Budakeszi Pikrit) Formációba sorol (PELIKÁN 2016; JÓZSA 2023). Így – hogy a kőzet vizsgálati eredményit össze tudjuk vetni velük – az alábbi fejezetrészben ezen kőzetek tulajdonságait, mállástermékeit foglaljuk össze.

A lamprofir telérrajokban megjelenő bázisos, ultrabázisos jellegű kőzet. Fő kőzetalkotó ásványai az olivin (gyakran csak álalak), piroxének (augit, Ti-augit, egirin, egirinaugit), amfibolok (barkevikit, kerzutit, zöldamfibol), csillám (jellemzően biotit és flogopit). Az alapanyagban földpát (káli-földpát, plagioklász), földpátpótló (leucit, nefelin, analcim, haüyn), illetve apatit, szerpentinásványok, opakásványok, klorit, zeolit jelenik meg. Ritkább változatokban melilit, perovszkit is előfordul, esetleg kőzetüveg. A lamprofírok kőzetalkotó ásványait, illetve mállástermékeit az 1. táblázatban foglaltuk össze. Az egyes lamprofir-típusok makroszkóposan nehezen vagy egyáltalán nem különíthetők el. Mikroszkópban megfigyelve szembevető tulajdonságuk, hogy pánidiomorf szemcsés szövetségű kőzetek. Különlegességük az ocellum, amely egy szem alakú, kerekded ásványaggregátum, ami többnyire szintelen ásványokból áll. Két fajtája van a karbonátos, illetve a szilikátos. STRECKEISEN (1979) 3 csoportra osztotta a lamprofírokat: mészkalkáli, alkáli, melilites, ezen belül is tovább osztályozhatók (SZABÓ, 1985).

Kőzetalkotó ásványok	mállástermékek
olivin	montmorillonit, szerpentinásványok, Fe-oxidok
piroxén	montmorillonit, Fe-oxidok
amfibol	montmorillonit, Fe-oxidok-hidroxidok
biotit	montmorillonit, vermikulit, Fe-oxidok-hidroxidok
muszkovit	kaolinit, (gibbsit)
alkáliföldpát	illit, szericit, kaolinit
plagioklász	Na-, Ca-montmorillonit
apatit	-
melilit	diopszid, gránát, kalcit, vezúvián
perovszkit	rutil, anatóz, ilmenit, titanit, kalcit
kőzetüveg	agyagásványok, klorit

1. táblázat: A lamprofir kőzetalkotó ásványai és mállástermékei

(DEER ET AL. 2013; HARANGI ET AL. 2013; CHAKHMOURADIAN & MITCHELL 2000)

Pikrit általános tulajdonságai

A pikrit kis SiO₂-tartalmú, olivingazdag bazaltváltozat. SiO₂-tartalma alapján ultrabázisos kőzet, de a bazaltok közé sorolják. Jelentős az olivintartalma, de földköpeny-eredetű olivin xenokristályokat is tartalmazhat. A pikrit kőzetalkotó ásványait és mállástermékeit a 2. táblázatban foglaltuk össze. Kevésbé differenciált formában éri el a felszínt. Nagymértékű olvadás során keletkezik, magas potenciális hőmérsékletű földköpenyből (HARANGI ET AL. 2013).

Kőzetalkotó ásványok	mállástermékek
olivin	montmorillonit, szerpentinásványok, Fe-oxidok
klinopiroxén (augit)	montmorillonit, Fe-oxidok
amfibol	montmorillonit, Fe-oxidok-hidroxidok
plagioklász	Na-, Ca-montmorillonit
analcim	Na-, Ca-montmorillonit
ilmenit	titanit, rutil
biotit	montmorillonit, vermikulit, Fe-oxidok-hidroxidok
apatit	-

2. táblázat: A Pikrit kőzetalkotó ásványai és mállástermékei

(HARANGI ET AL. 2013)

III. Analitikai módszerek

Az Odvas-hegy nyugati oldalában található feltárásból két mintagyűjtési pontról ~8-8 kg mintát gyűjtöttünk be. A mintaelőkészítés és a minták további vizsgálata – amennyiben azt külön nem jeleztük – az ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszékén történt. Polírozott vékonycsiszolatokat a Kőzettani Mikrotechnikai Laborban készítettünk (kettőt az 1-es, egyet a 2-es mintavételi pontról származó kőzetből), a csiszoláshoz SiC-port, a polírozáshoz korund szuszpenziót, a ragasztáshoz kétkomponensű műgyantát (Araldite D és Ren HY) használtunk. ~2 kg mintán törés (pofás törővel), porítás, majd száraz és nedves szitálás után a 63-125 mikrométeres és a 125-250 mikrométeres frakción nátrium-poliwolframát oldattal nehézásvány-leválasztást végeztünk, majd a nem mágneses fázisokat kézi Nd-mágnes segítségével szeparáltuk.

A vékonycsiszolatok és a nehézásvány-szeparátumok petrográfiai leírása során Nikon YS2-T polarizációs, illetve Nikon SMZ800 ráeső fényes mikroszkópot, a fényképezéshez Nikon CoolPIX E950 kamerát és NIS-Elements Br fotó-szoftvert használtunk. Kiegészítő szöveti vizsgálatokat és ásványkémi méréseket AMRAY 1830i típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztünk 20 kV gyorsítófeszültség mellett, ~1 nA mintaárammal, 1 μ m sugárátmérővel és 100 másodperces mérési idővel. Az elektronmikroszkópos szöveti vizsgálatok során a visszaszórt-elektron (BSE) felvételek 4-6 közötti elektron-pásztázási sebességgel készültek. Az egyes ásványok in-situ kémiai elemzésére a készülék EDAX PV9800-as típusú INCA standardmentes energiadiszperzív spektrométerét használtuk. A vizsgálatokhoz – az elektromos vezetőképesség növelése céljából – a minták Jeol JEE 2B típusú vákuumgőzölő berendezés segítségével ~17 nm vastag szénréteggel lettek legőzölve. További BSE képek készítéséhez az Auro-Sciece Consulting Kft. által rendelkezésre bocsátott Thermo Scientific Phenom XL típusú, CeB₆ elektronforrással felszerelt, beépített energiadiszperzív detektoros asztali pásztázó elektronmikroszkópot használtunk. A vizsgálatokat környezeti (60 Pa) nyomáson, szenezetlen mintafelületen végeztük, 15 kV gyorsítófeszültség és 5 nA mintaáram mellett, 7-8 mm közötti munkatávolsággal. A minták szenezését Biró Máté technikus végezte, emellett az elektronmikroszkópos vizsgálatokat is az ő irányításával/segítségével végeztük.

A 2-es csiszolatban az elektronmikroszkópos mérések során talált Sr-tartalmú jarosit további vizsgálatához Raman spektroszkópiát használtunk. A méréseket egy HORIBA JobinYvon LabRAM HR 800 mikrospektroszkóppal végeztük el az ELTE TTK Központi Kutató és Ipari Kapcsolatok Centrum Raman spektroszkóp laboratóriumában. A minták megvilágításához egy frekvencia-duplázott Nd-YAG zöld lézert használtunk 532 nm-es gerjesztési hullámhosszal, amely 130 mW-os teljesítménnyel rendelkezett a forrásnál és körülbelül 25 mW-al a minta felületén. A lézersugarat a minta felszínére OLYMPUS 100x (N.A. = 0,9) objektívvel fókuszáltuk. A pontmérések során 50 és 200 μ m-es lyukrekeszt, 1800 vonal/mm optikai rácst és 5 másodperces összesített expozíciós időt alkalmaztunk 3 felvétel átlagolásával. A mérések spektrális felbontása 0,7 cm^{-1} volt. A spektrométert a Rayleigh-vonalhoz kalibráltuk 0 cm^{-1} -nél. A műszert Hegedűs Máté Raman-operátor kezelte. Az eredmények kiértékelése a LabSpec szoftverrel történt.

Mind az 1-es, mind a 2-es mintából készült röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálat. Ehhez a mintákat először pofás törővel, majd achátmozsárban porítottuk. A vizsgálatok az ELTE Ásványtani Tanszék Siemens D5000 készülékén történtek Cu K α sugárzást használva, 40 kV gyorsítófeszültséggel és 40 mA csőárammal, grafit monokromátorral. Az orientált

preparátumok mérése a $3\text{--}70^\circ 2\theta$ tartományban, 0.05° lépésközzel 2 s detektálási idővel történt. A felvételeket Keresztes Mária Anna technikus végezte. A röntgendiffraktogramokat Bruker Diffrac Eva szoftverrel értékeltük.

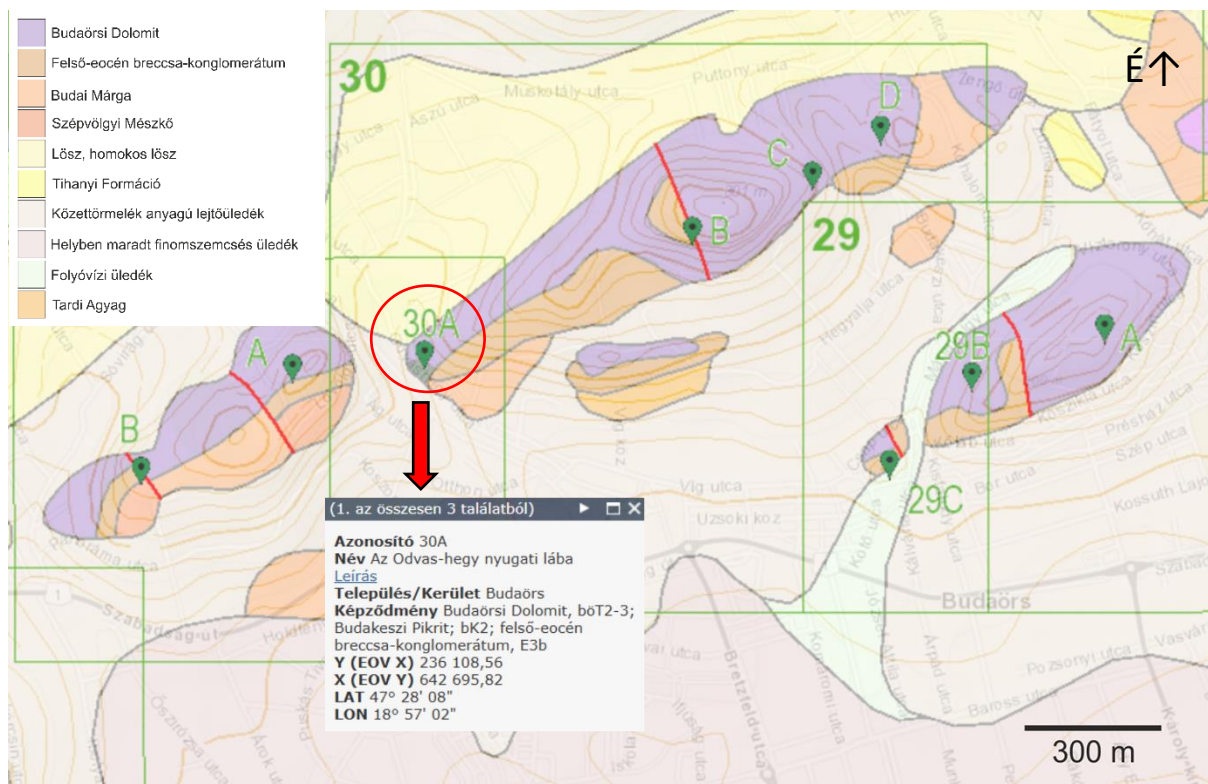
A mágneses szuszceptibilitást, ami a kőzetekben előforduló ásványok mágnesezhetőségét adja meg a SatisGeo Kappameter KM-7 mágneses szuszceptibilitás-mérővel mértük. Az eszköz érzékenysége 1×10^{-6} SI egység, méréstartománya $\pm 999 \times 10^{-3}$ SI egység.

IV. Feltárásleírás

A vizsgálatunk tárgyául szolgáló kőzetkibukkanás a budaörsi Odvas-hegy délnyugati végén, a Rudolf király emlékpark felől felvezető ösvényen található ($47^{\circ}27'55.151''$ N $18^{\circ}56'17.034''$ E, ~206 m tszf.) Az ösvényen a képződményt mintegy 5 méter hosszan lehet követni, emellett erre merőlegesen, az ösvénytől keletre a hegyoldalban is van két kibukkanása a feltárás északi és déli végén, amik feltehetően az előbbi folytatásai. Az ösvényen feltároló kőzet vörösesbarna színű, erősen bontott, hullámzóan lemezes megjelenésű. A fő kibukkanás vastagsága ~35 cm. A hegyoldali részek nagyon hasonlóak az előbbihez, de sokkal bontottabbak, a feltárás északi végén a kőzet a dolomithoz közeledve breccsás megjelenésű lesz, határa a dolomittal nem éles. A határ a déli végén sem éles, mert a kőzet bontott, és a dolomit is törmelékes. Az északi rész vastagsága és hossza ~60 cm, a déli rész vastagsága ~60-70 cm, hossza ~150cm.



2. ábra: A feltárás elhelyezkedése Budapesthez képest Google Earth felvételen

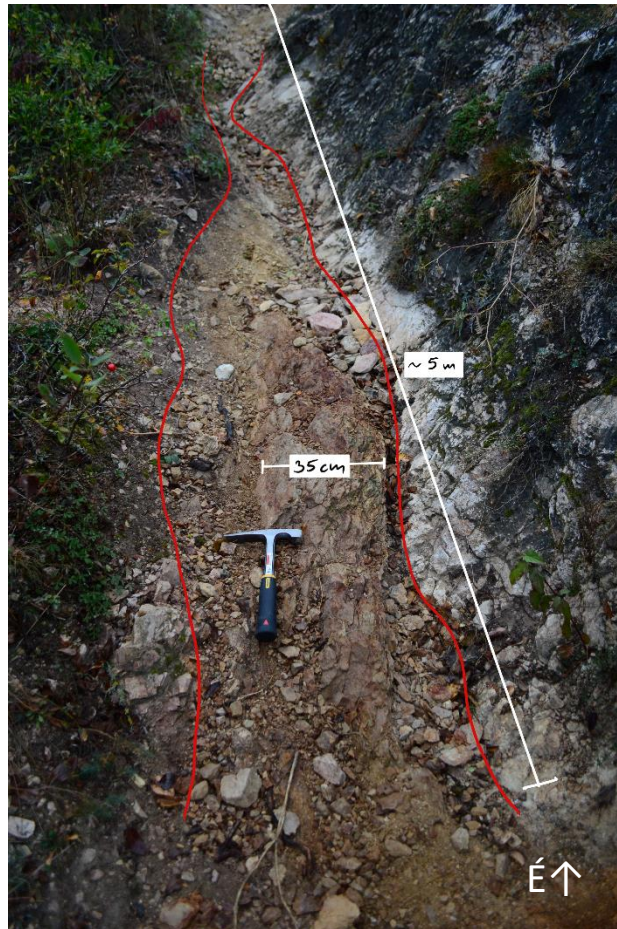


3. ábra: A feltárás Budapest Geokalauz térkép alapján, módosítva.

(<https://map.hugeo.hu/bp50/>)



4. ábra: A feltárás, a piros vonalak a vizsgált kőzet határát jelzik. Az ösvény megközelítőleg É-D irányú. (47°27'55.151" N 18°56'17.034" E, ~206 m tszf.)



5. ábra: A feltárás ösvényen lévő része. A piros vonalak a vizsgált kőzet határát jelzik.

V. Makroszkópos leírás

A kőzet vöröses-sárgásbarna, törési felülete szürke/sárgásszürke. Vörös, porszerű, tompa, fénytelen anyaggal - feltehetően limonittal – kitöltött, (≤ 1 mm vastagságú, hullámos lefutású) erek (terepen ez a kőzet fő kibukkanásának csapásirányával párhuzamos) következtében a szövete kissé irányított. A szürke alapanyagban sem szabad szemmel, sem kézi nagyítóval nem ismerhetők fel ásványok, néhol limonitos sávok, foltok látszanak. Ezen kívül a minta legfeljebb 10%-át fekete, szabálytalan alakú csomók teszik ki. Mérettartományuk 1-8 mm, de a legtöbb 1-2 mm-es. A kőzet egyik alkotóeleme sem reagál sósavra, Nd-mágnest nem vonzza, mágneses szuszceptibilitása az 1-es mintának +0,173, a 2-es mintának +0,164 SI egység.



6. ábra: Kézipéldány az ösvényen lévő kibukkanásból. Jól megfigyelhető a lencsés, enyhén irányított szövet.

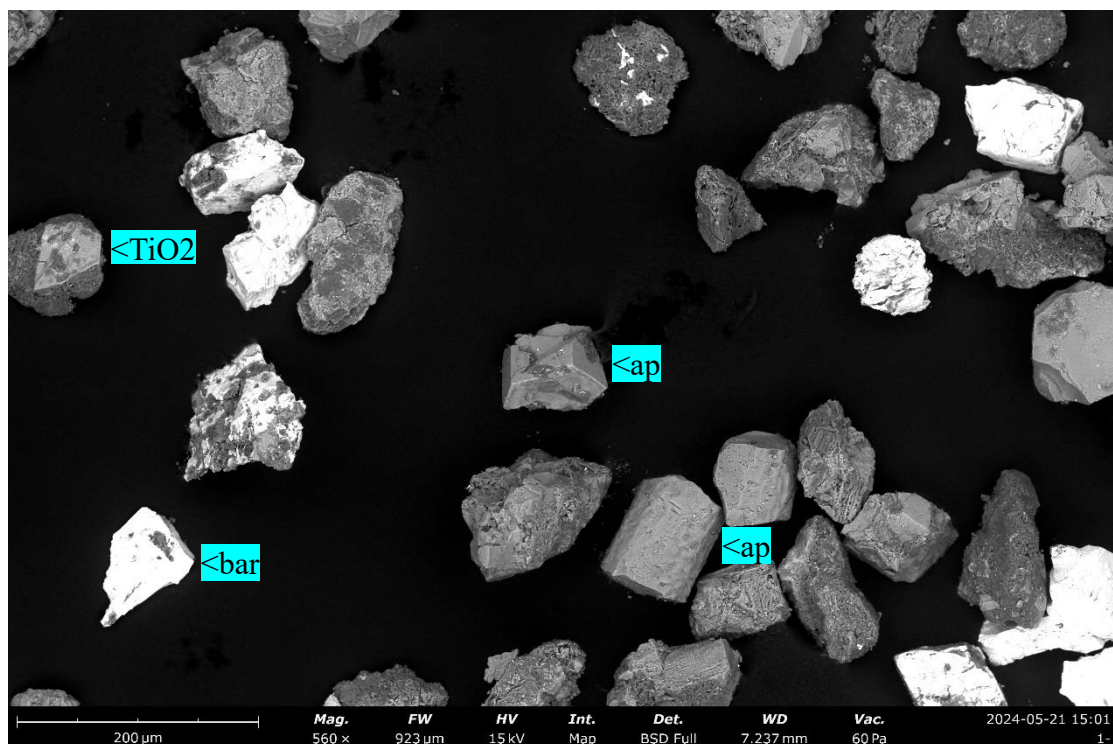
VI. Nehézasvány-vizsgálatok

Két mintán (1-es, 2-es) porítás, szitálás után történt nehézasvány-leválasztás nátrium-poliwolframát oldattal, majd ezt követte mágneses szeparálásuk. A porításra került közetmennyiség ~1-2%-át teszi ki a nehézasvány frakció. A nehézasvány frakció ~80%-a mágneses, így a nem mágneses frakció relatíve kevés. Mindkét minta esetében a 63-125 és 125-250 mikrométeres frakciót vizsgáltuk.

Elsőként binokuláris mikroszkópban elemeztük a mintákat. Az ásványok nehezen azonosíthatók gyakran xenomorf mivoltuk miatt, a baritot hasadási lapja miatt egyértelműen el tudtuk különíteni, emellett feltehetően vas-oxid fázisok voltak jelen.

Az ásványok nehéz határozhatósága miatt végeztünk méréseket elektronmikroszkópban (SEM). Gombára ragasztott szénszalagra mintánként és frakciónként helyeztünk el néhány száz szemcsét.

A két minta nehézasványainak elektronmikroszkópos vizsgálati eredménye nagyon hasonló. A nem mágneses frakciókban barit, apatit és egy TiO_2 -fázis dominál, kevésbé jelentős, de jelen van a vas-oxid is. Az 5. ábrán az 1-es minta 63-125 mikrométeres frakció nehézasványai láthatók.



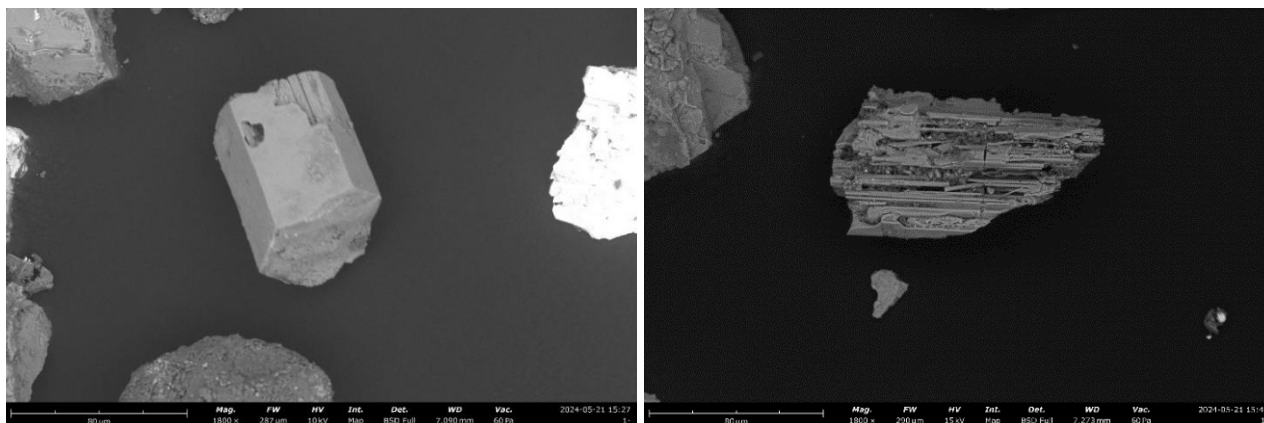
7. ábra: A domináns nem mágneses nehézasványok (apatit, barit, TiO_2 -fázis) az 1-es minta 63-125 mikrométeres frakciójából (SEM BSE).

A barit a legtöbb esetben idiomorf/hipidiomorf egykristályként fordul elő, ásványaggregátumként ritkábban. Mennyisége az 1-es mintában ~25% míg a 2-es mintában ~35-40%.

Az apatit gyakrabban jelenik meg több ásvánnyal ásványaggregátumot/szemcsehalmazt alkotva, mint egykristályként, emiatt mennyiségének meghatározása bizonytalanabb. Az 1-es mintában feltehetően több az apatit (30% felett) mint a 2-esben (~20% alatt). A 8. ábrán látható egy idiomorf, zömök, és egy szálás belső szerkezetű apatit szemcse.

A TiO_2 -fázis leggyakrabban xenomorf, hipidiomorf. Ritkán egykristályként, legtöbb esetben más ásvánnyal/ásványokkal alkot egy ásványaggregátumot, ez legtöbb esetben agyagásvány vagy vas-oxid (~10% alatt).

Az alábbiakban összefoglaljuk mintánként és frakcióként a három domináns ásvány mellett előforduló egyéb ásványokat is.



8. ábra: Idiomorf apatit és egy belső szálás szerkezetű apatit az 1-es minta 63-125 mikrométeres nem mágneses frakciójából (SEM BSE).

Nem mágneses frakciók

Az 1-es minta 63-125 és 125-250 mikrométeres frakcióiban a fentebb említett három ásványon kívül smithsonitot találtunk.

A 2-es minta 63-125 mikrométeres frakciójában a három fő ásvány mellett találtunk hipidiomorf/idiomorf dolomitot, idiomorf kvarcot vas-oxiddal és barittal összenőve (9. ábra), a 125-250 mikrométeres frakcióban egy barit érben cinnabaritot.

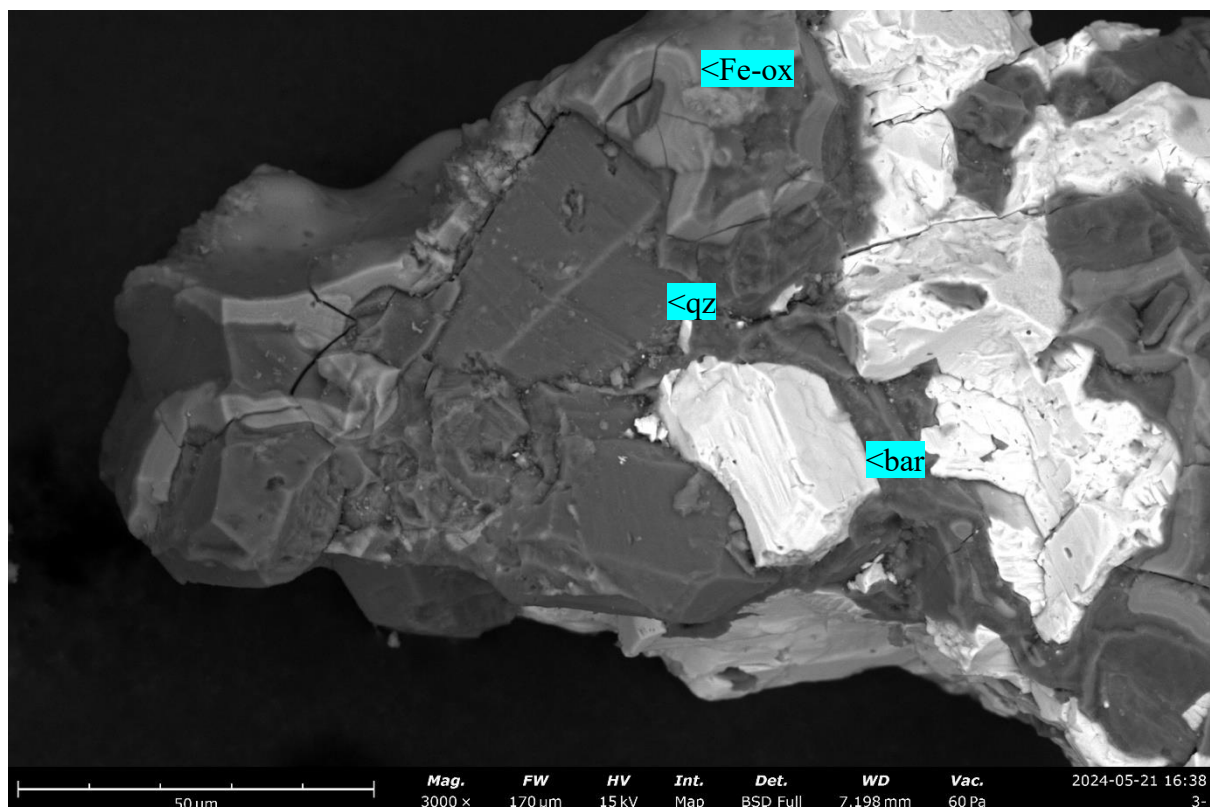
Mágneses frakciók

Mindkét minta esetében a 63-125 és 125-250 mikrométeres frakció ~90 %-át vas-oxi-hidroxidok teszik ki, emellett elenyésző mennyiségű TiO_2 , valamint apatit, barit is jelen van, melynek az oka lehet, hogy össze vannak nőve mágneses ásványfázisokkal. A vas-oxid ásványok többnyire xenomorfak, de idiomorf is előkerült a mintákban, legtöbb esetben más ásvánnyal alkotnak egy szemcsét.

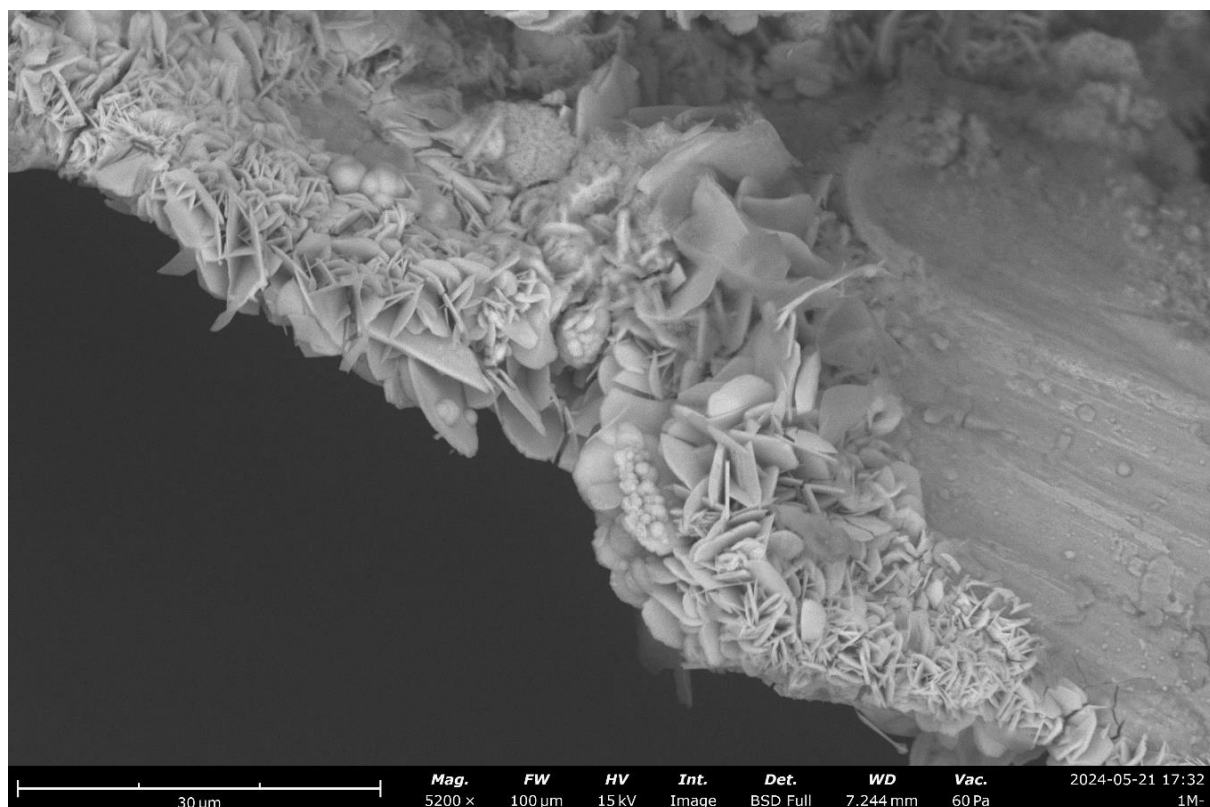
Az 1-es minta 63-125 frakciójában találtunk idiomorf hematitot (10. ábra), emellett titanomagnetit, ulvöspinell, cinnabarit is előfordul. Az 1-es minta 125-250 mikronos frakciójában mértünk idiomorf (titano)magnetitet, markazitot, stronciumtartalmú jarositot (11. ábra). Előfordulnak több ásványból álló szemcseaggregátumok, pl. olyan, ami idiomorf apatitból, titanomagnetitből és epidotból áll (12. ábra).

A 2-es minta 63-125 mikrométeres frakciójában a vas-oxi-hidroxidok mellett került elő kvarc, a 125-250-es frakció összetétele tulajdonképpen megegyezik az 1-es mintáéval.

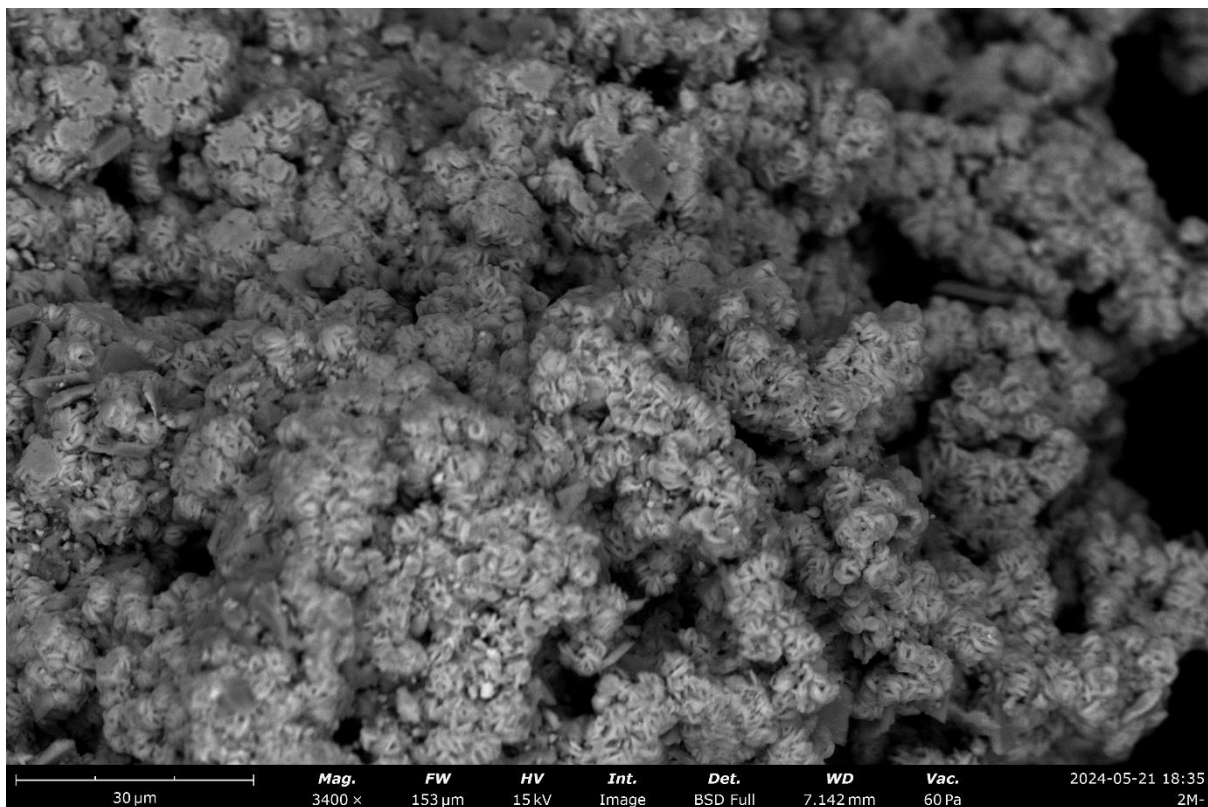
Az apatit kristályok többségére jellemző az EDX-el mérhető stroncium tartalom (~1-4 tömeg%), azonban jelen van a stronciummentes apatit is, egy ilyen szemcsét mértünk az 1-es minta 125-250 mikrométeres mágneses frakciójában. Egy smithsonit szemcsét találtunk, amiben ~8,5 tömegszázalék stronciumot mértünk. A stronciumtartalmú jarosit ~3,6% stronciumot tartalmaz. Több esetben mértünk nióbbiumot (~0,7-1,1%) a TiO_2 -fázisban.



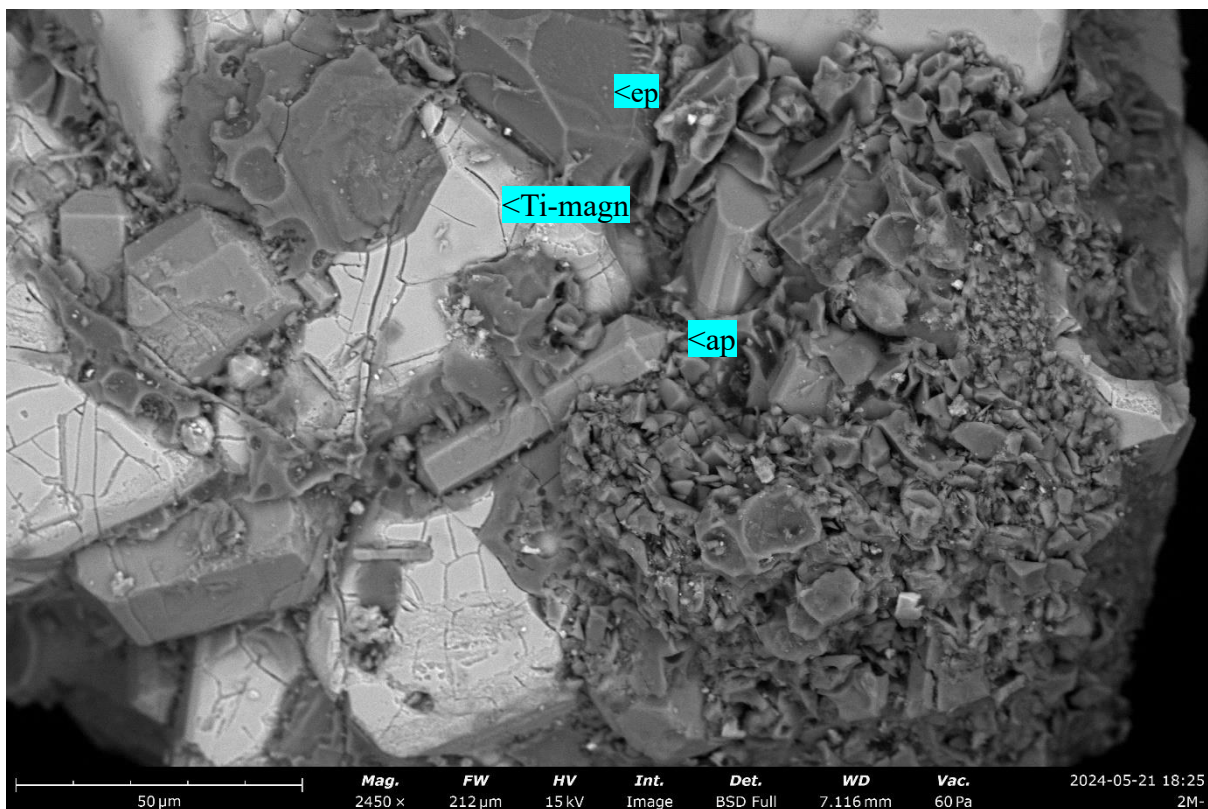
9. ábra: Idiomorf kvarc barittal és vas-oxiddal a 2-es minta nem mágneses 63-125 mikrométeres frakcióból (SEM BSE).



10. ábra: Idiomorf hematit az 1-es minta mágneses 63-125 mikrométeres frakciójából (SEM BSE).



11. ábra: Stronciumtartalmú jarosit az 1-es minta mágneses 125-250 mikrométeres frakcióból (SEM BSE).



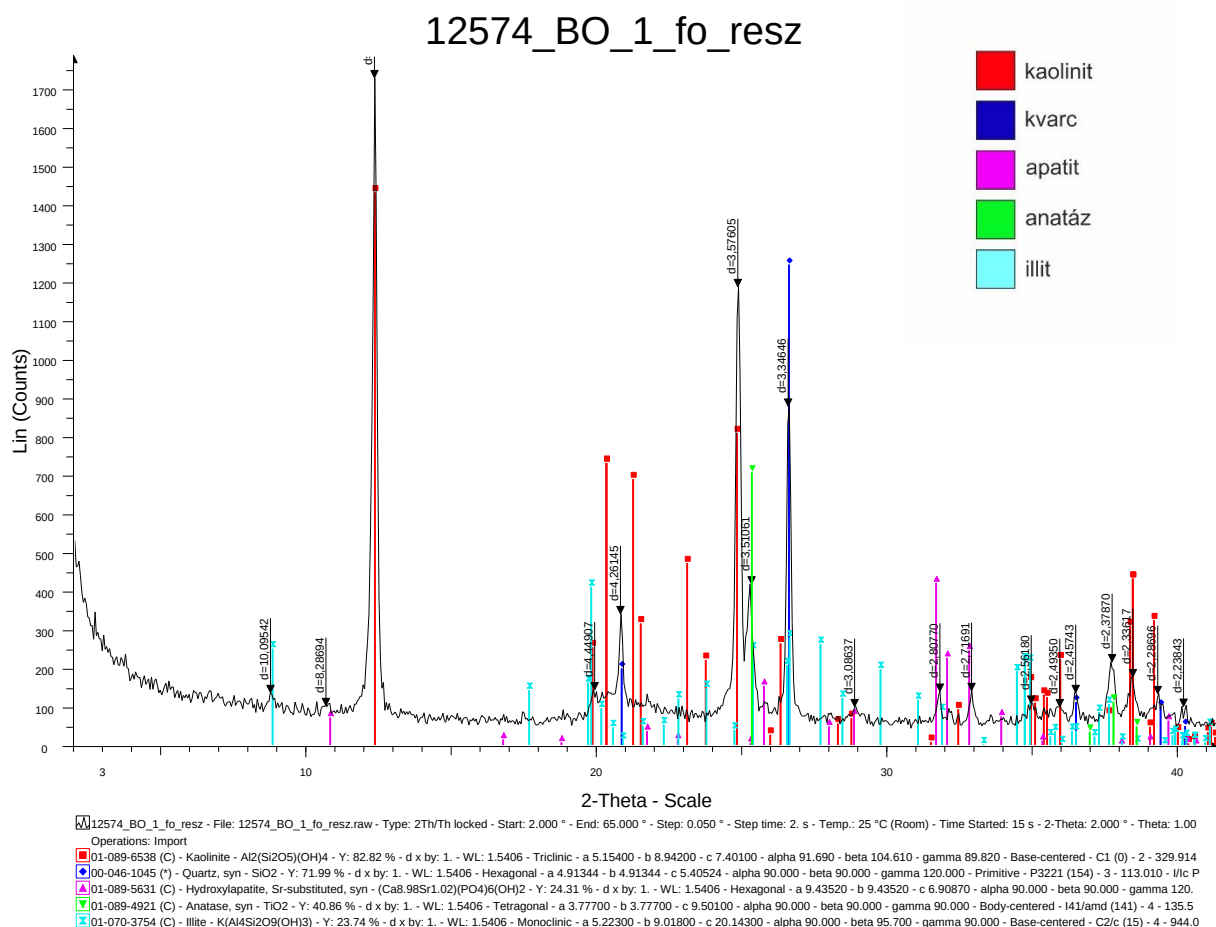
12. ábra: Apatitból, titanomagnetitból, epidotból álló ásványaggregátum az 1-es minta mágneses 125-250 mikrométeres frakcióból (SEM BSE).

VII. A nehézasvány vizsgálatok értelmezése

A nehézasvány vizsgálatok alapján a kőzet elsődleges ásványai nem behatárolhatók. Ellenben a kőzetet ért utólagos folyamatokra kisebb bizonytalansággal tudunk következtetni. Az elektronmikroszkópos petrográfiai vizsgálatok alapján az idiomorf stronciumtartalmú apatit zömök, belső szerkezete szálas. Ez hidrotermás (fluidáramlási esemény) eredetre utal, ahogy az idiomorf kvarc, barit, cinnabarit és markazit is. Az anatóz feltehetően egy TiO_2 -t tartalmazó ásvány (pl. ilmenit, Ti-magnetit), mállásából/átalakulásából keletkezhetett. A vas-oxi-hidroxidok is keletkezhettek valamely elsődleges vagy hidrotermás eredetű ásvány mállásából. A stronciumtartalmú jarosit valószínűleg a hidrotermásan keletkezett ásványok további mállásából keletkezhetett. GYŐRI ET AL. (2011) írt le kalcitteléreket, baritot, cinnabaritot, piritet a Budai-hegység neogén hidrotermás eseményeivel kapcsolatban.

VIII. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok (XRD)

A vizsgálatok két mintán, a fő kibukkanásból vett 1-es mintán és az arra merőlegesen elhelyezkedő kőzettestből vett 2-es mintán történtek. A két mintában ugyan azok az ásványok vannak jelen, melyek az 13. ábrán leolvashatók az 1-es minta röntgenpordiffraktogramjáról. Dominánsan a kaolinit csoport ásványai, kvarc, apatit, illit/muszkovit, illetve kifejezetten sok anatáz található a mintában.

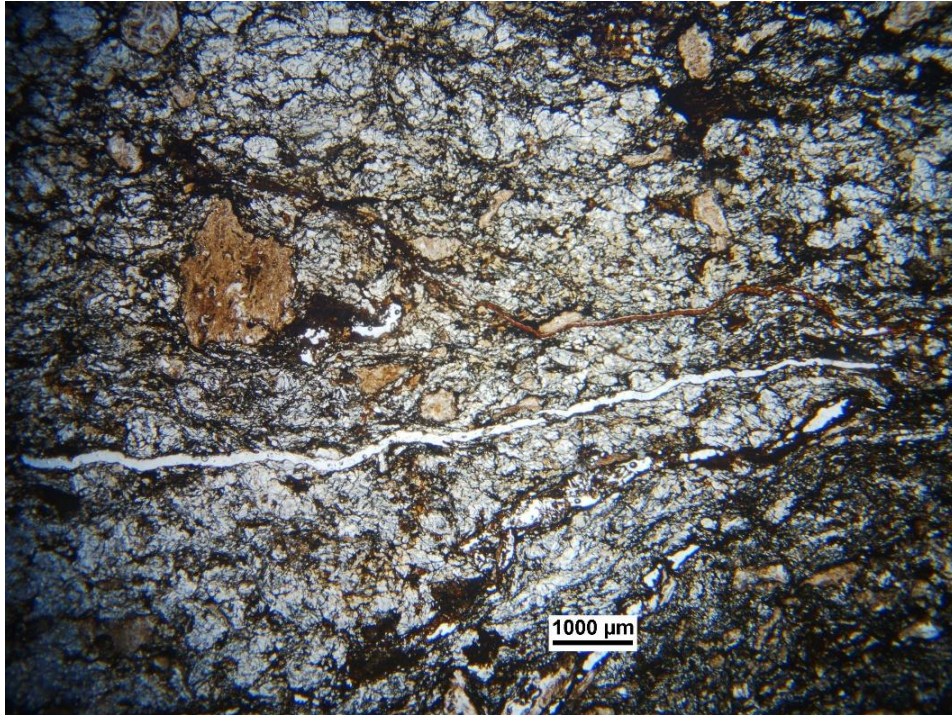


13. ábra: Az 1-es minta röntgenpordiffraktogramja, jól látható, hogy a kaolinit, illit és a kvarc mellett érdemi mennyiségű apatit és anatáz is megjelenik a kőzetben

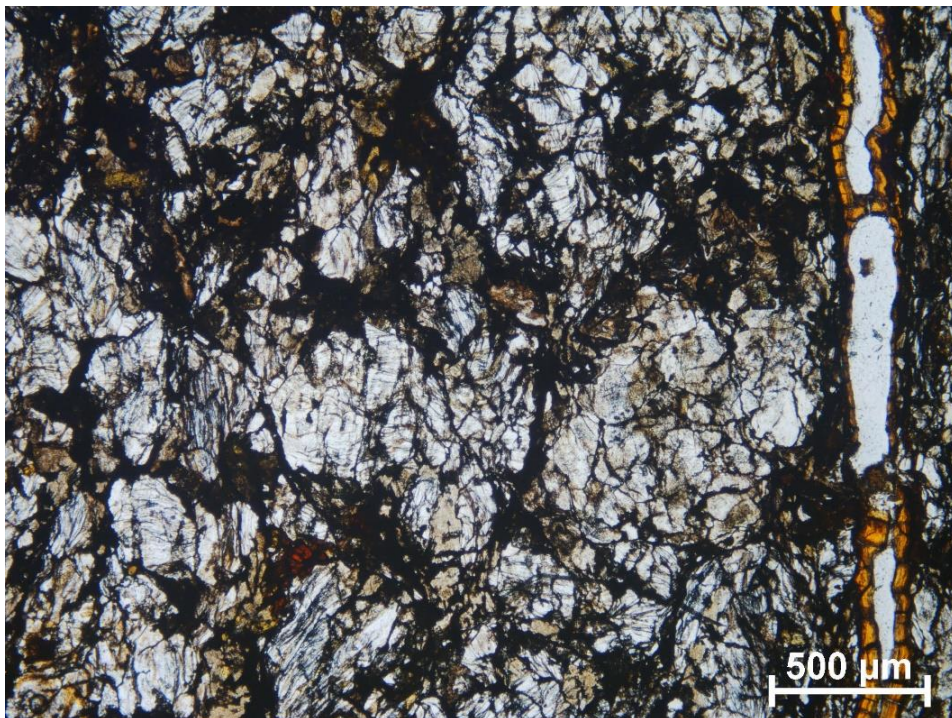
IX. Petrográfia

1. minta

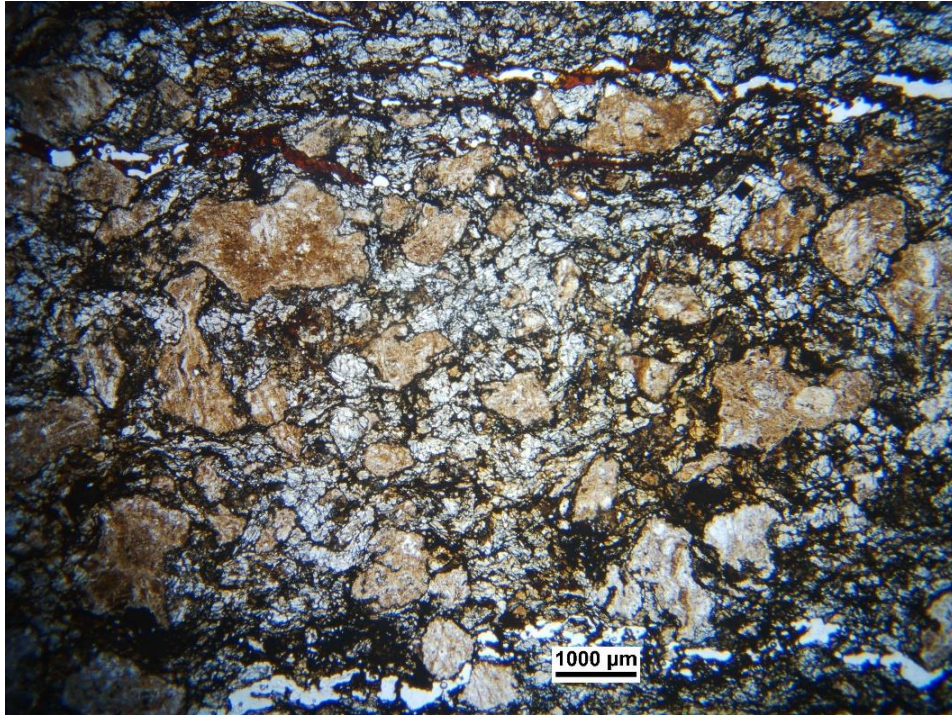
A kőzet dominánsan agyagászványból áll (a kőzet ~60-70%-a), ami pásztázó elektronmikroszkópos és röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján kaolinit és illit. Megjelenésük legyezőszerű, sokszor szögletes, téglalap alakú formákból - ezek feltételezhetően földpát utáni átalakok - álló halmazokat alkotnak (14 és 15. ábra). Ezen kívül alakjuk szabálytalan, illetve sokszor a repedésekkel párhuzamosan megnyúlt, a kisebbek néha közel izometrikusak. Méretük 0,225-1,75 mm. Az uralkodóan agyagászványból álló halmazok között megjelennek 0,25-2 mm közötti méretű, világosbarna, szabálytalan alakú, de általánosságban nyúlt, lencseszerű egységek (~20%). Belső szerkezetüket esetenként irányított, illetve kaotikusan elhelyezkedő csövecskék alkotják (17. ábra). Szövetük felzites, finomkristályos kvarcból állnak, feltehetően átkrisályosodott kőzetüveg eredetűek (18. ábra). Ezekben a felzites szövetű részekben zömök, táblás habitusú, átkovácsodott földpát is előfordul, alakja és a környezete alapján feltehetően szanidin utáni átalak (19. ábra). Az agyagászványos csomók között megjelenik továbbá egy finomszemcsés halmazokat alkotó, sárga színű ásvány. Egyes részei izotrópak, más részei kettőstörők, interferenciaszínük másodrendű zöld/kék. Ezek alapján ez az ásvány limonit és goethitesedő limonit lehet. Megfigyelhető még egy világosabb szürkésbarna, táblás-zömök prizmás, enyhén pleokrós, mottled kioltású ásvány: barit. A limonit és a barit a kőzet ~10%-át teszi ki. Kis mennyiségben előfordul sajátalakú apatit is. A kőzetet több repedés szeli át, amiket részlegesen vagy teljesen limonit tölt ki. Vastagságuk 50-375 μm közötti. A felzites szövetű egységek megnyúlása is a legtöbb esetben a repedésekkel közel párhuzamos (20. ábra). Emiatt a kőzet szövete enyhe irányítottságot mutat. A kőzet megjelenése miatt, azaz hogy főleg agyagászvány anyagú földpát utáni átalakokból álló, illetve nyúlt, lencseszerű felzites szövetű kvarcgazdag klasztok alkotnák, valószínűsíthetően valamilyen breccsa/homokkő, vagy az irányítottság miatt egy kataklasztos szövetű kőzet. (16. ábra)



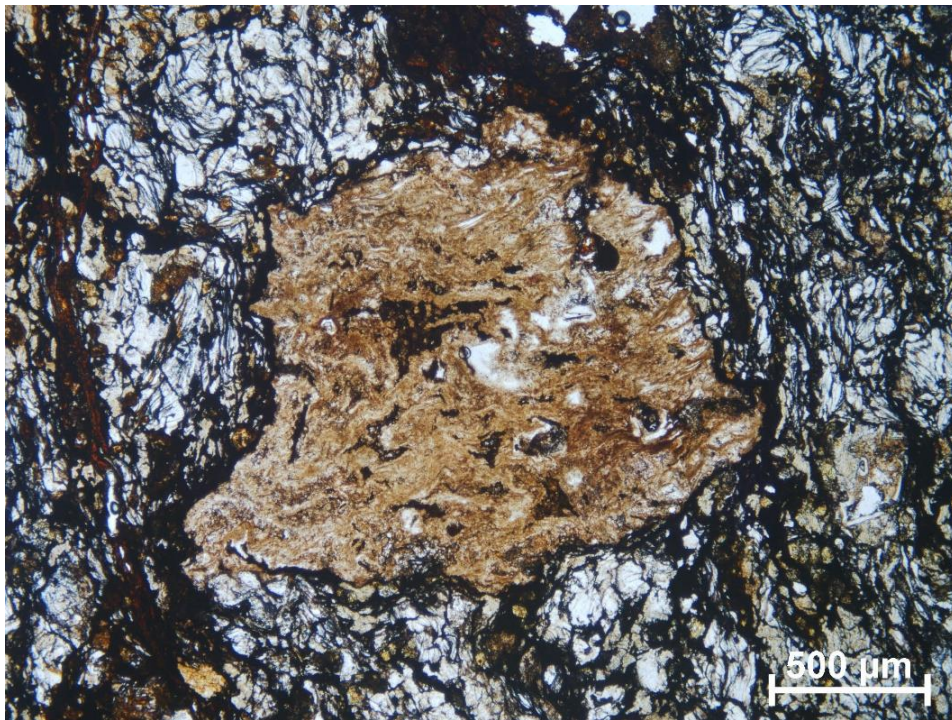
14. ábra: Általános szöveti kép az 1-es minta agyagásványos klasztokban gazdag területéről. A fotó peremi területei az objektív lencse nagy szférikus aberrációja miatt homályosak. (1N)



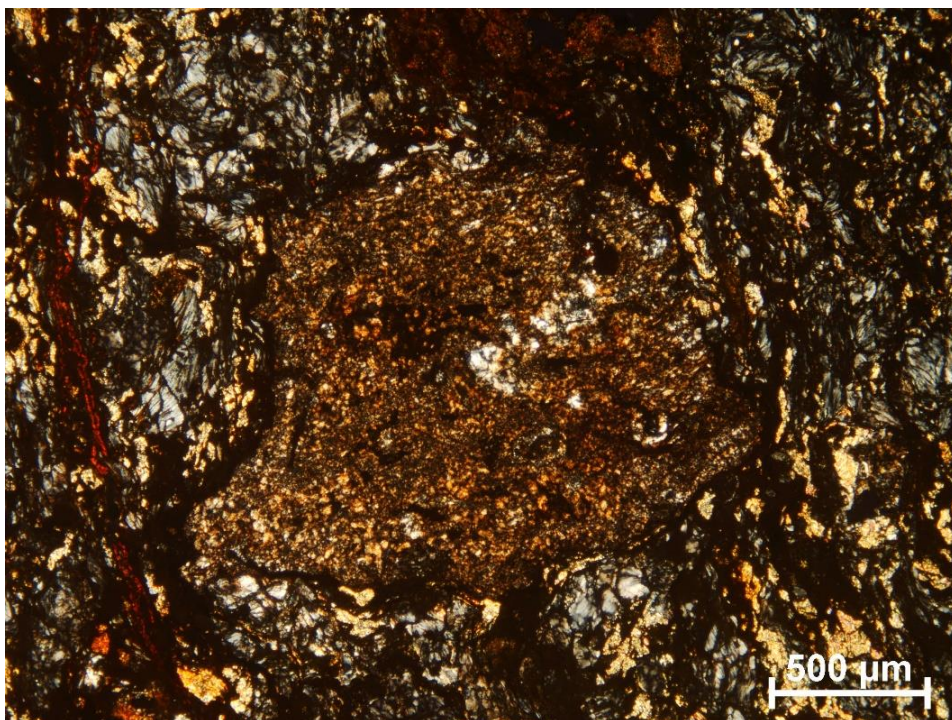
15. ábra: Földpát (feltehetően plagioklász) utáni agyagásvány átalakokból álló klasztok az egyik repedés mellett az 1-es mintában. (1N)



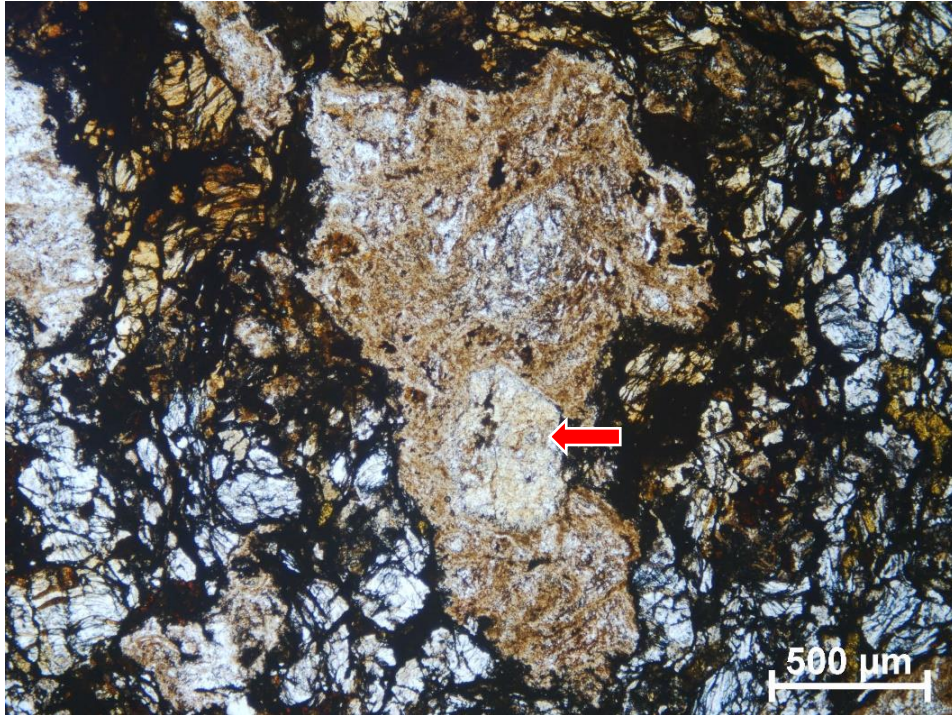
16. ábra: Általános szöveti kép az 1-es minta horzsakő jellegű klasztban gazdag területéről. A fotó peremi területei az objektív lencse nagy szférikus aberrációja miatt homályosak. (1N)



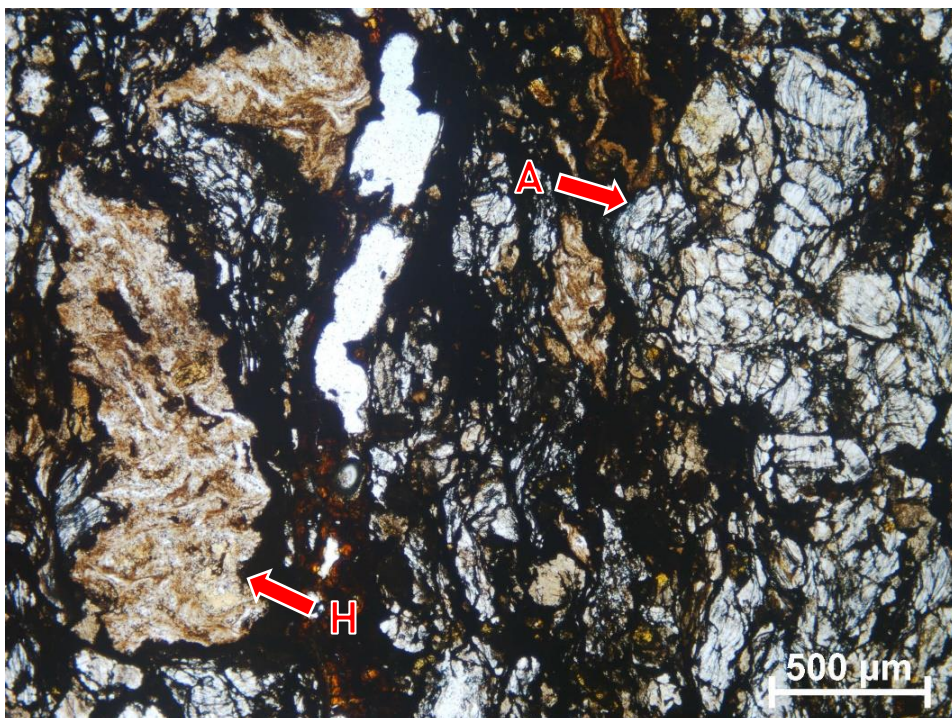
17. ábra: Horzsakó jellegű klaszt csövecskés belső szerkezettel az 1-es mintában. (1N)



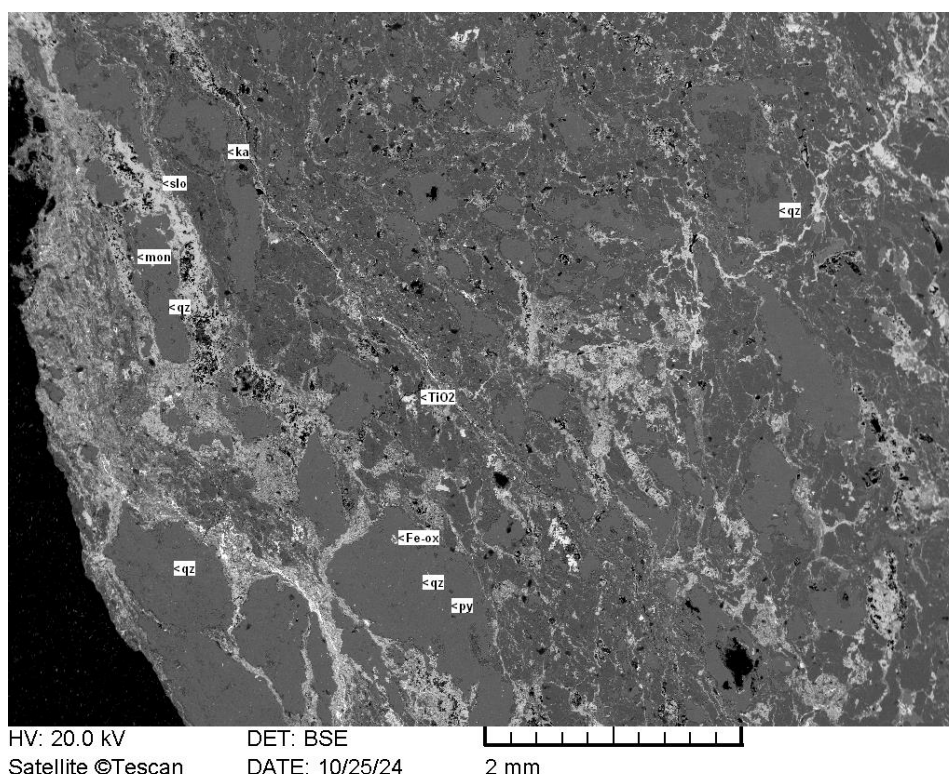
18. ábra: Keresztezett polárszűrők mellett megfigyelhető a horzsakó jellegű klaszt felzites szövete (1-es minta). (+N)



19. ábra: Földpát utáni átalak (középső, táblás habitusú szemcse, feltehetően szanidin) horzsakő jellegű klasztban (1-es minta). (1N)



20. ábra: Horzsakő jellegű- („H”) és földpát utáni agyagásvány átalakokból álló („A”) klasztok az 1-es mintában. (1N)

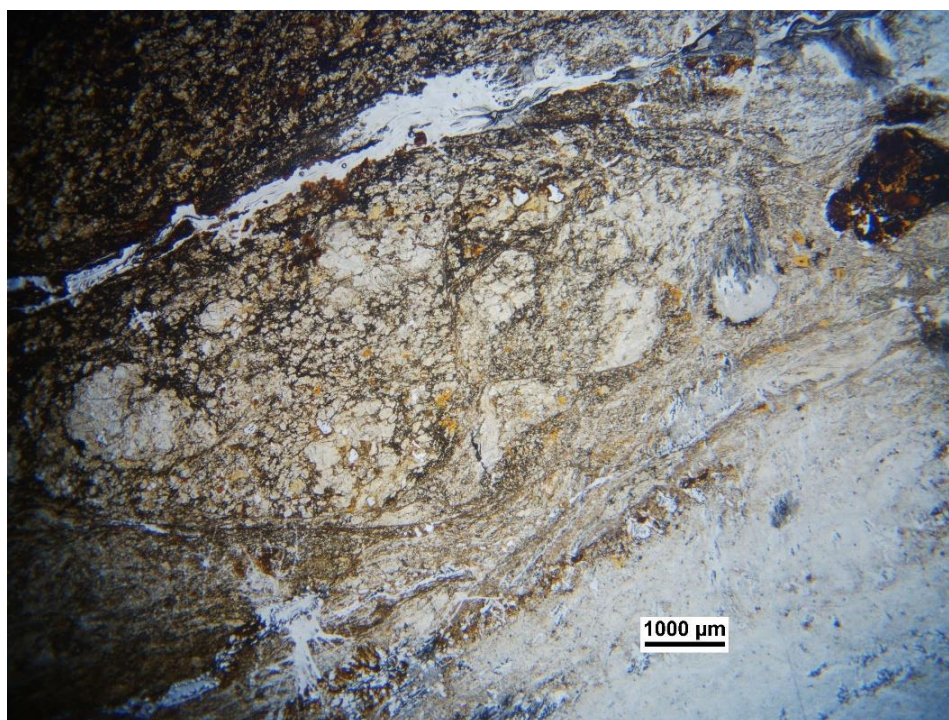


21. ábra: A csiszolat visszaszórt elektronképén jól megfigyelhető a klasztok enyhe megnyúltsága és a kőzet szövetének irányítottsága. A horzsakő jellegű, kvarcgazdag klasztok jól elkülönülnek az agyagásványosaktól. Jelmagyarázat: qz – kvarc, TiO₂ – titán-oxid fázis, ka – kaolinit, Fe-ox – vas-oxid, slo – slottait, mon – monacit, py – pirit (1-es minta). (SEM BSE)

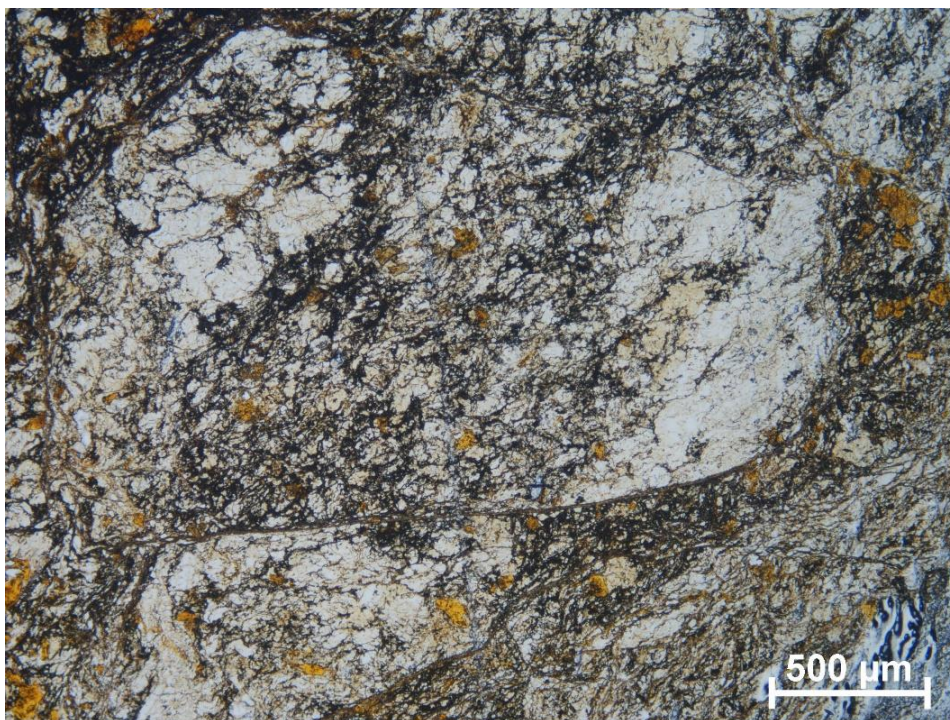
2. minta

A kőzet fő tömegét 0,125-1,5 mm-es csomókat alkotó agyagásványok alkotják, elektronmikroszkópos és röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján kaolinit és illit/muszkovit. Alakjuk sokszor hullámosan nyúlt, némelyik izometrikus, és van, amelyik szögletes, valószínűleg földpát utáni átalak (22, 23 és 24. ábra). Közöttük elszórtan zömök, oszlopos habitusú, idiomorf-hipidiomorf, feltehetően piroxén utáni átalakok vannak, amik elsősorban vas-oxidból (limonit) (25. ábra) illetve jarositból állnak (26. ábra). A jarosit több esetben Sr-tartalmú (SEM EDX). A legnagyobb 625 μm , a legkisebbek 25-50 μm -esek, a leggyakoribb mérettartomány 100-250 μm . Az átalakok egy esetben egy nagyobb, 1,75 mm-es csomóba rendeződve jelennek meg (27 és 28. ábra). Az átalakok nyúlt-lencsés formájú, finomszemcsés anyagban találhatók meg, ami a polarizációs mikroszkópos vizsgálatok alapján dominánsan finomszemcsés kvarcból áll. Optikai tulajdonságaik alapján (sárga-barnássárga, izotróp) ezek

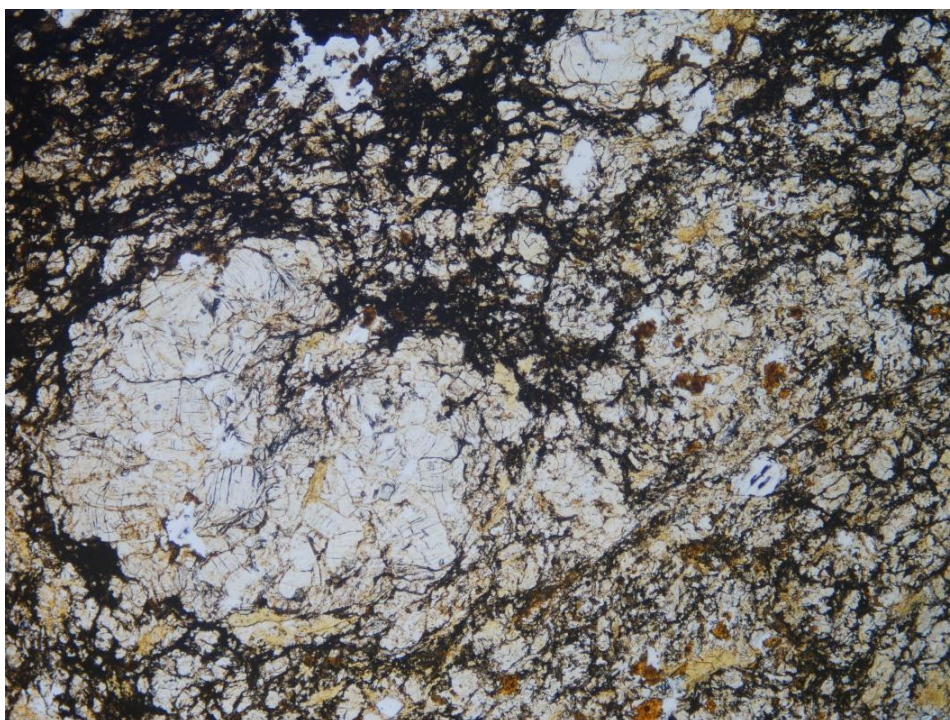
főleg limonitból állnak. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok ezt megerősítették, emellett néhány átalak jarositból, egy szemcse esetében pedig részben anatózból állt. Az anatóz jelenlétét megerősítette a röntgen-pordiffrakciós vizsgálat is. Barit erek formájában és önálló kristályként is megjelenik. Ezen kívül az elektronmikroszkópos vizsgálat során találtunk allanitot, apatitot, cinnabaritot (vas-oxidban), monacitot, ilmenitet és kvarcot, valamint egy idiomorf, nagyméretű (500 μ m) Cr-spinell kristályt (29. ábra), és egy kisebb xenomorf töredéket (125 μ m). Szövege kataklasztos, amit a dominánsan kvarcból álló, felzites szövetű klasztok nyúlt alakja, illetve ezek és az agyagásványos klasztok (szövetük eredetileg mikroholokristályos lehetett) enyhén hullámos megjelenése, sávokba rendeződése mutat. (22. ábra)



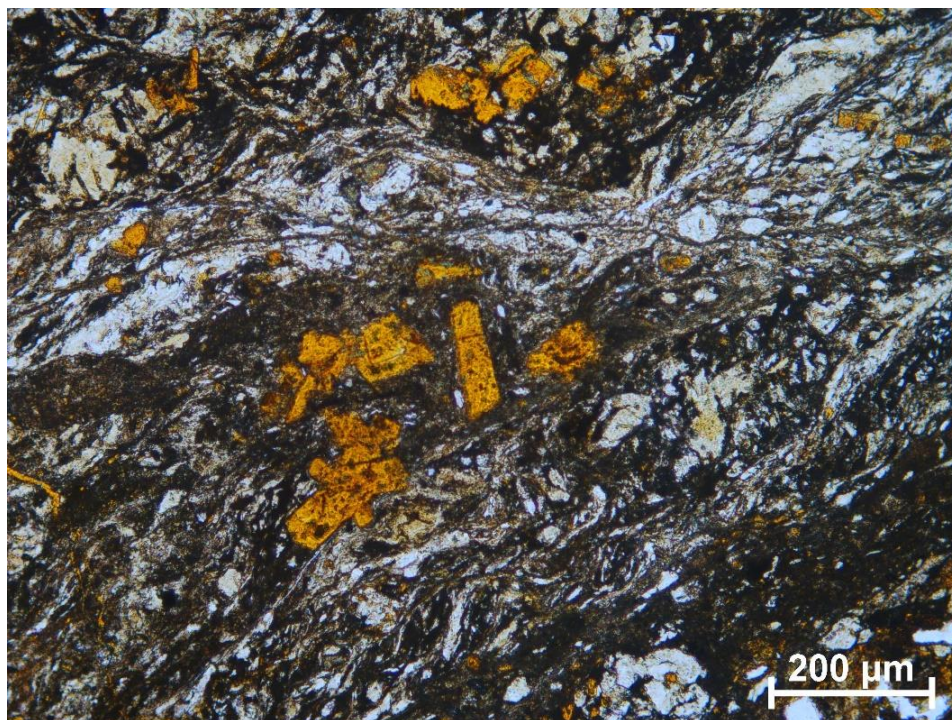
22. ábra: Általános szöveti kép a 2-es mintáról. Az agyagásványosodott földpátból álló, tördezett klasztok kissé nyúlt, elliptikus csomót alkotnak. Ez, illetve a kőzetet átjáró repedések és a finomszemcsés, kvarcgazdag sávok révén a kőzet szövege enyhén irányított. A fotó peremi területei az objektív lencse nagy szférikus aberrációja miatt homályosak. (1N)



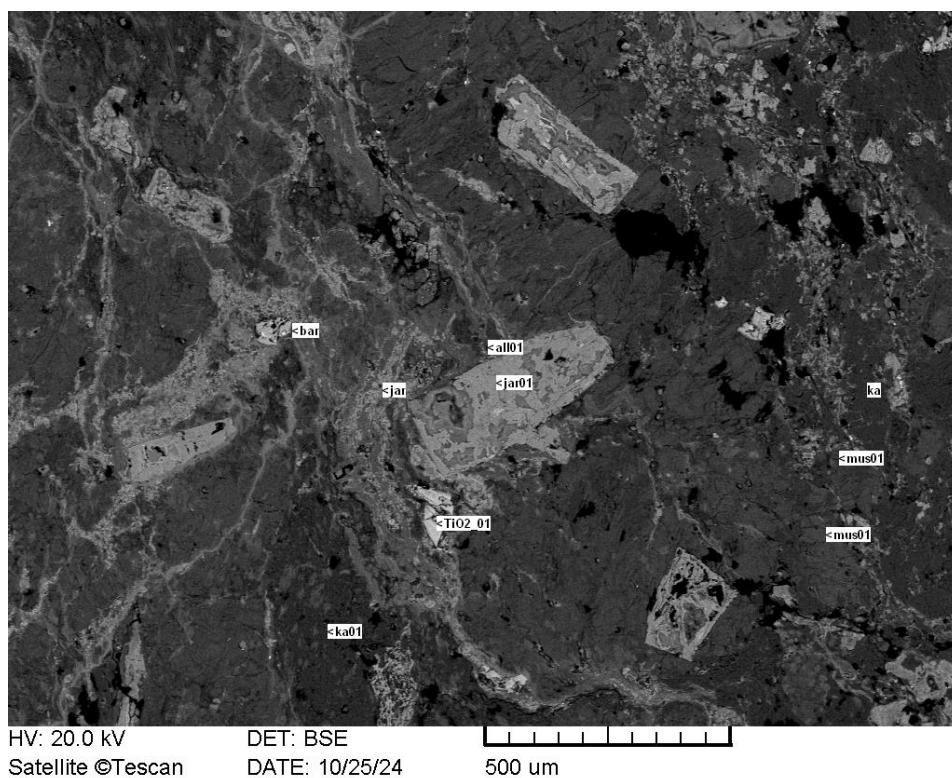
23. ábra: Agyagászványból álló, földpát utáni átalakokból álló klasztok a 2-es mintában. (1N)



24. ábra: Egy nagyobb, és több kisebb, töredezett, agyagászványosodott földpátból álló klaszt a 2-es mintában. (1N)



25. ábra: Limonitból álló, feltehetően ortopiroxén utáni átalakok a 2-es mintában. (1N)

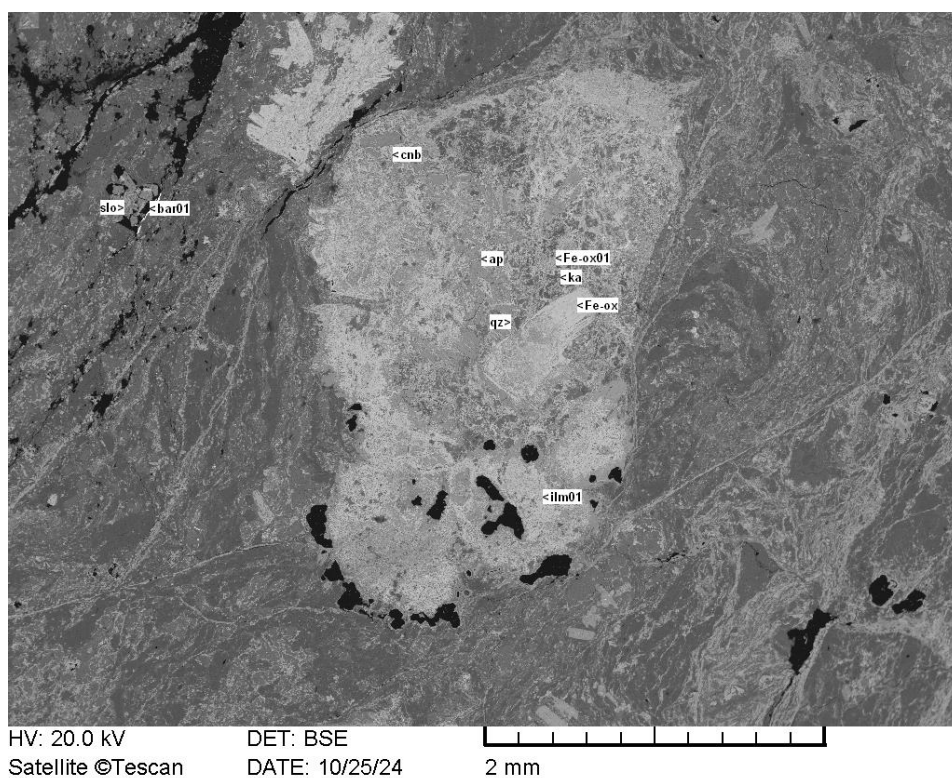


26. ábra: Jarosit-tartalmú átalakok és anatóz dominánsan agyagásványból álló klasztban.

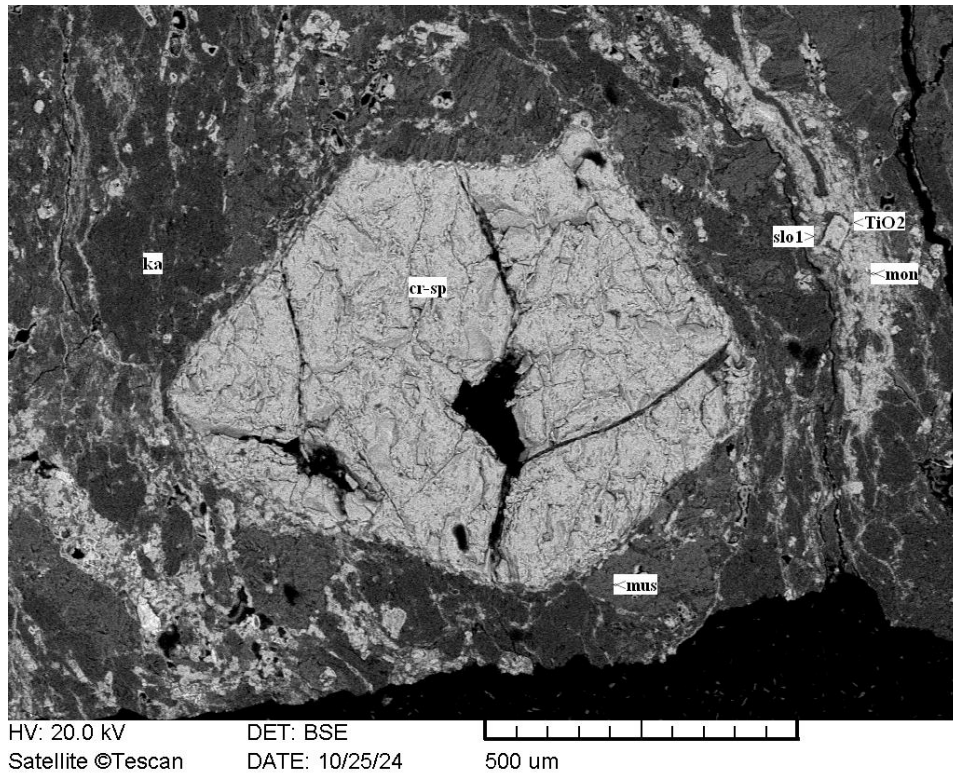
Jelmagyarázat: jar – jarosit, TiO₂ – titán-oxid fázis, ka – kaolinit, bar – barit, mus – muszkovit/illit (2-es minta). (SEM BSE)



27. ábra: Vas-oxiddal kitöltött, feltehetően ortopiroxén utáni átalakokban (sárga-vörösbarna, zömök oszlopos-táblás habitusú szemcsék) gazdag klaszt a 2-es mintában. (1N)



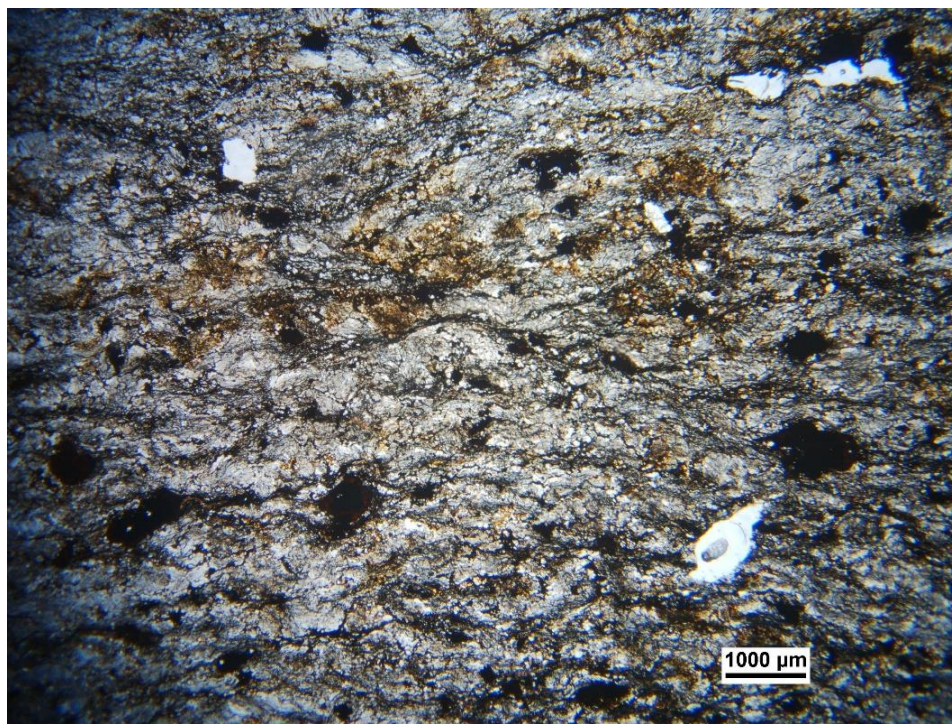
28. ábra: Vas-oxiddal kitöltött, feltehetően ortopiroxén utáni átalakokban gazdag klaszt a 2-es mintában. Jelmagyarázat: qz – kvarc, Fe-ox – vas-oxid, ka – kaolinit, slo – slottait, bar – barit, ap – apatit, ilm – ilmenit, cnb – cinnabarit. (SEM BSE)



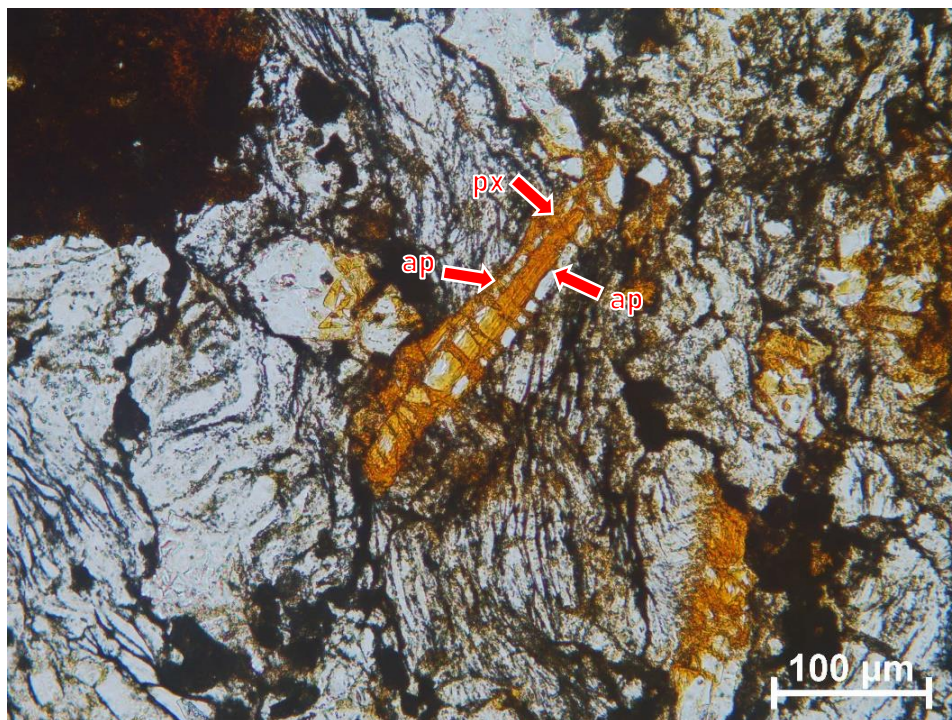
29. ábra: A Cr-spinell szemcse a 2-es mintában. Jelmagyarázat: cr-sp – Cr-spinell, ka – kaolinit, TiO_2 – titán-oxid fázis, slo – slottait, mus – muszkovit/illit, mon – monacit. (SEM BSE)

3. minta

A kőzet szintén nagyrészt agyagásványból áll (~75%), amik sokszor itt is legyezőszerű formákba rendeződve jelennek meg (34. ábra). Nehezen különíthetők el a benne elszórtan elhelyezkedő (~5-6%), hipidiomorf/idiomorf apatitkristályok (35. ábra). Méretük 50-750 μm között változik. Szintén elszórtan találhatóak a kőzetben limonitos csomók. A legtöbb izometrikus, kör átmetszetű, de van egy-két szabálytalanabb is. Méretük 75 μm és 1 mm között változik. Nagyjából a csiszolat ~10%-át teszik ki. Néhány esetben a csomók belsejében apatitkristályok találhatók (36. ábra). A limonitból álló, zömök oszlopos habitusú, feltehetően piroxén utáni átalakok (37. ábra) szétszórtan helyezkednek el, méretük változatos, a legkisebb 50 μm , a legnagyobb ~420 μm hosszúságú (a kőzet ~5-6%-át teszik ki). A limonit ezen kívül vékony, μm -es erek formájában is megjelenik.



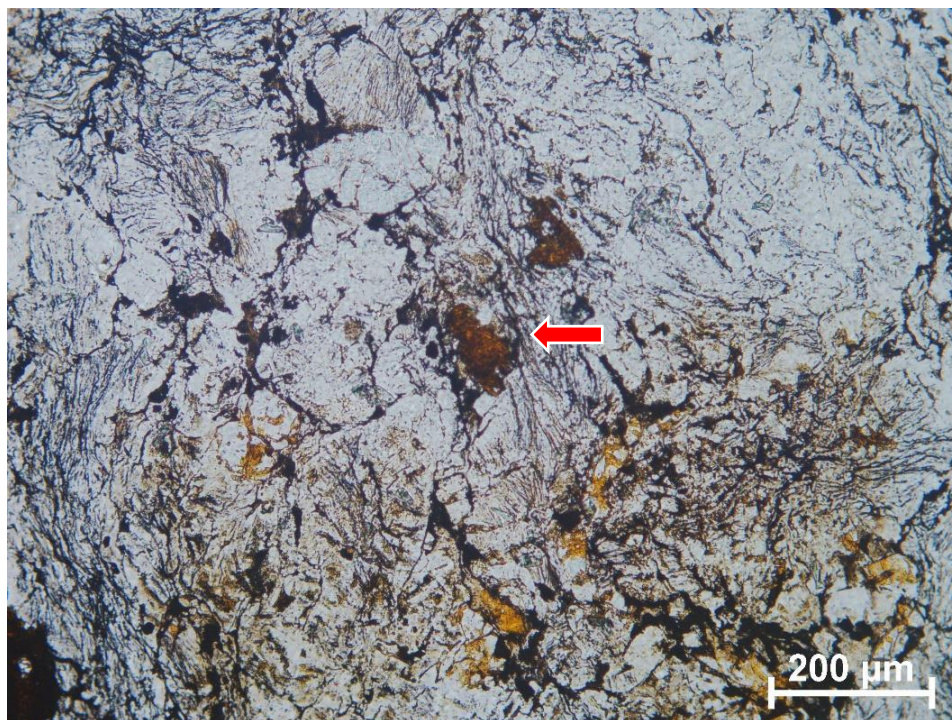
30. ábra: Általános szöveti kép a 3-as mintáról. Nagyon jól kivehető a kataklasztos kőzet irányítottsága, amit a megnyúlt klasztok, a limonittal/goethittel részben kitöltött repedések rajzolnak ki. A fotó peremi területei az objektív lencse nagy szférikus aberrációja miatt homályosak. (1N)



31. ábra: Nyúlt, valószínűleg magmás eredetű apatitkristályok (ap) jellegzetes harántelválással, közöttük feltehetően piroxén utáni limonit átalakkal (px) a 3-as mintában. (1N)



32. ábra: Limonitgazdag csomók agyagászványosodott földpátokból álló klasztokban. A középső csomóban sajátalakú apatit szemcsék figyelhetők meg (3-as minta). (1N)



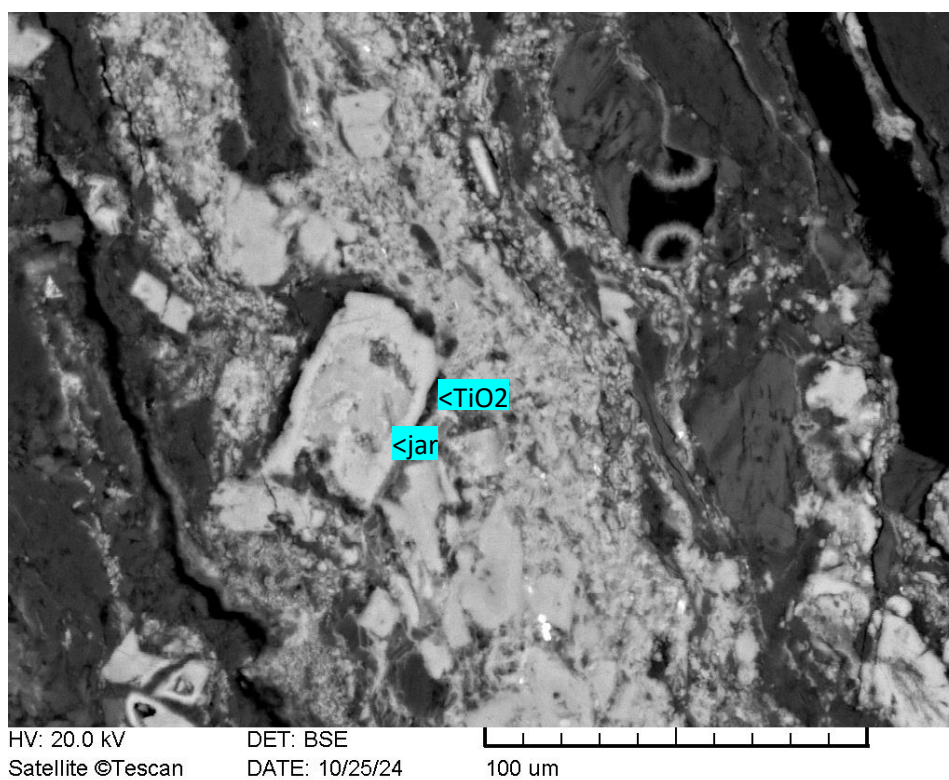
33. ábra: Kisméretű, limonitos átalakok (feltehetően otropiroxén után) agyagásványosodott földpátokból álló klasztokban a 3-as mintában. (1N)

X. Raman spektroszkópos vizsgálatok

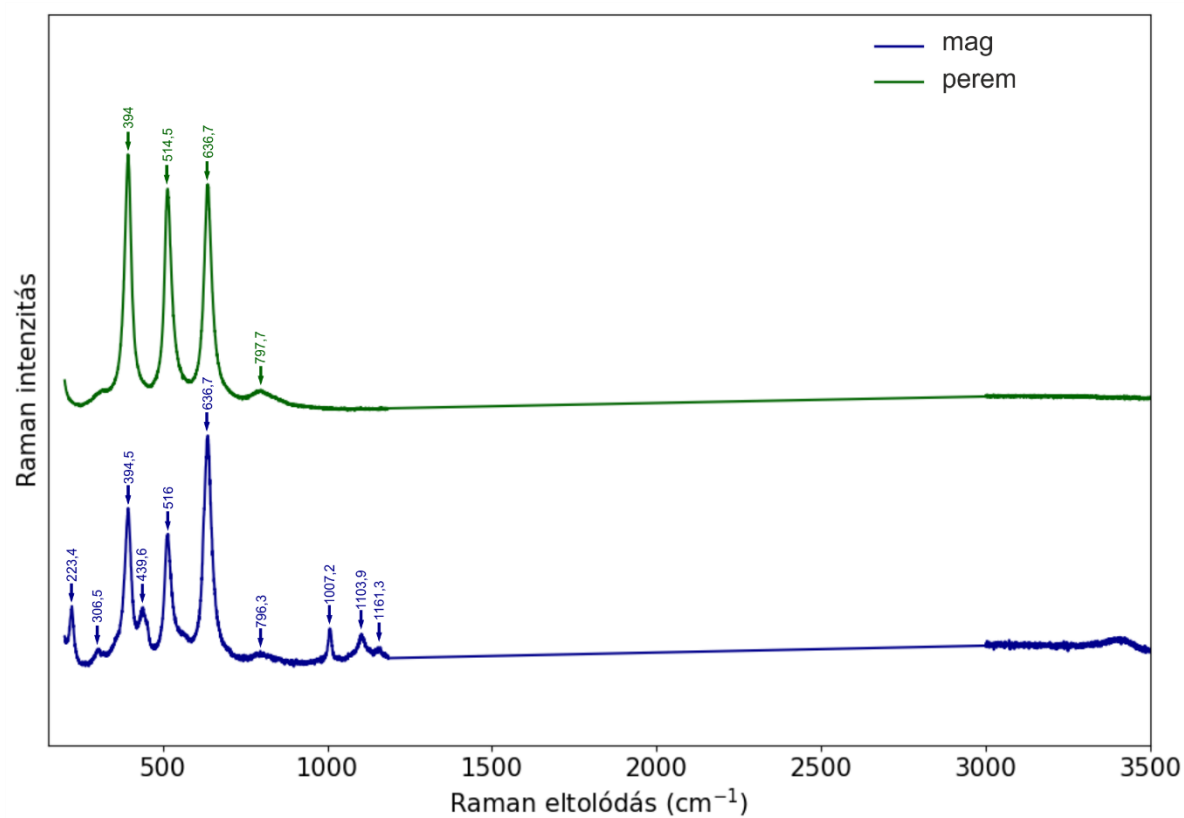
Elektronmikroszkópos vizsgálataink folyamán a 2-es mintában találtunk egy feltehetően piroxén utáni átalakot melynek pereme TiO_2 -fázis, belső része pedig stroncium tartalmú jarosit (34. ábra). Ezek egyértelműbb behatárolása érdekében végeztünk Raman spektroszkópos méréseket.

A szemcse peremének és magjának Raman spektruma látható a 35. ábrán. A szemcse pereme anatóz (36. ábra). A 37. ábrán látható az általunk mért jarosit Raman spektruma és egy RRUFF R070493 jarosit spektruma összehasonlításképp. Egyértelműen látható, hogy az általunk mért szemcse magja nem tisztán jarosit, megjelennek az anatózhoz tartozó sávok is. Azonban így is látható, hogy a RRUFF R070493 sávjaihoz képest is van eltolódás, mely arra utal, hogy a jarosit nem tiszta $\text{KFe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. FROST ET AL. (2005) alapján a jarosit, argentojarosit, nátrojarosit, hidrónium jarosit sávjai az általunk mért jarosithoz képest máshol van. A plumbojarosit sávja közelíti az általunk mértet, azonban a SEM alapján ólmot nem tartalmaz az ásvány, így valószínűsíthető, hogy a stroncium okozza az eltolódást.

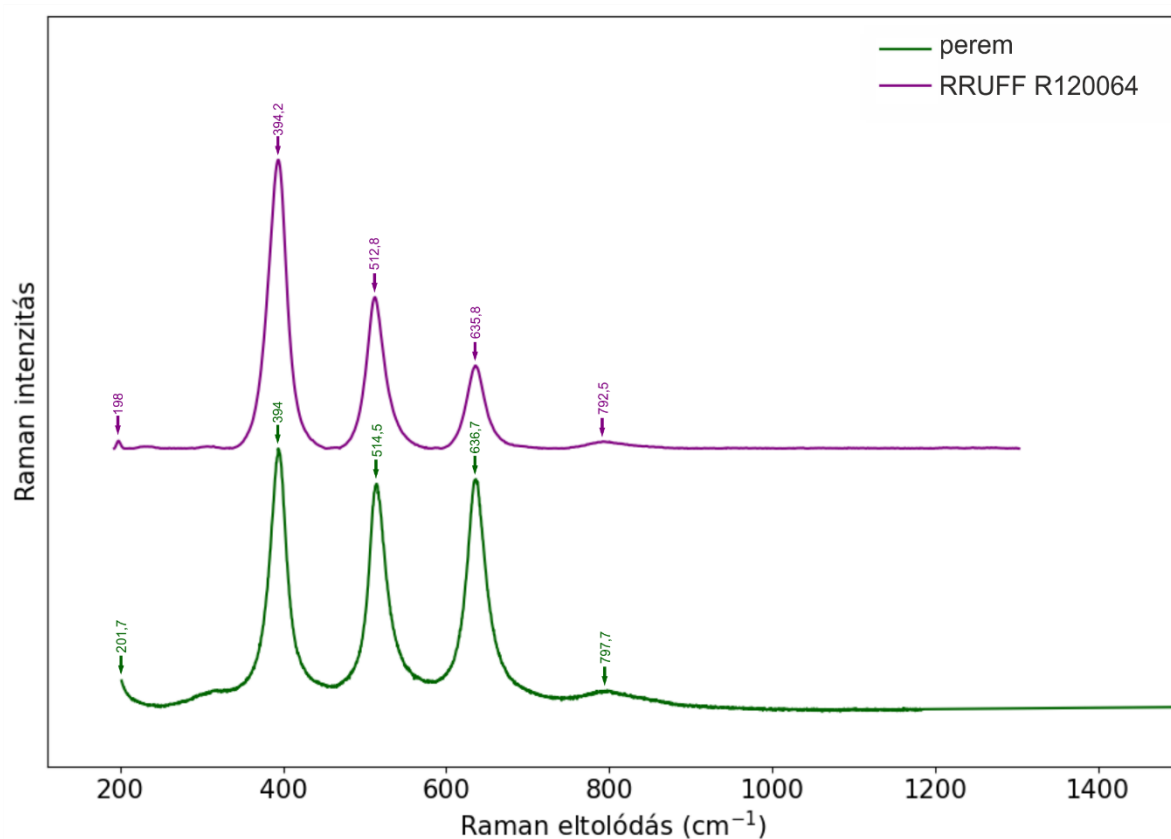
A stroncium tartalmú jarosidot - slottait ($\text{SrFe}^{3+}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$) – új ásványként 2024-ben fogadta el az International Mineralogical Association (IMA), azonban egyelőre még nem publikálták a részletes eredményeket a felfedezésről.



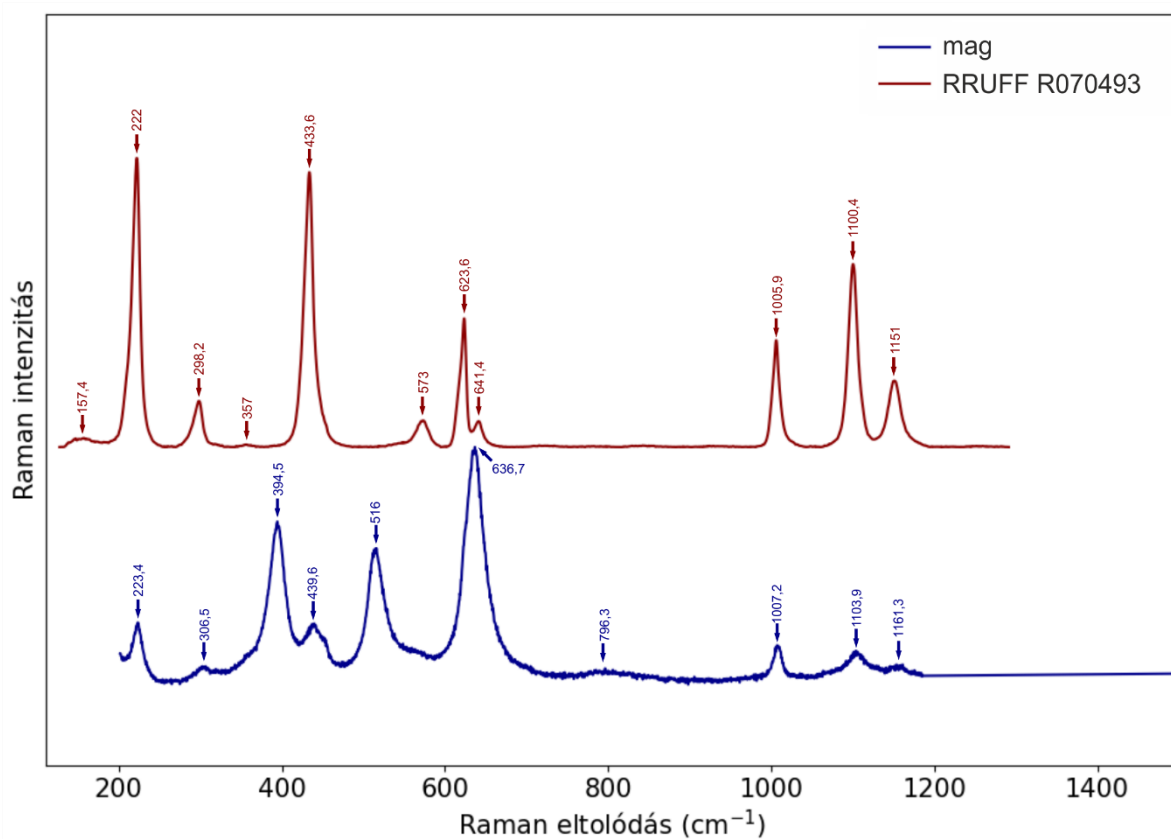
34. ábra: a Raman-spektroszkóppal mért TiO_2 -fázis szegélyű, stronciumtartalmú jarosit magú szemcse elektronmikroszkópos felvétele (BSE).



35. ábra: A szemcse magjának és peremének raman spektruma.



36. ábra: Az álak peremén mért anatóz és az RRUFF R120064 anatóz spektruma.



37. ábra: A szemcse magjának és a RRUFF R070493 jarositnak a raman spektruma.

XI. Diszkusszió és következtetések

Terepi megfigyeléseink alapján – habár a kőzet fő tömegének megjelenése telér jellegű – nagy valószínűséggel mégsem teléres képződmény. Mintegy 6-7 m hosszúságú, vastagsága ~50-70 cm között változik, az ösvényen lévő része hullámzóan lemezes megjelenésű, bontott. Az északi és déli végein kelet felé felkanyarodó részek bontottabbak, az északi végen a kőzet lencsés megjelenésű. Az északi végen megfigyelhető továbbá a kőzet és a dolomit határán breccsásodás, a két kőzet között az átmenet fokozatos, a határuk nem éles. Ez a breccsásodás és a hullámzó, kataklázitos megjelenés (5. ábra), valamint a feltárás északi és déli végén a kőzet keleti „felkanyarodása” legalább egy, de akár kettő, a határoló dolomittek elmozdulásához köthető nyírási eseményre utalhat. (FODOR ET AL. 1994). Erre abból is lehet következtetni, hogy a vizsgált kőzet hullámos-lencsés, irányított fő tömegére merőleges északi és déli elvégződéseiben sokkal erősebben bontott, a dolomit a határán breccsás és közöttük az átmenete fokozatos.

A petrográfiai vizsgálatok alapján a kőzet nem homogén. A feltárás különböző részeiről származó minták modális összetételben és szövetileg is kismértékben eltérnek egymástól. A makroszkópos eltérések mikroszkópos méretben is megjelennek. A déli felkanyarodásból készült csiszolat (2-es, 22. ábra) nyírtabb, sokkal finomabb szemcsés, az agyagásványos klasztok jobban széttöredeztek, mint a kibukkanás fő tömegéből készült csiszolatokban (1-es és 3-as, 14, 16, 30. ábra). Ebből arra következtetünk, hogy a kőzetre akár két külön nyírási esemény is hatott, egy általános, egy pedig csak a feltárás két szélén lévő részekre. Mikroszkópos megfigyeléseink alapján a kőzet dominánsan kétféle klasztból áll, az agyagásványok alkotta halmazokból, és a világosbarna felzites szövetű klasztokból. Szöve a teljes kőzetet átjáró, a fő feltárás csapásával párhuzamos repedéshálózat és a klasztok irányítottsága, valamint eltérő méretű egységekre történt szétesése miatt kataklasztos, azaz a minta kőzetanilag kataklázit. A továbbiakban a kőzet eredetére teszünk következtetéseket.

A kőzet fő anyagát kétféle klaszt alkotja, egyikük kvarcgazdag („A” típus, 18. ábra), a másik agyagásványgazdag („B” típus, 14. ábra). Az „A” típusú, felzites szövetű klasztok alakjából következtetve (sokszor nyúlt, a repedéshálózattal párhuzamosan álló, de egyébként szabálytalan alakú, esetenként a repedéshálózatra merőleges hossz tengelyű) korábban is ilyen alakjuk volt, a nyírás hatására csak „írányba álltak”. Anyagukat tekintve, szövetük ugyan felzites, de egy nikollal a szerkezetük horzsakőre emlékeztető, csövecskés-hólyagüreges belső

szerkezetű és csak néha tartalmaz ásványok utáni átalakokat. Ezek feltételezésünk szerint átkristályosodott, egykor üveggazdag, horzsakő eredetű szemcsék.

A másik klaszt-típusban („B”) az agyagásvány átalakok feltehetően földpátból keletkeztek. Ezek a klasztok is sokszor nyúltak és párhuzamosak a repedésekkel, de mivel felismerhetőek bennük az átalakok, azt gondoljuk, hogy az agyagásványosodás legfeljebb a nyírási eseménnyel egykorú, vagy utána ment végbe. Inkább az utóbbira utal a klasztok megjelenése (részlegesen széttöredezett, felaprózódott, de helyben maradt). Amennyiben már eleve agyagásványosodottak lettek volna, sokkal kevésbé ridegen reagáltak volna a nyírásra. A mennyiségük arra utal, hogy az eredeti kőzet nagyon földpátgazdag lehetett. A kőzetben előforduló limonit vastartalmú elegyrészekből keletkezhetett, pl. magnetitből vagy ortopiroxénből. Utóbbira utalnak a limonitból álló zömök, oszlopos átalakok, valamint az ilyen átalakokban gazdag csomók. A szintén a „B” klasztokban előforduló anatóz Ti-tartalmú fázisok, pl. ilmenit vagy Ti-magnetit átalakulásának a terméke. A kőzet anatóz, így TiO_2 -tartalma nagyon nagy, pontos eredetének meghatározása további vizsgálatokat igényel.

A többi előforduló ásvány (barit, cinnabarit, zömök apatit, sajátalakú apatit – lásd VI. fejezet) egy hidrotermás eseményre utal. Szintén ehhez köthet a jarosit megjelenése is, aminek a szulfáttartalma akár ugyan ahhoz a hidrotermás fluidumhoz köthető, amiből a barit is képződött. Ehhez hasonló hidrotermás eredetű kőzetek ismertek a Budai-hegységből (GYÖRI ET AL. 2011). A két, különböző anyagú és részben eltérő megjelenésű klaszt-típus két egymástól teljesen különböző folyamat hozta létre, mivel a felzitesedés/kovácsolás és az agyagásványosodás nem mehetett végbe párhuzamosan, tehát a kétféle klaszt nem keletkezhetett egyidőben. A felzitesedés előbb történhetett, mint az agyagásványosodás. Erre utal az is, hogy a felzites klasztokban előfordul átkristályosodott földpát (valószínűleg szanidin), amit az agyagásványosodás egyáltalán nem érintett.

Feltételezve, hogy a kétféle klasztra jellemző fő kőzetátalakulási folyamatok (felzitesedés, agyagásványosodás) nem egy időben zajlottak, azok már a kataklázosodás előtt is klasztokként fordulhattak elő a protolitban, ami ez alapján breccsa lehetett. Az „A” klasztok feltehetően már a breccsában is felzites szövetűek – azaz átkristályosodottak – lehettek. Megjelenésükben hasonlítanak a FARICS ET AL. (2015) által az Apáthy-sziklánál talált „foliált kataklázit”-ra. A „B” klasztok ekkor még nagy valószínűséggel nem voltak agyagásványosodottak. Feltételezhető ásványos összetételük (nagyon sok földpát, ortopiroxén, magnetit, apatit) alapján valamilyen mikroholokristályos szövetű magmás kőzetből állhattak. A környékről írtak is le hasonló kőzeteket, 70% plagioklaszt tartalmazó, ortopiroxén-tartalmú andezitet a Budaörs-1-es fúrásból (HAAS ET AL. 2017). Az andezitben található plagioklasznak a kaolinit nem az elsődleges

átalakulási terméke, de képződhet úgy, ha a plagioklász először halloysittá alakult, majd ezután kaolinitté (JEONG, 1998). Illetve a Ca-gazdag plagioklász CO₂-gazdag, viszonylag kis sótartalmú hidrotermás fluidumok hatására már kis nyomáson, akár már 200 °C-on kaolinitté és illité/szmektitté alakulhat, miközben kisebb mennyiségben karbonát is képződhet (HANGX & SPIERS, 2009). Utóbbi folyamat összhangban lehet a jellegzetesen hidrotermás eredetű fázisok (pl. cinnabarit) megjelenésével. Alátámasztja a barit hidrotermás eredetét, de akár a földpátok agyagásványosodását is, hogy GÁL ET AL. (2008) a Hárshgyi Homokkőben lévő barittelérek fluidumzárványai esetében a leggyakoribb homogenizációs hőmérsékletet 170-190 °C -nak becsülték. Azért is gondoljuk továbbá, hogy eredetileg plagioklász volt az átalakok helyén, mert az alakjuk táblás, de nem széles, hanem inkább keskenyebb, a léceshez közelebb álló, ami inkább a plagioklászra jellemző.

Tehát a kőzet protolitja egy andezit- és felzitesedett horzsakő (riolit) anyagú breccsa/homokkő lehetett. Érdekességgént említhető, hogy két Cr-spinell szemcsét is találtunk, melyek genetikailag sem andezithez, sem a horzsakőhöz nem kapcsolhatók, valamint nem is hidrotermás eredetű, feltehetően törmelékes szemcséként került a protolitba, esetleg az andezitben előforduló xenokristály lehetett.

A kőzettet ért események sorrendje a következő lehetett:

I. Andezitből és felzitesedett riolitból álló breccsa/homokkő keletkezése. Ennek kora a Budai-hegységben elterjedt tufitok, tufás kőzetek és vulkanit klasztokat tartalmazó breccsák alapján késő-eocén (FARICS ET AL. 2015). Az andezitklasztok lepusztulási területe a szögletességükből fakadóan nem nagy távolságra, feltehetően a területtől D-re, ahol fúrásban találtak hasonló andezitet (HAAS ET AL. 2017). A felzites klaszto méretük és szögletességük miatt feltehetően szintén nem túl távoli piroklaszt-szórás képződményei. BIRÓ ET AL. (2013) a Mátyás-hegy riolitos piroklasztitjait a Mátyás-hegytől délre 30-100 km távolságra feltételezett, eocén tűzhányókhoz kötötték, melyek akár az általunk vizsgált horzsakő eredetű klaszto forrásterülete is lehet.

II. Nyírási esemény(ek), ami(k) során az elmozduló dolomittestek közötti breccsa/homokkő kataklázosodott.

III. Akár részben a kataklázosodással egyidőben, de feltehetően inkább azt követően a plagioklász agyagásványosodása, a piroxén limonitosodása és végül a hidrotermás ásványok képződése, a hidrotermás fluidumoknak kiváló teret biztosított a kőzet nyírt, breccsás jellege. Amennyiben e hidrotermás fluidumok megegyeznek a GÁL ET AL. (2008) leírt, a Hárshgyi Homokkőben baritot létrehozó fluidumokkal, akkor a hidrotermás ásványképződés ideje kora-középső miocén.

Eredmények összegzése, fő következtetések

1. A **kőzet** a makro és mikroszöveti bélyegek alapján **kataklázit**, ami legalább egy, de akár két, a határoló dolomittestek elmozdulásához köthető nyírási eseményt jelez.
2. **Protolitja** üde, ortopiroxén-taratlmú **andezit** és felzitesedett **riolit** klasztokat tartalmazó **breccsa/homokkő** lehetett, aminek a kora feltehetően késő-eocén.
3. Az andezit klasztokban a **plagioklász agyagászványosodott**, az **ortopiroxén limonitosodott**, majd a kataklázitban a Budai-hegység más területein is előforduló hidrotermás eredetű ásványok képződtek. A hidrotermás folyamatok kora feltehetően kora-középső miocén.
4. Először sikerült Magyarországon kimutatni a **slottait** nevű ásványt
5. A terepi, makroszkópos, polarizációs- és elektronmikroszkópos vizsgálatok, a szöveti bélyegek és az ásványos összetétel alapján a **kőzet lamprofir vagy pikrit mivolta teljességgel kizárható**, ezáltal a formáció leírása alapján **nem tartozhat a Sukorói Lamprofir Formációba**.

XII. Köszönetnyilvánítás

Legelőször szeretnénk megköszönni témavezetőknek, Sági Tamásnak a lehetőséget, hogy ezzel a témával foglalkozhattunk, valamint a türelmét, a sok segítséget, és hogy mindig volt újabb ötlete hogyan kerülhetünk közelebb a kőzet megfejtéséhez. Köszönjük Farkas Zsófinak, hogy végigvezetett minket a tanszéken elvégezhető szinte összes mintaelőkészítési módszeren, és a türelmét, hogy mindet meg is tanította, a csiszolatkészítéstől a nehézásvány-leválasztásig. Köszönjük Biró Máténak az elektronmikroszkóp előtt töltött hosszú órák alatt a kitartását, a kérdéseit, észrevételeit. Köszönjük Németh Tibornak és Keresztes Máriának a röntgen-pordiffrakciós mérések elvégzésében és kiértékelésében nyújtott segítségüket. Hegedűs Máténak, Horváth Laurának és Guzmics Tibornak a lehetőséget a Raman spektroszkópos mérésre, és az ehhez nyújtott minden segítségüket. Köszönjük továbbá Józsa Sándornak, Szabó Csabának és Dunkl Istvánnak, hogy időt szántak a mintáink megnézésére, és véleményükkel segítették a haladásunkat. Végül köszönjük mindenkinek a Kőzettan-Geokémiai Tanszéken, aki bármilyen formában segített a dolgozat elkészítésében!

XIII. Irodalomjegyzék

- BÁLDI T. & NAGYMAROSI A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* 106/3, 257–275.
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M., NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshegyi Homokkő Formáció kora és képződési körülményei. — *Földtani Közlöny* 106, 353–386.
- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. (The Oligocene and Lower Miocene formations of Hungary) – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BIRÓ T., JÓZSA S., KARÁTSZON D., SZENTHE I. 2013: A budai Mátyás-hegy bryozoás márga összletébe települt vulkanogén képződmény közettani-vulkanológiai vizsgálata – *Földtani Közlöny* 143/3, 239-250.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana – Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000.
- CHAKHMOURADIAN, A., MITCHELL, R.H. 2000: Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites – *The Canadian Mineralogist* 38, 975-994.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN J. 2013: Introduction to the Rock-Forming Minerals, Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT. H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. — *Journal of Petrology* 30, 79–105.
- FARICS É., JÓZSA S., HAAS J. 2015: A Budai-hegység felső-eocén összletének bázisán települő lávakőzet- és tufaklasztokat tartalmazó törmelékes üledékes kőzetek petrográfiai jellegei – *Földtani Közlöny* 145/4, 331-350.
- FARICS É. 2018: A karni vulkanizmus nyomai a Dunántúli-középhegységben és a vulkanitok törmeléke a Budai-hegység eocén bázisképződményében – PhD értekezés ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.

- FODOR, L. MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M., FOGARASI, A. 1992: Gravity flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. *Geologische Rundschau*, 81/3, 695-716. <https://doi.org/10.1007/BF01791386>
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* 124/2, 129–305.
- FROST, R. L., WILLS, R., WEIER, M. L., MARTENS, W., MILLS, S. 2005: A Raman spectroscopic study of selected natural jarosites. — *Spectrochimica Acta Part A* 63, 1-8.
- GÁL B., POROS Zs., MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez - *Földtani Közlöny* 138/1, 49-60.
- GYALOG L. & HORVÁTH I. (SZERK.) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana.
- GYÖRI O., POROS Zs., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L., SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete — *Földtani Közlöny* 141/4, 341-361.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L., LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics* 242, 19–40. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00157-5](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)00157-5)
- HAAS J., KÖRÖS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ, M., ORAVECZNÉ SCHEFFER, A., TARDINÉ FILÁCZ E. 2000: Felsőtriász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben — a Vérhalom térségi fúrás vizsgálatának tükrében. — *Földtani Közlöny* 130/3, 371–421.
- HAAS J., & BUDAI T. 2004: Dunántúli-középhegységi egység. — In: Haas J. (szerk.): Magyarország geológiája. Triász. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 25–124.
- HAAS, J., BUDAI, T., DUNKL, I., FARICS, É., JÓZSA, S., KÖVÉR, SZ., GÖTZ, ANNETE E., PIROS, O., SZEITZ, P. 2017: The Budaörs-1 well revisited: Contributions to the Triassic stratigraphy, sedimentology, and magmatism of the southwestern part of the Buda Hills — *Central- European Geology* 60/2, 201-229.

- HANGX, S.J.T., SPIERS, C.J. 2009: Reaction of plagioclase feldspars with CO₂ under hydrothermal conditions – *Chemical Geology* 265, 88-98.
- HARANGI SZ., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S., LUKÁCS R., SÁGI T. 2013: Magmás kőzetek és folyamatok - gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához., ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék.
- HOFMANN K. 1871: A Buda-kovácsi hegység földtani viszonyai. — Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 1, 199–273.
- HORVÁTH E., TARI G. 1984: A Budai-hegységbeli felsőeocén alapkonglomerátum vizsgálata, különös tekintettel a vulkáni eredetű kavicsokra. — Kézirat, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK, Budapest.
- HORVÁTH, I. & ÓDOR L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts., Hungary. — *Mineralia Slovaca* 16, 115–119.
- JÁMBOR, Á., 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 62, 259 p.
- JEONG, G.Y. 1998: Formation of vermicular kaolinite from halloysite aggregates in the weathering of plagioclase – *Clays and Clay Minerals* 46, 3. 270-279. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460306>
- JÓZSA S. (2023): Sukorói Lamprofir. – In: Magyarország Litosztratigráfiai egységeinek leírása I. Prekainozoós képződmények pp. 246.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geologica Hungarica*, 28, 71-84.
- KRETZOI M. 1980: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében 5. — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1978. évről, pp. 347–358.
- KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* 28, 141–164.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., GÁL-SOLYMOS, K. 1989: A new occurrence of lamprophyre in the Buda Mountains, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 32, 149-168.

- MAGYARI, Á. 1994: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegységben In: Fodor, L., MAGYARI, Á., FOGARASI, A., PALOTÁS, K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* 124/2, 129–305.
- MÉSZÁROS, L. 1999: Néhány tafonómiai megfigyelés magyarországi felső-miocén Soricidae (Mammalia) maradványokon. — *Földtani Közlöny* 129, 159–178.
- MÜLLER, P., MAGYAR, I. 2008: A budai pannóniai képződmények - *Földtani Közlöny* 138/4, 345–356.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, sectio Geologica* 28, 3-25.
- NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T. 2007: Origin and geodynamic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (S Hungary) – *Mineralogy and Petrology* 90, 73-107. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0168-y>
- NÉDLI ZS., M. TÓTH T., SZABÓ CS. 2009: A Villányi-hegység felső-kréta lamprofir telérei – In: M. Tóth T. (szerk.): Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben.
- PELIKÁN, P. 2016: Budaörs Odvas-hegy. In *Budapest geokalauza = Budapest geoguide* (pp. 149–153).
- STRECKEISEN, A. 1979: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks – *Geology* 7, 331-335.
- SZABÓ CS. 1985: Lamprofirok - *Kőzettani Szemelvények*, 1985. 139-145.
- SZABÓ, CS., KUBOVICS, I., MOLNÁR, ZS. 1993: Alkaline Lamprophyre and Related Dyke Rocks in NE Transdanubia. Hungary: The Alcsútdoboz-2 (AD-2) Borehole – *Mineralogy and Petrology* 47, 127-148. <https://doi.org/10.1007/BF01161563>
- WEIN, GY. 1977: A Budai-hegység szerkezete (Tectonics of the Buda Mountains] – *Földtani Közlöny* 107, 329-347.