A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT

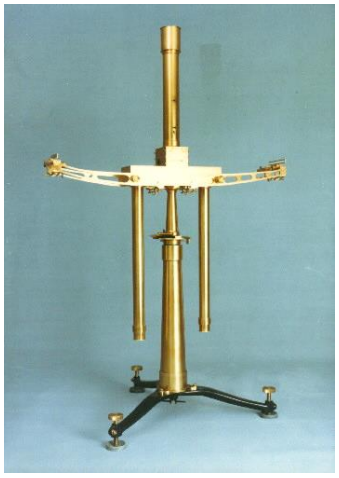
VÁNDORGYŰLÉSE

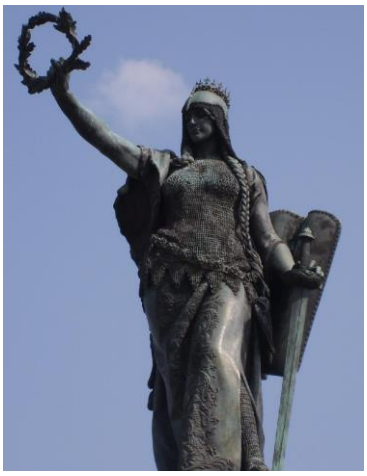
2010. május 20–22.

„Medencefejlődés és geológiai erőforrások: víz, szénhidrogén, geotermikus energia”

KIRÁNDULÁSVEZETŐ

Zarándi-hegység





Tisztelt Kirándulók! Kedves Kollégák!

Azt gondolom több szempontból is jól döntöttek, hogy csatlakoztak e terepbejáráshoz. Nemcsak azért, mert ez az út méltó befejezése lesz e rendkívüli Vándorgyűlésnek, hanem azért is, mert kicsit beleképzelhetjük magunkat Eötvös Loránd helyébe és az ő szemével nézhetjük a terepet, amelyről két napig annyi szó esett. Ezen a tájon találkozik a hegy az alfölddel – ahol Ady szerint is nagy dolgok történnek – és ennek egyik ékes bizonyítéka, hogy itt mutatta be, nem kis sikerrel, ingáját Eötvös 1906-ban, a nemzetközi grémium előtt.

Kirándulásunk hosszú útvonalába három szakmai megállót terveztünk. A feltárások részletes ismertetését tartalmazza ez a kirándulásvezető.

* * *

Úgy hirdettük, hogy Erdélybe kirándulunk, pedig ez a térség nem a történelmi Erdély. E vidék Bánát és Partium határán található, a történelmi hadi- és kereskedelmi utak észak–déli és kelet–nyugati kereszteződésében.

Az első város, amelyet érintünk Pécska, amely már a bronzkorban lakott volt, határában van a Nagysánc, ahol 1882-ben bronzkori telepet tártak fel, majd a későbbi ásatásokkor kelta és dák erődítményekre is bukkantak. A falu feltárt temetője alapján a 11. században már magyarok lakták. Határában a Maros mellett találhatók Ajtony monostor 11. századi romjai, melyet 1204-ben említenek először. A monostor valószínűleg a tatárjáráskor pusztult el, és nem építették újjá. A romok nagy részét a 15. században a Maros elmosta. 1415 után már nem említik. Török-tatár járás időszakában elnéptelenedik, majd szerbek telepednek meg először a területen. Századfordulón még a magyarok voltak többségben, ma a románok számaránya ~53%.

Itt született Pécskán 1875. november 13-án gr. Klebelsberg Kunó, belügy-, majd vallás- és közoktatásügyi miniszter, a magyar iskolarendszer megreformálója.

A térség nagyvárosának, Aradnak, helyzetéből fakadóan sokszor volt stratégiai szerepe. Arad város neve az „úr” szó kicsinyítőképzős régies formájából, az „Urod”-ból származik.

A térségből számos prehisztorikus lelet került elő, igazolva, hogy ősidők óta lakott terület volt. Oklevelek először a XI. században említik, mint várispánságot. 1131-ben II. Béla alapította a Szent Márton székesegyházat, később itt végezték ki a megvakítóit is. Tatár, török kézen is volt a város, majd szerb határőrség székhelye 1699–1741-ig. Ezen a területen több várépítmény ismeretes, de a számunkra a legfontosabb az 1763 és 1783 között épült vár, ahol később az Aradi vértanukat kivégezték. A vár a Maros egyik „hajtű” kanyarán (meanderén) épült, kiváló stratégiai helyre. Arad 1834-től szabad királyi város. Damjanich 1849 augusztusában vette be a várat, akkor még senki sem gondolhatta, hogy három hónap múlva épp ott halnak kegyetlen halált a szabadságharc hősei.

Annak idején a Kossuth kormány (1849) és a Károlyi ellenforradalmi kormány is (1919) ide Aradra menekült. Később a Trianon-i „békeszerződéssel” a város Romániához került. 1944-ben a Magyar Hadsereg elfoglalta. Világos után másodjára is itt jártak a szovjetek/oroszok és szeptemberben visszafoglalták a románoknak.

A történelem során sokat változott a lakosság összetétele, 2002-ben 191 473 lakosa volt, ebből 83,66% román, 11,94% magyar, 1,66% roma, 1,52% német és 1,22% más nemzetiségű.

Arad szülötte Tóth Árpád költő, Kuncz Aladár író, Jávor Pál színművész, Pataky Sándor festőművész, Kerepely Antal bányász- és kohómérnök, Szentimrei Jenő költő, író, színháztörténész és színház igazgató. Itt tanult Paál László, aki a Maros mentén keletebbre, Zámon született. Aradon volt Munkácsy Mihály asztalosinas, ahol „széklábfaragó” korszakát töltötte. A fiatalom árván maradt gyerek azután innen tért vissza nagybátyjához Reök Istvánhoz, nála ismerkedett meg Szamossy Elek festővel, akinek bíztatására kezdett festészetet tanulni.

Aradon az 1847-ben épült református templomban kötött házasságot Horthy Miklós 1901-ben.. A minorita templom és rendház 1704-ben épült. Itt őrizték Zala György Szabadságszobrát az 1922-es román szoborrongálás után, amelyet 2004-ben a Megbékélés (korábban Attila tér) parkban román–magyar együttműködéssel, nehezen, de újra felállítottak.

A városházát Lechner Ödön tervezte. Az eredeti szecessziós gondolatból eredeti arányait is megváltoztatott neoreneszánsz épület valósult meg.

Ennyi érdekesség felsorolása után kegyetlenség azt mondani, hogy Aradon nem állunk meg, de viszonylagos közelsége miatt javaslom, magánúton jöjjenek el, látogassák meg, érdemes.

Aradot keleti irányba hagyjuk el és már előttünk magasodnak a Pankotai-Világosi-Ópálosi domboldalak – Arad-hegyalja – amelyek a Zarándi-hegység nyugati lábát jelentik. Itt terem a híres borszőlő, amelyből a Ménesi Kadarka készül. Pankotán született Csíky Gergely drámaíró, az ő nevét viseli a Temesvári Magyar Állami Színház és a Kaposvári Színház.

A világosi Bohus-kastélyban írta alá Görgey Artúr a kapitulációt, amiért korábban árulónak titulálták. Ma már tudjuk, hogy az 1849-es aradi haditanács bölcs döntését fogadta el, amelynek még meghozatala előtt elhagyta a termet, mondván kötelezi magát, hogy a határozat értelmében fog cselekedni. E szerint történt a fegyverletétel, nem a Bécsi Udvarnak, hanem az oroszoknak, felmérve az értelmetlen áldozatot, a mérhetetlen túlerővel szemben. Ezt a tettét az utókor ma már elismeri.

Ópálosnál szűkül be a Maros völgye, amely Déváig kanyarog ilyen keskenyen, majd onnan az Erdélyi-medencében folyik tovább. E völgyben az első nagyobb helység Lippa és Máriaradna, ma egyetlen közigazgatási egység a Maros jobb és bal partján. Lippa várát adta át Bethlen Gábor a temesvári török beglerbégnek. Ezzel a politikai lépéssel hosszú időre biztosította Erdély függetlenségét. Az érdekesség azonban az, hogy ezzel a lépéssel nem vívta ki mindenki tetszését, Vajda István, például, a vár kapitánya nem engedelmeskedett, így Bethlen saját emberei ellen harcolt, tőlük kellett bevennie a várat.

Az út fölötti sziklabércen még egy vár áll, a Solymosi-vár, amely szintén stratégiai szerepet játszott a történelem folyamán. Egyben királyi vár is volt, sajnos ma ezt is romos állapotban találjuk.

Izabella királyné a gyermek János Zsigmonddal rövid időre ide menekítette a Szent Koronát, amikor Fráter György, János Zsigmond, a gyermekkirály gyámja, kijátszotta Buda várát a törököknek. Fráter György abban reménykedett, hogy ezzel a tettel meg tudja tartani Erdély függetlenségét. Csak részben lett igaza, nemcsak azért mert a törökök becsapták, és a Habsburgok meggyilkoltatták, de 1556-ban hivatalosan is létrejött a független Erdély, igaz már nélküle. Az általa lemondatott Izabella királynét, János Zsigmond magyar, de már korona nélküli királlyal, az erdélyi rendek visszahívták. (Fráter György ügyeskedése miatt a Szent Koronát Izabella királynénak át kellett adni lemondásakor1551-ben Kolozsváron, a Szent Mihály templomban.)

Említésre méltó Máriaradna, ahol egy ikertornyú barokk kegytemplom és ferences kolostor található. Korábban is állt itt egy kápolna, ahol a Kegyképet őrizték, amelyet 1668-ban vásárolt meg Vrichonassa György katolikus bosnyák kereskedő egy olasz kereskedőtől. 1695-ben Lippa visszafoglalása után a török a fakápolnát is felgyújtotta, de a kép a tűzben sértetlen maradt. A kápolna lángoló tetejéről pedig tüzes cserepek hullottak a bámuló törökök közé. Erre a török vezér a gyújtogatókat kivégeztette. Máriaradna népszerű búcsújáróhely volt, második legnagyobb az Erdélyi búcsújáróhelyek között, de jöttek távolabbi vidékekről is, akiket a trianoni békediktátum elvágott e kegyhelytől. Többek között a kunszentmártoni zarándokokat is, akik minden év Pünkösdjére gyalog zarándokoltak el Máriaradnára.

A törökök mélyen vallásosak voltak, ezért részben tisztelték a meghódított területek vallásgyakorlatát. Hihetetlennek tűnik, de az uralmuk idején terjedt el Magyarországon a reformáció. Közismert a Nagyváradi Biblia története, ahol minden haditevékenységet felfüggesztettek, és díszsorfal között engedték a vártemplomból a Biblia ünnepélyes kivonulását, abból a várból, amelyet oly nehezen végül árulással sikerült bevenni a török seregnek.

* * *

Utunk a Maros szorosban vezet, amely helyenként kitágul, máshol olyan keskeny, hogy alig fér el a folyó mellett az út és a vasút. Egy ilyen szűk helyen nézzük meg a hajdani „Marosóceán” ofiolitjait. Itt megállnak az autóbuszok, a feltárásnál kiszállunk. Mint szolgálati közleményt fontosnak tartom elmondani,

hogy az út mellett körültekintően, óvatosan közlekedjünk. Kérek minden résztvevőt, hogy figyeljen a forgalomra, még a szombati napon is sok kamion jár.

Terepbejárásunk végén Ópáloson egy borpince hűvösében fogjuk felélesztení a hőségtől és a tömény szakmai vezetéstől kicsit elcsigázott figyelmünket, áldozva Dionysosnak, illetve Bacchusnak; de figyelve arra, hogy Pünkösd előestéjén ez a „pótolhatatlan geológus populáció”, amikor „mindnyájan együtt” lesz és „mindegyikünk a maga nyelvén” szól, ne azt lássák és mondják rólunk, hogy „édes bortól részegedtek meg", hanem . . .

Dr. Unger Zoltán – főtitkár

****

Szemlak – középső-felső-pleisztocén lösz a Maros északi partján

[1]Magyari Árpád és [2]Unger Zoltán
[1]*Magyar Állami Földtani Intézet*

[2]*FŐMTERV Zrt.*

Abstract

The loess section of Szemlak (Semlac) situated on the northern bank of the River Maros between Nagylak (Nadlac) and Arad on the southern edge of the Nagylak-plain. The thickness of the section is 17,5 metres and contains 5 paleosol layers (Tóth, 2007) of which just the uppermost two can be stutied. The lower one is a complex paleosol layer, can be divided into two parts: the lower is a brown forest type, the upper is a forest-steppe type paleosol layer. The sequence is covered by 1,5-2 metres loess. In the cover, the upper complex is a forest steppe type paleosol. Based on the paleosoil layers the age of loess is Middle and Upper Pleistocene.

Nagylak és Arad között a Maros északi partja Tóth (2007) szerint egy – a Maros hordalékkúpján kialakult – hegylábi táblás löszvidék, a „Nagylaki-hátság” területe (1., 4. ábra). A Ny–ÉNy-i irányban lejtő löszös síkság 96–117 m tengerszint feletti magasságban található, aljzata Pécska (Pecica) és Szemlak (Semlac) között átlagosan 5-10 méterrel magasabban helyezkedik el, mint az Aradi-síkság a Maros ártere mentén. A löszfal közvetlenül meredek partfalként emelkedik a Maros víztükre fölé. Kialakulását (megmaradását) a Marostól északra elhelyezkedő terület emelkedésének és északnyugati irányú billenésének köszönheti (Tóth József szóbeli közlés).

A lösztábla felszínén ovális, kör alakú zárt üregek találhatók, átmérői tíz métertől száz méterig változhatnak (Tóth, 2007). Ezek minden valószínűség szerint szuffóziós jelenségek és tömörödés eredményeként keletkeztek, amelyeket románul „crov”-nak neveznek (kis dolinához hasonló mélyedések). Hasonló jelenség számos lösztábláról ismert, a legközelebbi, legrészletesebben vizsgált terület Dél-Bácskában a Titel-plató felszínéről ismert (Zeeden et al., 2007).

Szemlak és Pécska közötti területen a löszfal átlagos vastagsága 15 m (helytől függően 10-20 méter között váltakozik). Szemlak határában a szelvény eredeti vastagsága 17,5 méter. Bázisán kavics és homok illetve agyag található, erre következik mintegy 15 méter vastagon 5 paleotalaj szinttel tagolt löszszelvény (2. ábra) (N. Floarea, in Tóth, 2007).

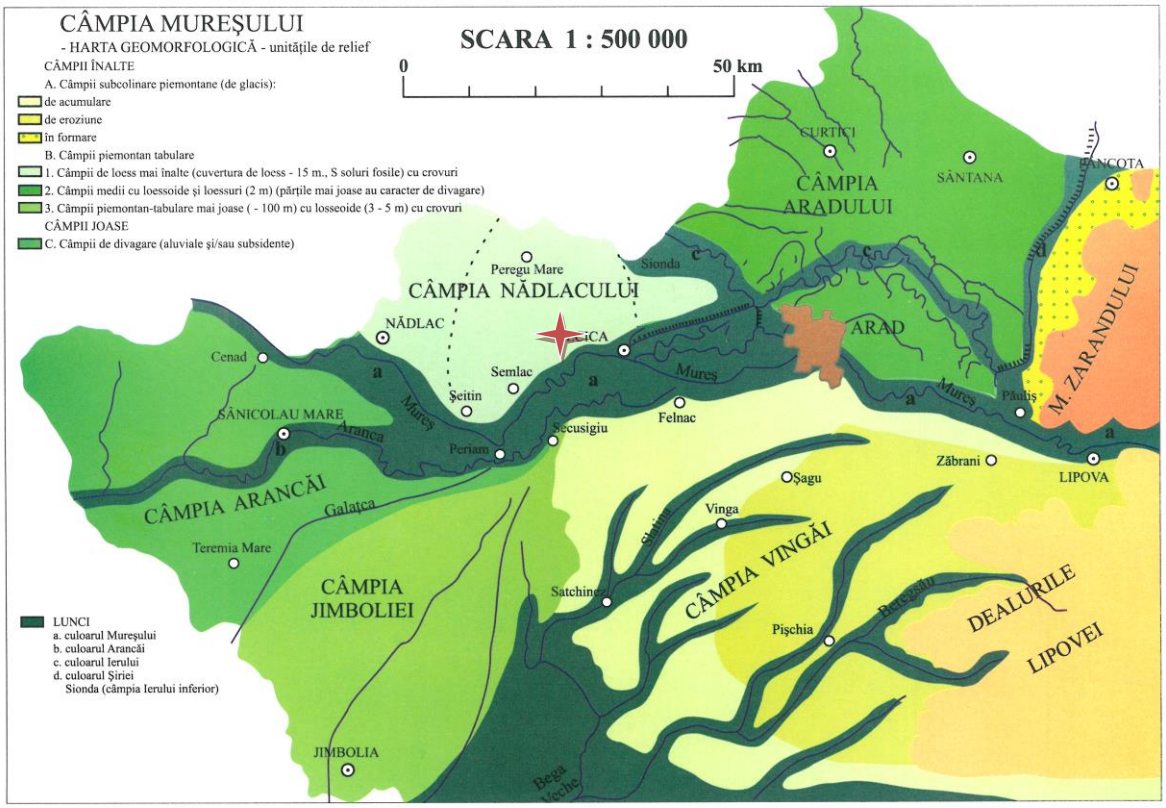
A jelenlegi feltártsági viszonyok között csak a szelvény felső fele, két összetett paleotalaj szint, a közöttük lévő 1,5-2 méter vastag lösz és a felszínt fedő recens talaj tanulmányozható a kirándulás megállójában.

1. Az alsó talajszint legalább 2 méter vastag komplex, amely alul barna erdei, fölül erdős sztyepp talajból áll. A két szintet vékony löszréteg választja el. A két talajszint között húzódik a Paksi Lösz Formáció Fiatal és az Idős Paksi Löszsorozatának a határa.

A komplexen belül az alsó barna erdei talajnak csak a felső, jól fejlett „A” szintje látszik, a szelvény alsó szakaszait ugyanis már törmelék takarja. A szint érdekessége, hogy benne 10–15 cm átmérőjű, szabálytalan, helyenként megnyúlt alakú, karbonátos mészkonkréciók találhatók. Ezek fölülről,

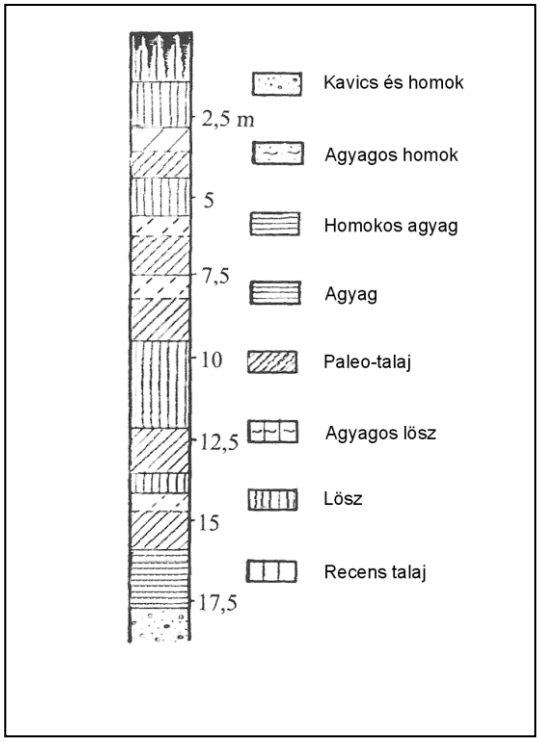
az erdős sztepp talajból származnak, azaz a fedőben elhelyezkedő talaj meszes „C”-szintje átjárja a fekvőben lévő barna erdei talaj „A”-szintjét („Ac”-talajszint). Az erdős sztyepp talaj felépítése két részre bontható. Alul sötétebb barna, fölül halványabb színű a talajosodott szakasz található. Ez arra utal, hogy a talajképződés fő időszakát később egy gyengébb talajosodási fázis is követhette, amikor az üledékképződéssel (itt löszképződéssel) a talajképződés közel egyensúlyban volt huzamosabb ideig, így a sötét színű „klasszikus” „A” szint fölött még 50–60 cm halványabb színű, gyengébben talajosodott zóna is kialakulhatott.

2. Az előbbi komplex talajszintre 1,5–2 méter lösz következik, ennek felső részén elmosódott vonalak mentén rétegzés is kivehető, amely feltehetően lejtőmenti áthalmozásra utal. E szakasz mésszel átitatott, mészhálós, mészlepedékes, kisebb foltokban mészkicsapódásokat tartalmaz, azaz fokozatosan átmegy a fedő erdős sztyepp talaj „C”-szintjébe. Az erdei sztyepp talaj közel 1,5 méter vastag, szintén összetett: gyengébben kifejlődött felső és egy erőteljesebb alsó szintből áll (3. ábra). Ez utóbbiban az 1. talajszinthez hasonlóan , szintén megtalálható a felső talajszint kicsapódott mészanyaga, azonban itt a konkréciók kevésbé kemények, ritkábbak és az átmérőjük is kisebb (5–10 cm). Erre a szintre vékony lösz települ, majd a rétegsort recens talaj zárja.



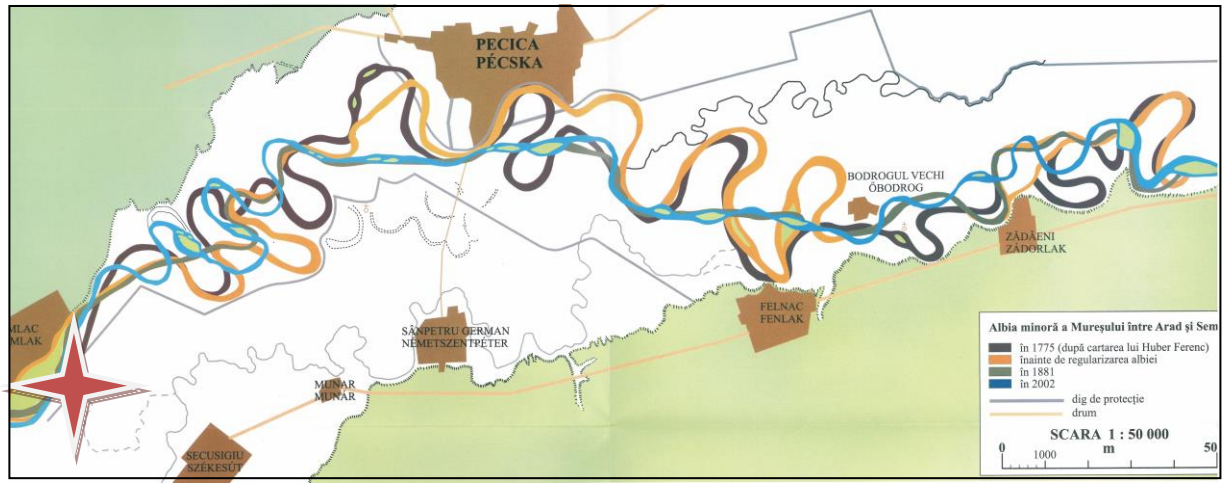
1. ábra. A Maros-völgyének geomorfológiai térképe (Tóth, 2007).

Szemlak a Nagylaki-hátság déli peremén, közvetlenül a Maros északi partján fekszik.



2. ábra. A szemlaki löszszelvény rétegsora N. Floarea alapján (in Tóth, 2007)

3. ábra. Erdős sztyepp talaj Szemlak déli peremén a Maros északi partjának löszfalában (fotó: Kercsmár Zs.)



4. ábra. A Maros fiatal mederváltozásai Szemlak és Pécska környezetében (in Tóth, 2007)

Irodalom:

Tóth J. (2007): Geotectonica şi Geomorfologia zonei Pecica, pp.13-51 (in Monografia Pecica, Editura Concordia, Arad)

Zeeden C., Hark M., Hambach U., Markovic S., L. Zöller (2007): Depressions on the Titel loess Plateau: Form – Pattern – Genesis – Geographica Pannonica 11. 4-8.

*****

A déli Erdélyi-szigethegység „ofiolitjai”

The South Apuseni “ophiolites”

Szakács Sándor
Sapientia EMTE- Kolozsvár

This compilation is based on the following article: Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E., 2002. Geodynamic implications of Jurassic ophiolites associated with Island-Arc Volcanics, South Apuseni Mountains, Western Romania. International Geological Review 44, 938–955.

Abstract

The Mureş nappe in the South Apuseni Mountains displays the most important ophiolitic sequence of the Carpathian area. The ophiolites are strongly dismembered in several tectonic slices. The **ophiolitic sequence** includes (1) a gabbroic **intrusive section**, represented by small gabbroic bodies showing both layered and isotropic textures, including ultramafic cumulates, melagabbros, gabbros, and rare gabbronorites associated with ferrogabbros, (2) a **sheeted dike complex** consisting of parallel and subparallel 10- 50 cm wide basaltic and basaltic-andesitic dikes with gabbroic screens, and (3) a **volcanic sequence** including massive and pillow-lava basalts, with pillow breccias and related arenites between lava flows. Mantle rocks are absent, thus the ophiolites represent only the oceanic crustal portion. The ophiolitic sequence is capped by few meters of radiolarian cherts.

Evidence of ocean-floor metamorphism is supported by the occurrences of actinolite and chlorite replacing primary pyroxene, and prehnite ± epidote ± calcite replacing plagioclase. Gabbros are also crosscut by secondary amphibole veinlets. The ophiolites are topped by calc-alkaline magmatic rocks including massive lava flows (up to 20–30m thick) and dikes ranging from basalts through basaltic andesites, andesites, and dacites to rhyolites. Granitoid intrusions with calc-alkaline affinity occur in the southern and western areas of the South Apuseni Mountains consisting of granites to granodiorites, as well as diorites at the margins of the

intrusions. Granitic dikes and veins cut both the ophiolitic and calc-alkaline rocks. K/Ar datings on ophiolitic basalts vary from 138.9 ± 6 to 167.8 ± 5 Ma.

The oldest age is in agreement with the Callovian to Oxfordian radiolarian assemblages found in the cherts at the top of the ophiolite sequence. This suggests a Middle Jurassic age for the ophiolite sequence. Late Jurassic age for the calc-alkaline volcanics is well constrained by the Oxfordian to lowermost Tithonian microfossils found in limestones intercalated in the uppermost basalts. The calc-alkaline volcanics are covered by a Middle Tithonian to Berriasian shallow-water carbonate sequence. The available datings for the associated granitoids (155 Ma) suggest a short time elapsed between genesis of the ophiolites and that of the overlying calc-alkaline sequence. The geological and geochemical data suggest a strict correlation of the South Apuseni Mountains ophiolites with the ophiolites from the northernmost edge of the Hellenic- Dinaric belt. The South Apuseni Mountains ophiolites are situated in the Vardar oceanic basin, close to the northernmost edge of the Adria plate.

The convergence in the Vardar oceanic basin began in the Middle Jurassic and led to the emplacement of the ophiolites, including the South Apuseni Mountains ophiolites and associated orogenic magmatic sequences during Late Jurassic–Early Cretaceous time. Their westward vergence resulted from the large-scale obduction of oceanic slices onto the continental margin of the Adria plate. The Middle Jurassic ophiolites show mid-oceanic ridge affinity, overlain by Upper Jurassic island-arc calc-alkaline magmatic sequences. The Late Jurassic geodynamic framework of the South Apuseni Mountains was characterized by MOR oceanic lithosphere trapped in a supra-subduction zone, where calc-alkaline volcanics developed over the previously emplaced oceanic lithosphere. The present-day location of the South Apuseni Mountains on the internal side of the Carpathian belt was reached during the Late Paleogene–Early Neogene time period.

A kirándulásvezető az alábbi cikk alapján készült:

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E., 2002. Geodynamic implications of Jurassic ophiolites associated with Island-Arc Volcanics, South Apuseni Mountains, Western Romania. International Geological Review 44, 938–955.

1. Rétegtan és kor (Bortolotti et al., 2002, 4. és 5. ábrák)

A déli Erdélyi-szigethegység területén a Bihari, Codru és Biharia takaróegyüttesekre, valamint a kréta flis formációkra a Maros-zóna kőzetei települtek, amelyek az egész Kárpát-medence legfontosabb ofiolitos együttesét alkotják. A déli Erdélyi-szigethegység ofiolitjai erősen szétdarabolódtak, ma különböző tektonikai egységekben találjuk őket. Az ofiolitos együttes egy gabbrós intruziós tagból áll, amelyet egy párhuzamos haránttelér komplexum követ, átmeneti kőzetekkel egy felső vulkáni sorozat felé. Mivel köpenykőzetekről nincs tudomásunk, ezért úgy gondoljuk, hogy az ofiolit együttes kizárólag csak óceáni kéregtartományt képvisel.

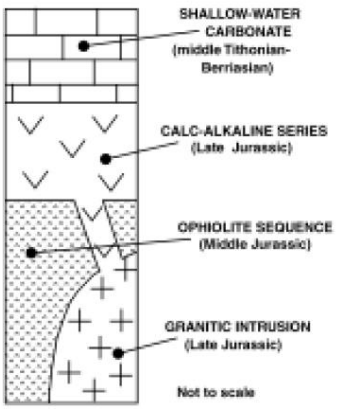


FIG. 4. Relationships between the Middle Jurassic ophiolite sequence, Upper Jurassic calc-alkaline series, Late Jurassic granitoids, and Upper Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary deposits.

Az **intruziós szakasz** kisebb méretű gabbró összetételű magmás testekből áll, úgy rétegzett mint izotróp szerkezetekkel. Ritkábban ultramafikus kumulátumokat, melagabbrót és egészen ritka gabbronoritot és társult ferrogabbrót is tartalmaznak.

A déli Erdélyi-szigethegység nyugati részein a gabbrókon egy „**sheeted dike komplex”** települ, amelyet vékony (10–50 cm-es) párhuzamos és kvázi-párhuzamos dike-ok ismétlődő sorozata képvisel gabbró mellékkőzettel. Kőzettani összetételében bazaltot, alárendelten bazalt-andezitet találunk.

A felső, **vulkáni sorozat** masszív- és párnaláva bazaltot, valamint a lávakőzetek közé települt párnaláva breccsát és társult bazaltos areniteket tartalmaz. Az ofiolitos összletet pár méter vastag radioláriás tűzkőréteg fedi.

A teljes ofiolitösszlet nagy vastagságú lehetett, ahogy azt a vulkáni és szubvulkáni kőzetösszlet tekintélyes összvastagsága (> 2 km) sugallja. Kiterjedt óceánfenéki metamorfózisra utal a gabbrókban és bazaltos kőzetekben előforduló, piroxént behelyettesítő aktinolit és klorit, valamint a plagioklászt helyettesítő prehnit ± epidot ± kalcit ásványegyüttes tömeges jelenléte. A gabbrókat gyakorta másodlagos amfibol-erek szövik át.

A rétegtani szukcesszióban az ofiolit összletet **mészalkáli magmás kőzetek** követik. Ezek jó része masszív lávafolyások terméke, amelyek összvastagsága eléri az 1000 m-t. A kőzetspektrum változatos képet mutat: bazaltoktól kezdve, bazaltos andeziteken át dácitokig és riolitokig gyakorlatilag minden kőzettípus megtalálható. Közönségesek a 20–30 m vastagságú lávaár folyások egységei. Az ofiolitos összletet sok helyen mészalkáli andezit, dácit és riolit összetételű dike-ok szelik át.

Mészalkáli típusú **granitoid intruziók** a déli Erdélyi-szigethegység déli és nyugati részein fordulnak elő, gránittól granodioritig terjedő összetételekkel, esetenként dioritokkal az intruziók szélein. Gránitos dike-ok és telérek egyaránt harántolnak át ofiolitokat és mészalkáli vulkáni kőzeteket.

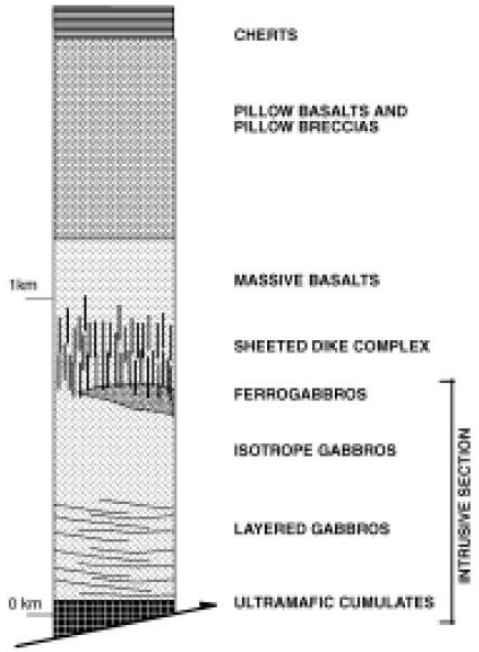


FIG. 5. Schematic log of the ophiolite sequence from the South Apuseni Mountains.

Az ofiolitos és mészalkáli kőzetösszletek kora még vita tárgyát képezi. Az ofiolitos bazaltokon mért K-Ar korok erős szórást mutatnak 138.9 ± 6 tés 167.8 ± 5 Ma között.

A legidősebb korok összhangban vannak az ofiolitos összletre települő tűzkövekben található callovi–oxfordi radioláriás faunatársulással. Ez az ofiolitos összlet középső-jura korára utal. A mészalkáli vulkanitok meglévő radiometrikus koradatai ugyan kevésbé megbízhatóak, késő-jura koruk azonban jól behatárolható a legfelső bazaltlávák közé települt mészkövek mikrofaunájának oxfordi – legalsó tithon korával. A mészalkáli vulkanitokat sekélyvízű középső-tTithon – berriazi mészkősorozat fedi. Az ezekkel társult granitoidok eddigi radiometrikus korolása (155 Ma) arra enged következtetni, hogy az ofiolitok keletkezése és a rájuk települt mészalkáli sorozat kialakulása között kis időnek kellett eltelnie.

2. Petrológia és geokémia

Ofiolitos komplexum

Az ofiolitos komplexumban nem túl gyakori **ultramafikus kumulátumok** változatos összetételt mutatnak, van köztük websterit, plagioklász-dunit és plagioklász-werhlit. Habár a kőzetek erősen mállottak, a jellegzetes kumulát szövetek felsimerhetőek bennük. A kumulát fázist olivin (± plagioklász) képviseli, miközben interkumulus ásványokként poikilites piroxén jelenik meg, amely a következő kristályosodási sorrendet valószínűsíti: (Cr-spinel) + olivin – plagiokláz, klinopiroxén – ortopiroxén. Ez egy típusos MORB kristályosodási trend.

Az ultramafikus kumulátok átmenetet mutatnak a **gabbroid kőzetek** felé, amelyek kis méretű intruzív testek formájában jelennek meg, bennük olivin-gabbrók, gabbrók, leukogabbrók, Fe-gabbrók és kvarc-dioritok, valamint gabbronoritok fordulnak elő. Összgeokémiai jellemzőik széleskörű változatosságot mutatnak egyrészt különböző (kumulátum vs. izotróp) eredetüket, másrészt változatos fokú frakcionációjukat tükrözve.

A **párhuzamos haránttelér komplexumot** bazalt és alárendelten bazalt-andezit dike-ok alkotják. Az ásványi fázisok általános kémiai összetétele erősen hasonló a MORB bazaltokéra valamint a felettük levő bazaltlávák kompozíciójára, amelyekkel erős magmás affinitást mutatnak.

A **vulkáni sorozat** bazaltjai masszív és párnaláva folyások formájában követhetők nyomon. Számos feltárásban alárendelten bazaltbreccsa társul hozzájuk. A kőzetek szövete gyakorta az afanitostól a mérsékelten porfirosig változik, az alapanyag interszertális, intergranuláris, valamint ofitos-szubofitos jellegű. A vulkáni sorozat kőzetmintái mind, hidrotermális átalakulás jegyeit viselik magukon. A plagioklászt általában albit helyettesíti részlegesen.

Mészalkáli kőzetek

A vulkáni sorozat kőzetei közül a bazalt-andezitek a leggyakoribbak, miközben a dike-ok kőzeteit főleg andezitek, dácitok és riolitok képezik. A mészalkáli bazaltok és bazalt-andezitek erőteljes könnyű ritkaföldfém (LREE) dúsulást mutatnak a nehéz ritkaföldfémekhez (HRTT) viszonyítva. Ezt általában a köpeny eredetű magma szubdukciós komponensek általi gazdagodásával magyarázzák.

3. Geodinamikai és tektonikai rekonstrucció

A földtani és geofizkai adatok szoros korrelációt valószínűsítenek a déli Erdélyi-szigethegység ofiolitjai és a Hellén–Dinári övezet legészakibb permének ún. “nyugati-típusú” ofiolitjai között. Az ebből kiinduló rekonstrukcióban a déli Erdélyi-szigethegység ofiolitjai a Vardar-ócán medencéjében jöttek létre, közel az Adriai-lemez északi pereméhez (13. ábra, Bortolotti et al., 2002).

A Vardar-medence területén a lemezek konvergenciája a középsőjurában kezdődött el. A kései-jurában–korai-krétában a konvergens mozgások a jura ofiolitok áttelepüléséhez vezettek, köztük a déli Erdélyi-szigethegység ofiolitjaival és a hozzájuk kapcsolódó magmás sorozatokkal. E formációk települése nyugati vergenciát mutat, ami úgy értelmezhető, hogy az óceáni kéregszeletek az Adriai kontinensperemre nagy mértékben obdukálódtak. A késő-kréta–korai-tercier folyamán a konvergencia masszív kontinentális

kollízióhoz vezetett, amelyet az Adriai-lemeznek a stabil, Európai kontinentális lemezhez viszonyított északi irányú mozgása vezérelt.

A déli Erdélyi-szigethegység középső-jura ofiolitjai középóceáni hátsági affinitást mutat, míg a rájuk települő felső-jura mészalkáli magmás sorozat szigetív jellegű. A déli Erdélyi-szigethegység késő-jura geodinamikai helyzetét középóceáni hátság típusú óceáni litoszféra jellemezte, amely egy olyan szupraszubdukciós helyzetbe kerülve csapdázódott, amelyben mészalkáli vulkanitok képződtek az előzőleg képződött óceáni litoszférán.

A déli Erdélyi-szigethegység ofiolitjai a késő-paleogén–korai-neogén idején kerültek mai helyzetükbe a Kárpátok övének belső felén.

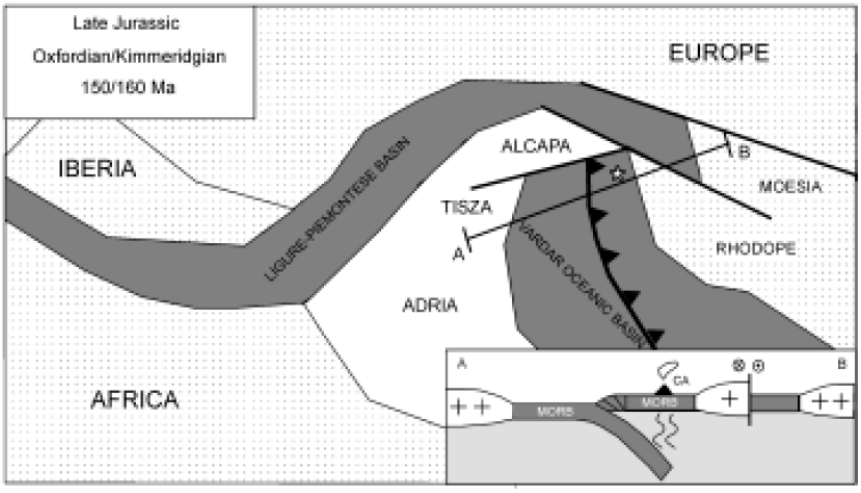


FIG. 13. Tentative Late Jurassic geodynamic reconstruction of the connection between the Ligure-Piemontese and Vardar oceanic basins during the Late Jurassic. The star indicates the probable location of the South Apuseni Mountains ophiolites.

*****

A Hegyes granitoidok petrológiája (Erdélyi-szigethegység, Románia)

Pál-Molnár Elemér

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Abstract

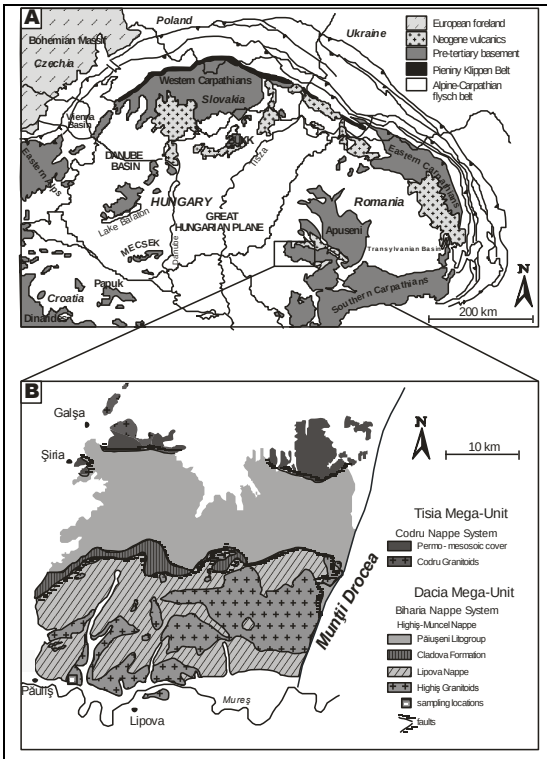
Highiş Granites except aplites are holocrystalline, equigranular and medium-grained. In some samples textural orientation can be observed, but it is unusual regarding the whole studied suite. The main rock forming minerals are quartz, orthoclase, microcline, plagioclase feldspar (albite), biotite and muscovite. Apatite, monazite and zircon occur as accessory minerals. Highiş Granites are leucogranites with very high silica and relatively high alkali content. Based on the concentration of major elements the studied rocks are alkali granites. According to their alumina saturation Highiş Granites are felsic peraluminous granites. Muscovite which is a typical mineral phase for slightly peraluminous granites is present in the studied rocks as a significant component. The composition of biotites indicates subalkali character of the granites, while whole rock compositions plotting in the modified alkali lime index (MALI) show alkali-calcic character. Highiş Granites are highly evolved S-type granites (Chappell, White, 2001). Due to crystal fractionation, their CaO and Sr^{2+} content is very low, plagioclase feldspars are albites. First generation of biotites is ferric type as well. Highiş granites are enriched in Rb, K and Ba. The chondrite-normalized (Nakamura, 1974) REE distribution shows a smooth pattern with very strong negative Eu anomaly. These characteristics of granites are well known from late Variscan suites (Sylvester, 1998) where due to the relatively thin lithosphere the main source of heat is provided from the asthenosphere. The source of the highly evolved Highiş Granites is proposed mainly pelitic.

A Hegyes-hegység az Erdélyi-szigethegység (Munţii Apuseni) Ny-DNy-i részén helyezkedik el (1. A ábra). Az Erdélyi-szigethegységet a Tiszai és a Dáciai Nagyszerkezeti Egységek kőzetei építik fel. Mindkét tektonosztratigráfiai egység az alpi tektonikai folyamatok eredménye, aljzatukat prealpi magmás és metamorf sorozatok alkotják, amelyekben gyakoriak a variszkuszi granitoid intrúziók.

Az Erdélyi-szigethegységet három pre-alpi terrénuma alkotja: a Szamosi, a Biharia és az Aranyosbányai. Jelenlegi szerkezete az alpi hegységképződési fázisban alakult ki, négy alpi tektonikai egység építi fel: (Villány-) Bihari Egység, amely az Erdélyi-szigethegységben autochton helyzetben van; a Codru Egység, a Biharia Egység és a Marosi Zóna (Balintoni et al., 2009). A Bihari Egység aljzatát kristályos formációk alkotják, amelyeket permo-mezozoos üledékes és vulkanikus összletek borítanak. A Codru Egység takarói egyetlen kivétellel (Várasfenesi takaró) csak permo-mezozoos üledékes összletekből állnak (Balintoni, 1996). A Biharia Egységet kambrium–triász korú metamagmás és metaüledékes kőzetek képezik. A Marosi Zónát jura – kréta korú mafikus és felszikus magmás kőzetek, valamint riftesedéshez kapcsolódó üledékes kőzetek alkotják (Balintoni, 1996).

A Hegyes-hegység északi peremén a Codru takarórendszerhez tartozó Várasfenesi takaró, míg délebbre a Biharia takarórendszerhez tartozó Hegyes-Muncsel takaró kőzetei bukkannak a felszínre. Ez utóbbi képezi a hegység legnagyobb részét (1. B ábra).

A Hegyes-Muncsel takaró legkiterjedtebb szerkezeti egysége a Hegyes-hegységben a Pajzsi paleozoos sorozat, amely a takaró kristályos aljzatát képezi. Összetételében megjelennek metakonglomerátumok, metahomokkövek, kisebb arányban metapelitek, kvarcitok. Az egység tartalmaz egy metamagmás sorozatot is, amelynek bázikus és savanyú komponensei is vannak (Pană, 1998). A sorozat kisfokú, zöldpala fáciesű metamorfózist szenvedett (Balintoni, 1996). E fölött található Kladova formáció, amelyet első sorban permi transzgresszív üledékes összletek (homokkövek, agyagkövek, bázikus tufák) és bazaltok alkotnak (Dimitrescu, 1967). A Hegyes granitoidok áttörik a Pajzsi sorozatot és a Kladova formációt egy sor szaruszírtet hozva létre. A granitoidok permi korúak (264-267 millió év; Pană, 1998) és ezek zárják a variszkuszi folyamatokhoz kapcsolódó szigetív magmatizmust a Hegyes-hegységben (Balintoni, 1996).



1. ábra
(A) Az Alpok-Kárpátok-Kárpát-medence egyszerűsített földtnai térképe
[Simplified geologic map of the Alpine-Carpathian-Pannonian region]

(B) A Hegyes-hegység pre-neogén földtani térképe Balintoni (1986) és Balintoni, Puşte (2002) alapján
[Pre-Neogene geology of the Highiş Mts. after Balintoni (1986) and Balintoni, Puşte (2002)]

Az északi peremet képező Várasfenesi takaró kristályos aljzata kora-paleozoos Botfei sorozat alkotja, ami itt első sorban muszkovitos csillámpalákból áll, amit a Codru gránitok áttörtek, szaruszirteket hozva létre (Stan, 1989). A granitoidok kora 372 millió év (Pană, 1998). Ezt alsó triászi konglomerátumok és homokkövek borítják, amire késő triászi fekete mészkövek és dolomitok települtek (Balintoni, 1996).

A Hegyes granitoidok

A Hegyesi granitoidok egyik legszebb feltárása Ópálos (Păuliş) falu határában található kőfejtőben látható. Modális összetételük alapján a Hegyes granitoidok alkáli gránitok és szienogránitok, átlagos csillámtartalommal (1-3 tf%). Színük rózsaszín, ritkábban szürke, szövetük fanerokristályos, ekvigranuláris, középszemcsés (Pál-Molnár et al., 2004). Az ópálosi feltárásban gyakoriak a világosszoürke aplitos erek. Helyenként a csillámok, repedések mentén, irányítottan helyezkednek el. A fő kőzetalkotó ásványok (kvarc, ortoklász, mikroklin, plagioklász, muszkovit) átlagos szemcseméret 1-4 mm közötti, kivételt a biotitok képeznek, amelyek 2-4 cm-t is elérő fészkeket alkotnak.

A kvarc xenomorf, aprószemcsés, gyakran átkristályosodott, mozaikszerű elrendezéssel jelenik meg. Az ortoklász hipidiomorf, táblás, gyakori a Karlsbadi iker, ritkábban pertites. A mikroklin hipidiomorf, ritkábban xenomorf, táblás habitus és gyakori ikrek jellemzik. A vizsgált káliföldpátok $Or_{93,7-97,8}Ab_{2,2-6,3}$ összetételűek. A plagioklász földpát hipidiomorf, léces-táblás, gyakran zónás, összetétele alapján albit ($An_{0,30-1,65}$).

A biotitok hipidiomorf táblás vagy xenomorf kristályok. Pleokroizmusuk a világos barnától a sötétzöldig változik. Gyakran muszkovittal összenőve fordulnak elő, ilyenkor apatit, cirkon vagy opak ásványokat is tartalmaz. Mikrotektonikai törések mentén a biotit kristályok irányított elrendezésűek. Foster (1960) osztályozása alapján az X és Y pozícióban levő kationok összege 1,6-2,2 közötti (átlag 1,91) (biotitok) vagy 5,00 feletti (átlag 5,15) (flogopitok). Az átlag TiO_2-tartalom 0,9 %. A biotitok Mg-tartalma kicsi (mg#=21,8-26,8; átlag mg#=24,8), repedések mentén flogopitokká alakulnak át, amelyek Mg-értéke mg#= 67,8-69,5 (átlag mg#=68,7). Az IMA nevezéktan és összetétel szerinti osztályozás alapján a biotit csoport vizsgált ásványai magnéziumos sziderofillitek és vasas flogopitok (Fe-biotitok; Foster, 1960). A biotitok Mg- és Al-tartalma alapján (Nachit et al., 1985) a Hegyes granitoidok szubalkáli jellegűek. A flogopitok nagy Mg-tartalma posztgenetikus átalakulásra utal, amelyet mállottságuk és a repedések mentén, muszkovittal együtt való megjelenésük is alátámaszt.

A muszkovit hipidiomorf táblás és nyújtott, lemezes alakú. Gyakran biotittal összenőve jelenik meg, helyenként irányított megjelenésű. Repedések mentén gyakoriak az apró muszkovit szemcsék. Vasban gazdagok, a Fe-tartalom 2,5% és 7,5% között változik. Jelentős a Mg-tartalmuk is: 1,3-3,4%.

A kőzet legfontosabb akcesszóriái az apatit, a monacit és a cirkon. Az apatitok leggyakrabban idiomorf, ritkábban hipidiomorf alakúak, amelyek általában biotit szemcsékben jelennek meg. A cirkonok szintén idiomorf, ritkán hipidiomorf megjelenésűek. Két csoportjuk van: az egyik zömök, vörösesbarna – sárgásbarna színű, a másik nyúlt, oszlopos, színtelen vagy rózsaszínes. A cirkon szemcsék zónásak, ami több kristályosodási fázisra utal.

A Hegyes granitoidok és az aplitok nagy SiO_2-tartalommal rendelkeznek (átlag SiO_2 =71,6%, illetve SiO_2=75,44%). Alkáliákban gazdagok, K_2O-tartalmuk nagyobb (4,4-4,9%) mint Na_2O-tartalmuk (3,25-3,68%), a K_2O/Na_2O arány 1,26 és 1,49 közötti. A módosított alkálimeszes index (MALI) (Frost et. al, 2001) szerint a kőzetek alkáli-mész jellegűek. A kis CaO (0,40–0,55%), MgO (0,26– 0,30%), TiO_2 (Ti ásványfázis hiányzik), és Sr koncentráció frakcionált olvadékból való kristályosodásra utal. A $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ arány nagy (0,81). A CaO és Fe_2O_3 aránya alapján (Chappel, White, 2001) a Hegyes granitoidok S-típusúak. Az R1-R2 [R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) és R2=6Ca+2Mg+Al] eloszlás alapján (De La Roche et al., 1980) a Hegyes granitoidok alkáli gránitok. Az alumínium szaturációs index alapján a vizsgált kőzetek enyhén peralumíniumosak, átlag A/CNK értékük 1,07. Ezt a granitoidokban megjelenő modális mennyiségű muszkovit és a normatív korund is alátámasztja (Shand, 1943). A peralumíniumos csoporton belül, az A [Al-(K+Na+2Ca)] *vs.* B [Fe+Mg+Ti] eloszlási diagram alapján (Villaseca et al., 1998), a vizsgált kőzetek felzikus-peralumíniumos jellegűek. A MORB-ra normalizált (Pearce, 1983) nyomelem-eloszlás a Hegyes granitoidok LIL elemekben (Rb, K, Ba) való dúsulását mutatja, kivéve a Sr-t, amelynek hiánya a plagioklász kristályosodásához kapcsolható. A kondritra normalizált (Nakamura, 1974) ritkaföldfém-koncentrációk enyhe lefutású görbét alkotnak. Az aplitok LREE-ben szegényebbek, mint a

gránitok. A gránitok erős negatív Eu anomáliát mutatnak (Eu/Eu* átlag=0,16), míg az aplitok Eu-tartalma az észlelési határ alatti.

A Hegyes granitoidoknak kis CaO/Na_2O és közepes Al_2O_3/TiO_2 arányaik vannak (átlag CaO/Na_2O=0,13; átlag Al_2O_3/TiO_2=68,6), amelyek jellemzőek a variszkuszi peralumíniumos gránit sorozatokra (Sylvester, 1998). A kis CaO/Na_2O arány a granitoidok pelites eredetére utal, az Al_2O_3/TiO_2 arány, pedig közepes és nagy keletkezési hőmérsékletet (~875–900°C) mutat. A Rb/Sr *vs.* Rb/Ba eloszlás szintén pelites eredetre utal (Sylvester, 1998).

A SiO_2 *vs.* $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ (Maniar, Piccoli, 1989), Rb *vs.* (Y+Nb) (Pearce, 1996), és az R1 *vs.* R2 (Batchelor, Bowden, 1985) eloszlások alapján a Hegyes granitoidok posztorogén tektonikai környezetben képződtek.

Összefoglalás

A Hegyes granitoidok, az aplitokat kivéve, holokristályos, ekvigranuláris, középszemcsés gránitok. Néhány mintán szöveti orientáció figyelhető meg, ami a teljes kőzetre nem jellemző. Fő kőzetalkotó ásványok a kvarc, az ortoklász, a mikroklin, a plagioklász (albit), a biotit és a muszkovit. Jellemző akcesszóriák az apatit, a monacit és a cirkon. Leukogránitok, nagy SiO_2- és alkália-tartalommal. Főelem geokémiai elemzések alapján a vizsgált granitoidok alkáli – alkáli-mész, az alumínium telítettségi index alapján, pedig felzikus-peralumíniumos gránitok. Az enyhén peralumíniumos gránitokra jellemző muszkovit ásványfázis kőzetalkotó mennyiségben van jelen. A Hegyes granitoidok erősen frakcionált S-típusú granitoidok. A frakcionációs kristályosodás eredményeképp a CaO- és Sr^{2+}-tartalom nagyon kicsi. A plagioklász földpátok albitok. Az első generációs biotitok Fe-biotitok.

A Hegyes granitoidok LIL elemekben (Rb,K, és Ba) gazdagok. Konditra normalizált ritkaföldfém eloszlásuk enyhe lefutású, emellett erős negatív Eu anomáliát mutat. Ez a granitoid típus jól ismert a késői variszkuszi összletekből (Sylvester, 1998), ahol a vékonyabb litoszféra következtében az asztenoszféra hője a fő olvadékképző tényező. A Hegyes granitoidok protolitja pelites jellegű (Pál-Molnár et al., 2009).

Irodalomjegyzék

Balintoni, I. (1986): Petrologic and tectonic features of Highiş -Drocea crystallinemassif. D.S. Inst. Geol. Gefiz., Bucureşti, 70-71/5, 5-12.

Balintoni, I. (1996): Geotectonica terenurilor metamorfice din România. Univ. Babeş-Bolyai 214 p.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveti, M., Li, L.-Q., Hann, H.P., Chen, F. and Schuller, V. (2009): The emplacement age of the Muntele Mare Variscan granite (Apuseni Mountains, Romania). Geologica Carpathica, 60/6, 495-504.

Balintoni, I., Puşte, A. (2002): New lithostratigraphic and structural aspects in the southern part of the Bihor Massif (Apuseni Mountains). St. Univ. Babeş-Bolyai Geol., Cluj-Napoca, 47/2, 13-18.

Batchelor, R. A., Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical geology, 48, 43-55.

Chappell, B.W., White, A.J.R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48, 489-500.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1,R_2-diagrams and major element analysis - its relationshipwith current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183-210.

Dimitrescu, R. (1967): Contribuţii la cunoaşterea structurii părţii de N-V a masivului cristalin Highiş. D.S. Inst. Geol., Bucureşti (1965-1966), 53/1, 85-91.

Foster, M. D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geol. Surv. Prof. Paper., 354-B, 49.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42, 2033–2048.

Maniar, P.D, Piccoli, P. M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. of Am. Bull., 101, 635-643.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. (1985): Composition chimique des biotite et typologie magmatique des granitoides. CR Acad Sci Paris, 301, 813-822.

Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

Pál-Molnár, E., Kassay, Zs., András, E., Kóbor B. (2004): Mineralogy and mineral chemistry of variscan granitoids from Highiş Mts. (Apuseni Mts., Romania). Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, 45/2, 49-54.

Pál-Molnár, E., András, E., Kassay, Zs., Buda, Gy., Batki, A. (2009): Az Ópálosi granitoidok kőzettana (Erdélyi Középhegység, Románia). In: M. Tóth, T. (Ed.): Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben. Geolitera, Szeged, 163-175.

Pană, D. (1998): Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni Mountains: significance for the Alpine tectonics of the Carpatho-Pannonian region. PhD Thesis, University of Alberta, Canada, 356p.

Pearce J A (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth C J & Norry M J (eds) Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.

Pearce, J.A (1996): Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19/4.

Shand, S.J. (1943): Eruptive Rocks. Wiley, London, New York.

Stan, N. (1989): Ages de Granitoides de Codru (Monts Apuseni), D.S. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti, 74/1.

Sylvester, P.J. (1998): Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45, 29–44.

Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G. (1998): Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic Sr, Nd constraints. Lithos, 43, 55–79.