

A CSIKI-MEDENCE KÖRNYÉKÉNEK SZERVEZETALAKULÁSI SZEMLÉLETE

SZABÓ MIKLÓS

Összefoglalás: Ha a sülyledés mozgások időbeli elemzésével nyomon követjük az orogén kialakulásával kapcsolatos egyidejű húzási jelenségeket, s az ezek által az orogén előtérben és a köztes hegységben létrehozott kéregszerkezeti dilatációt, felvetődik az olyan helyi erőhatások feltételezésének szükségessége, melyek a magmaáramlásokhoz hasonló hatásmechanizmussal rendelkeztek.

A Csíki-medence kialakulását és a környező terület szerkezeti felépítését a hargitai vulkánosság anyagszolgáltatása következtében beállott magmaáramlást követő kéregszerkezeti lazulásból eredő huzamos besülyledés idézte elő, az elsődleges húzási övhöz tartozó törésvonalak mentén történt bezökkenésekkel együtt.

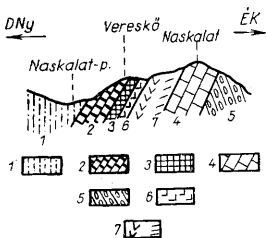
A Keleti-Kárpátok harmadkori vulkánkoszorújához tartozó Hargita újszerű vulkanológiai vizsgálata során felmerült magmatektonikai tényezők tanulmányozása nemcsak a Csíki-medence és környéke kialakulására és szerkezeti felépítésére vonatkozó eddigi ismereteink felülvizsgálását tette szükségessé, hanem a kainozóos magmatektonizmushoz is új adatokat szolgáltatott. A Csíki-medence területének mélyföldtani viszonyairól — mélyfúrások és geofizikai mérések hiányában — csak a környező területek újabb geológiai felvétele alapján alkothatunk átfogó képet, a medencekeret szerkezeti felépítésének és a vulkánossággal összefüggő tektonikai hatásoknak figyelembevételével. A Csíki-medence kialakulásának geomechanikai tényezőit a Keleti-Kárpátok kratogén és orogén tömegeit ért regionális szerkezeti hatásokkal kapcsolatban kell vizsgálnunk.

Az egész magyar medencecsoportra jellemző egy idősebb, ÉK—DNy-i és erre merőleges törérendszer, valamint egy fiatalabb, É—D-i és K—Ny-i törésvonalhálózat jelenléte. E rendszerek a Csíki-medence és környékének szerkezetében is felismerhetők, jóllehet ezeket a későbbi — főleg a Hargita vulkánosságával összefüggő — tektonikai hatások lényegesen módosították.

A Keleti-Kárpátok belső vonulatának aljzatát paleozóos metamorf kőzetek alkotják, melyek a központi részen szigetszerűen kiemelkednek. Ezek az ún. Hercinidák a mezozóikum elején összetöredeztek és nagyrészt lesülyledtek, s a mezozóos geoszinklinális aljzatát képezték. Az alpi orogenezis során egyes kristályos rögök ismét kiemelkedtek s ma a hercini redők maradványait több kisebb-nagyobb tönk formájában találjuk meg. A paleozóos varisztida elemek az alpi hegységképződés idején már konszolidálódtak, kratogén tömegként viselkedtek; keletkezésükkor azonban bennük szintén keletkeztek az orogénekre jellemző csapásirányú törések. Előterükben pedig átlós törések léptek fel, melyek iránya azonos az alpi orogén ciklus folyamán kialakult fő csúsztatató felületek irányával (ÉNy—DK és ÉK—DNy); utóbbiak a régi tektonikai vonalak kiújulásával képződhettek.

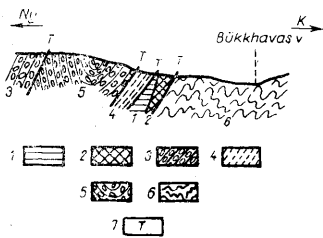
A varisztikus szakasz kristályos alapkőzeteit képviselik a Csíkszentdomonkos környéken felszínre bukkanó gneisz- és kristályospalargók. A kristályos kőzetek kelet felé a hosszanti törésvonalak mentén lépcsőzetesen a mélybe sülyednek, a vastag fiatal üledékbürok alá. A központi magtól keletre levő törésvonalak mentén azonban a kris-

tályos kőzetek sehol sem bukkannak a felszínre, így a talapatot ért diszlokációk közvetlenül nem bizonyíthatók. A kristályos öv belső szélének pontos kijelölését megnehezítik azok a törésvonalak, melyek mentén az Erdélyi-medence harmadkori bezökkenését követő vulkáni tevékenység jelentkezett. A kristályos övet metamorf és vulkáni kőzetek alkotják. Az epizónás kristályospala-csoportban a zöld kloritpalák és szericitpalák uralkodnak, melyeket fillit, kloritos-grafitos fillit, valamint fekete és fehér kvarcít-pala



7. ábra. A Naskalat földtani szelvénye (Báncsilá nyomán). Magyarázat: 1. Gneissdiorit és biotitos ortogneisz, 2. Felsőerfereni dolomitós mészkő, 3. Dogger, 4. Felsőjúra — alsókreta fehér mészkő, 5., 7. Albai — cenomán konglomerátum, 6. Diabáz.

Abb. 7. Geologisches Profil von Naskalat (nach B ä n c i l á). Erklärungen: 1. Gneissiger Diorit und biotitführender Orthogneis, 2. Obererfenen-Dolomitkalk, 3. Dogger, 4. Oberjura — Unterkreidekalke, weiss, 5., 7. Alb — cenomanischer Konglomerat, 6. Diabas



2. ábra. A Bükkhavas patak völgyének szelvénye (Báncsilá nyomán). Magyarázat: 1. Kvarcit és fillit, 2. Dogger, 3. Neokom — portlandi, 4. Valangin — hauterivi, 5. Albai — cenomán konglomerátum, 6. Szerpentin, 7. Törés.

Abb. 2. Profil durch das Tal des Bükkhavas-Baches (nach B ä n c i l á). Erklärungen: 1. Quarzit und Fillit, 2. Dogger, 3. Neokom-Portland, 4. Valangin-Hauretiv, 5. Alb — cenomanischer Konglomerat, 6. Serpentin, 7. Bruchlinie.

kísér. Az epizónás kristályospala-csoportot — különösen a kristályos öv középső és délrészen (Besztercei-, Gyergyói- és Csiki-havasok) — metamorfizált, magmás eredetű kőzeti telérek járják át. E telércsoportban gabbro, diabáz, gneisz-injekciók, zöldkőpala-telérek és porfiroidok mutatkoznak. A telérek gyakran hidrotermális utóhatásra — környezetükkel együtt — átalakultak, ércesedtek is. A diabázból dinamometamorfózis hatására képződött zöldkőpala- és a porfiroid-telérek szomszédságában helyenként hidrotermás szulfidos ércesedés mutatkozik.

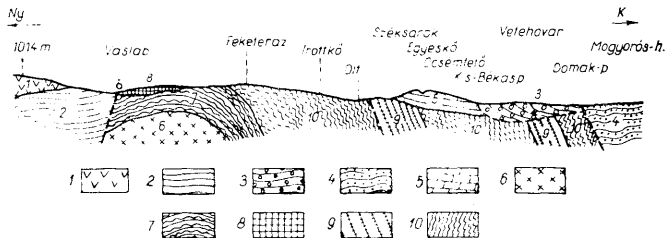
A Balánbánya-környéki mezozónás kristályospala-csoportban az injekciós gránitgneisz mellett dioritgneisz is van, a metamorfózissal egyidejű intruzióként. Erre vall az, hogy környezetében kontakt jelenségek nem mutatkoznak. A Gyergyói- és Csiki-havasok gneiszét a metamorfózis után fekete diabáz-telérek törték át, melyek egyidejűleg a triász képződményeket átszelő szerpentinésedett diabáz- és melafir-telérekkel.

Túlnyomólag mezozónás képződményekből áll a hagymási kristályos sorozat is; a Nagybagmási déli részén nagyobb granodiorit-tömsz is található. Meg kell jegyeznünk, hogy a Persányi-hegységben a diabáz, gabbro és szerpentin-előfordulások a triász hallstatti mészkőhöz kapcsolódnak.

A triászba sorolt bázisos magmás kőzetek a hercini orogenezis zárószakaszának magmás ciklusához tartoznak; találunk azonban ezeknél fiatalabb bázisos erupciókat is, melyek a szinajai rétegekkel egyidejűleg. A Nagybagmási és Tölgyes vidékén a krétabeli vulkánosság az ausztriai és larami fázisokkal kapcsolatosan jelentkezik. Itt a diabáz- és szerpentin-telérek a neokom mészkőrétegeket törik át.

A mezozoos magmatizmus az elsődleges diszlokációs övhöz tartozó, kisebb ellenállású kéregrészekben jelentkezett, a mélyreható törésvonalakhoz kötött magmás működés típusához tartozik. A fiatal-mezozoos, krétabeli vulkánosság — melyhez többnyire érc-képződés is csatlakozik — az alp-kárpáti hegységképződés korai szakaszának preorogén töréseihez kötötten jelentkezik.

A tektonikai irányok és az ércesedés közötti szoros kapcsolatra jó példa a Balánbánya környéki kalkopirités-pirités ércesedés, mely az ÉNy—DK-i irányú fő csúsztatási sík mentén jelentkezik. Az érchozó oldatok elsősorban az említett irányban húzódó



3. ábra. Földtani szelvény a felcsiki kristályos mezozoos övön át (Földvári nyomán). Magyarázat: 1. Andezit, 2. Harmadidőszaki medenceüledék, 3. Békási apti-vonulat, 4. Flis-vonulat, 5. Hagymási mezozoos vonulat, 6. Nefelinszenit, 7. Kontaktpalák, 8. Kontakt márvány, 9. Gneisz, 10. Phyllit.

Abb. 3. Geologisches Profil durch die Kristallin- und mesozoische Zone von Felcsik (nach Földvári). Erklärung: 1. Andesit, 2. Tertiäre Beckenablagerungen, 3. Apt-Zug von Békás, 4. Flyschzug, 5. Zug des Hagymásér Mesozoikums, 6. Nephelinsyenit, 7. Kontaktschiefer, 8. Kontaktmarmor, 9. Gneis, 10. Phyllit

nyitott törérendszerhez kötött járatokat használták fel, s a kloritpalát a palásodási síkok mentén impregnálták. A későbbi, NyDNy—KÉK irányú vetődések és mikro-tektonikai elemek befolyásolták az érces zóna elhelyezkedését. Az eddigi bányaműveletekkel négy, egymással párhuzamos, K felé 40—80°-kal dőlő, egymástól törésekkel elválasztott, lépcsősen lezökkentett érces zónát sikerült kimutatni. A zónák közötti távolság 15—40 m; maximálisan 110 m. Az érces terület az ÉK—DNy-i esásású nagy törésvonalak mentén fokozatosan lezökkentett részekből áll.

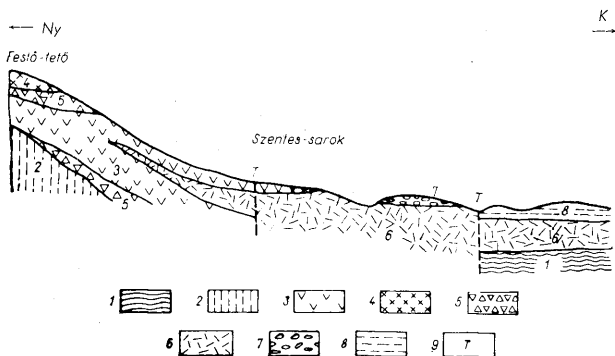
A kristályos alaphegység perm folyamán lepusztított, tönkösödött felszínére transzgressziósan települ a mezozoikum. A legelső üledékösszletnek csak töredékei vannak a felszínen, a diszlokációk és a lepusztulás következtében. Az üledéklerakodás második ciklusához tartozó, Gyilkos—Hagymási triász és júra képződmények a Bistrijoara völgyétől északra kezdődnek és csaknem a gyimesi átjáróig tartanak. Ezt az üledéktöredéket É-ról a tengelyirányban kiemelkedő kristályospala-gerinc választja el a Rarün-i mezozoos üledékgyűjtőtől. A csiki mezozoos medencétől délre a kristályospalák a kárpáti flis alá buknak.

A hercini fázis során mélyrehatóan metamorfizált idősebb kőzetekre transzgradáló werfeni sorozatot fedő későbbi üledéksorozat miatt nehezen állapítható meg, hogy a transzgresszió a hegységképződést követő lokális süllyedő epirogen mozgásokkal állt-e összefüggésben?

A kristályos öv és a mezozoikum hosszanti- és harántirányú törésvonalak menti lesüllyedéséből a jüra végéi újkimmériai mozgások nyomaira következtethetünk. A kréta

előtti törésvonalak mentén többnyire továbbfolytatódó süllyedés miatt az üledékek helyenként tetemes vastagságot érnek el (Szépvíznél).

A geoszinklinális-periódus vége felé, az orokinezis kezdetén főleg a jelentős diszlokációs vonalak mentén fellépő magmás működés termékei, a zöldkőves kőzetek, s a különféle effuzív és intruzív anyagok jelentkeznek, melyek csapásirányban végigkövetik az orogéneket. A kratogén területeken a nyomás irányára átlós törésszrendszerek keletkeztek ÉNy—DK és ÉK—DNy irányban, az orokinetikus erőhatások következtében.



4. ábra. Az Északi Hargita földtani szelvénye (Treiber nyomán). Magyarázat: 1. Kristályos talapzat, 2. Alsó láva: mállott amphibol-piroxén-andezit, 3. Középső láva: piroxénandezit és bazaltandezit, 4. Felső láva: amphibol-piroxénandezit, 5. Andezitbreccsa, 6. Tuffit és tuffoid-konglomerátum, 7. Agglomerátum, 8. Pliocén és negyedkori medenceüledék, 9. Törésvonal.

Abb. 4. Geologisches Profil des Nördlichen Hargita (nach Treiber). Erklärung: 1. Kristallines Grundgebirge, 2. Untere Laven: verwitterter Amphibol-Pyroxenandesit, 3. Mittlere Laven: Pyroxenandesit und Basaltandesit, 4. Obere Laven: Amphibol-Pyroxenandesit, 5. Andesitbreccie, 6. Tuffit und Tuffoid-Konglomerat, 7. Agglomerat, 8. Pliozäne und quartäre Beckenablagerungen, 9. Bruchlinie

A mezozoós üledékek a kárpáti tömeget nem összefüggően borították, hanem különálló, változó kiterjedésű pásztkámban rakódtak le. Az üledékgyűjtőket elválasztó gátak magvában mindenütt az ősi, hercini hegységrendszer fennmaradt tönkjait találjuk, míg ennek lesüllyedt részei az üledékgyűjtő aljátat alkották. A mezozoós süllyedések alatti kristályospala-övet ÉK—DNY irányú haránttörések tagolják. E törésszrendszer nyitott repedései széthúzó erők fellépéséről tanúskodnak, melyek hatására a kristályospala-vonulat elvékonyodott, sőt szét is szakadozott. A transzverzális törések tehát az ún. húzási-övet is jelzik.

A kristályos paleo-mezozoós vonulat a Tisza forrásvidékétől Csíkszentmiklósig terjed, ahol hirtelen lesüllyed, s a pliocén üledékek, valamint a vulkáni képződmények alá húzódik. Újabb előbukkanását csak 40—50 km-rel délebbre ismerjük, ahol — a Háromszéki havasok oligocén rétegei alól — Sósmezőnél bukkan a felszínre paleozoós fillittrögök alakjában. A Persányi-hegységben szintén ismeretes, Alsórákos és Felvinc környékének elszigetelt foltjaiban.

A kristályos-mezozoós alaphegység északi és déli szárnya fennmaradt; a közbeeső rész feltehetően az alsókréta előtt zökkent le, mivel csupán itt találunk alsókréta üle-

dékeket, a fennmaradt szárnyakon ezek hiányoznak. A kristályos-mezozoós peremet a sülyledékektől elhatároló tektonikai vonalak aktív mozgási zónák maradtak hosszú időn át, s ezek mentén a neogén végén is újabb sülyledések történtek. A középső (Persányi) vonulatrészt nyugati irányú visszahúzódása nem magyarázható meg egy szélesebb, tengelyirányú lehajlás feltételezésével, hanem inkább a besülylyedéssel kapcsolatosan fellépő transzverzális törésvonalak menti lezökkenésekkel.

A fennmaradt kristályos-mezozoós szigettrögök élesen határolódnak el a lábaiknál elterülő fiatal harmadkori medencéktől. Az elhatároló törésvonalak iránya (ÉNy—DK és ÉK—DNy) megegyezik a Pannóniai-medence és az alpi orogén törérendszerének főirányaival.

Az a tény, hogy a geoantiklinálist képező kristályospala-vonulat tengelye a mezozoós szirtvonulat összetöredezett rögeivel együtt dél felé egyre mélyebbre sülyvedve, a Felcsíki-medence körül eltűnik a flisrétegek alatt, alátámasztja a húzási öv jelenlétére vonatkozó elképzelésünket. Ez az öv valószínűen a kimmériai kéregmozgásokkal kapcsolatosan alakult ki. A húzási öv tektonikai vonaláig tartanak a csillámpalák, s a felettük elhelyezkedő fillitek. A mezozoós vulkánosság is ezzel az övvel áll összefüggésben; főleg a telérek helyzete utal a diszlokációs vonalak irányára. A húzási öv déli határa a Barcasági-medencének a Keresztényhavas—Nagykőhavas lábánál húzódó törésvonalával esik egybe. Ha a Sósmezőnél felszínre bukkanó fillitrögöket a kristályos övhöz tartozónak vesszük, úgy a húzási öv déli tektonikai vonala az északi vonallal párhuzamosnak adódik. A húzási övvel elválasztott két mezozoós terület — fácies- és üledéklerakódási viszonyaik alapján — kétségtelenül azonos üledékgyűjtőben képződött.

A felcsíki mezoeruptív vonaltól délre, azzal mintegy párhuzamosan fekszik a Kődetető eruptívuma és a zsögödi telér-kifejlődésű tönkök, melyek már az újabb kéregszerkezeti hatásoknak is ki voltak téve. A Közép- és Alcsíki-medencéreszt közötti területen a kiömlés előtti szubvulkáni hasadékkitöltések (dyke) és a rátelepült effuzív ciklus együtt jelenik meg. A hegységet átszelő törésvonalak mentén a zsögödi telér apró részekre tagolódik. A tönkdarabokat átjáró para- és diaklázisokból következtethetünk a mozgási részjelenségekre, melyek a kőzetben részben szerkezeti elváltozásokat is előidéztek. A Közép- és Alcsíki-medencéreszt közötti szorulatban az említett tönköket feldaraboló töréshálózat iránya ÉK—DNy és ÉNy—DK; s a mintegy 2 km szélességű, dioritporfirites hasadékkitöltést a Nagysomlyó (1035 m) és a Nagyharom (1080 m) között két-két törésvonal osztja nyolc morfológiai egységre. A dioritporfirrit mellett amfibolandezit és biotites amfibolandezit is mutatkozik vulkáni tufa nélkül. Az endometavulkanitوس dioritporfirrit szövete holokristályos-porfiros, granito-porfiros, exogén zárványokban gazdag. A magma transzaporizációja, valamint az utóvulkáni hatások révén igen változatos kőzetfajták képződtek (oxivulkanit, leukovulkanit).

Valószínű, hogy ez a hasadékkitöltés a Kelemen-havasok intrúziós tömegénél fiatalabb, de a „lucsi-fácies”-nél idősebb, mivel ez utóbbi képződményei borítják.

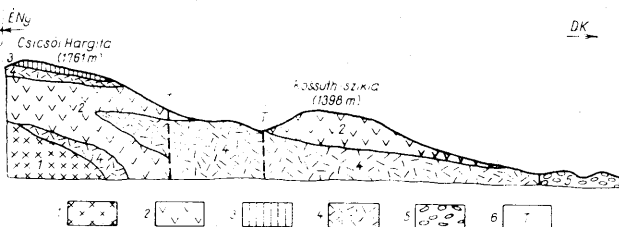
Az Alcsíki-medence ÉNy-i szegélyén is megtaláljuk a morzsolódási övhöz kötött vulkanitokat.

Az Előhargita intruzív tömegét, valamint a Felcsíki-medencéreszt szegélyező mezozoós tönköket átszelő para- és diaklázisok irányából és jellegéből a Csíki-medencét és környékét érintő tektonikai hatásokra és a magmás működéssel összefüggő mozgási részjelenségekre következtethetünk.

Ha a sülylyedékes mozgások időbeli elemzésével nyomon követjük az orogén kialakulásával kapcsolatos egyidejű húzási jelenségeket, s az ezek által az orogén előtérben és a köztes hegységben létrehozott kéregszerkezeti dilatációt, felvetődik az olyan helyi erőhatások feltételezésének szükségessége, melyek a magmaáramlásokhoz hasonló hatásmechanizmussal rendelkeztek.

A Kárpátok homokkő-övének felgyűrődése során a DNY—ÉK irányú hatóerők következtében létrejövő ÉNy—DK irányú szekundér húzási öv kialakulása összefüggésben állt a Kárpátokhoz támaszkodó kratogén tömegek mélybesüllyedésével, vagyis az Erdélyi-medence bezökkenésével együttjáró tektonikai hatásokkal.

A régi tektonikai irányokkal ellentétben, az új irányok csak a kárpáti flis-területtel közvetlen összeköttetésben levő területe részen bírnak általános jelleggel. Ezek az ÉNy—DK irányú törések határolják a Kárpátok belső medencéit. Határozott és erőteljes kifejlődésüknek az a magyarázata, hogy a Kárpátok és a Tisza határán az utóbbi területének eredeti ÉNy—DK-i törésvonalaival egybeestek a későbbi szekundér irányok, s



5. ábra. A Központi-Harghita földtani szelvénye (Csicsón — Harghita) (Nagy L. nyomán). Magyarázat: 1. Amphibolandesit, 2. Augit-hipersthenandesit, 3. Hipersthen-augitandesit, 4. Breccsa és tufa, 5. Agglomerátum, 6. Vető.

Abb. 5. Geologisches Profil des zentralen Harghita (durch Csicsó und Harghita), (nach L. Nagy). Erklärungen: 1. Amphibolandesit, 2. Augit-Hypersthenandesit, 3. Hypersthen-Augitandesit, 4. Breccien und Tuffe, 5. Agglomerat, 6. Verwerfung

fokozták azok méretét. Ezt a geofizikai maximumok és minimumok elrendeződése is bizonyítja. A másodlagos (ÉNy—DK) törésvonalak mentén süllyedt mélybe a Csíki-medence is, vagyis ezek a mozgási zónák már a kárpáti paleogén-neogén orogenezissel is kapcsolatban állottak. Így tehát a másodlagos (szekundér) húzott öv kialakulását az orogenezis kísérőjelenségének tekinthetjük.

A szelen végével meginduló mozgások során a magma a lesüllyedő Erdélyi-medence aljából feltehetően az orogén felé vándorolt, s a gyűrődéssel párhuzamos hasadékok mentén felnyomult. A harmadkor folyamán meginduló vulkáni működés magmás tömegei tehát az orogenezis során felgyűrt, és a mélység felé a magmába „gyökerező”, megvastagodott kéreg nyitott hasadékain át törtek fel. A felnyomulás során viszonylag sok szilikátos és karbonátos (meszes) kőzetanyagot harántoló magma a környezettel transzaporizációs kapcsolatba lépett és túlnyomólag andezites kőzetanyagot szolgáltatott.

A Harghita eruptív tömegének kialakulása a szarmata végén kezdődött meg. A vulkáni tevékenység során felszínre jutott eruptív kőzetanyag számottevő vastagsága folytán igen nehéz a kristályos öv északi szárnyának D-i szegélyét érintő régebbi törésvonalak nyomokövetése. A Felcsíki-medencérsz nyugati szélén a Nyárhegy, a madarasi Nagyhegy és a jenfőfalvi Kápolnahegy andezittufája alatt megvan vagy, valószínűsíthető a kristályospala-sorozat. Jelenléte a Kápolnahegy alatt biztos, a Nagyhegy és a Kődpatak alluviума felett jelentkező pliocén kvarckavics is arra utal, hogy a Nagyhegy

és Nyártető andezittufa-leple alatt szintén kristályos alaphegység lehet. Ez a kristályospala a Csíkszentdomonkos és Csíkszenttamás között felszínrebukkanó képződmény foltyatása.

Ha ezeket a tényeket morfológiai szempontból értékeljük, megállapítható, hogy a Felcsiki-medence a pliocén folyamán, a tufaszórás előtt süllyedt be. A süllyedés egyenlőtlensége folytán egyes rögök (Kápolnahegy, Nagyhegy, Nyártető) viszonylag magasabb helyzetben maradtak. A mélyebb öblözetekből az Olt és mellékvízeinek eróziója a tufaanyagot kimosta, s helyére pleisztocén folyóvízi hordalékok, törmelékkúpokat rakott le.

A Hargita vonala nagyjából követi a másodlagos (szekunder) öv irányát; ettől csak az É-i Hargita tér el kissé, ÉÉNy—DDK-i irányával.

A Déli Hargitára merőlegesen futó Csomád—Büdöshegy vonulat az ÉK—DNy-i irányban húzódó (primér) elsődleges húzási övhöz tartozó törésvonalon át kapta magmaanyagát. A kréta alaphegységet átszelő törésvonal a larami mozgási fázis előtt keletkezett. A vulkáni tevékenység nemcsak a gyűrt övvel párhuzamosan, hanem az elsődleges szerkezeti vonalak esetében is, dél felé haladva, időbeli eltolódást, kését mutat. Habár a Keleti-Kárpátok belső vulkánkoszorújának egyes kitérés központjai között — működési fázisait és aktivitásukat illetően — időbeli eltolódás mutatkozik is; mégis a többé-kevésbé azonos összetételű lávaanyag-szolgáltatásuk alapján ezeket egy nagy, közös magmatífizisként származónak vehetjük. Ennek aktiválódását feltehetően a kárpáti orogenezis paleogén-neogén szakaszához kapcsolódó kéregmozgások következtében fellépő nyomáscsökkenés okozta, mely a hőmérséklet egyidejű növekedésével járhatott együtt.

Az andezit-kitérések megszakították a mezozoós zónának a primér kéregmozgások során fennmaradt nyugati szárnyát, s az áttörés során a triász-júra mészkő- és dolomit-tömegekből alkálímész-asszimilációval fokozták a magma explóziós képességét.

Az eruptívumok közötti területek a pliocén-pleisztocén elején, a fő süllyedési fázisban tovább süllyedtek, megtartva eredeti (ÉNy—DK-i) tengelyirányukat, kialakították a másodlagos diszlokációs övhöz tartozó, hasonló irányú szerkezeti vonalakat, melyek a Csiki-medence mai morfológiai képét is jellemzik.

A Harmadkori vulkáni működés és a Csíki-medence besüllyedése közötti összefüggésre utal az Alcsiki-medencerésznek a vulkáni tevékenység déli irányú eltolódását követő, a pleisztocén végéig tartó szakaszos besüllyedése. Az ÉÉNy—DDK-i tengelyirányú medencerész kialakulása a hargitai vulkánosság formájában felszínre törő magmás anyagok pótlására a mélyben áramlásba jövő magma által okozott kéregszerkezeti változások (lazulás) fellépésével függ össze. A magmaáramlás folytán huzamos ideig süllyedő mozgások uralkodtak a területen. A medence besüllyedése kihatott a csíkszentgyörgyi medencerészre is, illetve érintette a kréta flist átszelő ÉÉK—DDNy-i törésvonalat, mely a primér húzási övhöz tartozik és így a korábbi kéregmozgási szakaszokban is igénybevételel szenvedett.

Az Alcsiki-medence teljes egészében a kárpáti flis képződményei közé süllyedt be. A medence két, völgykapuban kialakult törmelékkúpjának csak részei maradtak meg a felszínen, a pleisztocén-eleji továbbsüllyedés folytán. A medencét feltöltő pannóniai és ennél fiatalabb, folyóvízi-tavi üledékekben sok vulkáni eredetű anyag is van; az üledékvastagság eléri a 240—260 m-t. A Középsíki-medencéhez viszonyítva tehát az Alcsiki-medence mintegy 100 m-rel mélyebbre süllyedt.

A Hargita vulkáni működésével kapcsolatosan kialakult másodlagos törérendszervonalainak iránya a Felcsiki-medencében ÉÉK—DDNy-i, míg a Közép- és Alcsiki-medencék tengelyirányában és az azzal párhuzamos Központi- és Déli-Hargita területén ÉÉNy—DDK-i. A medencék mélyebbre süllyedt részeit határoló kisebb, pleisztocén-kori törésvonalak szintén párhuzamosak a Hargita vonulatával.

A Csíki-medence pliocén-pleisztocén tektonikai mozgásai az Olt teraszainak kialakításában is hatottak. Az elsődleges és másodlagos tektonikai vonalak találkozásánál, vagyis a Közép- és Alcsíki-medencereszek közötti szakaszon a teraszképződmények teljesen hiányoznak, amiből a területnek a pleisztocén végéig tartó, egyenlőtlen, de állandó süllyedésére következtethetünk. Az Alcsíki-medencének a pleisztocén végéig tartó süllyedése a Csomád vulkánosságával függ össze.

A Csíki-medence kialakulását és a környező terület szerkezeti felépítését tehát végeredményben a hargitai vulkánosság anyagszolgáltatása következtében beállott magmaáramlást követő, kéregszerkezeti lazulásból eredő huzamos besüllyedés idézte elő, az elsődleges húzási övhöz tartozó törésvonalak mentén történt bezökkenésekkel együtt.

Eine Anschauung über die tektonische Entwicklung des Beckens von Csik (Transsylvania)

M. SZABÓ

Wenn man mit der erdgeschichtlichen Analyse der sinkenden Bewegungen die mit der Entwicklung des Orogens gleichzeitige Dilatationserscheinungen verfolgt, und die durch diese im Vorland des Orogens und im Zwischengebirge erzeugten tektonischen Zugscheinungen analysiert, so scheint es, dass man lokale Zugkraftquellen, mit einem den Magmaströmungen ähnlichen Wirkungsmechanismus, annehmen soll.

Die Entwicklung des Beckens von Csik und des umgebenden Gebietes wurde bestimmt durch die Auflockerung der Krustenstruktur infolge der Magmaströmung, die durch die Materialförderung der Hargitaer Vulkane ins Leben gerufen worden ist. Dazu gesellten sich Abbrüche entlang der Brüche der primären Zugzone.