

# MEDDIG ÉR A TAKARÓNK? – TEREPEBEJÁRÁS A MAROS VÖLGYÉBEN

Raucsik Béla, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged  
e-mail: raucsik@geo.u-szeged.hu; raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

## 1. Bevezetés

A Pannon-medence aljzatának egyik meghatározó szerkezeti egysége a Tiszai-főegység (Tiszai-egység; Tisia-terrénium), amit az alpi orogenezishez köthető takaróképződés és pikkelyeződés eredményeként északkelet–dél nyugati irányú övezetes elrendeződés jellemez. Döntően a mezozoos fációs különbségeket tükrözik az elkülönített üledékképződési övezetek: a Mecseki-, a Villányi- (Villány–Bihari-), a Békés–Codrui- és a Kisbihari (Bihariai)-zóna (Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Haas et al., 2010). Azzal együtt, hogy a Tiszai-főegység eredetének, ősföldrajzi helyzetének meghatározása újra és újra a kutatások középpontjába kerül (pl.: Schmid et al., 2008; Császár et al., 2015; Tari, 2015), az alpi szerkezeti öveken belüli szelvények korrelációja viszonylag jól dokumentált (Császár, 2005; Császár et al., 2015).

Nem ez a helyzet a prealpi terréniumokkal, amelyek regionális (és helyenként lokális) korrelációja számos képződmény esetén problémás. Fokozottan igaz ez az Alföld fiatal medenceüledékekkel fedett aljzatára (M. Tóth et al., 2015). Erre kiváló példa a dél-alföldi preneogén aljzati terület, amit a hazai szakirodalom egységesen a Békés–Codrui-szerkezeti övbe sorol (Császár, 2005; Haas et al., 2010). Ettől eltérően Schmid és munkatársai (2008) az Algyői-aljzatmagaslat keleti részét a Kisbihari-takarórendszer részeként kezelik, ami így értelmezésükben már a Dácia-egység része. Matenco és Radivojević (2012) szeizmikus szelvények feldolgozására épülő tanulmánya szerint a zóna délnyugati részén (hazánkban ez a Kelebiai Komplexum területét érintheti) tektonikai ablak jelleggel a mélyebb szerkezeti helyzetű Bihari-egység (Villány–Bihari-zóna) kristályos képződményei emelkedtek ki a környező Békés–Codrui-takarók alól. Ez a hipotézis az aljzati metamorf, magmás és paleozoos üledékes képződmények korrelációjában új kutatási irányvonalat nyit meg.

A szerkezeti modellek közötti ellentmondás tükrében kap geológiai értelmet a címben megfogalmazott kérdés: a regionális korreláció szisztematikus, modern szemléletű összehasonlító kőzettani és geokémiai kutatások eredményeként tehető meg. Korábban ilyen törekvések voltak a fő mozgatórugói számos, a kristályos aljzat variszkuszi granitoid kőzeteit, illetve a permi vulkáni asszociációt érintő kutatásnak (Pál-Molnár et al., 2001a, 2001b, 2005a, 2005b, 2009; Pál-Molnár, Kovács, 2002; Buda, Pál-Molnár, 2012; Buda et al., 2012, 2014; Varga et al., 2015). A magyarországi előfordulások részletes megismerésén túl azonban a kristályos aljzat kőzeteinek korrelációjában kiemelkedő jelentőségű az Erdélyi-középhegység (Munții Apuseni) felépítésével, szerkezeti és rétegtani tagolásával foglalkozó, modern megközelítésű kutatási eredmények ismerete. A 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés szervezőjeként a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének munkatársai ezért döntöttek úgy, hogy a konferenciához kapcsolódó terepbejárás az Erdélyi-középhegység egy kis szeletével ismerteti meg a résztvevőket.

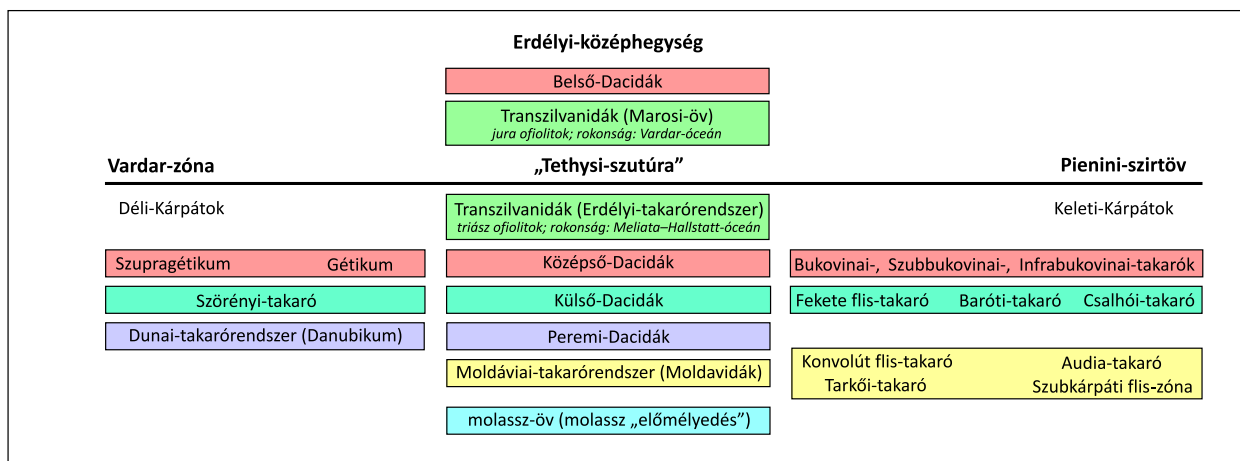
Vándorgyűlésünk terepi programja során az Erdélyi-középhegység déli részének (a Maros völgyében és környezetében található) legkarakteresebb magmás és metamorf kőzeteivel ismerkedünk meg. A nap során olyan paleozoikum, mezozoikum és neogén képződményekkel találkozunk, amelyek az Erdélyi-középhegység és az egész Tiszai-főegység fejlődéstörténete, geodinamikai, petrotektonikai eseményei szempontjából meghatározóak. A következőkben rövid áttekintést adunk a terület földtani, rétegtani viszonyairól, különös tekintettel az itt található magmás és metamorf kőzetek kapcsolatrendszerére.

### 1.1. Az Erdélyi-középhegység földtani felépítése – áttekintés

A Kárpátok és az Erdélyi-középhegység szerkezeti és földtani kapcsolata mind a mai napig számos kérdést vet fel. A témával foglalkozó, legszélesebb körben ismert elképzelések és modellek Săndulescu (1984, 1994) nevéhez fűződnek; ezek leegyszerűsített sémáját Ionescu és Hoeck (2010) alapján az 1. ábra mutatja be. Az elképzelés központi eleme az ún. „Tethysi szutúra”, ami magában foglalja az egykori Tethys aljzatának maradványait, és összekötést teremt a jelen orientáció szerint déli helyzetű Vardar-óceánág (Vardar-zóna), valamint az északnyugati Piemonti-óceánág (a Pienini-szirtöv) között. Săndulescu (1984, 1994) szerint a két általa egyaránt Transzilvanidáknak vagy Erdélyi-takarórendszernek elnevezett, ofiolitokat tartalmazó takarórendszer a Tethys fő szutúra övezetéből származik: az egyik északnyugati vergenciával az Északi-Erdélyi-középhegységre, míg a másik kelet felé, a Keleti-Kárpátok takaróira tolódott. Szerkezeti értelemben tehát ezek az egységek képviselik (tipikus obdukciós takarókként) az Erdélyi-középhegység és a Keleti-Kárpátok legmesszebbre áttolódott, legfelsőbb helyzetű takaróit. A két Erdélyi-takarórendszer (Transzilvanidák) elnevezésből fakadó zavar elkerülése érdekében az Erdélyi-középhegység legmagasabb helyzetű szerkezeti elemét némely szerző azonos értelemmel, de más elnevezéssel, Marosi-övnök vagy Marosi-zónának tünteti fel (Hoeck et al., 2009; Ionescu et al., 2009b; Ionescu, Hoeck, 2010).

A keleti-kárpáti Erdélyi-takarórendszer és a Marosi-öv ofiolitjainak eddigi legrészletesebb kőzettani és geokémiai összehasonlítását Hoeck és munkatársai (2009) tették közzé. Véleményük szerint a keleti-kárpáti Erdélyi-takarórendszerben megismert ofiolitok kizárólag a triász során keletkeztek, jellegeik alapvetően meg egyeznek a Meliata–Hallstatt-óceán Nyugati-Kárpátokban feltárt kőzetegyüttesével, amit szoros genetikai kapcsolatukkal magyaráznak. Ezzel szemben a Vardar-óceán részét képező Marosi-övet alkotó középső–késő-jura ofiolitok és a kapcsolódó magmatitok nem csupán korukban, hanem kőzettani és geokémiai vonásaikban is eltérnek a keleti-kárpáti megfelelőiktől.

Az Erdélyi-takarórendszer alatt elhelyezkedő, kristályos aljzatról és üledékes fedőből álló, a mezozoikum során kialakult takarós



1. ábra – A romániai Kárpátok szerkezeti vázlata Sándulescu (1984), Hoeck és munkatársai (2009), valamint Ionescu és Hoeck (2010) alapján módosítva

egységeket Sándulescu (1984) összefoglalóan Dacidáknak nevezte el. Ezek képviselőit az Erdélyi-középhegységben Belső-Dacidák néven különítette el a Keleti- és a Déli-Kárpátokban fellépő (szerkezetileg egyre mélyebb és egyre külsőbb helyzetű) Középső-, Külső- és Peremi-Dacidáktól (1. ábra). Ebben a felfogásban tehát a Belső-Dacidák alkotják az Északi-Erdélyi-középhegység takarórendszerét. A Középső-Dacidák képviselőit Szupragéta- és Géta-takaróknak (Szupragétikum és Gétikum) hívjuk a Déli-Kárpátokban, míg Bukovinai-, Szubbukovinai- és Infrabukovinai-takaróknak a Keleti-Kárpátokban. A Külső-Dacidák egyrészt egy hajdani óceáni kéreg, másrészt a kapcsolódó üledékes fedőképződmények maradványaiból állnak. Valódi ofiolitokat kizárólag a Déli-Kárpátokban fellépő Szőrényi-takaró tartalmaz; megfelelői a Keleti-Kárpátokban a Fekete flis-, a Baróti- és a Csalhói-takaró. A Peremi-Dacidák a Déli-Kárpátokra korlátozódnak, lényegében a Dunai-takarórendszer (Danubikum) formájában. A Keleti-Kárpátok legkülső egységeit a kainozoos Moldáviai-takarórendszerbe (Moldavidák) soroljuk. Képviselői a Konvolút flis-, az Audia- és a Tarkói-takaró, továbbá a Szubkárpati flis-zóna (1. ábra). A Kárpátok peremét a Kelet-európai platform felé a molassz-öv (vagy „molassz elömléyedés”) képezi (Ionescu, Hoeck, 2010).

Az Erdélyi-középhegység geológiájával foglalkozó szerzők (Bleahu, 1976; Ivanovici et al., 1976; Sándulescu, 1984; Balintoni, 1994, 1997; Balintoni et al., 2009a) – egyes részletektől eltekintve – egyetértenek a terület földtani felépítésének alapvonásaival. A kristályos aljzat gondwanai eredetű, Balintoni és munkatársai (2009a) alapján három prealpi terrénura bontható: a Szamosi-, a Kisbihari- és az Aranyosbányai-terrénumra. Litosztratigráfiai értelemben ezek kőzetegyüttesét az azonos nevű komplexumokba sorolták.

Az Erdélyi-középhegység két, markánsan elkülönülő részre, az Északi- (Belső-Dacidák) és a Déli-Erdélyi-középhegységre (Transzilvanidák) osztható (2. ábra), melyek jelenlegi szerkezete az alpi orogén fázisok során, a középső-késő-krétában jött létre. Előbbi magában foglalja a Bihari-parautochtont, a Codru/Codru- és a Kisbihari/Biharia-takarórendszert, utóbbi pedig – mint fentebb jeleztük – lényegében megegyezik a Marosi-övvvel. Valamennyi említett egységnek eltérő földtani, rétegtani felépítése és – természetesen – eltérő fejlődéstörténete van. Az Északi-Erdélyi-középhegység földrajzilag nagyjából a Réz-hegység (Munții Plopiș), a Meszes-hegység (Meseș), a Királyerdő (Pădurea Craiului), a Bihar-hegység (Bihar), a Vigyázó (Vlădeasa), a Béli-hegység (Codru Moma) és a Hegyes-hegység (Highiș) területét öleli fel. A Déli-Erdélyi-középhegység felépítésében az Erdélyi-érchegység (Metaliferi), a Torockói-hegység

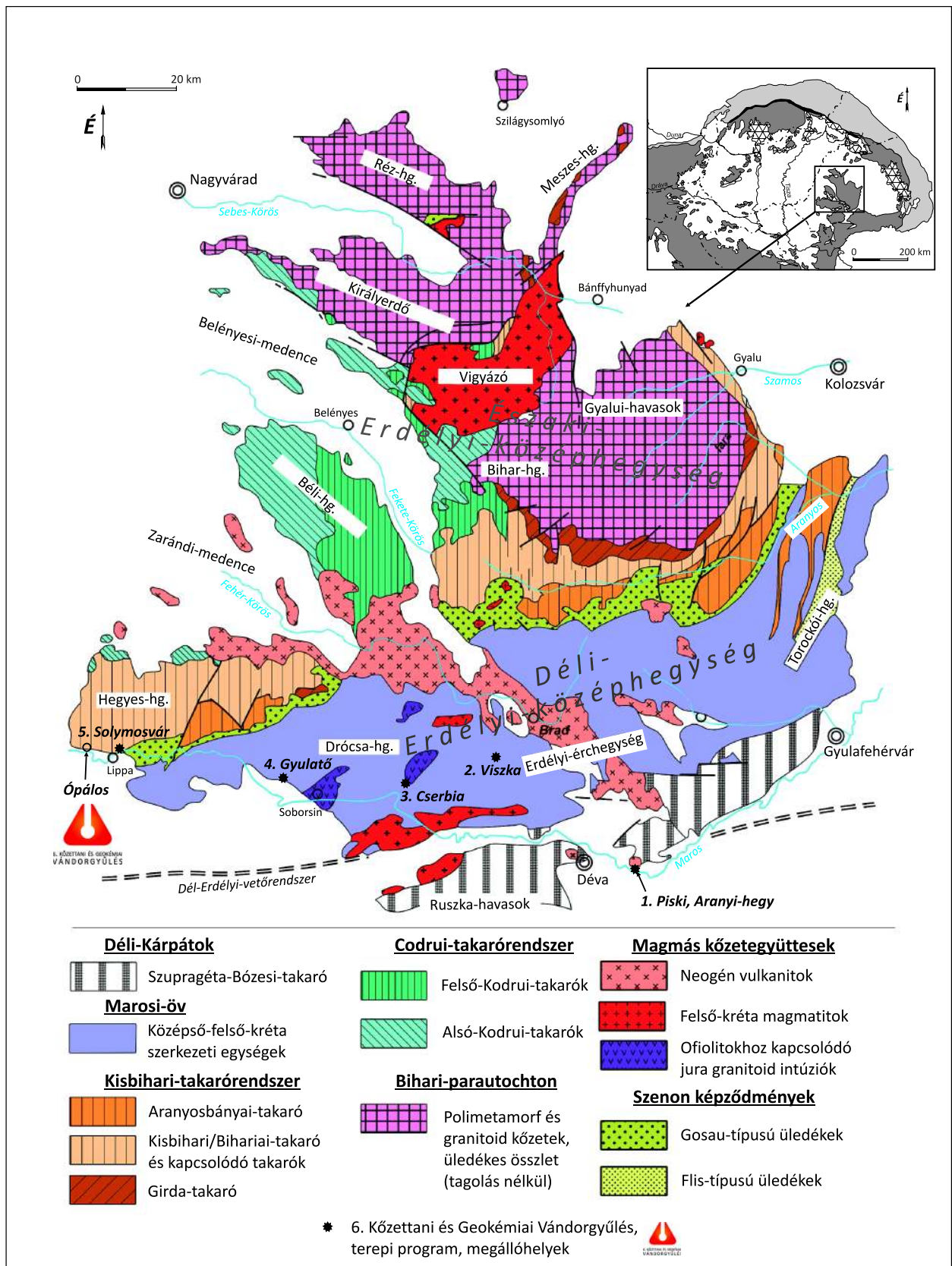
(Trascău) és a Drócsa-hegység (Drocea) vesz részt (Ionescu, Hoeck, 2010 és az általuk hivatkozott irodalmak).

Schuller és munkatársai (2009) szerint a késő-turon takaróképződést követően – egy iv előtti medence geodinamikai rendszeréhez kapcsolódva – Gosau-típusú üledékes összlet halmozódott fel a területen (2. ábra). Idősebb szakaszára lassú üledékképződés, kontinentális, majd sekélytengeri sziliciklasztos képződmények és rudistás mészkő a jellemző. A campani során drasztikusan felgyorsult az üledékképződés sebessége, mélytengeri, turbiditekkal, olisztosztrómákkal jellemzett összlet alakult ki, amit a Vigyázó térségében a banatitos magmatizmushoz kapcsolódó vulkanoszedimentek helyettesítenek. A Gosau-típusú üledékképződés a kréta/paleogén határ körül fejeződött be az Erdélyi-középhegységben.

Merten és munkatársai (2011) kis hőmérsékletű termokronológiai adatok és terepi szerkezetföldtani megfigyelések alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az Erdélyi-középhegység jelenlegi topográfiája és szerkezeti képe lényegében a késő-kréta végén alakult ki, és a paleogén során több fázisban kisebb módosulásokon ment keresztül. A térrövidülés és a banatitos magmatizmus hatására bekövetkezett felboltozódás eredményeként késő-kréta–paleocén exhumáció feltételezhető. Az Erdélyi-középhegység kiemelkedése és eróziója eredményeként nagy vastagságú törmeléken üledékes összlet halmozódott fel az Erdélyi-medence szomszédos területein. A paleogén során nagy valószínűséggel többfázisú deformáció érte a területet, amit mélyre hatoló vetőzóna mentén bekövetkezett regionális térrövidülés okozhatott. A paleogénben feltételezett két kiemelkedési epizód mindegyike elérhette a ~3,5 km-es nagyságrendet. Mindez élesen ellentmond annak a korábbi nézetnek, miszerint ebben az időintervallumban süllyedés és ennek következtében általános üledékképződés lett volna a meghatározó. Merten és munkatársai (2011) szerint a középső-miocén extenzió és az ehhez kapcsolódó magmatizmus nem okozott regionális léptékű kiemelkedést az Erdélyi-középhegységben, továbbá – ellentétben a Pannon-medencével – számottevő mértékű poszt-pannoniai kiemelkedés sem igazolható a területen.

### 1.1.1. Északi-Erdélyi-középhegység

Az Északi-Erdélyi-középhegységet felépítő, kristályos aljzattól és permomezozoos fedőből álló szerkezeti elemek a Tiszai-főegység (Tisia) részét képezik (Fülöp et al., 1987; Csontos, Vörös, 2004; Haas et al., 2010). A Tisia (mint mikrokontinens) az európai variszcidákhoz tartozott, majd levált a stabil európai peremről, és komplex (részleteiben megnyugtató módon a mai napig nem tisztázott) lemezmozgások eredményeként került jelenlegi helyzetébe (Haas et



**2. ábra** – Az Erdélyi-középhegység alpi szerkezeti egységeinek egyszerűsített térképe a legfontosabb magmás kőzetegységek kiemelésével (Bleahu, 1976; Ianovici et al., 1976; Sándulescu, 1984; Balintoni et al., 2009a; Ionescu, Hoec, 2010 alapján, módosítva)  
Az indextérkép az Erdélyi-középhegység elhelyezkedését mutatja alp-kárpáti keretben. A térképvázlaton feltüntettük a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés helyszínét (Ópálos) és a terepbejárás során érintett megállóhelyeket (1–5.).

al., 2001). A különböző fokú metamorfózist elszenvedett egységeket rétegtani szempontból korábban formációkba, illetve sorozatokba tagolták (ld. Bleahu, 1976; Ianovici et al., 1976). Újabban azonban együttes („assemblage”), közcsoport („lithogroup”) vagy komplexum („Complex”) besorolással említik őket (ld. Dallmeyer et al., 1999; Pană et al., 2002; Balintoni et al., 2009b), ami viszonylag bonyolult nevezéktant eredményezett. Jelen kirándulásvezetőben – a nemzetközi gyakorlattal és a hazai törekvésekkel (M. Tóth et al., 2015) összhangban – a komplexum elnevezést részesítjük előnyben.

Az Északi-Erdélyi-középhegység jelentős részét a legmélyebb (relatív autochton, azaz parautochton) helyzetű szerkezeti elemhez, a Bihari-parautochtonhoz soroljuk. A szerkezeti magasabb helyzetű egységeket eltérő közettani felépítésük és deformációtörténetük alapján két, Rozlozsnik (1937) által felismert takarórendszerre, a mélyebb helyzetű Codrui- és a magasabb helyzetű Kisbihari-takarórendszerre tagoljuk (3. ábra).

A **Bihari-parautochton** polimetamorf aljzatból, továbbá permomeozoos üledékes és vulkáni fedőképződményekből épül fel. Aljzata a Szamosi Komplexum, ami amfibolit fációs csillámpalából, gneiszből, amfibolitból, kvarcitból és metaultrabázitból áll; ezek vélhetően részben proterozoikumi, részben ópaleozoikumi protolitjai több fázisú (~357–281 millió évvel ezelőtt végbement) variszkuszi metamorfózison mentek keresztül (Dallmeyer et al., 1999; Balintoni et al., 2009b). A Bihari-parautochton kristályos aljzatában kiterjedt kontaktzónával rendelkező, nagyméretű granitoid intrúziók (pl. a Codru és a Nagyhavasi/Muntele Mare pluton) találhatóak (Ionescu, Hoeck, 2010). A Nagyhavasi granitoid pluton radiometrikus kora korábbi kutatások alapján  $278,4 \pm 2,1$  millió év (Pană et al., 2002). Balintoni és munkatársai (2009a) alapján a gránit *in situ* cirkon U/Pb korhatározásának eredménye  $290,9 \pm 3,0$  millió év súlyozott átlag és  $291,1 \pm 1,1$  millió év konkordáns kort, illetve  $296,6 \pm 6$  millió év

kristályosodási kort adott. Értelmezésük szerint az S-típusú, anatektikus eredetű Nagyhavasi granitoid pluton az Erdélyi-középhegység variszkuszi fejlődéstörténetének utolsó állomását jelzi.

Dallmeyer és munkatársai (1999), valamint Pană és munkatársai (2002) szerint a Szamosi Komplexum kiemelkedéséhez kapcsolódóan (230–79 millió év között szóró koradatokkal) intenzív, a zöldpala fációs körülményei között végbement milonitosodás és töréses deformáció kapcsolódott. Megjegyzendő, hogy több szerző szerint (Balintoni, 1997; Balintoni, Puște, 2002; Balintoni et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010) a Szamosi Komplexum kőzetei nem korlátozódnak a Bihari-parautochtonra, hanem a Codrui- és a Kisbihari-takarórendszer egyes takarói variszkuszi aljzatának felépítésében is részt vesznek. A Szamosi Komplexum fedőjét a parautochton területén perm-alsó-kréta sziliciklasztos és karbonátos üledékes rétegsor alkotja (3. ábra).

A **Codrui-takarórendszer** a Bihari-parautochton nyugati-délnyugati irányból öleli körbe. Rétegsorai felszínén főként a Béli-hegységben és a Királyerdőben, alárendelten a Bihar-hegységben és a Hegyes-hegység északi részén található; valamivel kisebb területen, mint a Kisbihari-takarórendszer (2. ábra).

Balintoni (1997) szerint a Codrui-takarórendszer hat vagy hét (egy-egy alsó és felső takaró-együttesbe sorolható) takaróból épül fel. A Várasfenesi/Finiş-takaró kivételével valamennyi permomeozoikumi üledékes összetekből áll, eredeti aljzatáról lenyíródott buroktakaró (3. ábra). A Várasfenesi-takaróban megtaláljuk a korábban a Szamosi (Ianovici et al., 1976; Săndulescu, 1984), újabban a Codrui Komplexumba sorolt amfibolit fációs variszkuszi polimetamorf aljzatot is, ami főleg ortoamfibolitból (~405–366 millió éves hornblende  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kor) és metagabbroból, alárendelten gneiszből, csillámpalából (~340–335 millió éves muszkovit  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  kor) áll (Dallmeyer et al., 1999). Pană és munkatársai (2002)

Prealpi terrénnumok és azok aljzata	Prealpi terrénnumok alpi metamorfózist szenvedett fedőképződményei	Alpi szerkezeti egységek		
<b>Aranyosbányai (Baia de Arieş) terrénnum</b> Aranyosbányai Komplexum (metamorf sorozat)	<i>A fedő rétegsor nem szenvedett metamorf átalakulást.</i>	<b>Hegyes–Muncsel-takaró (Highiş–Muncel)</b> Pajzsi Komplexum	<b>Kisbihari/Biharia-takarórendszer</b>	
		<b>Aranyosbányai-takaró</b> Aranyosbányai Komplexum		
<b>Kisbihari (Biharia) terrénnum</b> Kisbihari Komplexum (metamorf sorozat)	Pajzsi (Paiuşeni) Komplexum, perm	<b>Kisbihari-takaró</b> Pajzsi Komplexum Vulturese-Belioara-egység Kisbihari Komplexum		<b>Codrui/Codrui-takarórendszer</b>
		<b>Biharmezői-takaró (Poiana)</b> Pajzsi Komplexum		
		<b>Aranyosfői-takaró (Arieşeni)</b> Pajzsi Komplexum Kisbihari Komplexum		
<b>Szamosi (Someş) terrénnum</b> Szamosi Komplexum (metamorf sorozat)	<i>A fedő rétegsor nem szenvedett metamorf átalakulást.</i>	<b>Girda/Gârda-takaró</b> Pajzsi Komplexum Szamosi Komplexum		<b>Bihari/Bihor-p.</b>
		<b>Kolafalvi/Coleşti-takaró</b> Tr–J		
		<b>Vaskohi/Vaşcău-takaró</b> Tr–J		
		<b>Momai-takaró</b> P–Tr		
		<b>Tárkánykai-takaró (Dieva)</b> P–K <sub>1</sub>		
		<b>Várasfenesi-takaró (Finiş)</b> Szamosi/Codrui Komplex.		
<b>Valányi/Vălani-takaró</b> Tr–K <sub>1</sub>	Szamosi Komplexum			
<b>Bihari-egység (Bihor)</b>				

**3. ábra** – Az Északi-Erdélyi-középhegység szerkezeti vázlata Balintoni és munkatársai (2009a) alapján módosítva  
 Rövidítések: P – perm; Tr – triász; J – jura; K – kréta; p. – parautochton



szerint a Codrui Komplexum egy, a Szamosi és az Aranyosbányai/Baia de Arieş Komplexum (ld. lejjebb) közötti pre-devon szuturázónát képvisel. Ezekbe a metamorfotokba diorit-, granodiorit- és gránittek nyomultak (372,2±1,0 millió éve), majd ~117 millió évvel ezelőtt együtt szenvedtek zöldpala fáciesű, milonitosodással és fillonitképződéssel jellemzett alpi deformációt (Dallmeyer et al., 1999; Pană et al., 2002).

A **Kisbihari-takarórendszer** az Erdélyi-középhegység központi részét alkotja. Legjobb feltárásai a Gyalui-havasok keleti és déli, valamint a Bihar-hegység délnyugati peremén található. Ez a takarórendszer alkotja a Hegyes-hegység fő tömegét (2. ábra).

Jelen felfogás szerint a Kisbihari-takarórendszert hat takaróra tagoljuk, melyek közül csupán kettő tartalmaz permomezozoos vulkanoszediment fedőt, a többi kizárólag polimetamorf összetekből áll (3. ábra). Dallmeyer és munkatársai (1999), valamint Balintoni és munkatársai (2002) eredményei alapján (a korábban a Codrui-takarórendszerbe sorolt) Girda/Gârda- és Aranyosfői/Arieşeni-takaró a Kisbihari-takarórendszer legmélyebb helyzetű egységei, amit zöldpala fáciesű alpi metamorfózist elszenvedett permotriász kőzetegyüttesük definiál. Hasonló, változó mértékű nyírással, helyenként milonitosodással jellemezhető alpi metamorfózis igazolható a rájuk tolodott Biharmezői/Poiana- és Kisbihari/Biharia-takarót felépítő összetekben, a Pajzsi/Paiuşeni és a Kisbihari/Biharia Komplexumokban (Balintoni et al., 2009a).

Az említett alpi, nagyon kis- és kisméretű (gyakran milonitok képződésével kísért) nyírásos deformáció nyomai mintegy 150 km hosszan, 5–20 km szélességben követhetők a Codrui- és a Kisbihari-takarórendszer határzónájában a Hegyes-hegység nyugati végétől a Gyalui-havasokig (Hegyes–Kisbihari nyírási öv/„*Highiş–Biharia Shear Zone*”; Pană, 1998). Az említett takarókat felépítő Pajzsi/Paiuşeni és Kisbihari/Biharia Komplexumok fő tömegét változatos protolitokból kialakult, zöldpala fáciesű, eltérő mértékű milonitosodást elszenvedett kőzetek és fillonitok alkotják, amelyek ÉNy-i vergenciával tolodtak a Codrui-takarórendszerre. A deformáció korát illetően Dallmeyer és munkatársai (1999) fillonitokból középső-jura–középső-kréta <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar korokat állapítottak meg.

Az újpaleozoos Pajzsi Komplexum különböző mértékben nyírt, milonitosodott, metavulkanitokkal és metavulkanoszedimentekkel összefogazódó, alárendelten márvány lencséket tartalmazó metakonglomerátumból, metahomokkőből és fillitból áll. Ebbe a felső-karbon–alsó-perm összetekbe nyomult a Hegyesi Magmás Komplexumba sorolt granitoid intrúzió a kora-permben (278–264 millió év; Pană et al., 2002). Az alpi fázisok során mind a Pajzsi, mind a Hegyesi Magmás Komplexum kőzetei az említett nyírásos jellegű, zöldpala fáciesű metamorfózison estek át.

A takarórendszer tagjai közül a legjelentősebb a Kisbihari-takaró kőzetegyüttese (Kisbihari Komplexum), amelyet savanyúbb kőzetekkel társult metabázit, metaultrabázit, alárendelten márvány és fekete kvarcit alkot (Ilanovici et al., 1976). Az alpi deformációtól leginkább mentes metamagmatitok protolitjainak korát Pană és munkatársai (2002) a késő-kambrium–kora-ordoviciumi időintervallumba helyezték.

A magasabb helyzetű Aranyosbányai/Baia de Arieş- és Hegyes–Muncsel/Highiş–Muncsel-takarókat az Aranyosbányai és a Pajzsi Komplexum kőzetanyaga építi fel (Balintoni et al., 2009a; 3. ábra). Előbbi kizárólag közepes- és nagyfokú metamorfózison átesett variszkuszi csillámpalából, paragneiszből, kvarcitból, eklogit kőzetzárványokat tartalmazó metakarbonátból és amfibolitból áll (Mărunţiu et al., 2004). A néhány kilométeres hosszúságú, lencse alakú (dolo-)márvány betelepülések fokozatosan mennek át az őket körbevevő gneisz és csillámpala tömegbe. Számos, a komplexumhoz kapcsolódó (szintén nyírt) granitoid is ismert. Ezek kora meglehetősen bizonytalan, Pană és munkatársai (2002) ~206 millió éves cirkon <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb kort határoztak meg. Noha milonitos zónák

itt is igazoltak, az alpi, zöldpala fáciesű felülbélyegzés ezekben az egységekben kevésbé szignifikáns, mint a takarórendszer mélyebb helyzetű takaróiban (Dallmeyer et al., 1999).

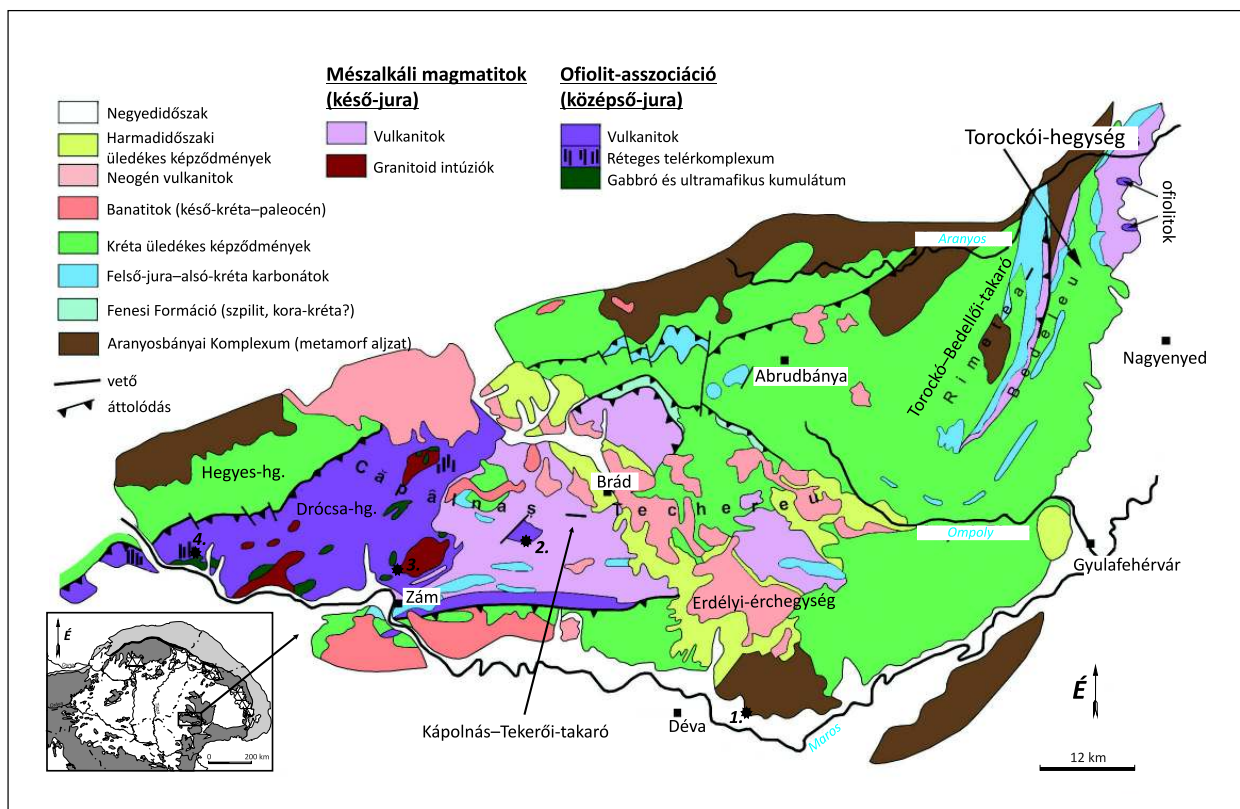
Sajátos képződmény a takarórendszer keleti részén, a Kisbihari- és az Aranyosbányai-takarók közé ékelődött Bélavári/Vulturese-Belioara-egység. Ennek rétegsora kvarc-metakonglomerátummal és kvarcittal kezdődik, ami fekete, grafitos dolomárványba és fehér márványba megy át. Pană (1998) szerint az egység protolitjainak kora öslénytanilag nem igazolt (valószínűleg triász), a nyírásos jellegű alpi metamorfózis kora és mértéke megegyezik a Pajzsi Komplexuméval (kora-középső-kréta, zöldpala fácies).

### 1.1.2. Déli-Erdélyi-középhegység

A Déli-Erdélyi-középhegységet fő tömegében középső-jura ofiolitok, felső-jura szigetív vulkanitok, valamint jura és kréta üledékes kőzetek építik fel. Keletkezésük, tágabb földtani kapcsolataik vonatkozásában a közelmúltig Săndulescu (1984) elképzelése volt a meghatározó. Eszerint a Marosi-öv ofiolit sorozata egyik oldalról az Északi-Erdélyi-középhegység, másik oldalról a Géta- és a Bukovinai-takarórendszer kontinentális kérgű blokkjai közé helyezhető, egykori Vardar-óceánág litoszférajának maradványaként kezelhető. Folytatása az Erdélyi-medence aljzatában, valamint a Keleti-Kárpátok kis kiterjedésű, mezozoos, ultrabázikus–bázikus kőzettestjeiben (Erdélyi-takarórendszer; Transzilvanidák) vélhető. Ezek a maradványok (az orogén övezetek általános tulajdonságainak megfelelően) mind az Erdélyi-középhegység, mind a Keleti-Kárpátok legmagasabb helyzetű takaróit képviselik. Mivel az Erdélyi-takarókból kizárólag a triászban keletkezett ofiolitokat igazoltak, Săndulescu (1984) az óceánágak középső-triásztól késő-jura-kora-krétaig tartó, egymást követő riftingését feltételezte. Kozur (1991) sok vitát generáló közleményében (főleg öslénytani adatokra alapozva) az előbbi modell egy alternatíváját vázolta fel azzal, hogy a Marosi-övvvel szemben az Erdélyi-takarók és a (szintén triász korú) nyugati-kárpáti Meliata–Hallstatt-óceán közvetlen ösföldrajzi kapcsolatát vetette fel. A Marosi-öv és az Erdélyi-takarók közvetlen kapcsolatát feltételezik Schmid és munkatársai (2008) is.

Ennek az alapkérdésnek az eldöntéséhez járultak hozzá részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatokkal Hoeck és munkatársai (2009). Megítélésük szerint lényeges eltérés tapasztalható a Marosi-öv és az Erdélyi-takarók földtani megjelenésében, mivel a Marosi-öv ofiolitjai egy több, mint 60 kilométeren át követhető, a képenyeredetű tektonitoktól eltekintve az ofiolit sorozat valamennyi elemét felsorakoztató, egységes övezetet alkotnak. Ezzel szemben az Erdélyi-takarókban a legnagyobb ofiolitos kőzettestek is csak néhány négyzetkilométeres felszíni elterjedésűek; nincsenek koherens ofiolit sorozatok, az ismert bazaltok és az ultrabázikus jellegű kőzetek többsége a Bukovinai-takaró barrémi–albai vadflisének olisztolitjait vagy breccsaklasztjait alkotja. Az Erdélyi-takarókban mind ócánközépi hátsági (Mid-Ocean Ridge, MOR), mind mészkalkáli és óceáni sziget bazaltokat ismerünk; utóbbiak jelenlétét a Marosi-övben eddig senki sem igazolta. Geokémiai szempontból éles eltérések figyelhetők meg a Marosi-öv és az Erdélyi-takarók MOR bazaltjai, valamint mészkalkáli bazaltjai és andezitjei között. Mindezen földtani érvek alapján Hoeck és munkatársai (2009) elvetik a Marosi-öv és a Keleti-Kárpátok ofiolitjainak közvetlen kapcsolatát, utóbbiakat a Meliata–Hallstatt-óceán ofiolitjaival vélik korrelálhatónak. Megjegyzendő azonban, hogy a témával foglalkozó mérvadó kutatók között nincs egyetértés ennek megítélésében (Pană, 2010).

A Marosi-övet alkotó takarók két, egyaránt kréta időszerű (az albai során lezajlott „ausztriai” és a maastrichti emeletben végbement „larámi”) orogén fázis során jöttek létre; ennek megfelelően egy idősebb (albai) és egy fiatalabb (maastrichti) egységbe sorolhatók (Ionescu, Hoeck, 2010). Az albai szerkezeti egységek aljzataként



**4. ábra** – A Déli-Erdélyi-középhegység egyszerűsített földtani térképe és szerkezeti vázlata Saccani és munkatársai (2001), valamint Ionescu és Hoeck (2010) alapján módosítva. Az indextérkép az Erdélyi-középhegység elhelyezkedését mutatja alp-kárpáti keretben. A térképvázlaton jelöltük a 6. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepbejárása során érintett, kapcsolódó megállóhelyeket (1–4.).

az Aranyosbányai Komplexum szolgált. Közülük a legfontosabb a Déli-Erdélyi-középhegység északkeleti részén található Torockó-Bedellői/Rimetea-Bedelevu-takaró, amely vastag felső-jura szigetív magmatitokból, valamint a rájuk települő, szintén felső-jura mészkövekből áll (4. ábra).

A második, késő-kréta szerkezeti mozgásokhoz köthető takarórendszer magába foglalja az albaiban kialakult egységek egyes fragmentumait. Ezen fázis során az albaiban fiatalabb üledékes képződmények is deformálódtak, valamint északnyugati vergenciával takaróképződést szenvedtek (Ionescu, Hoeck, 2010). A legnagyobb kiterjedésű és legváltozatosabb felépítésű larámi takaró a jura ofiolitokból és szigetív magmatitokból felépülő Kápolnás-Tekerői/Căpâlnaș-Techereu-takaró (4. ábra).

Az említett két kréta takarórendszer kapcsán több kérdés vár megoldásra. Ilyen például számos kréta üledékes képződmény pontos kora, a larámi takaróképződés során felülírt idősebb (albai) szerkezeti elemek korrelációja, a térrövidülés mértékének pontos meghatározása, vagy az Erdélyi-középhegység és a Déli-Kárpátok középső-késő-kréta pozíciójának és kapcsolatának kérdése (Ionescu, Hoeck, 2010).

## 1.2. Jura ofiolitok és szigetív magmatitok a Déli-Erdélyi-középhegységben

### 1.2.1. Földtani háttér

A Marosi-öv fő tömegében ofiolitokból, illetve azokkal szoros összefüggésben álló mészkalkáli szigetív vulkanitokból felépülő, összetett takarórendszer (4. ábra). A múlt században a részletes földtani térképezéshez kapcsolódva, majd azt követően számos kőzettani és geokémiai munka született (Nicolae, 1995; Savu, Udrescu, 1996), az utóbbi két évtizedben pedig modern ásványtani és geokémiai

módszerek alkalmazásával a zóna fejlődéstörténetének korszerű értelmezése is napvilágot látott (Saccani et al., 2001; Bortolotti et al., 2002; Nicolae, Saccani, 2003).

A „Marosi-óceán” aszimmetrikus, kétirányú szubdukcióhoz köthető záródása a késő-jura végén kezdődött (Savu, 2007). Ehhez a folyamathoz kapcsolódik az ofiolitos kőzettestek obdukciója, valamint a szigetív vulkanizmus megindulása. Savu (2007) alapján utóbbi egyrészt (jelen orientáció szerint északon, a Drócsa-Torockói szubdukciós árok mentén) egy Mariana-típusú, bimodális, másrészt pedig (a déli szubdukciós ágon) egy Andesi-típusú, mészkalkáli vulkanizmusban nyilvánult meg.

Savu (2007) szerint a Marosi-öv jelenlegi szerkezetét alapvetően egy, a larámi kollíziót követően kialakult, kettős (longitudinális és diagonális) oldalelmozdulásos törésrendszer határozta meg. Az ofiolitok és a mészkalkáli szigetív magmatitok kapcsolata a két takarórendszerben némileg eltér egymástól. Míg a Kápolnás-Tekerői-takaróban (pl. a zám/Zam kőfejtő közelében, azaz a szigetív vulkanitok előfordulási területének nyugati részén) a szigetív vulkanitok egyértelműen az ofiolitokra települnek (Nicolae, Saccani, 2003), addig a Torockó-Bedellői-takaróban a kontinentális kéreg maradványai őrződtek meg alattuk. A kontinentális kéregfragmentumok és az andezites összetételű szigetív vulkanitok érintkezési viszonyát (magmás kapcsolat vagy tektonikus érintkezés) azonban még nem sikerült megnyugtató módon feltárni (Ionescu, Hoeck, 2010).

### 1.2.2. Kőzettani felépítés

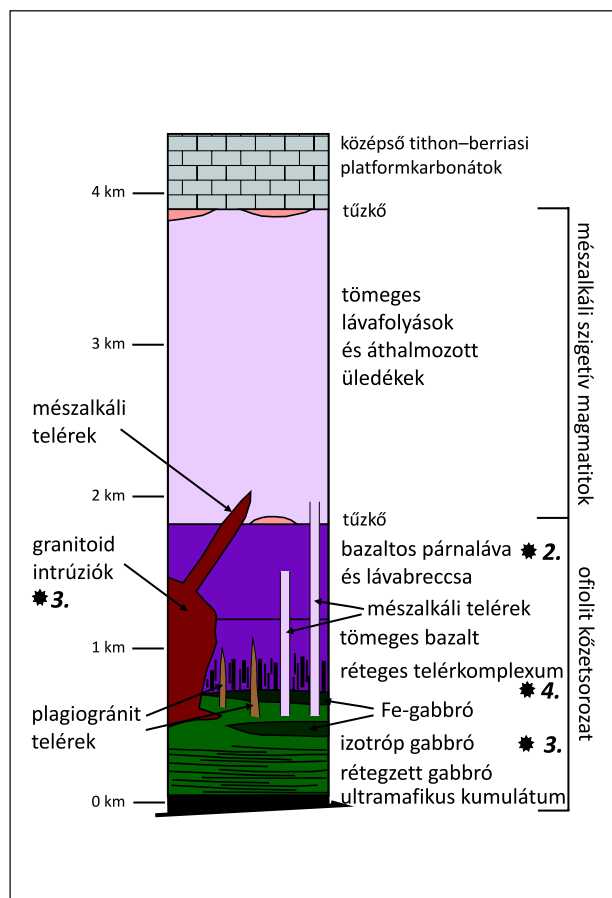
A következő rövid kőzettani jellemzés Saccani és munkatársai (2001), Nicolae és Saccani (2003), valamint Bortolotti és munkatársai (2004) munkáin, továbbá Ionescu és Hoeck (2010) összefoglalásán alapul.

Az ofiolitokból felépülő Marosi-övben kizárólag kéregeredetű

kőzetváltozatokat ismerünk; az egykori köpenyitoszféráról nincs közvetlen adatunk (Saccani et al., 2001). Az óceáni kéreg feltárt maradványai néha ultramafikus kumulátummal kezdődnek, majd réteges és izotróp gabbróval (Fe-Ti-gabbró megjelenésével) folytatódnak. A réteges telérkomplexum többnyire bazaltból vagy bazaltos andezitből felépülő kőzetegyüttese átmenetet képez a vulkáni és a plutoni sorozat között. A vulkáni sorozat bazaltos lávafolyásokból, párnabazaltból és bazalt hialoklasztitból áll (5. ábra).

Az ofiolit sorozat legmélyebb megőrződött része tehát kumulátumból – ez ritkán ultramafikus összetételű – vagy izotróp gabbróból (3. megállóhely) épül fel. A gyakran Fe-ban és Ti-ban gazdagodott izotróp gabbró petrográfiailag általában klinopiroxén-gabbrónak felel meg, ritkán olivin utáni pseudomorfozálakkal (Savu, 1996). Az ofiolit sorozatok általános felépítését követve a gabbró összlet felfelé réteges telérkomplexumba megy át. Az ÉK-DNY-i csapású telérkomplexum jól tanulmányozható feltárásai a Marosi-öv nyugati részén, Gyulató/Julița környékén található (4. megállóhely). A részben telérek fölött elhelyezkedő, részben velük összefogazódó párnalávák alkotják a következő – a legnagyobb felszíni elterjedésű – egységet (2. megállóhely). A párnalávák és a tömeges lávafolyások többnyire afanitos, ritkán porfirós szövetű plagioklász és klinopiroxén mikrofenokristályokkal. A bazalt alapanyagát kevés halmazokba rendeződött plagioklász, klinopiroxén és vas-oxid ásványok alkotják. Az alapanyag egykori üveges és kriptokristályos része teljes egészében kloritá és agyagásványokká alakult.

A jura ofiolit sorozatban a gabbró óceánaljzati metamorfózist



**5. ábra** – A jura ofiolitok és a kapcsolódó mészalkáli szigetív vulkanitok egyszerűsített rétegtani oszlopa a Déli-Erdélyi-középhegységben (Bortolotti et al., 2002, 2004; Ionescu, Hoeck, 2010; módosítva)  
A 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepbejárása során érintett, kapcsolódó megállóhelyeket szintén jelöltük (2–4.).

szünetelt, ami a klinopiroxén amfibollá, a plagioklász kalcitá, prehnitá és epidotá alakulásában érhető tetten. A réteges telérek hasonló átalakulást mutatnak, míg a vulkanitokban az albit, a klorit és a kalcit a tipikus átalakulási termék.

Néhány feltárásban az ofiolitokat vékony radiarit rétegek, másutt a felső-jura szigetív vulkanitok fedik. Utóbbi alapvetően mészalkáli bazaltból, andezitből áll, de dácit, riolit, sőt tholeiites bazalt is előfordul. Ezen vulkanitok egy óceáni kérgen kialakult szigetív anyagának maradványait képviselik. Az ofiolitokkal ellentétben a szigetív magmatitok általában porfirós szövetűek, oligoklász-labradorit összetételű plagioklász, klinopiroxén és amfibol fenokristályokkal. Másodlagos földpátok (ortoklász és albit) szintén gyakoriak. A szigetív magmatitok között megjelenő riolit- és dácit-telérek részben porfirós szövetűek; a kvarc-földpát alapanyagban földpát, kvarc és biotit fenokristályokat tartalmaznak (Ionescu, Hoeck, 2010).

### 1.2.3. Az ofiolit sorozat kora

Az ofiolit sorozatba számos lelőhelyen a mészalkáli szigetív vulkanitok plutoni megfelelőinek tekinthető felső-jura gránit, granodiorit és diorit intrúziók nyomultak, amelyek nyilvánvalóan posztdataják az ofiolitokat (Bortolotti et al., 2002). Pană és munkatársai (2002) az intrúziókból származó cirkon egykristályokból U/Pb módszerrel 152–156 millió éves kort (oxfordi-kimmeridgei) állapítottak meg. Zimmerman és munkatársai (2008) 159,1–159,8 millió éves Re-Os kort határoztak meg a Soborsin/Sávárşin és a Cserbia/Cerbia közeléből származó granitoidok molibdenitjeiből. Mindezek az adatok összhangban vannak Lupu és munkatársai (1995) eredményeivel, akik callovi-oxfordinak határozták az ofiolitok fölött közvetlenül települő radiaritokat. A szigetív vulkanitok fölött települő mészalkáli rétegsor üledékanyagának lerakódása a tithonban kezdődhetett el (Sásáran, 2006). A fenti korhatározási eredmények együttesen az ofiolit sorozat késő-juránál idősebb kialakulását jelzik, ezért azt a szakirodalom a középső-jurába helyezi (5. ábra).

A Marosi-öv ofiolitjai viszonylag jelentős mennyiségű Ti-tartalmú, ferromágneses vas-oxid ásványt tartalmaznak, ami lehetővé tette geomágneses módszerekkel való vizsgálatukat (Ionescu et al., 2009b). Ezek a geofizikai eredmények, valamint kőzettani és geokémiai jeleik együttesen alátámasztják azt a modellt, ami szerint a Marosi-övben található óceáni kéregmaradványok kapcsolatban álltak az Észak-Görögországban, Macedóniában és Szerbiában nyomozható Keleti-Vardar-övvvel. Számos mélyfúrás igazolta keleti-északkeleti irányú folytatásukat az Erdélyi-medence aljzatában, azonban távolabb, az Erdélyi-medence északi részén eltűnnek a mezozoos magmatizmus jelei (Ionescu et al., 2009b). A Keleti-Vardar-övvvel való korrelációt támasztja alá az ofiolitokba nyomuló jura granitoidok jelenléte is. Annak ellenére azonban, hogy több szerző szerint a Marosi-öv ofiolit sorozata a dinári ofiolitokkal áll kapcsolatban (Saccani et al., 2001; Bortolotti et al., 2002, 2004), Ionescu és Hoeck (2010) megjegyzi, hogy ez utóbbiak alapvetően nagy, ultramafikus (köpenyeredetű) kőzetegyüttesekből épülnek fel, amelyekhez alárendelten kapcsolódnak vékony kéregfragmentumok, ami viszont alapvető eltérés a Marosi-öv ofiolit sorozatához képest.

### 1.2.4. Geokémiai jelleg

A Marosi-öv kőzeteinek alábbi geokémiai jellemzése Saccani és munkatársai (2001), Nicolae és Saccani (2003), Ionescu és Hoeck (2004, 2006, 2010), valamint Ionescu és munkatársai (2009a, 2009b) munkáin alapul.

Az ofiolitos telérek és lávaközetek geokémiai összetétele a normál óceáni kéregre jellemző, néhány gabbró és bazalt minta azonban kifejezett Ti-gazdag affinitást mutat. Az ofiolitok és a szigetív vulkanitok együttesen a bazalttól a riolitig terjedő összetételi mezőbe

esnek a kémiai osztályozásra szolgáló TAS-diagramon (6. ábra). A réteges telérek és az ofiolitos lávaközetek teljes kémiai összetétele alapján az óceánközépi hátság bazaltokra (MORB) jellemző geokémiai evolúciós trend – növekvő Ti- és Fe-tartalom, valamint csökkenő mg# – figyelhető meg a kőzetosztályozási főelemdiagramokon (6. ábra).

A MOR-típusú bazaltminták és a réteges telérkomplexumot képviselő minták kémiai összetétele közel azonos nyomelem-tartományt képvisel. A bazaltminták ritkaföldfém tartalma változó, a kondritösszetételre normált diagramon maximálisan 30-szoros dúsulás figyelhető meg a viszonylag differenciálatlan (sík) eloszlás mellett, bár kismértékű negatív Eu-anomália észlelhető. A telérek kőzetanyaga nagyobb változékonyságot mutat: a ritkaföldfém-dúsulás mértéke elérheti a kondritértékek 70-szeresét (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).

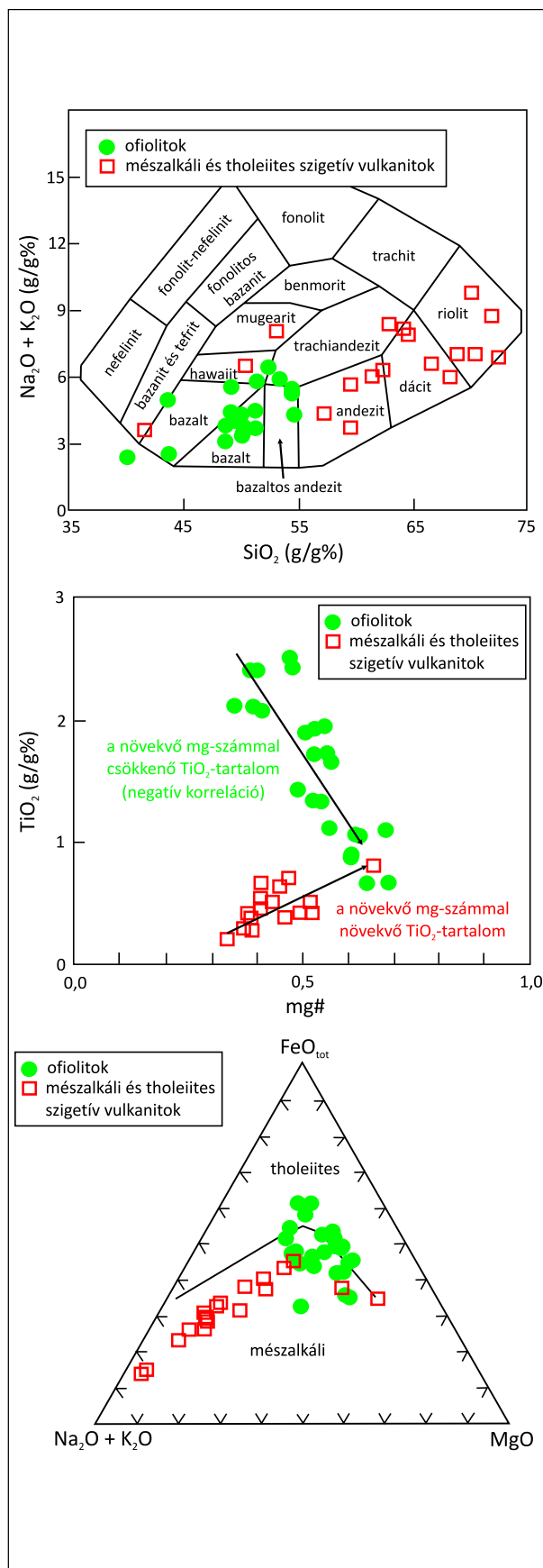
A normál MORB (N-MORB) összetételre normált sokelemes diagramon az ofiolitos kőzetsorozat mintáit változó mértékű nyomelem-dúsulás jellemzi. Kimutatható a Sr, a Th, a Ta, a Nb, a Zr, a Hf és az Y dúsulása, azaz a Marosi-öv ofiolitjainak magmája kissé gazdagodott N-MORB típusú lehetett. Az alkálifémek és az alkáliföldfémek nem mutatnak szisztematikus változatosságot, valószínűleg az utólagos, a geokémiai összetételt felülbélyegző hatások miatt (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010). Savu (2007) szerint az ofiolitok kialakulását megelőzően keletkezett lemezen-belüli bazaltok szintén tholeiites affinitásúak.

A szigetív eredetű kőzetegyüttes főleg andezitből, bazaltból és dácitból áll, a riolit ritka. A marospetresi (Petriş) kőfejtőből származó bazalt ritkaföldfém adatai szintén az N-MORB összetételi tartományba esnek, de – az ofiolitokkal ellentétben – kimutatható a könnyű ritkaföldfémek dúsulása a nehéz ritkaföldfémekhez képest. Az N-MORB összetételre normált sokelemes diagram alapján a tholeiites ívekre jellemző, nagy térerejű elemekben (HFSE) kimerült, nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE) azonban enyhén gazdagodott geokémiai jelleg körvonalazódik (Ionescu, Hoeck, 2010). Az andezitminták ritkaföldfém-eloszlása differenciált – a  $(La/Yb)_n$  arány egynél nagyobb –, de Eu-anomália nem rajzolódik ki a kondritra normált diagramon. Az N-MORB összetételhez viszonyítva a LIL elemek és a Th 10–100-szoros dúsulása, illetve negatív Nb-anomália figyelhető meg. Ez utóbbi hasonló a marospetresi bazalt geokémiai bélyegéhez. Az andezit összetételében ugyancsak határozott negatív  $TiO_2$ -anomália figyelhető meg. Ionescu és Hoeck (2010) szerint az említett geokémiai jelleg a mészkáli kőzetekre tipikusak, és összhangban vannak Nicolae és Sacconi (2003) korábbi eredményeivel.

A geokémiai adatokat együttesen értékelve Ionescu és Hoeck (2010) megállapította, hogy a Déli-Erdélyi-középhegység jura magmatitjainak kémiai összetételében két eltérő trend rajzolódik ki. Az egyik egy tipikus N-MORB típusú frakcionációs trend, ez jellemző az ofiolitos sorozat kőzeteire. A másik trendre a Ti- és Fe-tartalom, valamint a mg# csökkenése a jellemző, ami a differenciáltabb (frakcionálódó fázisként amfibolt és magnetitet tartalmazó) kőzetek esetében általános. Ez jellemzi a szigetívek tholeiites bazaltjait és a mészkáli andeziteket. A riolit és a riolit valószínűleg a jura granitoid intrúziókhöz kapcsolódik. Az ofiolitos bazalt nagy, míg a szigetív vulkanitok kis Ti-tartalma (azonos Zr koncentráció mellett) azt sugallja, hogy a szigetív vulkanitokhoz tartozó bazalt nem a Fe-Ti-gazdag ofiolitos magmából alakult ki. Ennek megfelelően két eltérő magmaforrás magyarázhatja az ofiolitos kőzetsorozat és a szigetív magmatitok eltérő evolúcióját.

### 1.3. Késő-kréta magmás komplexum: banatit

Az Erdélyi-középhegységben igazolt következő magmás esemény



6. ábra – A jura ofiolitok és a kapcsolódó mészkáli szigetív vulkanitok főelemgeokémiai jellege Ionescu és Hoeck (2010) alapján



a késő-krétában zajlott (Iarâmi orogén fázis), melynek eredményeként az úgynevezett „banatitok” jöttek létre (Ionescu, Hoeck, 2010). Kőzettani értelemben a gránitostól a dioritosig változó összetételű mészkálai intrúziók és az ezekhez kapcsolódó vulkanitok alkotják ezt a kőzetsorozatot. Nevezéktani érdekesség, hogy a „banatit” összefoglaló név – az előfordulási területre utalva – a Bánát (Bánság) földrajzi névből származik (jelenleg Északkelet-Szerbia, illetve Délnyugat-Románia területéhez tartozik). A dácit kőzetnév szintén az Északi-Erdélyi-középhegységben feltárt banatitos vulkáni kőzetváltozatra vezethető vissza (Ionescu, Hoeck, 2010), amit a hajdani római provincia (Dacia) alapján neveztek el. A terepbejárás során a banatitos kőzetsorozat képviselőit nem érintjük, ezért azok részletes jellemzésétől eltekintünk.

#### 1.4. Neogén magmatizmus az Erdélyi-középhegységben

A Pannon-medence neogén történetét az Alpok és a Kárpátok íve mentén fellépő szubdukciós folyamatok határozták meg (Royden, 1988; Horváth, 1993). Az általánosan elfogadott vélemények szerint szubdukciós hátragördülés (Royden et al., 1983) és árok-szívóhatás okozta a Pannon-medence preneogén aljzatát alkotó lemeztrüszelvények keleti irányú mozgását, miközben az Alcapa mikrolemez az óramutató járásával ellentétes, a Tisia azonban azzal megegyező forgómozgást végzett. A neogén magmatizmus folyamata szempontjából kiemelkedő jelentőségű, hogy az Európai lemez szegélye az Alcapa, majd a Déli-Pannon-hegység (Tisza-Dácia) alá szubdukálódott (Csontos et al., 1992; Csontos, 1995). Szabó és munkatársai (1992) a miocén vulkáni összletek geokémiai vizsgálata alapján megállapították, hogy az alábukó lemez részben óceáni típusú volt. A szubdukció következtében a Pannon-medence litoszférája elvékonyodott (Horváth, 1993), és egy kontinentális ív-mögötti medencévé alakult (Royden et al., 1982, 1983). A szubdukció a terület északi részén 14–16 millió éve (középső-miocén), központi területén 12–16,5 millió éve (bádeni-szarmata), míg a keleti-délkeleti területen 11–13 millió éve (szarmata) fejeződött be (Meulenkamp et al., 1996).

A neogéntól a pleisztocénig tartó vulkáni aktivitás döntően (>70%) mészkálai, kisebb részben alkáli jellegű kőzetösszletek kialakulását eredményezte (Harangi, 2001; Seghedi et al., 2004a, 2004b, 2004c). A mészkálai vulkanizmus termékei 700 kilométernél hosszabb, a Kárpátokkal közel párhuzamos ívbe rendeződtek. A kapcsolódó vulkanitok igen elterjedtek a Keleti-Kárpátokban (pl. az Avas-hegység, a Gutin, a Cibes, a Borgói-hegység, a Kelemen- és a Görgényi-havasok, továbbá a Hargita területén), de az Erdélyi-középhegységben, a Mecsekben, valamint a fiatal üledékekkel fedett medenceterületeken szintén megtalálhatók. A magmás ív működése a Keleti-Kárpátokban a késő-bádenitől a pleisztocénig (200 ezer év) tartott, amely során a vulkanitok mellett intruzívumok is keletkeztek (Pécskay et al., 1995, 2009). A pliocén-kvarter idején a Kárpát-Pannon térségben (Stájer-medence, Kisalföld, Bakony-Balatonfelvidék, Nógrádi-medence-Gömör térsége, Erdélyi-medence keleti része) lemezen belüli alkáli bazaltos vulkanizmus volt jellemző (Embey-Isztin, Dobosi 1995; Seghedi et al., 2004b).

Az Erdélyi-középhegység és környezetének neogén vulkanizmusára alapvetően extenziós tektonikai rezsimhez köthető (Roşu et al., 2004). A Keleti-Kárpátokhoz hasonlóan a fő vulkáni aktivitás a középső-miocéntól a pleisztocénig tartott. A neogén mészkálai és alkáli magmatizmus termékei – a miocén üledékes képződményekkel szoros összefüggésben – ÉÉNy-DDK irányba rendeződött, elszört medencékben (mint pl. a Zarándi-, a Brádi-, a Zalatnai-medence) található (Roşu et al., 2004). A terület neogén magmatitjainak alapvető kőzettani és geokémiai jellemzőit az alábbiakban Downes

és munkatársai (1995), Pécskay és munkatársai (1995, 2006, 2009), Roşu és munkatársai (2004), Seghedi és munkatársai (2004a, 2005) alapján foglaljuk össze.

Az Erdélyi-középhegységben a neogén vulkanitok összetétele zömmel andezites, ritkább a bazaltos andezit és a dácit. A legfiatalabb (mintegy 1,6 millió éves) eruptív kőzet az Aranyi-hegyen feltárt trachiandezit és trachidácit (1. megállóhely). Az említett vulkanitok petrográfiailag többnyire porfirós szövetűek, orto- és klinopiroxén, amfibol, plagioklász és kvarc fenokristályokkal. Az andezit reprezentatív geokémiai összetétele normál mészkálai trendet követ, ritkán (a nagy  $Al_2O_3$ - és Sr-, valamint kis Y- és nehéz ritkaföldfém-tartalmú kőzetek) adakitos affinitást mutat (Roşu et al., 2004).

Az Erdélyi-érchegység (2. ábra) területén található neogén vulkáni képződmények izotópos összetételük alapján szubdukciós jellegűek. A tipikus mészkálai összetételből az adakitos mészkálai összetétel 14,7 és 7,4 millió év között alakult ki (Roşu et al., 1997). Seghedi és munkatársai (2004a, 2007) a középső-miocén extenziós események (Royden 1988; Csontos et al., 2002) során a nyomáscsökkenés hatására bekövetkezett részleges litoszféra-olvadás szerepét emelik ki a magmaképződésben. Roşu és munkatársai (2001) szerint a ~2,5 millió éves alkáli bazalt és a ~1,5 millió éves shoshonit lokális tenziós térben feláramló, a korábbi szubdukciós folyamatok hatására metasomatizált, forró köpenyanyag és/vagy alsó kéreg nyomáscsökkenéses olvadásával keletkezett.

Az Erdélyi-középhegységben a neogén magmatizmus eredményeként földtanilag, illetve gazdaságilag fontos ércesedések jöttek létre. A három jellemző ércesedési forma: a nagy vagy kis szulfidációs fokú epitermás Au–Ag ércesedés (termésárgy, elektrum, szfalerit, galenit, telluridok, szulfosók); a hintett-eres (stockwerk) szerkezetű porfirós Cu–Au ércesedés (kalkopirit, bornit); továbbá a breccsás szerkezetű epitermás ércesedés (Wanek, 2015). A leghíresebb előfordulások (Verespatak/Roşia Montană, Aranyosbánya/Baia de Arieş, Nagyág/Săcărâmb, Brád/Brad) az ún. „Aranyégyszög” tagjaiként ismertek, továbbá a veresvölgyi (Roşia Poieni) porfirós rézércesedés köthető a neogén vulkáni aktivitáshoz (Benea, Tămaş, 2010; Ionescu, Hoeck, 2010).

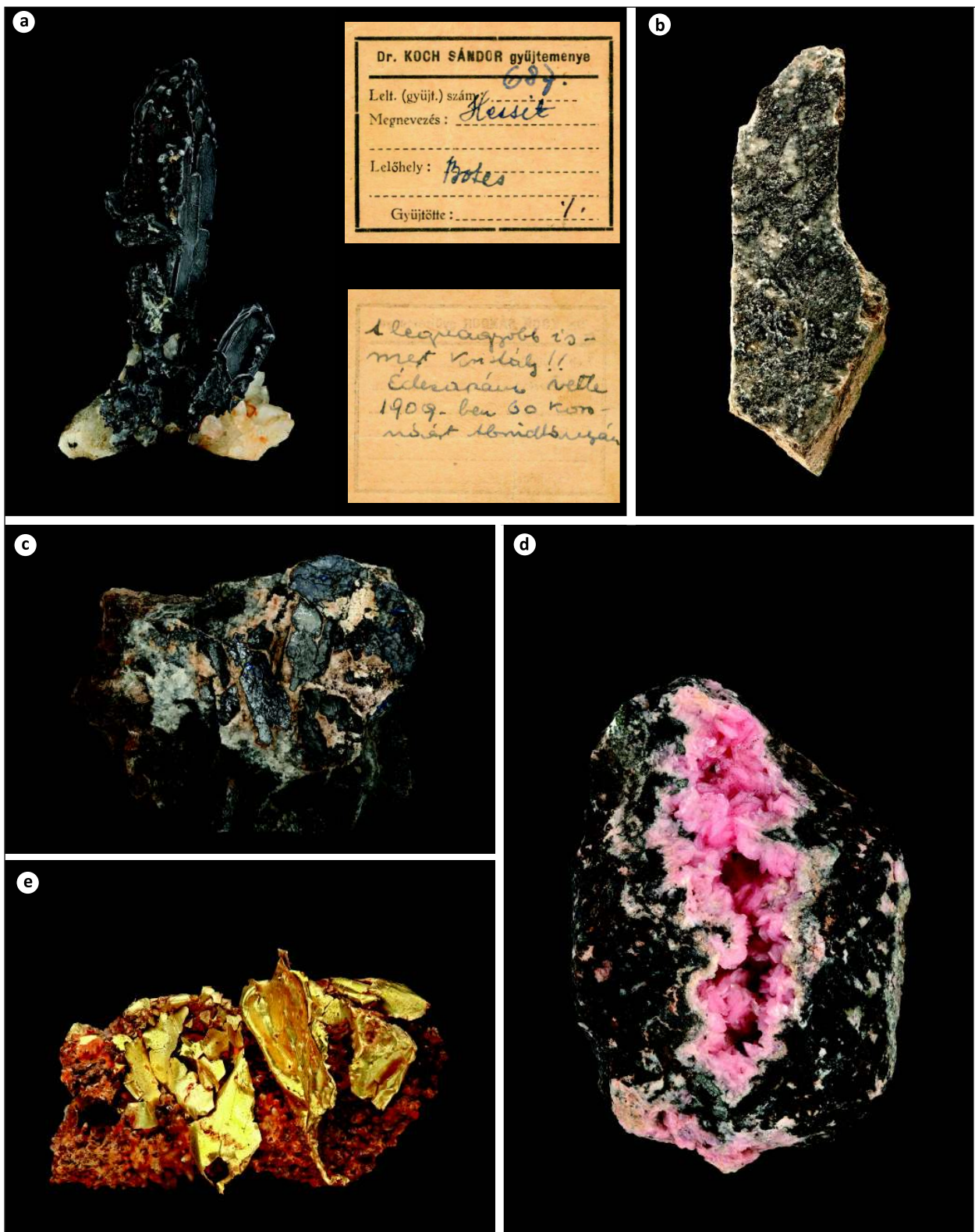
A terület gazdasági és tudományos (ásványtani) jelentőségét kiemeli, hogy Verespatakon található Európa egyik legnagyobb aranyérctelepe; a Zalatna környéki Au-telluridos ércesedés vezetett a tellúr elem (Te) felfedezéséhez; továbbá Nagyág kilenc ásvány (alabandin, krautit, krennerit, müzeumit, muthmannit, nagyágit, petzit, rodokrozit, stützit) típuslelőhelyeként a Kárpát-medence egyik leggazdagabb ásványlelőhelye (Pál-Molnár, 2013; Wanek, 2015). Az Erdélyi-érchegységből származó telluridok a Szegei Tudományegyetem Koch Sándor Ásványgyűjteményének (Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) különleges, felbecsülhetetlen értékű példányait képviselik (7. ábra).

## 2. Terepi megállók

### 2.1.1. megállóhely: Aranyi-hegy (Măgura Uroiului), Piski (Simeria)

A 300 m magas Aranyi-hegy a Maros jobb partján Piskitől 3 km-re, északkeletre található (É 45°51.515' és K 23°2.581') az Erdélyi-érchegység déli részén (Déli-Erdélyi-középhegység; 2. és 8. ábra). Elnevezését valószínűleg a naplementekor aranszínben pompázó lejtős hegyoldalról kapta (Benea, Tămaş, 2010). Más forrás szerint azonban Arany település neve személynév eredetű, magyar névadással (Wanek, 2015).

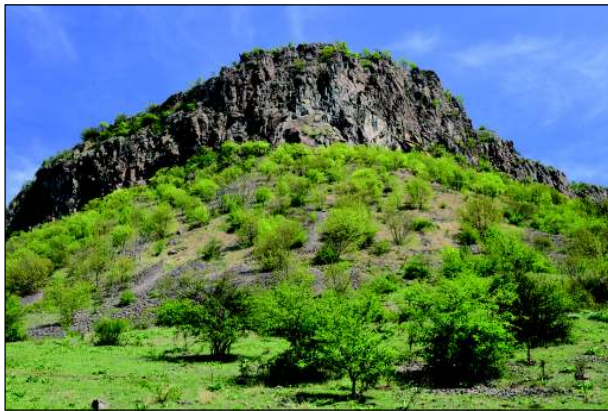
Hazai és nemzetközi geológiai jelentőségét kiemeli, hogy Koch Antal, a kolozsvári egyetem professzora 1878-ban az Aranyi-hegy andezitjéből írta le a pszeudobrookit ( $Fe_2TiO_3$ ) ásványfajt (Koch,



**7. ábra** – Ásványritkaságok az Erdélyi-középhegység neogén vulkanitjaiból, Szegedi Tudományegyetem Koch Sándor Ásványgyűjteménye (Pál-Molnár, 2013)  
 a. Hessit,  $\text{Ag}_2\text{Te}$ , Botesbánya; a 8 cm magas példány mellett az eredeti leltári címke Koch Sándor kézírásával; b. Szilvanit,  $\text{AuAgTe}_2$ , Aranyosbánya (Offenbánya) – az alapkőzet magassága 14 cm; c. Nagyágít,  $[\text{Pb}(\text{Pb},\text{Sb})\text{S}_2][(\text{Au},\text{Te})]$ , Nagyág – az alapkőzet szélessége 9 cm; d. Rodokrozit ( $\text{MnCO}_3$ ) és alabandin ( $\text{MnS}$ ), Nagyág – magasság: 8 cm; e. Termésarany ( $\text{Au}$ ), Abrudbánya – az alapkőzet szélessége 4 cm.



1878). Az Aranyi-hegy szintén típuslelőhelye egy amfibolnak, a fluoro-magneziohastingsitnek, amit 2006-ban Hans-Peter Bojar és Franz Walter grazi kutatók írtak le (Benea, Tămaş, 2010).



8. ábra – Az Aranyi-hegy (fotó: Pál-Molnár Elemér)

### 2.1.1. Koch Antal, a földtudós

Koch Antal (1843, Zombor – 1927, Budapest) geológus, petrográfus, mineralógus, paleontológus, a földtudományok szinte valamennyi területén egyaránt jelentős eredményeket ért el (9. ábra). Életének legfontosabb állomásait Szinyei (1899) és Papp (2002) összefoglalására támaszkodva ismertetjük.

Gimnáziumi tanulmányait (Kalooca, Baja) követően Pesten tanult vegytan-termeszetrájs szakon, ahol 1865-ben kapott középiskolai tanári oklevelet. 1868-tól Szabó József (bányamérnök, geológus, egyetemi ásványtan-földtan tanár) mellett tanársegéd, ekkor kezdett el mikroszkópi („górcsóvi”) kőzetvizsgálattal foglalkozni. 1869-től 1872-ig a Magyar Királyi Földtani Intézetben dolgozott helyettes geológusként. 1872-től a kolozsvári tudományegyetemen az ásvány-, föld- és őslénytani nyilvános rendes tanára, majd 1884–1885 között dékáni (Matematikai és Természettudományi Kar), illetve 1891–1892 között rektori feladatokat látott el. 1895-től ismét Budapesten élt, ahol nyugalomba vonulásáig (1913) az összevont Földtani–Őslénytani Tanszék vezetője volt.

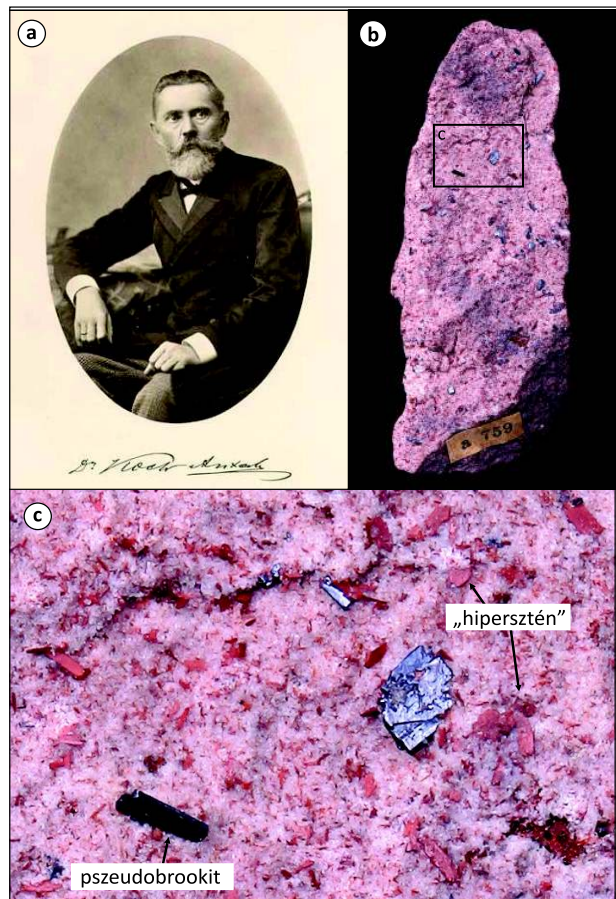
Tudományos eredményei elismeréseként 1875-ben a Magyar Tudományos Akadémia levelező, majd 1894-ben rendes tagjává választották. 1904-től 1910-ig a Magyarhoni Földtani Társulat elnöki tisztét töltötte be, majd 1915-ben tiszteleti tagnak választották. 1904-ben a londoni Földtani Társaság (Geological Society) tiszteletbeli tagja lett. Tudományos és oktatói tevékenysége elismerésül nyugalomba vonulásakor magyar nemesi címet kapott, a Bodrogí nemesi előnevet 1916-ban vette fel.

### 2.1.2. A neogén vulkanitok petrográfija

Az Aranyi-hegy vulkáni kőzete makroszkópos megjelenése alapján két alapvető típusba sorolható (Benea, Tămaş, 2010): az egyik szürke színű, a másik hematit-gazdag, ezért vörös árnyalatú. Koch (1878) augitandezitként említi, azonban a későbbi munkákban a lávafolyások kőzetei mellett piroklasztot szintén elkülönítettek, és a kőzettani besorolás trachandezitre módosult (Berbeleac, 1962; Savu et al., 1994b).

Berbeleac (1962) kutatásai alapján a jelenlegi lapos kúpszerű morfológia (10. ábra) nem egy egyszeri vulkáni esemény terméke, hanem három jól elkülönülő andezites lávafolyást eredményező kitérés során jött létre, ezekhez piroklaszt-szórás termékei társultak. Az első kitérést a szürke andezit képviseli; ez alkotja az Aranyi-hegy bázisképződményeit; jelenlegi feltárásait a Maros-folyó közelében

elhelyezkedő kis kőfejtőkben, illetve Arany (Uroi) település közelében útbévágásokban találjuk (Benea, Tămaş, 2010). A kitűnően feltárt második lávageneráció alkotja az Aranyi-hegy keleti, nyugati és déli meredek lejtőit. Ásványos és kőzettani összetételét tekintve ez a kőzet nagy hasonlóságot mutat az első lávagenerációhoz, lé-



9. ábra – Koch Antal (a; forrás: Koch-émlékkönyv, 1912) és vörös andezit (b) az Aranyi-hegyről; a kőzet mérete 3x12 cm (fotó: Pál-Molnár Elemér)  
A fekete, fémes fényű pszeudobrookit kristályok hűsvörös piroxén társaságában jelennek meg (c).

nyeges eltérést a karmazsinvörös színe jelent. A harmadik lávaszint barnászvörös színével különül el, folyásos szövet jellemzi, jóval porózusabb és puhább, mint a második generáció kőzetasszociációja. A második és a harmadik lávaszintet vékony piroklasztitokból álló betelepülés választja el. A harmadik lávageneráció termékei az Aranyi-hegy északi részén talajjal erősen fedett, kis feltárásokban nyomozhatók (Benea, Tămaş, 2010).

Roşu és munkatársai (2004) szerint az Aranyi-hegyet felépítő piroxénandezit shoshonitos jellegű, az Erdélyi-középhegység alkáli magmatizmusának legfiatalabb (1,6 millió év) kifejlődését képviseli. Az andezit tipikus jellemzője a gyakori xenolit tartalom. Kőzetzárványként gabbró, diorit és metamorf kőzetfragmentum egyaránt megjelenik. A xenolitokat andraditos összetételű gránátból, epidotból, diopszidból és hematitből álló reakciószegély öleli körbe. A SiO<sub>2</sub>-gazdag xenolitok többnyire tridimitet tartalmaznak. Az andezit ásványos összetétele: plagioklász (andezin), klinopiroxén (augit), ortopiroxén („hipersztén”), biotit, apatit, magnetit és hematit. A „hipersztén” kicsi (0,5–1 mm), megnyúlt, vörös kristályok formájában jelenik meg. Érdekessége, hogy ezt az ásványfázist Koch (1878) egykori tanára és példaképe tiszteletére új ásványként,



10. ábra – Az Aranyi-hegy lapos, kúpszerű morfológiáját három, jól elkülöníthető vulkáni fázis hozta létre (fotó: Pál-Molnár Elemér)

1. táblázat – A pszeudobrookit (Anthony et al., 1997) és a fluoro-magneziohastingsit (Bojar, Walter, 2006) fő ásványtani tulajdonságai

	<b>Pszudobrookit</b>	<b>Fluoro-magneziohastingsit</b>
Kémiai képlet	$\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ (elméleti); $(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})\text{O}_5$	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}\text{F}_2$
Szín	sötét vörösbarna, barnásfekete, fekete	vörösbarnától a sárgásbarnáig
Porszín/Karcszín	vörösbarnától az okkersárgáig	világos vörösbarna
Fény	fémes	üveg
Átlátszóság	opak	kis kristályai átlátszóak
Hasadás	rossz {010}	tökéletes {110}
Törés	kagylós	nincs adat
Kristályforma	prizmástól táblásig, tús radiális elrendezéssel	prizmás
Kristályrendszer	rombos	monoklin
Cellaparaméterek	$a = 9,796 \text{ \AA}; b = 9,981 \text{ \AA}; c = 3,730 \text{ \AA}; Z = 4; V = 364,71 \text{ \AA}^3$	$a = 9,871 \text{ \AA}; b = 18,006 \text{ \AA}; c = 5,314 \text{ \AA}; \beta = 105,37^\circ; Z = 2; V = 910,7 \text{ \AA}^3$
Tér csoport	<i>Bbmm</i>	<i>C2/m</i>
Röntgendiffrakció ( $I/I_0$ )	3,486 (100) 2,752 (77) 4,901 (42)	3,124 (100) 8,421 (61) 3,271 (61)
Mohs-féle keménység	6–6,5	6
Sűrűség ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	4,39	3,18
Megjelenés	mint kristályfészkek és kitöltések vulkanikus köze- tek üregeiben	kristályokként xenolitok kis üregeiben
Előfordulás	Románia (Aranyi-hegy, Măgura Uroiului), Olaszország (Vezúv, Etna)	Románia (Aranyi-hegy, Măgura Uroiului)



szabóítként írta le. Valamivel később azonban Krenner József mineralógus bizonyította, hogy ez a „hipersztén” oxidált változata (Papp, 2004). A jelenleg elfogadott nemzetközi nevezéktanban azonban a „hipersztén” –  $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  – sem érvényes ásványfajnév, az Fe-gazdag ensztatit vagy ferroszilit piroxénnek felel meg (Morimoto, 1988; Bognár, 1995). Az egykori „szabóit” így a részlegesen mállott ensztatittal párhuzamosítható.

A pszeudobrookit csak a vörös andezitváltozatban jelenik meg, ami az andezites lávafolyás második generációját képviseli. Mind a kőzet alapanyagában, mind repedésekben megtalálható néhány mm-es (max. 5 mm hosszú), fekete, fémes fényű, megnyúlt vagy táblás kristályok formájában (9. ábra). Szinte valamennyi esetben a pszeudobrookit Fe-gazdag ensztatit (a korábbi „szabóit”, majd „hipersztén”) és hematit társaságában kristályosodott (Benea, Támas, 2010).

A Bojar és Walter (2006) által leírt új ásvány, a fluoro-magneziohastingsit amfibolváltozat maximálisan 3 mm hosszú kis prizmás kristályok formájában jelenik meg, az átalakult xenolitokban kialakult kis üregek falát bevonva. Ez az ásványritkaság Ti-gazdag hematit, augit, flogopit, ensztatit, földpát, tridimit, titanit, fluorapatit, ilmenit és pszeudobrookit társaságában fordul elő (Benea, Támas, 2010).

A pszeudobrookit és a fluoro-magneziohastingsit legfontosabb ásványtani jellemzőit Benea és Támas (2010) összeállításán alapján az 1. táblázatban foglaltuk össze.

## 2.2.2. megállóhely: Viszka (Visca), jura párnaláva

A Déli-Erdélyi-középhegységben jura ofiolitok a felső-jura–alsó-kréta mészkáli szigetív magmás sorozat termékeivel együtt az eurázsiai és az apuliai (adriai) paleozoos kontinentális perem határát kijelölő keskeny övben található (Saccani et al., 2001; Nicolae, Saccani, 2003). Az erősen széttagolt ofiolit sorozatban a felső köpenyt és a legelső kérget képviselő kőzetegyüttes nem jelenik meg, a feltárásokban a plutoni (rétegzett vagy izotróp gabbró, Fe-gabbró, kvarcdiorit, ultramafikus kumulátum), a szubvulkáni (réteges telérkomplexumok bazalt és bazaltos andezit kőzetváltozatokkal) és az ofiolitos vulkáni egységek (párnaláva összetétel, tömeges lávafolyás, vulkáni breccsa) tanulmányozhatók (5. ábra). A nagy Ti-tartalmú vulkáni kőzetek geokémiai jellemzői az óceánközépi hátság bazalt (MORB, Mid-Ocean Ridge Basalt) összetételével, továbbá a Dinaridák és a Hellenidák nagy Ti-tartalmú ofiolitos komplexumaival rokoníthatók. Az intruzív kőzetek jellemző ásványai az olivin, a plagioklász, a klinopiroxén, a krómspinell és a Fe-Ti-oxidok. A szubvulkáni és vulkáni kőzetváltozatok uralkodóan plagioklász, klinopiroxént és Fe-Ti-oxidokat tartalmaznak (Saccani et al., 2001).

A terepbejárás során a jura ofiolitok és a kapcsolódó felső-jura–alsó-kréta magmás sorozat kőzetei közül először egy párnaláva összetétel (Viszka, Visca), majd gabbró és granodiorit (3. megállóhely: Cserbia, Cerbia) feltárást, végül egy réteges telérkomplexumot (4. megállóhely: Gyulató, Julița) tekintünk meg (2. és 4. ábra).

### 2.2.1. Jura párnabazalt

A Marosi ofiolitív (ofiolitos szutúrazóna) területén a gabbró–telér kifejlődés térbeli elterjedését követve számos helyen tanulmányozható a bazaltos párnaláva. Egyik legszebb és legnagyobb feltárását a zámi kőfejtőben találjuk (Ionescu et al., 2009a), ami azonban a jelenleg aktív bányaművelés miatt a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepi programjában nem szerepel. A viszkai feltárásban látható lávapárnák átmérője általában néhány deciméteres nagyságrendű (11. ábra).

**Kőzettani jellemzők:** a párnaláva bazalt központi része tömeges, holokristályos, külső része azonban nagymértékben buborékosodott. Az üregeket kalcit ( $\pm$ hematit), epidot és agyagásványok töltik ki. A

párnaláva nagyon finomszemcsés, eredetileg üveges alapanyaga agyagásványosodott. Az alapanyagban egyenletes eloszlásban kis-méretű magnetit és ilmenit található, továbbá mikrofenokristályként parányi plagioklász (50–60% anortit-tartalommal) és klinopiroxén kristályok fordulnak elő. Utóbbi két ásvány gyakran olyan glomeroporfiros halmazokat alkot, amelyekben a klinopiroxén kevésbé átalakult. Más szöveti helyzetben a piroxén azonban fibrózus amfibollá (aktinolit, tremolit), kloritá, illetve epidottá alakult át (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).

**Geokémiai jelleg:** az ofiolit sorozathoz kapcsolódó bazaltos párnaláva tipikus óceánközépi hátság (MORB) jellegű, ezen belül normál-MORB (N-MORB) összetételű (Savu et al., 1994a). A diszkriminatív fő- és nyomelemek közül erre utal a viszonylag nagy  $\text{TiO}_2$ -tartalom (átlagosan 0,54%), a Rb kis mennyisége (6–46 ppm), a Fe-Ti dúsulási trend, valamint a nagy Zr/Nb-, Nb/U- és Ti/Zr-arány. A ritkaföldfémek differenciációja nem jelentős, bár a nehéz ritkaföldfémek (HREE) mennyisége kisebb, mint a könnyű ritkaföldfémeké (LREE). A reprezentatív mintákra sík kondritra normált eloszlás jellemző, amelyekben a  $(\text{La/Yb})_N$  érték egy körüli (Savu et al., 1994a; Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).



11. ábra – Jura párnabazalt, Viszka (fotó: Pál-Molnár Elemér)

### 2.3.3. megállóhely: Cserbia (Cerbia), jura mélységi magmás kőzetek

Cserbia település közelében, a Déva–Arad főút (E68) elágazásától északra 3–5 km-re, mind a jura ofiolitos kőzetsorozathoz, mind a felső-jura–alsó-kréta szigetív magmatitokhoz kapcsolódó plutoni kőzetek egy-egy jellegzetes képviselőjét megtaláljuk (2. és 4. ábra). Az előbbit a feldarabolódott, DNy–ÉK-i irányultságú zónákba ren-

deződött gabbró-réteges telérkomplexum legkeletibb kifejlődéséhez sorolt gabbrófeltárás (12. ábra), az utóbbit a jura granitoid intrúzióhoz tartozó granodiorit feltárása képviseli.



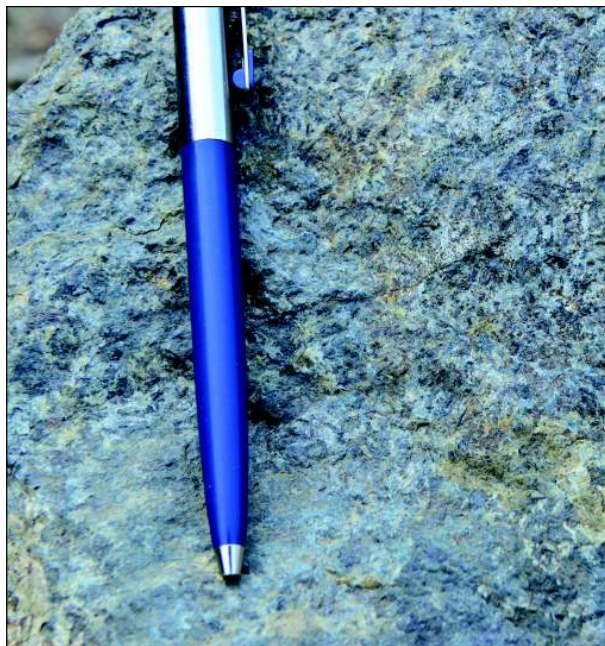
12. ábra – A jura gabbró feltárása Cserbia közelében, útbevágás (fotó: Pál-Molnár Elemér)

### 2.3.1. Jura gabbró

A területről ismert viszonylag kis kiterjedésű, 1–0,5 km hosszúságban megnyúlt, néhány száz méter széles gabbrótesteket a réteges telérkomplexumhoz tartozó dolerit veszi körbe, ezért ezek a mélységi magmás kőzetek az ofiolit-asszociáció izotróp gabbró egységének felelhetnek meg (Ionescu, Hoeck, 2010 és az általuk hivatkozott irodalmak).

**Kőzettani jellemzők:** a sötétzöld, közép-durvaszemcsés, izotróp gabbró szemcsemérete 1 és 10 mm között változik (13. ábra). Ásványos összetételét a klinopiroxén (diopszid–augit) és a plagioklász dominanciája jellemzi, bár a klinopiroxén döntően amfibollá alakult, az eredeti összetétel reliktumok alapján feltételezhető (Saccani et al., 2001). Az izotróp gabbróban a változó Ti-tartalmú magnetit általánosan elterjedt. Az üde olivin azonban nem jellemző, bár a szerpentin-ásványok alkotta foltszerű pszeudomorfózák alapján korábbi jelenléte feltételezhető. Az amfibol két eltérő megjelenési formában található meg: a nagyméretű kristályok klinopiroxén utáni pszeudomorfózák, míg a nagy amfibolszemcsék közötti alpanyagban nagyon finomszemcsés amfibol azonosítható. Optikai tulajdonságok alapján összetételük a magnezio-hornblende–pargazit változatoknak felel meg (Saccani et al., 2001; Ionescu, Hoeck, 2010). A magmás kőzetet ért nagy hőmérsékletű óceánaljzati metamorfózis eredményeként számos ásványátalakulás mutatható ki az izotróp gabbróban. Ezek közül az egyik legjellegzetesebb a Ti-tartalmú magnetit helyettesítése titanittal, továbbá a klinopiroxén átalakulása amfibollá, illetve az olivin szerpentinésedése. A további hűlés hatására kalcit, klorit és valószínűleg glaukonit–szeladonit képződött átalakulási termékként (Ionescu, Hoeck, 2010).

**Geokémiai jelleg:** az ofiolitsorozathoz kapcsolódó izotróp gabbró – a korábban bemutatott viszkai párnaláva bazalthoz hasonlóan – tipikus óceánközépi hátság bazalt (MORB) jellegű. A diszkriminatív fő- és nyomelemek közül nagy Zr/Nb- és Nb/U-arány, valamint a könnyű ritkaföldfémek (LREE) kis koncentrációja jellemzi ezt a kőzettípust (Savu et al., 1994a; Ionescu, Hoeck, 2010).



13. ábra – A gabbró makroszkópos megjelenése (fotó: Pál-Molnár Elemér)

### 2.3.2. Jura granodiorit

A Marosi ofiolitos szutúrazónán belül több, különböző méretű granitoid intrúzió ismert, így például Soborsin (Sávárşin) vagy Cserbia (Cercia) közelében. A granitoid intrúziók elrendeződése a gabbró és a réteges telérkomplexumok jellemző DNY–ÉK-i elnyújtott irányát követi; azokkal vékony kontakt metamorf zónával érintkeznek. Ionescu és Hoeck (2010) összefoglalása alapján a korábbi kutatások szerint ezek a granitoid kőzetek késő-kréta–paleogén magmás fázishoz kapcsolhatók, illetve a K-Ar koradatok a kora-kréta magmás aktivitást sugallták. Meglepően új eredményekkel szolgáltak azonban az U/Pb izotóprendszerre épülő mérések (Paná et al., 2002), melyek alapján a Soborsin melletti granitoid 152–156 millió éves, azaz oxfordi–kimmeridzei (jura). Ezt a kort erősítette meg a Cserbia melletti granitoidból származó molibdenit Re/Os elemzése is (Zimmermann et al., 2008).

**Kőzettani jellemzők:** a Cserbiától délre található útbevágás – ami a jura granitoidok egyik legjobb feltárása a Déli-Erdélyi-középhegységben – jellemző kőzete a halvány rózsaszínű granitoid (14. ábra). A kőzettani vizsgálatok alapján a Cserbia granitoid intrúzió változó összetételű kőzetanyagát diorit, kvarcdiorit, granodiorit és gránit alkotja. A feltárásban tanulmányozható kőzet döntően granodiorit; kvarc, plagioklász, káliföldpát és biotit jellemző ásványokkal. A szemcseméret 0,2–0,5 mm közötti, azonban a földpátok helyenként nagyobb kristályok formájában is megjelenhetnek. A plagioklász zónás megjelenésű, míg a káliföldpát jellegzetes, sakktabla-jellegű albitosodást mutat. Mindkét földpát típus gyakran erősen agyagásványosodott. A sárgásbarna–vörösbarna biotitra jellemző átalakulás a részleges kloritosodás. A granodiorit enyhén deformált, bár számottevő nyírásos bélyeg nem azonosítható (Ionescu, Hoeck, 2010).

Ionescu és Hoeck (2010) leírása alapján a granodioritban finomszemcsés, sötétszürke mikrogranodiorit telérek találhatók, amelyek fő kőzetalkotó ásványai a kvarc, a plagioklász, a káliföldpát, a biotit és a magnetit. A befoglaló granodioritához képest ez a telérkőzet nagyobb mennyiségű biotitot és magnetitet tartalmaz, ez okozza a sötétebb színárnyalatot. A mikrogranodiorit telérekben centiméteres nagyságrendű, szögletes granodiorit xenolitikok figyelhetők meg.

A cserbiai granitoid intrúzióban néhány cm széles, sötét rózsaszín



riodácit telérek szintén megjelennek. Ezek szövete porfiros, kvarc, káliföldpát és ritkán biotit fenokristályokkal, melyek mérete 0,5–2 mm között változik. A mikrokristályos alapanyag helyenként kvarc és földpát mikrofeno-kristályokat tartalmaz (Ionescu, Hoeck, 2010).



14. ábra – A jura granodiorit feltárása (fotó: Pál-Molnár Elemér)

**Geokémiai jelleg:** a cserbiai granitoidok kémiai összetételét mészkáli jelleg jellemzi a kontinentális kéreg anyagának hozzájárulásával a magmafejlődés során. Az  $\text{SiO}_2$ -tartalom 66 és 72 tömeg% közötti; mind a  $\text{TiO}_2$ -tartalom, mind a  $\text{Mg\#}$  értéke kicsi. A Nb/U és a Ti/Zr hányados szintén kicsi, a nagy ion-sugarú litofil elemek (pl. Ba, Rb, K) és a Th azonban jelentős dúsulást mutatnak. A kontinentális kéreg összetételére normált ritkaföldfém-eloszlás jellegzetessége a gyenge frakcionáció, a könnyű ritkaföldfémek kismértékű dúsulása, míg a nehéz ritkaföldfémek enyhe szegényedést vagy 1 körüli értéket mutatnak (Ionescu, Hoeck, 2010).

#### 2.4. 4. megállóhely: Gyulató (Julița), jura réteges telérkomplexum („sheeted dykes”)

Gyulató közelében a jura ofiolitos sorozathoz tartozó réteges telérkomplexum két felhagyott kőfejtőben tárul elénk (15. ábra). A terület a soborsini jura gabbrókomplexum közelében található, de a rossz feltártsági viszonyok miatt a két kifejlődési típus érintkezése nem tanulmányozható.

**Kőzettani jellemzők:** a telérek vastagsága a néhány centiméterestől az 50 cm-ig változik, szöveteük afanitos–holokristályos. Általában az idősebb generációhoz tartozó telérek vastagabbak, durva- és középszemcsés, míg a finomszemcsés, vékonyabb telérek fiatalabb generációt képviselnek. A telérkomplexumot a telérekkel párhuzamosan, illetve közel párhuzamosan számos közettrés harántolja, ezek mentén gyakori az epidot megjelenése. A vetők mentén a telérek nyírtak, intenzíven átalakultak (mállottak).

Kőzetanalóg két csoportra bontható a réteges telérkomplexum: holokristályos, dolerites jellegű és finomszemcsés változatra. Az előbbi változat fenokristálymentes, durvaszemcsés, interszertális szövetű, döntően plagioklász (50–80% anortittartalommal) és klinopiroxén (diopszid–augit) ásványos összetétellel jellemezhető; olivint nem tartalmaz. A Ti-tartalmú magnetit a fő Fe-oxid fázis (Saccani et al., 2001). A finomszemcsés telérek hasonló ásványos összetételűek (fő közetalkotók: klinopiroxén, plagioklász, Fe-oxidok). A telérkomplexum közei zöldpala-fáciesű metamorf átalakulást szenvedtek, ennek hatására a klinopiroxén döntően amfibollá alakult; illetve az amfibol kloritosodása, epidotosodása szintén megindult (Saccani et al., 2001; Ionescu, Hoeck, 2010).

**Geokémiai jelleg:** a teléreket bazaltos, bazaltos-andezites összetétel jellemzi. Általában a gyulatói telérek Fe-, Ti-, P-, nagy térerejű nyomelem- és ritkaföldfém-tartalma a legnagyobb, míg Mg- és Al-tartalma a legkisebb az ofiolitos sorozat hasonló közei között. A telérek kondrit összetételre normalizált ritkaföldfém-eloszlására gyenge Eu-anómia jellemző, ami a plagioklász frakcionációjára utal. Kémiai összetételük gazdagodott MORB jellegű.

#### 2.5. 5. megállóhely: Solymos vára (Solymosvár, Cetatea Șoimoș)

Solymos vára a Maros partján, 252 m magas, meredek hegyen épült. A várhegy kőzetanyaga döntően ortogneisz, ami az alpi metamorfózist szenvedett Hegyesi/Highiş Magmás Komplexumba sorolható (metaszomatizált kontinentális köpeny eredetű alkáli sorozat; Pană, Balintoni, 2000). Pană és munkatársai (2002), továbbá Balintoni és munkatársai (2009b) alapján a protolit permi (264–267 millió év; Pană, 1998) intruzív granitoid (Hegyesi granitoid, *Granitoidele de Highiş*), ami a Pajzsi/Păiușeni Komplexum paleozoos képződményeibe nyomult.

##### 2.5.1. Hegyesi granitoid kibúvás

Az Erdélyi-középhegység variszkuszi granitoid intrúziói közül a Hegyesi-hegység központi és déli-részének felszíni feltárásaiban a Hegyesi granitoid vizsgálható (Pană, 1998; Pál-Molnár et al., 2009). Ezt a kőzetet találjuk meg a solymosi várhegy lábánál (16. ábra), azonban a Hegyesi granitoid egyik legszebb feltárása a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésnek otthont adó Ópálos (Păuliș) határában, a falu kőfejtőjében látható. Az ópálosi feltárásban a világosszürke aplterek gyakorisága emelhető ki (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

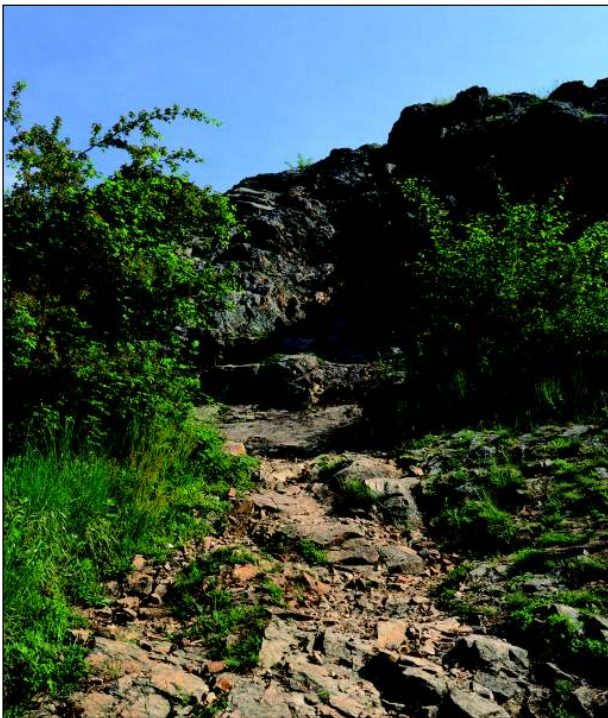
**Ásványos összetétel, kőzettani jellemzők:** az ópálosi kifejlődés részletes vizsgálata alapján a rózsaszín, ritkábban szürke Hegyesi granitoid holokristályos szövetű, ekvigranuláris, középszemcsés kőzet (17. ábra); modális összetétele alapján alkáli gránit és sienogranit, 1–3 tf% csillámtartalommal (Pál-Molnár et al., 2004). A fő közetalkotó ásványok közül a xenomorf kvarc, a döntően hipidiomorf káliföldpát (ortoklász, mikroklin) és plagioklász (albit), továbbá a muszkovit átlagos szemcsemérete 1–4 mm, míg a hipidiomorf táblás vagy xenomorf biotit 2–4 cm átmérőjű fészkeket alkot. A muszkovit helyenként irányított megjelenésű, a repedések mentén gyakoriak az apró muszkovitszemcsék. A Hegyesi granitoid jellemző akcesszóriái az apatit, a monacit és a cirkon. Ez utóbbi ásvány többnyire idiomorf, ritkán hipidiomorf megjelenésű; zónás. Zömök, vörösbarna–sárgásbarna színű, illetve nyúlt, oszlopos, szintelen vagy rózsaszínű változata különíthető el (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

Pál-Molnár és munkatársai (2004, 2005a, 2009) ásványkémiai eredményei szerint a káliföldpát összetétele az  $\text{Or}_{93,7-97,8}\text{Ab}_{2,2-6,3}\text{An}_0$  szélsőtag arányt tükrözi, a plagioklász albit ( $\text{An}_{0,30-1,65}$ ). A biotit pleokroizmusa a világos barnától a sötétzöldig változik. Gyakran muszkovittal összenöve fordul elő, apatit, cirkon vagy opak ásványok zárványait tartalmazva. A biotit átlagos  $\text{TiO}_2$ -tartalma 0,9%,





**15. ábra** – A réteges telérkomplexum feltárása Gyulató közelében (fotó: Pál-Molnár Elemér)



**16. ábra** – A Hegyesi Komplexum granitoid kőzetének feltárása a solymosi várhegy lábánál (fotó: Pál-Molnár Elemér)

átlagos Mg-tartalma kicsi ( $mg\#=24,8$ ); repedések mentén flogopittá alakult át (átlag  $mg\#=68,7$ ). A biotit Mg- és Al-tartalma alapján a Hegyesi granitoid szubalkáli jellegű, a flogopit szöveti helyzete, megjelenése és nagy Mg-tartalma azonban posztgenetikus átalakulásra utal. A muszkovit hipidiomorf táblás és nyújtott, lemezes alakú. Kémiai összetételét 2,5–7,5% közötti vastartalom jellemzi jelentős Mg-tartalommal (1,3–3,4%).

A terepbejárás során megtekintett feltárásból (16. ábra) származó gránit ásványos és kőzettani összetétele hasonló a fent leírtakhoz,

azonban a solymosi mintában a biotit mennyisége alárendelt (18. ábra).

**Geokémiai jelleg:** a Hegyesi granitoid nagy  $SiO_2$ -tartalmú (átlag  $SiO_2=71,6\%$ ), alkáliákban gazdag ( $K_2O$ -tartalom: 4,4–4,9%;  $Na_2O$ -tartalom: 3,3–3,7%;  $K_2O/Na_2O$ : 1,26–1,49) kőzet. A főlem geokémiai elemzések adatainak értelmezése alapján a vizsgált granitoid erő-



**17. ábra** – A Hegyesi granitoid kézipéldánya: gránit az ópálosi köveftől (fotó: Pál-Molnár Elemér)

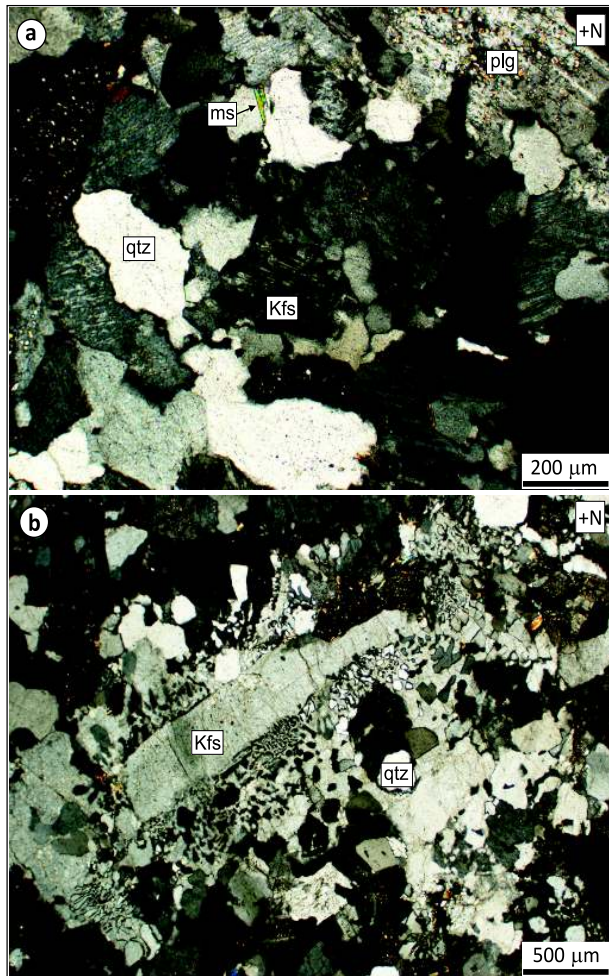
sen frakcionált S-típusú, alkáli-alkáli-mész gránit, az alumínium telítettségi index alapján felzikus-peralumíniumos jelleggel. Ezt megerősíti, hogy az enyhén peralumíniumos gránitra jellemző muszkovit kőzetalkotó mennyiségben van jelen a Hegyesi granitoidban (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

A MORB összetételre normált sokelemes diagramon a Hegyesi granitoid a nagy ionsugarú, litofil elemekben (Rb, K és Ba) dúsul, azonban Sr-tartalma anomálishan kicsi, ami a plagioklász kristályosodásához kapcsolható. A nagy térerejű nyomelemek (HFS: Zr, Hf, Nb) dúsulása nem számottevő. A kondritra normalizált ritkaföldfém-eloszlás mérsékelt frakcionációt jelez,



jelentős negatív Eu-anomáliával (átlag  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,06$ ; Pál-Molnár et al., 2009).

A fő- és nyomelemek mennyiségi aránya (pl.  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}/\text{Ba}$ ), valamint az azokra épülő diszkriminációs diagramok alapján a Hegyesi granitoidok összetétele nagy hasonlóságot mutat a variszkuszi peraluminiumos gránitsorozatok összetételéhez. A geokémiai jelleg posztorogén tektonikai környezetben, közepes, illetve nagy hőmérsékleten (~875–900 °C) képződött, pélties eredetű granitoidot jelez (Pál-Molnár et al., 2009).



**18. ábra** – A Hegyesi granitoid jellemző ásványos összetétele és mikroszövete (gránit, solymosi várhegy)  
a. Xenomorf kvarc (qtz), hipidiomorf–xenomorf, pertites káliföldpát (Kfs), valamint szericitesedő plagioklász (plg) és muszkovit (ms) az ekvigranuláris szövettű gránitban;  
b. Granofiros mikroszövet kvarc (qtz) és káliföldpát (Kfs) összenövésével.

## 2.5.2. Solymos várának története

A Maros völgyében sorakozó középkori várak története többnyire a tatárjárást követő időszakig nyúlik vissza. Jelentőségüket döntően a folyóvízi kereskedelem, királyi tulajdonhoz kötődő érdekek, majd az Erdélyi Fejedelemség déli határához kapcsolódó hadászati szerep határozta meg (Csorba, 1997). A legismertebb várak: Arad, Világos (19. ábra), Lippa, Solymos, Déva, Vajdahunyad és Gyulafehérvár.

Terepbejárásunk során Solymos várát tekintjük meg. A vár történetét az alábbiakban Kiss (1990), Csorba (1997), Rusu (2000) és Radu (2010) munkái alapján részletesebben ismertetjük.

A solymosi vár szerkezetét egy idősebb belső és vele párhuzamosan egy későbbi külső várfal határozza meg, amit délről meredek

szikla határol, a többi oldalon mély szárazárok veszi körül. A belső várterület alaprajza háromszög alakú. A belső várfal mentén sorakoznak a vár legfontosabb épületszélei: a nyugati oldalon egy nagyobb méretű lakótorony és a kaputorony található, az északi, illetve a délkeleti oldalon egy-egy épületszárny csatlakozik a várfalhoz (20. és 21. ábra). Építéséhez helyi metamorf kőzeteket és gránitot, valamint Lippa környékén bányászott homokkővet, illetve téglát használtak.

Solymos várának elnevezése magyar névadással az Árpád-kori királyi solymásztelep emlékét őrzi. A várat családi birtokainak központjául 1272 és 1275 között emeltette Pál szörényi bán. Jelentőségét a Maros folyón történő sószállítás adta, oklevél 1278-ban említi először.

1300 körül Kán László erdélyi vajda, majd 1315-ben (Anjou) Károly Róbert foglalta el, így hosszú időn át királyi tulajdont képviselt, várnagya egyben Arad vármegye ispánja is volt. 1440-ben I. Ulászló hívei foglalták el, majd zálogbirtokosok után 1446-ban Hunyadi János kormányzó birtokába került. Ez az időszak jelentette a vár fénykorát, jelentősen bővítették a területét: külső falgyűrűvel vették körül és kibővítették a palotaszárnyat.

Az 1462-es váci egyezmény értelmében felvidéki váraiért cserébe – Lippával együtt – Jiskra (Giskra) János (Jan Jiskra) cseh-morva származású zsoldosvezér tulajdonába került, kinek halálát követően Hunyadi Mátyás Solymost először Alsólendvai Bánffy Miklósnak (legkésőbb 1477-ben), majd 1487-ben házasságon kívül született fiának, Corvin János lipptói hercegnek adományozta. A Hunyadi-Corvin család kihalásával (1508) a hatalmas vagyon részeként Solymos várát Corvin János özvegye, Frangepán Beatrix örökölte, aki II. Ulászló király rokonával, György brandenburgi örgróffal kötött házasságot. Solymos 1510-ben Beatrix és gyerekei halálát követően György örgróf birtokába került.

Dózsa György 1514-es parasztfelkelésekor a Maros völgyében felvonuló keresztiesek bevették a gyengén védelt várat. A lázadás leverését követően Perényi Imre, majd Szapolyai (Zápolya) János erdélyi vajda (1526-tól haláláig, 1540-ig I. János néven Magyarország királya) birtoka lett. Solymos vára a XVI. század elején elveszítette hadászati jelentőségét. Miután a török 1541-ben elfoglalta Budát, Izabella özvegy királyné csecsemő fiával, János Zsigmonddal rövid ideig Solymoson tartózkodott.

A vár 1551-ben ideiglenesen, majd 1552-ben a Maros többi várával együtt tartósan török kézre került. A tizenöt éves háborúban, 1595-ben Borbély György foglalta vissza, majd 1602-ben Székely Mózes a temesvári pasával cserélte el Kladova várért. 1616-ban ismét gazdát cserélt a vár: Bethlen Gábor serege visszafoglalta, azonban trónra kerülése után a török visszakövetelte tőle a várat. 1688-ban a Caraffa tábornok vezette keresztény csapatok véglegesen visszazerték Solymos várát az Oszmán Birodalomtól.

A XVIII. század elején megőrizte stratégiai fontosságát: a Marosmenti határőrség egyik bázisává vált, ezért 120–130 főnyi legénység állomásozott benne. Solymos a Rákóczi-szabadságharcban nem kapott szerepet. Mária Terézia uralkodása elején felszámolta a Marosmenti határőrséget. 1788-ban a bécsi hadvezetés elrendelte a vár kiürítését és részleges lerombolását (Csorba, 1997).

*Köszönetnyilvánítás* A szerzők köszönetüket fejezik ki Pál-Molnár Elemérnek a kirándulásvezető szakmai bírálatáért, valamint a felhasznált fényképek önzetlen felajánlásáért. Munkánk különböző fázisaiban a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékének munkatársai voltak segítségünkre. Az alföldi terület aljzati képződményeinek kutatása és korrelációja az OTKA K 108375 számú projekthez kapcsolódik.





**19. ábra** – Világos (Şiria) vára (fotó: Pál-Molnár Elemér)

Az ún. Várdomb a Pajzsi/Päiuşeni Komplexum zöldpala fáciesű metamorfit összetetéből áll; a vár felépítménye egy kipreparálódott metakonglomerátum vonulaton található (Pană et al. 2002)



**20. ábra** – Solymos vára (fotó: Pál-Molnár Elemér)





21. ábra – Falmaradványok a solymosi várban (fotó: Pál-Molnár Elemér)

## Irodalomjegyzék

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., Nichols, M. C. (1997): Handbook of mineralogy, **3**, Mineral Data Publishing Inc., Tucson

Balintoni, I. (1994): Structure of the Apuseni Mountains. In: Berza, T. (Ed.): Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology, **75** (Suppl. 2), 51–58.

Balintoni, I. (1997): Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p. [román nyelven]

Balintoni, I., Puște, A. (2002): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **47**, 13–18.

Balintoni, I., Ghergari, L., Băbuț, T. (2002): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **47**, 19–26.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li, L.-Q., Hann, H.P., Chen, F., Schuller, V. (2009a): Geologica Carpathica, **60/6**, 495–504.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Fukun Chen, Hann, H.P., Şabliovski, V. (2009b): Gondwana Research, **16**, 119–133.

Benea, M., Tămaş, C.G. (2010): Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, **21**, 1–23.

Berbeleac, I. (1962): Dări de Seamă Comitetul Geologic, **48**, 31–37.

Bleahu, M. (1976): Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie, **20/1**, 7–19.

Bognár, L. (1995): Ásványnévtár, Eötvös Kiadó, Budapest, 345 p.

Bojar, H.-P., Walter, F. (2006): European Journal of Mineralogy, **18/4**, 503–508.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2002): International Geological Review, **44**, 938–955.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2004): Ofioliti, **29**, 5–18.

Buda, Gy., Pál-Molnár, E. (2012): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, **7/4**, 47–60.

Buda, Gy., Pál-Molnár, E., Koller, F. (2012): Geologia Croatica, **65/2**, 243–253.

Buda, Gy., Nagy, G., Pál-Molnár, E. (2014): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, **9/1**, 57–68.

Császár, G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.

Császár, G., Piros, O., Szinger, B., Konrád, Gy. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs, 21–24.

Csontos, L. (1995): Acta Vulcanologica, **7**, 1–13.

Csontos, L., Vörös, A. (2004): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **210**, 1–56.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovács, M. (1992): Tectonophysics, **208/1–3**, 221–241.

Csontos, L., Márton, E., Wórum, G., Benkovics, I. (2002): EGU Stephan Muller Special Publication Series, **3**, 1–19.

Csorba, Cs. (1997): Regélő váraink, Magyar Könyvklub, Budapest, 319 p.

Dallmeyer, R.D., Pană, D.I., Neubauer, F., Erdmer, P. (1999): Journal of Geology, **107**, 329–357.

Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I.J., Ingram, G.A., Rex, D., Pécskay, Z. (1995): Lithos, **35**, 65–81.

Embey-István, A., Dobosi, G. (1995): Acta Vulcanologica, **7**, 155–166.

Fülöp, J., Brezsnýánszky, K., Haas, J. (1987): Acta Geologica Hungarica, **30**, 3–20.

Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. (2001): Geology of Hungary, Eötvös Kiadó, Budapest, 317 p.

Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest

Harangi, Sz. (2001): Acta Geologica Hungarica, **44/2–3**, 223–258.

Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009): Lithos, **108**, 151–171.

Horváth, F. (1993): Tectonophysics, **226**, 333–358.

Ianovici, V., Borcoş, M., Bleahu, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976): Geologia. Munților Apuseni, Editura Academiei RSR, București, 631 p. [román nyelven, francia összefoglalóval]

Ionescu, C., Hoeck, V. (2004): Berichte Institut Erdwissenschaft Karl-Franzens-Universität Graz, **9**, 199–201.

Ionescu, C., Hoeck, V. (2006): Proceedings of International Symposium Mesozoic

- Ophiolite Belts of the Northern Part of the Balkan Peninsula. Belgrade, 53–57.
- Ionescu, C., Hoecq, V. (2010): *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, **20**, 44 p.
- Ionescu, C., Hoecq, V., Tămaş, C., Balica, C. (2009a): MAEGS-16 Field Trip Guide: Geology of the Apuseni Mountains (Romania), Presa Universitară Clujeană, 31 p.
- Ionescu, C., Hoecq, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., Beşutiu, L. (2009b): *Lithos*, **108**, 172–191.
- Kiss, G. (1990): Erdélyi várak, várkastélyok, Panoráma, Budapest, 445 p.
- Koch, A. (1878): *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **1**, 331–361.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosy, A. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, **43/3**, 225–328.
- Kozur, H. (1991): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 109–135.
- Lupu, M., Antonescu, E., Avram, E., Dumitrica, P., Nicolae, I. (1995): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **76**, 21–25.
- Mărunţiu, M., Tatu, M., Menot, R.P. (2004): *Romanian Journal of Petrology*, **79**, 41–42.
- Matenco, L., Radivojević, D. (2012): *Tectonics*, **31**, TC6007, 31 p.
- Merten, S., Matenco, L., Foeken, J.P.T., Andriessen, P.A.M. (2011): *Tectonics*, **30**, TC6008.
- Meulenkamp, J.E., Kovfi, M., Cich, I. (1996): *Tectonophysics*, **266**, 301–317.
- M. Tóth, T., Schubert, F., Fiser-Nagy, Á., Molnár, L., Zachar, J., Dabi, G., Fintor, K., Kovács, G. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 13–16.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988): *Mineralogical Magazine*, **52**, 535–550.
- Nicolae, I. (1995): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **76**, 27–39.
- Nicolae, I., Saccani, I. (2003): *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, **83**, 81–96.
- Pál-Molnár, E. (2013): *Az ásványok művészete, Geoliter, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged*, 191 p.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G. (2002): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **43**, 65–69.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001a): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **42**, 21–31.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001b): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **42**, 51–58.
- Pál-Molnár, E., Kassay, Zs., András, E., Kóbor, B. (2004): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **45/2**, 49–54.
- Pál-Molnár, E., Kassay, Zs., András, E. (2005a): *GeoLines, Prague*, **19**, 93–95.
- Pál-Molnár, E., Lelkes-Felvári, Gy., Batki, A., Sassi, R. (2005b): *Acta Geologica Hungarica*, **48/4**, 395–418.
- Pál-Molnár, E., András, E., Kassay, Zs., Buda, Gy., Batki, A. (2009): In: M. Tóth, T. (Ed.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben, Geoliter, Szeged*, 163–175.
- Pană, D.I. (1998): PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada, 356 p.
- Pană, D.I. (2010): *Lithos*, **115**, 279–282.
- Pană, D.I., Balintoni, I. (2000): *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, **45/1**, 3–22.
- Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, E.A., Erdmer, P. (2002): *The Journal of Geology*, **110**, 341–354.
- Papp, G. (2002): *Topographia Mineralogica Hungariae*, **7**, Miskolc, p. 400
- Papp, G. (2004): *Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest*, 216 p.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovacs, M., Márton, E., Kaličák, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Roşu, E., Zec, B. (1995): *Acta Vulcanologica*, **7**, 15–28.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006): *Geologica Carpathica*, **57/6**, 511–530.
- Pécskay, Z., Seghedi, I., Kovacs, M., Szakács, A., Fülöp, A. (2009): *Geologica Carpathica*, **60/2**, 181–190.
- Radu, L. (2010): In: Kollár, T. (Ed.): *Építészeti a középkori Dél-Magyarországon, Teleki László Alapítvány, Budapest*, 829–878.
- Roşu, E., Pécskay, Z., Stefan, A., Popescu, G., Panaiotu, C., Panaiotu, E.C. (1997): *Geologica Carpathica*, **48/6**, 353–359.
- Roşu, E., Szakács, A., Downes, H., Seghedi, I., Pécskay, Z., Panaiotu, C. (2001): *Romanian Journal of Mineral Deposits Supplements*, **79**, 3.
- Roşu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, E. C., Nedelcu, L. (2004): *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 153–172.
- Royden, L.H. (1988): In: Royden, L.H., Horváth, F. (Eds.): *AAPG Memoir*, **45**, 27–48.
- Royden, L.H., Horváth, F., Burchfiel, B.C. (1982): *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 717–725.
- Royden, L.H., Horváth, F., Nagymarosy, A., Stegena, L. (1983): *Tectonics*, **2**, 91–137.
- Rozložník, P. (1937): *Mathematikai és Természettudományi Értesítő*, **55**, 46–74.
- Rusu, A.A. (2000): In: Kollár, T. (Ed.): *A középkori Dél-Alföld és Szer, Szeged*, 568–573.
- Saccani, E., Nicolae, I., Tassinari, R. (2001): *Ofioliti*, **26**, 9–22.
- Săndulescu, M. (1984): *Geotectonics of Romania. Editura Tehnică, Bucharest*, 336 p. [román nyelven]
- Săndulescu, M. (1994): Overview on Romanian Geology. In: Berza, T. (Ed.): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **75** (Suppl. 2), 3–15.
- Săsăran, E. (2006): Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 249 p. [román nyelven]
- Savu, H. (1996): *Romanian Journal of Petrology*, **77**, 49–60.
- Savu, H. (2007): *Proceedings of the Romanian Academy - Series B*, **1**, 23–32.
- Savu, H., Udrescu, C. (1996): *Romanian Journal of Petrology*, **77**, 61–70.
- Savu, H., Stoian, M., Tiepac, I., Grabari, G. (1994a): *Romanian Journal of Petrology*, **76**, 77–84.
- Savu, H., Udrescu, C., Stoian, M., Călinescu, E. (1994b): *Revue Roumaine de Géologie, Géographie, Géophysique, série Géologie*, **38**, 9–23.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183.
- Schuller, V., Frisch, W., Danišik, M., Dunkl, I., Melinte, C. (2009): *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 133–145.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosue, E., Pécskay, Z., Márton, E., Panaiotu, C. (2004a): *Lithos*, **72**, 117–146.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004b): *Tectonophysics*, **393/1–4**, 43–62.
- Seghedi, I., Szakács, A., Snelling, N.J., Pécskay, Z. (2004c): *Geologica Carpathica*, **55/4**, 325–332.
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P.R.D., Pécskay, Z. (2005): *Tectonophysics*, **410**, 485–499.
- Seghedi, I., Bojar A.V., Downes H., Roşu E., Tonarini S., Mason P.R.D. (2007): *Chemical Geology*, **245**, 70–88.
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992): *Tectonophysics*, **208/1–3**, 243–256.
- Szinnyei, J. (1899): *Magyar írók élete és munkái VI. (Kende–Kozocsa)*, Budapest
- Tari, G. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 29–32.
- Varga, A., Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Schubert, F., Garaguly, I., Lukács, R., Kiss, B. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 17–20.
- Wanek, F. (Ed.) (2015): *XVII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Incitato, Kolozsvár*, 72 p.
- Zimmermann, A., Stein, H. J., Hannah, J. L., Kozelj, D., Bogdanov, K., Berza, T. (2008): *Mineralium Deposita*, **43**, 1–21.