

LÁSZLÓ Attila
KOZÁK Miklós

Pliocén–pleisztocén vulkanoszediment szintek a Baróti-medence fiatal üledéksorában

(Kivonat)

A Baróti-medence kréta aljzatára települt max. 500 m vastagságú pliocén–pleisztocén rétegsorban három nagy piroklasztit-vulkanoszediment rétegcsoport települt, amelyek rétegtanilag markáns vezető szinteket alkotnak. Anyaguk a medence ÉÉK-i peremét határoló hargitai andezites vulkáni vonulat DK felé fiatalodó egységeinek működéséhez kapcsolódik, így radiometrikus korvizsgálatok alapján párhuzamosíthatók (LÁSZLÓ A. et al. 1997). Anyaguk alárendelten települt piroklasztikum, nagyjából áthalmozásból származik. Az alsó vulkanoszediment szint a medencét kitöltő üledékek aljzatát képező alapbreccsába ágyazódott, és a vulkáni tevékenység kezdetét jelöli a Baróti-medence É–ÉNy-i szegélyén. A középső csoport durva agglomerátumos jellege, nagy kiterjedése a Kakukk-hegy–Piliske–Mítács vulkáni centrumok heves robbanásos tevékenységéhez kapcsolódik. A nagy energiájú kitöréssorozat a centrumok szegélyein kialakult egyidejű tengerborítás és magma-víz kölcsönhatások következménye. Ehhez a szinthez kapcsolódik a medencebeli kisebb vulkáni és szubvulkáni testek kialakulása, mint például a Tirko csoport (LÁSZLÓ A. 1996a).

A felső szint ritmikus lerakódású, vegyes összetételű összlet, amely az alsó vulkanoszediment összlettel azonos módon,

fluviolakusztikus környezetben jött létre. A felső csoporthoz diatomitos tavi üledékek és jelentős mennyiségben a vulkáni utóműködés termékei kapcsolódnak.

Bevezetés

A persányi kristályos-mezozoós öv, a Hargita vulkáni komplexum és a Baróti-hegység által szegélyezett fiatal Baróti-medence a kréta flis szerkezetileg tagolt és beroppanat pásztáinak felszínén alakult ki az utóbbi 5,0–5,4 millió év során (1. ábra). A 475–650 m (tszf.) magasságban húzódó terület felszínét a Kormos- és Barótpatak vízrendszere erodálja a késő pleisztocén–holocén felszínfejlődés során. A piroklasztitokban gazdag üledéksor a medenceperemeken szerkezetileg és erőzíósan, a medencebelsőben főként erőzíósan tagolt és feltárt. A felszínre emelt aljzat képződményeinek térképi feldolgozásával, valamint a medenceüledékek szórványos megfigyelései alapján a század első felében viszonylag átlátható kép rajzolódott ki a Baróti-medence és a Dél-Hargita DNy-i lejtői földtani viszonyairól (BÁNYAI J., 1922, 1929, 1957; JEKELIUS, E., 1923, 1932; SZÁDECZKY K. Gy., 1929; MRAZEC, L., 1932). A következő évtizedekben több dolgozat taglalja a medencekitöltő üledékek rétegtani viszonyát a közbetelepült, a Hargita vulkáni vonulatából származó vulkanoszedimentek összeletével. (GHEORGHIU, C., 1953; RÁDULESCU, D., 1965; RÁDULESCU, D. și PELTZ, S., 1970; PELTZ, S., 1971). Dolgozatok sorozata egyre tisztább képet nyújt a vulkanitok és az üledéksorozat kifejlődési koráról. (CASTA, I., 1980; GHENEA, C. et al., 1981a, b; PELTZ, S. et al. 1987; BALINTONI, I. et al., 1995; PÉCSKAY Z. et al. 1992, 1994, 1995; SZAKÁCS, A. et al., 1993, 1995). A szakirodalmi forrásokból származó, a Dél-Hargita vulkanitjain mért K/Ar radiometrikus koradatok hármas osztatú rétegtani rendszerbe illeszkednek. A vulkáni tevékenység periódusai között közbetelepült medenceüledékek két rétegcsoportha tagolódnak (LÁSZLÓ A. et al., 1997).



A helyenként 500 m vastagságot is elérő medencekitöltő üledéksor a felszíni erózió által több, mint 100 méter mélységig feltáru, így a fiatalabb üledékképződési szakaszok képződményei a felszínen is megfigyelhetők. Egyes, szerkezetileg kiemeltebb és változó mértékben letarolódott blokkok (pl. Köpec, Bodos, Szárazajta környéke) az üledéksor rétegtanilag mélyebb helyzetű részeit is tanulmányozhatóvá teszik felszíni kibúvásban. Ezt a képet egészíti ki az utóbbi harminc év során több, mint 300 nyersanyag- és szerkezetkutató mélyfúrás és a számottevő bányászati tevékenység térképanyaga. Az ipari célú fúrások kutatások lehetővé tették, hogy a medence egészére vonatkozólag rekonstruálható legyen a fiatal medencekitöltő rétegsor és párhuzamosíthatók legyenek a közel 500 km² kiterjedésű terület legjelentősebb képződményei.

A kutatási eredmények alapján megszerkeszthetővé vált a szerkezetileg erőteljesen igénybe vett kréta flis képződményekből álló medencealjazat felszínének morfológiája, amely egyben a pliocén fekü szintvonalas térképeinek felel meg (LÁSZLÓ A. et al., 1996b). Ezen kirajzolódik, hogy legmélyebb része a Köpec–Füle (Kormos–Olt) vonalon árokszerű süllyedékként húzódik ÉÉK–DDNY-i irányban. E szerkezeti árok csapása nagyjából megegyezik a persányi mezozoos feltolódási öv lefutásával. Ugyanez az irányítottág K felé haladva követhető, párhuzamos szerkezeti sávok formájában. A medence D-i részén jobbos harántvetők sorozata torzítja el az így kirajzolódó képet. A rétegsorban általában 10–30 m-es elvetési magasságú vetők mutathatók ki. Egyedül az Olt-soros–Borót-patak alsó szakasza mentén tapasztalhatóak ennél erőteljesebb tagolódások. Ezek a meghatározó jelentőségű szerkezeti vonalak szabták meg mind a medencealjazat, mind pedig a felszín morfológiáját, míg a vulkáni komplexumok elrendeződése az erre diagonális irányú (DK–ÉNy-i) törésekhez kapcsolódik (LÁSZLÓ A. et al., 1997).

Medenceüledékek

A területre vonatkozó korábbi fontosabb rétegtani és őslénytani közlemények (SCHLÖS-

SER M., 1899; JEKELIUS, E., 1923, 1932; LI-TEANU, E. et al., 1962; SAVU, H. Gh. et al., 1978, 1981; SAVU, H. Gh. 1984; KUSKO, H. et al., 1983), valamint a feldolgozott fúrásrétegsorok alapján összeállítható elvi rétegoszlopban az egyes képződmények dominanciaviszonyai alapján meg kellett különböztetnünk a D-i és az É-i medence-rész kifejlődési jellegét (2. ábra).

A helyi eltérések ellenére a nagy regionális összefüggések alapján a medence fejlődésében bekövetkezett jelentősebb változások felismerhetők. A pliocén üledékek jelentős rétegtani hiátussal, diszkordánsan települnek az erodált kréta flis felszínére. Mint látható, három nagy vulkáni tevékenység termékei jelennek meg ebben az összletben:

- alsó vulkáni szint (Észak-Hargita–Lucs szerkezet vulkanitjainak egyidejű és utólagos áthalmazódása az alsó pliocénben);

- középső vulkáni komplexum (Kakuk-hegy–Tirko–Mitács–Piliske vulkáni centrumok működése, a felső pliocén emelet idején, s termékeik áthalmazódása a medencébe);

- felső (pleisztocén korú) vulkáni komplexum (Piliske II. fázis, Csomád piroklasztitjai és áthalmazott vulkanoszedimentjei).

Az elvi rétegoszlop alsó szakaszán egy fluviolakusztikus sorozat dominál szénteleges medenceperemi típusú kifejlődésekkel. Ez az összlet foglalja magába a hármas szénréteg alatt az alsó vulkáni szint anyagát és annak gyorsan lepusztult vulkanoszedimentjeit, amelyek É-on vastagabbak (3. ábra). Az összletben felhalmozódott fiatalabb vulkáni termékek radiometrikus koradatai alapján a komplexum megközelítőleg 4,4–5,0 millió-éve keletkezhetett.

A medence lassú süllyedését egy viszonylag egyveretű, világosszürke agyagmarga általános megjelenése kíséri, amelynek lerakódási sebessége valószínűleg kisebb, mint az üledékgyűjtő mélyülése. A durvább törmelékes partszegélyi fációsak a medence belsőbb részein nem jelennek meg.

Az agyagmarga anyagának piroklasztikus eredetét a finomszemcsés tufogén alkotók résztvételi aránya bizonyítja, amelyik egyes szinteken megközelíti az 50% részarányt (BÁNYAI



J., 1957). Lerakódása egészen a pleisztocén határáig folyamatosan történik. A Barót–Hargita–Csík egységes medenceszerkezet tágabb környezetének orogén mozgásai idézik elő azoknak a szerkezeti mélytöréseknek az aktiválódását, amelyek a középső vulkáni komplexum létrejöttét eredményezték. Eredeti településű és áthalmozott termékei jól követhető vezetősíntként jelennek meg, feltehetőleg mintegy 3,6 millió évtől kezdődően. Kifejlődési vastagságuk és térbeli elrendeződésük is jelzi (4. ábra), hogy e képződmények eredetileg a korábban már említett vulkáni centrumokhoz (Kakukk-hegy–Mitás–Piliske) kapcsolódnak. A vulkanitok nagy tömege, mint lehordási térszín, az É-i medencéreszen a pleisztocén kezdetéig meghatározó alkotója a reszementáció folyamatának.

A pleisztocén kezdetén bekövetkező nagyszerkezeti mozgások a medence izolálódását, tengeri kapcsolatainak megszakadását és folyamatos feltöltődését idézik elő. Megkezdődik a maradványsüllyedékek fluviolakusztikus üledékekkel való teljes feltöltődése. E drasztikus változásokat kíséri a harmadik vulkáni komplexum létrejötte. Ennek anyagszolgáltatása többször ismétlődő mikroritmusok során történik, és a medenceüledékekben ritmikusan jelenik meg. A vulkáni törmelékes sorozat kifejlődési vastagsága (5. ábra) jelzi az aktív centrumok helyzetét és a lehordási irányokat.

A szakirodalmi forrásokból származó, a Hargita vulkanitjaira vonatkozó K/Ar radiometrikus koradatok lehetővé teszik a három vulkáni fázis kialakulásának időrendi elkülönítését (LÁSZLÓ A., 1997). Egyben arra is felvilágosítást adnak, hogy a komplexumok fejlődése hosszabb ideig elnyúló, több szakaszra és mikroritmusra bontható eseménysor lehetett. Ezek hatása nem egyformán jelenik meg a medenceüledékekben, mint korrelatív vulkanoszediment, mivel az egyes ritmusok eltérő mennyiségben és arányban szolgáltatott lávát és piroklasztikumokat. Hosszabb szünet csupán a 4,4–3,4 millió évvel ezelőtti időszakban következhetett be, ami a szerkezeti mozgások átmeneti mérséklődésére enged következtetni. Ezt támasztja alá az üledékes rétegsorban jelentkező regionális egyveretűség,

amelynek idején csupán a korábban lerakott vulkáni klasztitok kisebb mérvű és egyenletes áthalmozódásával számolhatunk. Ezt követően azonban a középső vulkáni komplexum felszínre nyomult anyagtömegei az É-i medencéreszen folyamatosan hatással voltak az üledékképződésre, azt a benyomást keltve, mintha maga a vulkanizmus is folyamatos lett volna a 3,6–1,8 millió év között. Valószínű, hogy itt csupán a lehordás, bemosódás, áthalmozódás folyamatosságáról van szó, míg az anyagszolgáltató vulkáni központok működése szakaszos lehetett.

A piroklasztitok általános jellege

Az alsó vulkáni szint piroklasztitjainak rétegtani megjelenése és térbeli elterjedése a 2., 3. ábra alapján rajzolódik ki. Az üledékekben való első megjelenése a vulkáni tevékenység kezdetét jelölheti ki a Baróti–medence ÉNy-i szegélyén. Az egykori őstérszín felszínsüllyedékeinek és áthalmozódási irányainak megfelelően D felé vékonyodva legyezőszerűen szétterülő eloszlást mutat. Az áthalmozás fő tömegét a Füle–Barót–Köpec (Olt–Kormos) vonalon húzódó süllyedék vezette le. Belőle ágaznak ki a DK és DNY-i üledékpázták Bibarcfalva és Felsőrákos irányába. Az aljzat kis szerkezeti elemekre való osztottsága miatt mindhárom sávban előfordulnak kisebb helyi depressziók, amelyekben lokálisan megnövekszik az áthalmozott piroklasztitok vastagsága. Az anyag származási helyéhez közeli zónában, Barodtól É-ra az összlet vastagsága (É–D-i pásztában rendezetten) az 50 m-t is eléri, majd Fülétől a Kormos völgyén fölfelé folyamatosan tovább vastagszik. A lehordási sávok D-i részén a forrshelytől távol csak alárendelten közelíti meg a 10–20 m-t, és a Baróti–medencétől 15–20 km-re fekvő Nagyajta és Bölön határába telepített mélyfúrásokban is megjelenik.

Az alsó vulkáni szint anyagának túlnyomó része andezites kemizmusú agglomerátum, ill. durva- és közepes szemcseméretű lapillitufa. Anyagában több típusú andezit jelenik meg, jelezve, hogy számos feltörés anyagai keverednek benne. Áthalmozásában viszonylag nagy hordalékmozgató képességű, ingadozó vízhozamú pa-

takok játszhattak szerepet. A mechanikailag kisebb ellenállású részek (tufa, vulkáni salak stb.) aprózódása és agyagosodása gyorsan bekövetkezhetett. A centrumközeleli anyag vegyes összetételének megfelelően a D-i medencerészen is megjelennek benne görgetve koptatott kavicsméretű darabok, ásványos alkotókra szétosztott homokszerű frakciók és a pangóvízű részeken kiülepedett pélites málladékok. A fúrások magmin-táiban látott kép alapján ennek az áthalmozott piroklasztit összletnek az uralkodó szemcsemérete a fluvialis szállítás következtében aprókavicsos homoknak felel meg, helyenként agyagos mátrixsal. Ez utóbbi az ülepedési térszín helyileg lecsökkent energetikai adottságára utal. Az összlet laza állapotú, könnyen morzsolható, ritkán cementált. Színe, az összetevők arányának és bontottsági fokának megfelelően, szürke-szürkés-zöld. Ez utóbbi szín redukzív vasvegyületeknek és színes mállástermékeknek (klorit) jelenlétére enged következtetni.

A középső vulkáni komplexum nagy tömegben felszínre került agglomerátumai már tengeri környezetben képeztek meredeken kiemelkedő szárazulati térszíneket az ÉK-i medenceperemen. Kisebb kitérésekkel a medence más részein is számolhatunk (pl. Tirko-csoport), és nincs kizárva egyéb, fúrásokkal fel nem tárt, kisebb, eltemetett szerkezetek megléte a medence belső területén. Bibarcfalva és Magyarhermány környékén a mélyfúrások eredményei kisebb eltemetett magmás testek jelenlétét igazolják, amelyek az elemzések alapján a tirkoival azonos kort és kemizmusú vulkáni aktivitást mutatnak.

A 4. ábra érzékelhető, hogy a középső vulkáni összlet a medence egészének környezetére hatással volt, meghatározva egy rövid időre a medence üledékképződési folyamatát. Vastagsága É-on elérheti a 350 m-t is, D felé néhány helyi mélyedést leszámítva 20–30 m-nél kisebb. Kifejlődésére három osztatóság jellemző. A bodosi külszíni fejtés területén feltárt rétegsorba beékelődött második vulkanoszediment szinten is jól felismerhető a hármass osztatóság. A bázisán lévő agyagmárga sorozatra előbb egy általánosan elterjedt finomszemű, helyenként agyagosodott, különböző méretű andezittufa sorozat települt,

mely többszöri kitérés terméke lehet, amire rétegzettség és néhány agyagos közbetelepülése utal. A rétegzettség és osztályozottság egyaránt jelzi, hogy ezek a piroklasztikumok leperszerűen hullottak a vízzel borított térszínre. Az így felhalmozódott finomabb szemcséjű rétegzett tufa, agyagos tufa és agyag a középső vulkanoszediment sorozat csaknem egyharmadát képezi. Erre egy durva szemcsenagyságú agglomerátum és lapillitufa összlet települt nagy kiterjedésben, egy igen heves explóziós tevékenység következményeként. Ennek anyagában kevés és inkább csak helyi jellegű áthalmozódások figyelhetők meg. Ez az összefüggő 3–5 m vastag agglomerátum, mint vezető szint, feltehetően a vulkáni aktivitás paroxizmusát jelenti. Az É-i medenceperem felé e szint közvetlen bázisán és fedőjében kisebb anyagmennyiséget szolgáltató, mérsékelt energiájú kitérések agglomerátumos lapillitufa terítései is megtalálhatók.

Az összlet felső szakaszát helyenként teresztikus hatásokat tükröző, kisebb kiterjedésű és vastagságú, áthalmozott piroklasztitok alkotják. Képződésükben szerepe lehetett annak, hogy az alattuk levő durva szemű, agglomerátumos szint anyaga gyakran egyenetlenül rakódott le és helyenként teljesen feltöltötte az üledékgyűjtőt. Felszíni reliefkülönbségeit a medencebeli belső áramlások eróziós hatása csak részlegesen egyenlítetté ki, de szárazulati részén már terrigén áthalmozás is munkált. Felszínén a D-i medence-rész egyes foltjain mocsárlápok alakulhattak ki, 1–2 m-es széntelepeket eredményezve.

A középső piroklasztikum összlet felszínét változó vastagságban agyagmárgák fedték le, ami a sekélyvízű medence további süllyedésére utal. A pleisztocén határán ez a folyamat megállt, és megindult a kiemelkedés, lefűződés, a mindinkább fluviolakusztikus jellegű feltöltődés.

Ebbe a pleisztocén rétegsorba ágyazódik be a felső vulkáni komplexum települt és áthalmozott piroklasztikumainak több szintje. A harmadik szakaszbeli vulkanoszedimentek elterjedését az 5. ábra világítja meg, érzékeltetve, hogy a kitérés centrumok a medence ÉK-i részén keresendők. E ritmikus lerakódású, vegyes összetételű összlet helyenként az 50–90 m vastagságot is



eléri. A mind kiterjedtebb szárazulati térszínnek lehetővé tették a korábbi vulkáni komplexumok peremi zónájának eróziós lepusztulását és az egyidejű kitérősekből származó, finomabb szemű és horzsaköves tufatelepek anyagának részleges áthalmozódását. Az ekkori uralkodó lehordási irányok mindmáig tovább élnek, meghatározva az emelkedő és erodálódo térszín mai arculatát is.

A pleisztocén fluviolakusztikus rétegsorban neutrális, sőt helyenként savanyú összetételű, kis vastagságú tufatelepek és tufakúpok jelennek meg. A tavi környezetbe bemosódó agyagos málladékaik diatomitokkal és limnoopalitos, limnokalcedonitos szintekkel váltakoznak. A legutolsó vulkáni ritmusokhoz kapcsolódik a térségben található vulkáni utóműködés termékeinek többsége.

Konklúzió

A Baróti-medence fiatal, pliocén–pleisztocén üledéksorában települő három nagy piroklasztikum-vulkanoszediment rétegcsoport három eléggé markáns, viszonylag jól elkülönülő rétegtani egységet alkot. Litológiai jellegeik alapján mind felszínen, mind fúrómagmintákban azonosíthatóak, s így rétegtani vezető szintnek tekinthetjük őket. Az alsó és felső csoport lerakódása hasonló jellegű fluviolakusztikus környezetben történt, így anyagukban gyakoriak az áthalmozások, a szemcsefinomodás D felé.

Az alsó üledékes csoport (alsópliocén) anyagában megjelennek az oszcillatív édesvízi mocsárlápok, melyek fokozatosan egy transzgressziós folyamatba mennek át, a kiterjedt III-as szénteletet hozva létre.

Míg az alsó szinteken a paleomezozóos környezet és a kréta flis aljzat szolgáltatta az üledéksor törmelékes kőzetanyagát, addig a felső (pleisztocén) rétegcsoportban ennek jelentősége alárendelt a vulkáni térszínnek főként neutrális vulkanit-piroklasztikum anyagához viszonyítva. Míg az alsó rétegsor egy transzgresszió bevezető fázisa édesvízi talajvíztavakkal, addig a fedő rétegcsoport a regressziót követő állapotot képviseli, fokozatosan kiédesedő vízü maradványtavakkal.

A két fluviolakusztikus sorozat közé települő középső szakasz tengeri, folyamatos vízborítású környezetben jött létre. Uralkodóan kőzetlisztes, homokos, tufogén agyagmárga anyagú üledéksorát 3,6 millió év körül zavarta meg a vulkáni anyagszolgáltatás robbanásszerű felerősödése.

A három befogadó környezet tehát eleve eltérő ülepedési és mállási térszint jelent a beágyazódó piroklasztikumok számára, ami a salakos-üveges vulkáni törmelékszemcsék mállásánál éppúgy meghatározó tényező, mint a klímaváltozások hatása.

A medence nagy területeire kiterjedt három piroklasztit-vulkanoszediment rétegcsoport az egyidejű, de időben elhúzódó vulkáni tevékenységek paroxizmusait jelzi. Anyaguk csaknem végig uralkodóan neutrális, s csak a felső sorozatban jelennek meg dácitos kemizmusú vulkáni termékek. A tufák különösen a középső sorozatban durvaszeműek, agglomerátumos jellegűek, ami rendkívül heves explóziós tevékenységre utal. Oka részben a tengeri környezet vízmagma kölcsönhatásaira.

A három piroklasztikum csoport az É–ÉK-i medenceperem K/Ar radiometrikus korvizsgálatokkal is igazolt korú, DK felé fiatalodó komplexumainak aktivitási szakaszaival jól korrelálható. Mivel az adott mobilis orogén térség vulkáni eseményeit a geodinamikai mozgások motiválták, így a vulkáni aktivitási szakaszok kora tűrhető pontossággal kijelöli mind a szerkezetalakulást, mind a környező medencékben megjelenő üledékképződési változások időhorizontjait. A Baróti–medence üledékösszetébe települt három markáns vulkanoszediment szint által ismert korbehatárolás egy tisztább képet hivatott nyújtani a már több évtizede vitatott, a medencét kitöltő üledéksor koráról.

Irodalom

1. BALINTONI, I.; SEGHEDI, I.; SZAKACS, A. (1995): Geotectonic Framework of the Neogene Volcanism in Romania. X-th R.C.M.N.S. Congress Bucharest, Sept. 1995, D. S. Sed. Inst. Geol. Geof., vol. 76., Supplement Nr. 7, p. 7–10, Bucharest.
2. BÁNYAI J. (1922): Studiul geologic asupra flancului de vest mijlociu al munților Harghita. D. S. IGR, vol. X. București.



3. BÁNYAI J. (1929): **A Hargita vulkanikus kőzeteinek elterjedése.** In: *Emlékkönyv, Székely Nemzeti Múzeum*, p. 503–507. Minerva Irod. és Nyomdai Műintézet, Kolozsvár.
4. BÁNYAI J. (1957): **A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei.** Tudományos könyvkiadó, p. 198. Bukarest.
5. CASTA, I. (1980): **Les formations quaternaires de la Depression de Braşov, Roumanie.** These dr., 256 p., Univ. d'Aix Marseilles.
6. GHENEA, C. și colab. (1981a): **Bio- and Magnetostratigraphic Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Formations of the Dacic Basin and Braşov Depression, East Carpathians.** D. S. Inst. Geol., vol. LXVI/4, p. 139–156, Bucureşti.
7. GHENEA, C. și colab. (1981b): **Pliocene and Pleistocene Deposits in the Braşov Depression.** 1–8 June, SEQS, Guidebook for the field excursion, SE QS-INQVA, Bucharest
8. GHEORGHU, C. (1953): **Relațiile dintre sedimentele terțiare și eruptivul lanțului Harghita, fenomene postvulcanice.** D. S. Comit. Geol., vol. XL, p. 131–137, Bucureşti.
9. JEKELIUS, E. (1923): **Zăcămintele de lignit din bazinele pliocene de pe valea superioară a Oltului.** D. S. Inst. Geol. vol. XI, Bucureşti.
10. JEKELIUS, E. (1932): **Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov.** Men. Inst. Geol. Rom., vol. II, p. 118, Bucureşti.
11. KUSKO, M. et colab. (1983): **Zăcămintul de lignit de la Sf. Gheorghe și poziția lui stratigrafică în suita depozitelor pliocene ale bazinului intramontan al Țării Bîrsei.** Cerc. Geol. Geogr., vol. 28, p. 125–131, Bucureşti.
12. LÁSZLÓ A., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. (1996a): **Szerkezeti vulkanológiai és magmás kőzettani vizsgálatok a Baróti-medence keleti részén.** (Cercetări structurale, vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din zona estică a Bazinului Baraolt.) ACTA – 1995, p. 17–32, Muzeul Național Secuiesc, Sf. Gheorghe.
13. LÁSZLÓ A.; DÉNES, I. (1996b): **Elemente structural-tectonice pentru un model evolutiv în zona bazinului Baraolt.** (Structural Data about the Geological Evolution Model of the Baraolt Basin.) ACTA – 1995, p. 1–16, Muzeul Național Secuiesc, Sf. Gheorghe.
14. LÁSZLÓ A., KOZÁK M., PETŐ Ann Krisztina (1997): **Korrelatív eseménytörténeti rekonstrukció a Baróti-medence és a DNy-Hargita pontusi-pleisztocén vulkáni-vulkanosediment képződményei alapján.** (Reconstituire corelativă a evenimentelor geologice din Bazinul Baraolt și din sud-vestul Harghitei, pe baza formațiunilor vulcanice și vulcanogen-sedimentare pontian-pleistocene.) p. 9–20, Muzeul Național Secuiesc, Sf. Gheorghe.
15. LITEANU, E.; MIHĂILĂ, N.; BANDRABUR, T. (1962): **Contribuții la studiul cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt).** Stud. Cerc. Geol., vol. VII/3–4, p. 48–51, Bucureşti.
16. MRAZEC, L. (1932): **Considerations sur l'origine des depressions internes des Carpathes, Roumanie.** Bul. Soc. Rev., Bucureşti.
17. PELTZ, S. (1971): **Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt.** D. S. Inst. Geol. Geogr., vol. LVII/5, p. 173–189, Bucuresti.
18. PELTZ, S.; VAJDEA, E.; BALOGH, K.; PÉCSKAY, Z. (1987): **Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains.** (East Carpathians, Romania). D. S. Inst. Geol. Geof. vol. 72–73/1, p. 323–338, București
19. PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S., SEGHEDI I., KARÁTSÓN D. (1992): **Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez.** (Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita »East Carpathians, Romania«.) Földtani Közöny, 122/2–4, p. 265–286, Budapest.
20. PÉCSKAY, Z.; EDELSEIN, O.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, A.; KOVÁCS, M.; CRIHAM, M.; BERNAD, A. (1994): **Recent K-Ar Dating of Neogene-Quaternary Volcanic Rocks in the East Carpathians (Romania).** International Volcanological Congress, IAVCEI, Sept. 1994, Ankara.
21. PÉCSKAY, Z.; EDELSTEIN, O.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, A.; KOVÁCS, M.; CRIHAM, M. & BERNAD, A. (1995): **K₂Ar Dating of Neogene-Quaternary Calc-Alkaline Volcanic Rocks in Romania.** Acta Vulcanol. vol. 7 (2), p. 53–61, Pisa-Roma.
22. RĂDULESCU, D. (1965): **Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Harghita.** D. S. Com. Geol., vol. 50, p. 57–68, Bucureşti.
23. RĂDULESCU, D.; PELTZ, S. (1970): **Observații asupra paleogeografiei teritoriului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, în cursul pliocenului.** Stud. Cerc. Geol. Geogr. Ser. Geol., vol. 15/2, Bucureşti.
24. SAVU, M. Gh.; LUBENESCU, Viorica; CISMARU, Gh. (1978): **Asupra vârstei formațiunii productive din Bazinul Baraolt.** D. S. Inst. Geol. Geogr., vol. LXV/4, Bucureşti.
25. SAVU M. Gh.; LUBENESCU V.; CISMARU Gh. (1981): **Asupra vârstei formațiunilor productive din Bazinul Baraolt.** D. S. Inst. Geol., vol. LXV, Bucuresti.
26. SAVU, M. Gh. (1984): **Studiul geologic al regiunii cuprinse între localitățile Fila-Virghiș-Baraolt-Aita Mare-Malnaș Băi-Bicsad-Herculian, cu privire specială asupra depozitelor de lignit.** Teza de doctorat, Fac. Geol. Geogr. Univ. Bucureşti.
27. SCHLÖSSER M. (1899): **Parailurus anglicus und Ursus Böckhi aus den ligniten von Baroth-Köpecz.** Jb. d. kgl. Ung. Geol. R. A., XIII k., Budapest.
28. SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z. (1993): **Peculiarities of South Harghita Mts. as Terminal Segment of the Carpathian Neogene to Quaternary Volcanic Chain.** Rev. Roum. Geologie, Tom. 37, p. 21–36, Bucureşti.
29. SZAKÁCS, A.; SEGHEDI, I. (1995): **The Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpatians: volcanological features.** In: „Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region”, H. DOWNES & O. VASELLI (Eds.), Acta Vulcanol., vol. 7, p. 145–153, Pisa-Roma.
30. SZÁDECZKY K. Gy. (1929): **A Székelyföld képződése.** In: *Emlékkönyv, Székely Nemzeti Múzeum*, p. 491, Kolozsvár.



**Date asupra nivelurilor
vulcano-sedimentare
pliocen-pleistocene din cadrul
depozitelor sedimentare ale
Bazinului Baraolt**

(Rezumat)

În cadrul depozitelor sedimentare de umplură ale Bazinului Baraolt am identificat prezența a trei complexe vulcano-sedimentare care reprezintă orizonturi reperi marcante din punct de vedere stratigrafic. Originea materialului vulcanic constituent este direct legat de activitatea vulcanică din structurile din cadrul aliniamentului vulcanic al Harghitei, situate la nord și nord-est de bazin. Nivelurile vulcano-sedimentare marchează perioadele de paroxism ale activității vulcanice, iar pe baza determinărilor de vârstă radiometrică existente ele se pot încadra geocronologic. Materialul constituent, în mare parte reprezintă depozite de origine vulcanică remobilizate și într-o mică măsură piroclastite. Nivelul inferior vulcano-sedimentar, deșus în cadrul brecciei bazale a depozitelor sedimentare de umplură, marchează începutul activității vulcanice la limita nordică, nord-vestică a bazinului Baraolt, indicând o vârstă de formare de 4,4–5,0 MA. Prezența complexului mediu vulcano-sedimentar din cadrul depozitelor sedimentare ale bazinului, se leagă de paroxismul vulcanic al structurilor vulcanice: Cucu, Pilișca, Mitaci. Succesiunile repetate ale manifestărilor vulcanice explozive de mare anvergură din aceste centre de erupție, care au dat naștere acestui complex omniprezent și marcant din cadrul succesiunii litologice, sunt rezultate ale interacțiunilor magmă-apă. Ele indică începutul unui nou paroxism vulcanic început acum 3,6 MA. Acestui nivel vulcano-sedimentar i se asociază și micile structuri vulcanice și subvulcanice din cadrul bazinului, ca cele din grupul Tirco. Complexul superior vulcano-sedimentar, ca și cel inferior, s-a format într-un mediu fluvio-lacustru. Celui superior, de vârstă pleistocenă, i se asociază în același timp depozite diatomitice și, într-o cantitate remarcabilă, produse ale activității postvulcanice.

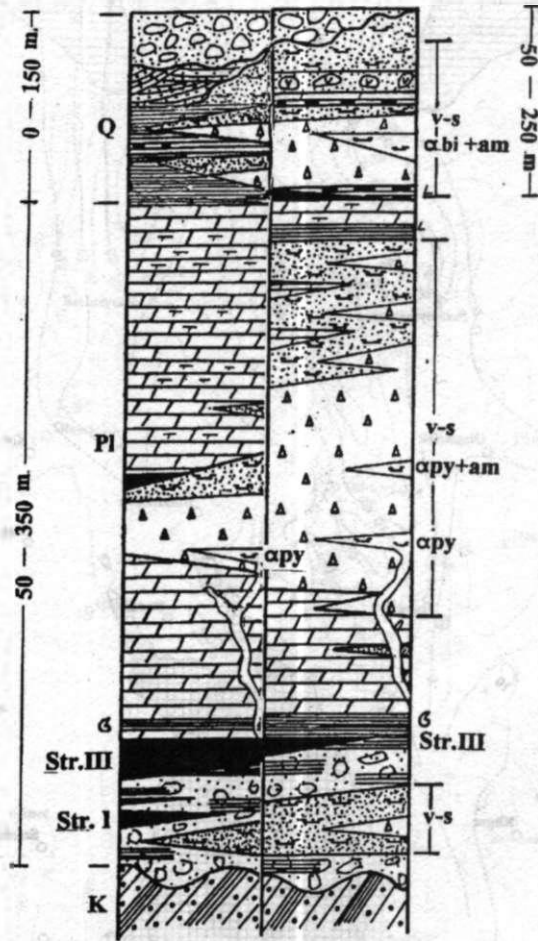
**Pliocene–Pleistocene Volcanic
Sediment Levels in the Young
Sediment Series of the Baraolt
(Baraolt) Basin**

(Abstract)

There are three large pyroclastite-volcano-sediment groups of strata interbedded in the maximum 500 m thick Pliocene–Pleistocene successive layers overlying the cretaceous basement of the Baraolt basin, which constitute stratigraphically remarkable index planes. Their material is connected to the activity of the SE-ward juvenating units of the Harghita andesitic volcanic range bordering on the N and NE margin of the basin; thus they can be matched by radiometric dating. Their material is subordinately bedded pyroclastics, mostly of a re-agglomerating origin. The 4.4–5.0 million years old lower volcano-sediment level, situated in the basal breccia in the N and NW part of the Baraolt basin, shows the beginning of volcanic activity. The coarse re-agglomerated character of the central group is linked to the vigorous explosive activity of the large-size Cucu–Pilișca–Mitaci volcanic centres. The high-energy series of eruptions is the consequence of concomitant sea coverage and magma-water interaction. To this level, the evolution of smaller volcanic and sub-volcanic bodies (Tirkó group etc.) in the basin is joined. The lower and upper volcano-sediment series came into being in a fluvio-lacustrine environment. Joining the group are diatomaceous lacustrine sediments and, in considerable amounts, post-volcanic activity products. The successive sediment layers rich in pyroclastics are articulated and exposed structurally and erosionally on the margins of the basin, and mostly erosionally inside the basin.



D É

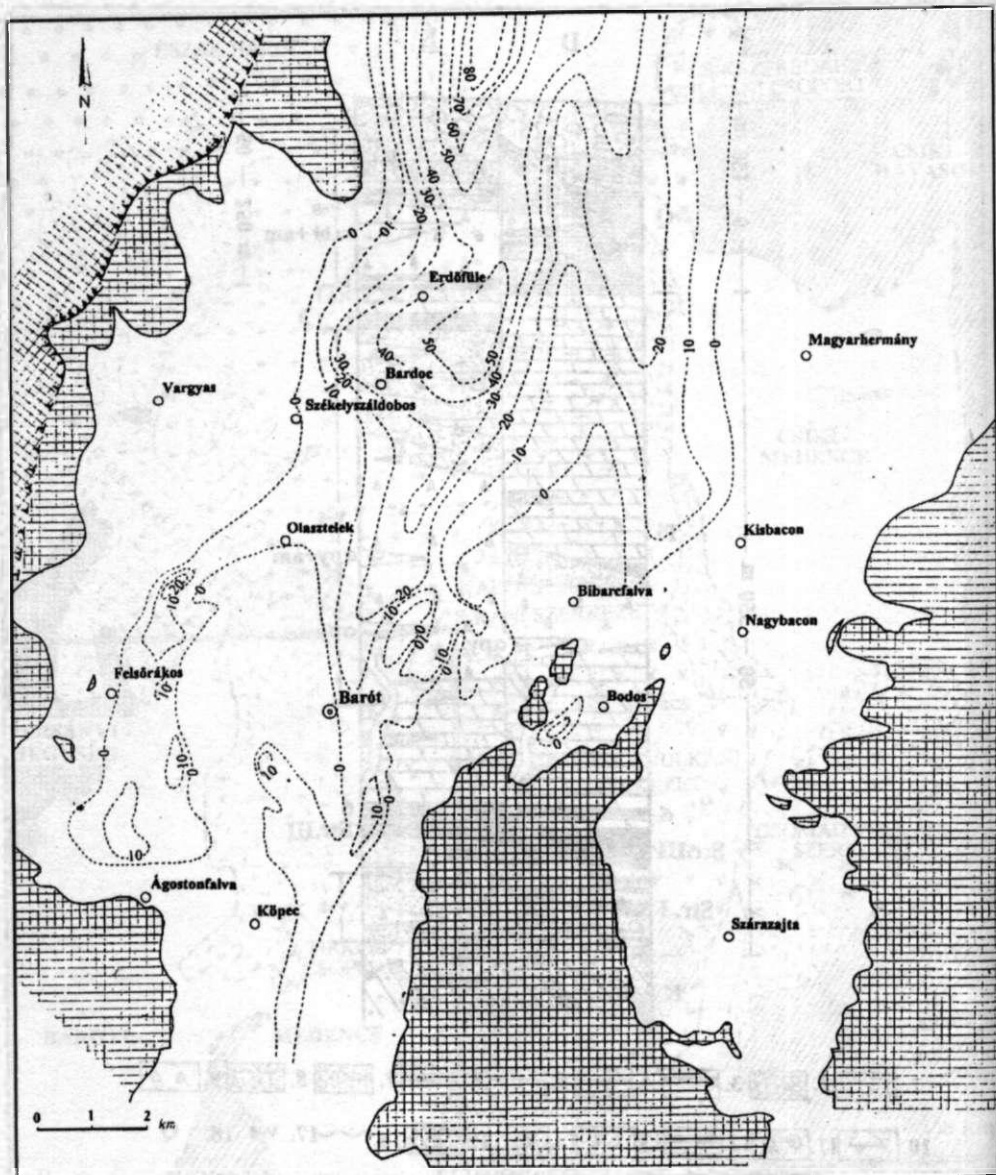


1. [Pattern] 2. [Pattern] 3. [Pattern] 4. [Pattern] 5. [Pattern] 6. [Pattern] 7. [Pattern] 8. [Pattern] 9. [Pattern]
10. [Pattern] 11. [Pattern] 12. [Pattern] 13. [Pattern] 14. [Pattern] 15. [Pattern] 16. [Pattern] 17. v-s 18. Q
19. Pl 20. K 21. αpy 22. αpy+am 23. αbi+am 24a./ Str. I; b./ Str. III

Jelmagyarázat: Holocén; 1./ teraszüledék; Pliocén–pleisztocén; 2./ keresztezett rétegződés (törmelékes kőzetek); 3./ agyag; 4./ márga; 5./ tufás márga; 6./ szénréteg; 7./ alapproccsa; 8./ vulkáni homok; 9./ vulkáni agglomerátum; 10./ lávafolyás; 11./ habkő tartalmú összlet; 12./ sziderit; 13./ tufa; 14./ lumasella; Kréta; 15./ flis összletek (homokkő, márga, agyagpala); 16./ diszkordancia felület; 17./ vulkanoszediment szint; 18./ kvarter; 19./ pliocén; 20./ kréta korú üledék; 21./ piroxénandezit; 22. amfibolos piroxénandezit; 23./ amfibolos biotitandezit; 24a./ I. sz. szénréteg; 24b./ III. sz. szénréteg.

2. ábra A Baróti-medence fiatal medencekitöltő üledéksorának elvi rétegoszlopa (É-i és D-i rész)

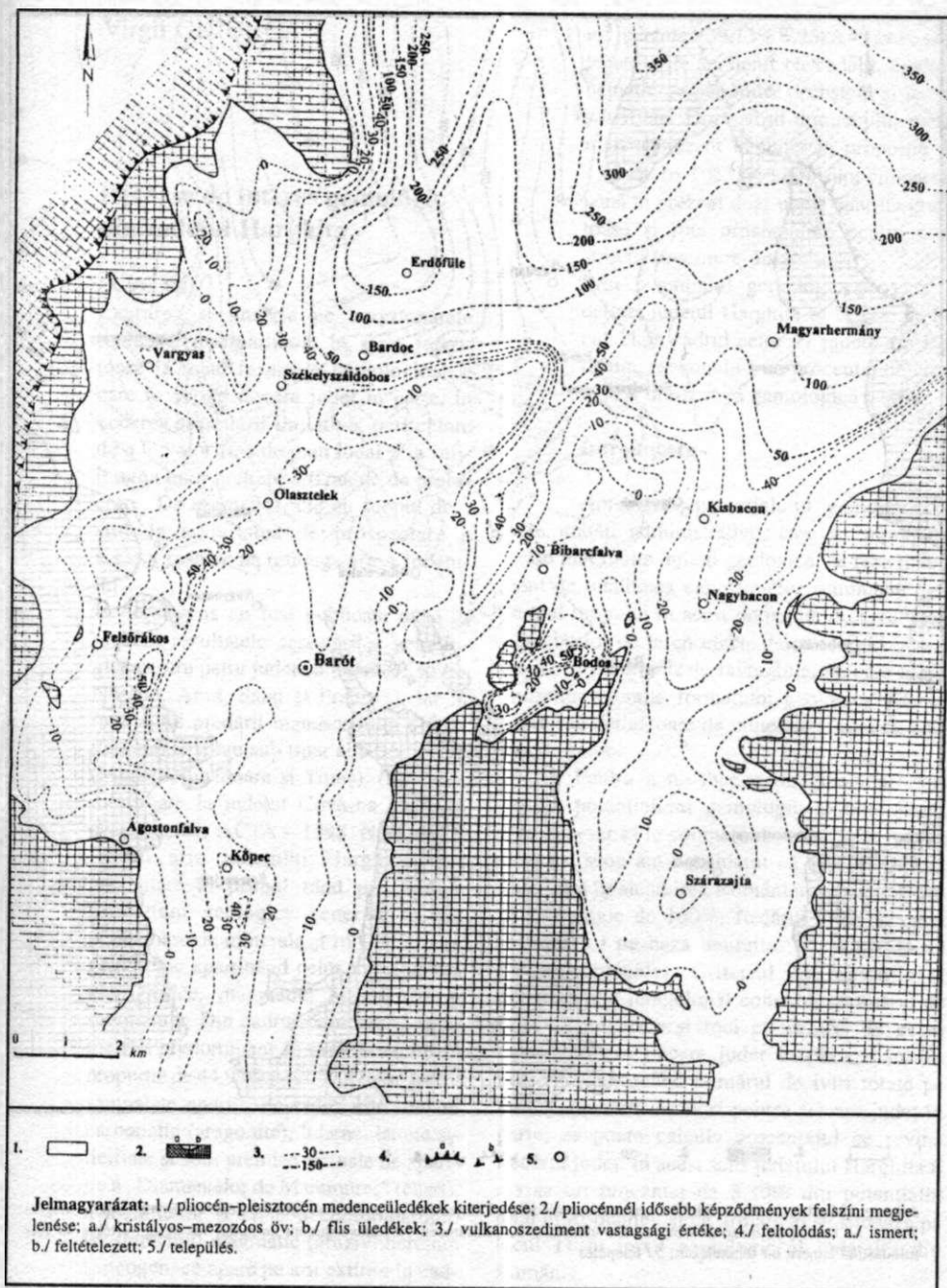




1. 2. 3. 4. 5.

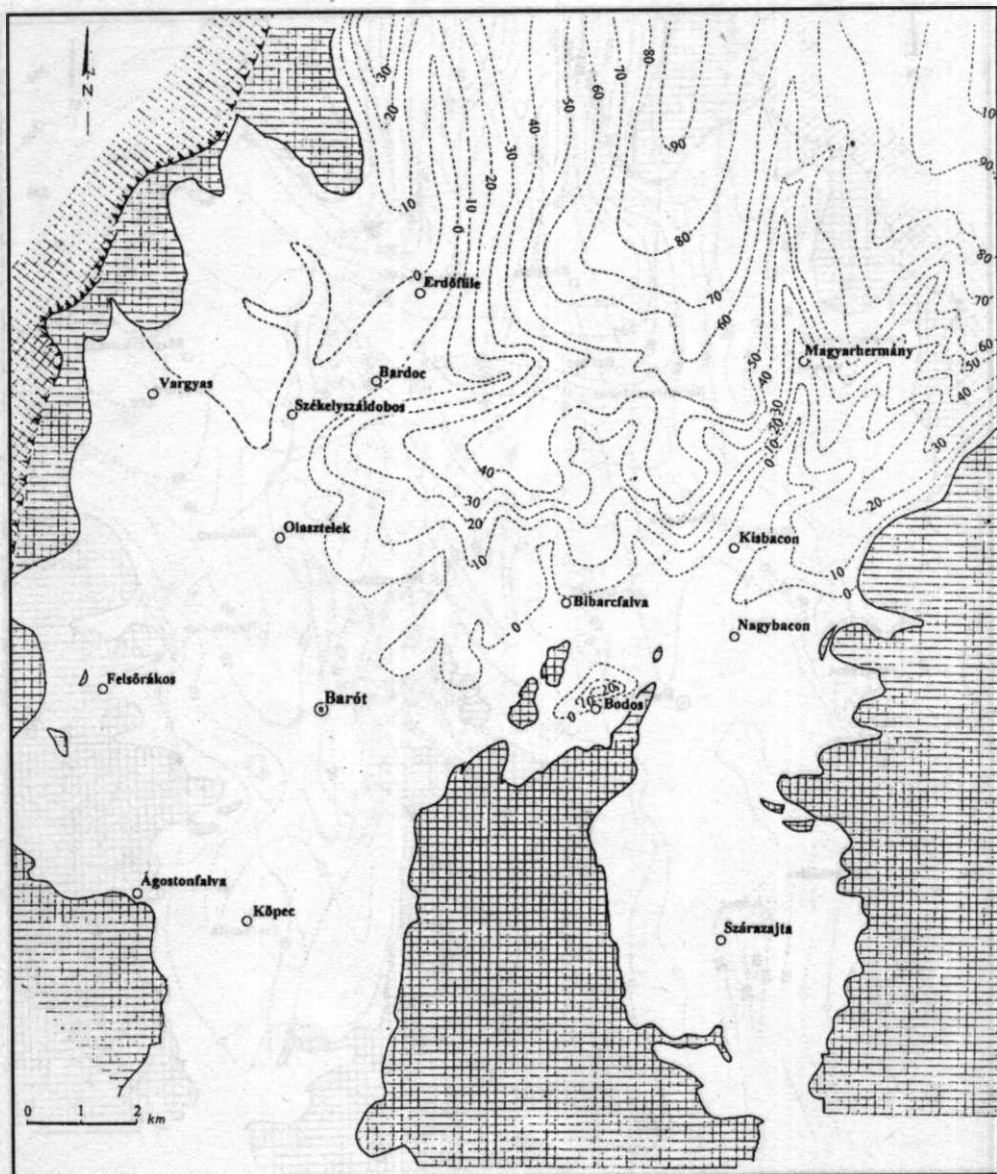
Jelmagyarázat: 1./ pliocén–pleisztocén medenceüledékek kiterjedése; 2./ pliocénnél idősebb képződmények felszíni megjelenése; a/ kristályos–mezozóos öv; b/ flis üledékek; 3./ vulkanoszediment kumulált vastagsági értéke; 4./ feltolódás; a/ ismert; b./ feltételezett; 5./ település.





4. ábra Felsőpliocén vulkanoszedimentek (középső vulkáni komplexum) elterjedése és kifejlődési vastagsága a Baróti-medencében





1. 2. 3. 4. 5.

Jelmagyarázat: 1./ pliocén–pleisztocén medenceüledékek kiterjedése; 2./ pliocénnél idősebb képződmények felszíni megjelenése; a./ kristályos–mezozóos öv; b./ flis üledékek; 3./ pleisztocén vulkanoszediment kumulált vastagsági értéke; 4./ feltalálás; a./ ismert; b./ feltételezett; 5./ település

5. ábra Pleisztocén vulkanoszedimentek (felső vulkáni komplexum) elterjedése és kifejlődési vastagsága a Baróti-medencében

