



Harta regiunii noastre, cu specificarea principalelor masive muntoase și unități structurale / Régióknak térképe, a tárgyalt főbb hegy-

vonulatok és szerkezeti egységek feltüntetésével

Prescurtările utilizate pentru orașe / A városok nevének rövidítése: A – Ajud, AI – Alba Iulia/Gyulafehérvár, B – Baraolt/Barót, BB – Bălan/Balánbánya, BI – Bicaz, BL – Blaj/Balázsfalva, BC – Bacău/Bakó, BS – Borsec/Borszék, BU – Buhuși, C – Comănești, CM – Copșa Mică/Kiskapus, CS – Miercurea-Ciuc/Csikszereda, CT – Câmpia Turzii/Aranyosgyéres, D – Dumbrăveni/Erzsébetváros, DM – Târnăveni/Dicsőszentmárton, O – Onești (Gheorghe Gheorghiu-Dej), H – Toplița/Maroshévíz, I – Iermtu/Radnót, IB – Întorsur; Buzăului/Bodzaforoduló, K – Covasna/Kovászna, KV – Tg. Secuiesc/Kézdivásárhely, L – Luduș/Marosludas, KH – Rupea/Kőhalom (Reps), M – Moinești, ME – Mediaș/Medgyes (Mediasch), MV – Tg. Mureș/Marosvásárhely, NE – Aiud/Nagyenyed, OM – Ocna; Mureș/Marosújvár, PN – Piatra Neamț, R – Reghin/Szászrégen (Reen), RO – Roman, S – Săcele/Szecsle, SZ – Sovata/Szováta, SG – Sf. Gheorghe/Sepsiszentgyörgy, SK – Cristuru Secuiesc/Székelykeresztúr, SM – Slănic-Moldova, SV – Sighișoara/Segesvá (Schässburg), T – Tușnad-Băi/Tusnádfürdő, TE – Teiuș/Tövis, TO – Tg. Ocna, TU – Turda/Torda, U – Odorheiu Secuiesc/Székely-udvarhely, V – Vlăhița/Szentegyháza

## TERMÉSZETTUDOMÁNY – ŐSTIINTELE NATURII

# ACTA 1999

## **Evoluția tectonică a ariei Baraolt – Harghita de Sud – Ciuc, reflectată în succesiunea evenimentelor vulcanice din Harghita de Sud, din perioada pliocen–pleistocenă**

(Rezumat)

Evenimentele vulcanice derulate în Harghita de Sud au fost motivate de succesiunea mișcărilor geodinamice, desfășurate în perioada pliocen–pleistocenă, care în același timp se reflectă cu o destulă acuratețe în fazele de evoluție ale vulcanismului din spațiul Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc. Astfel mobilitatea de-a lungul unor aliniamente tectonice disjunctive, legate de fenomenul de compresiune și distensiune din partea internă–sudică a ariei est-carpatice se poate data cu ajutorul vârstei de formare a corpurilor și efuziunilor vulcanice (vârste radiometrice), dispuse pe aliniamente bine determinate, iar pe baza formațiunilor afectate de acestea și pe baza relațiilor dintre sistemele de dislocații, se poate reconstitui o cronologie relativă a evenimentelor tectonice. Lucrările finalizate în ultimii ani de către LÁSZLÓ, A. și colab. (1999, 1999a) prezintă o imagine tectono-structurală detaliată a zonei Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc, oferind baza de pornire pentru lucrarea de față. Pe baza activității vulcanice aria Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc se prezintă deosebit de activă din punct de vedere tectonic în tot intervalul de timp pliocen–pleistocen, mobilitatea de-a lungul diferitelor sisteme de fracturi persistă până în pleistocenul superior.

Evoluția tectonică din perioada pliocen–pleistocenă, obținută prin studiul evenimentelor vulcanice din Harghita de Sud și al zonelor limitrofe, sugerează o tendință de atenuare a compresiunii pe direcția E–V, care ar fi alimentat fenomenul de subducție din Carpații Orientali până la sfârșitul miocenului. Această compresiune este înlocuită pe intervale de timp bine determinate de compresiuni pe direcția SE–NV, care au facilitat în prima fază fenomenul de distensiune în partea internă a Curburii Carpatice, stopând în cele din urmă efectele compresiunii pe direcția E–V.

### **Introducere**

În ultima perioadă de timp au apărut numeroase lucrări de natură științifică, care pe de o parte au în centrul dezbaterii evoluția geotectonică a Curburii Carpatice din ultimii 5–6 MA, pe de altă parte abordează problematica coexistenței pe o arie relativ restrânsă a vulcanismului cu chimism diferit (alcalin, shoshonitic, calcoalcalin).

Idea fundamentală, care stă la baza acestei lucrări, constă în concordanța dintre succesiunea evenimentelor vulcanice și a celor tectonice, cât și în interdependența lor legică.

Lucrarea de față are drept scop prezentarea unor aspecte reliefate în relația tectonică – evoluție vulcanică din aria Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc, cu menirea de a aduce date noi în elucidarea evoluției geotectonice derulate în sectorul septentrional al Curburii Carpatice, care la rândul lor oferă noi elemente de sprijin pentru explicarea evenimentelor derulate pe scară regională în perioada postmiocenă.

Decalajul de timp, care poate exista între mobilitatea de-a lungul diferitelor sisteme de dislocații și efectele acestora la suprafață materializate prin activitatea vulcanică, fenomene prin care încercăm o datare a lor, nu influențează în mod decisiv succesiunea perioadelor de mobilitate în lungul diferitelor sisteme fracturale din aria cercetată.

Baza de date folosită în lucrare provine din determinările de vârstă radiometrică referi-

\* Ultimul studiu din ACTA (SICULICA) al autorului și al lui István DÉNES (ACTA – 1998/I) a apărut cu titlul greșit. „Zona vulcanilor” este desigur o scăpare, în loc de „Zona vulcanitelor”. Cerem scuze pe această cale de la autori și de la cititori. (Red.)



toare la vulcanitele de pe aria Harghitei de Sud, publicate în ultimii zece-douăsprezece ani. Lucrările PELTZ, S. și colab. (1987), PÉCSKAY, Z. și colab. (1992, 1994, 1995a,b), KARÁTSON, D. și colab. (1992), SZAKÁCS, Al. și colab. (1993, 1994, 1995a,b), SEGHEDI, I. și colab. (1995a,b, 1998), JUVIGNÉ, E. și colab. (1994), BALINTONI, I. și colab. (1995), DOWNES, H. și colab. (1995), LÁSZLÓ, A. și colab. (1995, 1997a,b, 1998, 1998a, 1999b), MORIYA, I. și colab. (1996) oferă volumul de date, de vârstă radiometrică, care se dovedesc indispensabile pentru investigarea propusă în lucrarea de față.

Baza de pornire pentru lucrarea de față o constituie imaginea tectono-structurală finalizată în ultimii ani de către LÁSZLÓ, A. și colab. (1999, 1999a), într-o viziune unitară pentru zona Baraolt-Harghita de Sud-Ciuc.

### **Date asupra vârstei vulcanismului din Harghita de Sud**

Rezultatele obținute în ultima perioadă de timp pe baza datelor de vârstă radiometrică și a corelărilor efectuate între vulcanite și depozitele sedimentare limitrofe, au oferit o serie de noutăți asupra vârstei vulcanismului din Harghita de Sud, succesiunea evenimentelor vulcanice concluzionându-se într-o imagine nouă. Cele mai importante date de vârstă radiometrică preluate în studiul de față au fost prezentate în Tabelul nr. 1. din lucrarea lui LÁSZLÓ, A. și colab. (1998a).

În acest sens, formațiunea vulcano-sedimentară Vlăhița-Chirui, care ocupă partea de nord-vest și de nord-est a Harghitei de Sud, este legată genetic de activitatea vulcanică din Harghita de Nord, respectiv de activitatea vulcanică derulată în prima fază a edificării structurii Luci-Lazul. Se încadrează ca vârstă în ponțian ca limită inferioară, și 3,9 MA (RĂDULESCU, D. și colab., 1972) ca limită superioară.

Complexul vulcano-sedimentar Cormoș include „formațiunea de Biborțeni” și „formațiunea vulcanitelor sedimentate” din orizontalizarea efectuată de SAVU, M. Gh. și colab. (1978, 1981) și este sincron cu „formațiunea marnelor cu ostracode”, având ca limită inferioară

oară de formare 3,4–3,6 MA (CASTA, I., 1980 și LÁSZLÓ, A. și colab., 1995), iar limita superioară este considerată a fi pleistocenul superior.

Pe baza rezultatelor obținute prin determinările de vârste radiometrice ale vulcanitelor ce intră în alcătuirea aparatelor vulcanice, se desprind mai multe idei de bază.

– Evoluția în timp a vulcanismului din segmentului Harghita de Sud s-a derulat în mod evident în paralel cu evoluția vulcanismului în spațiu, din nord-vestul acestuia, către extremitatea sa sud-estică.

– Perioada de evoluție a segmentului vulcanic din Harghita de Sud este cuprinsă între 3,6–3,4 MA ca limită inferioară și 0,145 MA (PÉCSKAY, Z. și colab., 1992), 0,22 MA (SZAKÁCS, Al. și colab., 1993), 10.700 ani (JUVIGNÉ, E. și colab., 1994) sau 0,04–0,035 MA (MORYA, I. și colab., 1996), ca limită superioară de activitate, ce corespunde în tabelul geocronologic intervalului romanian – pleistocen superior (datările lui JUVIGNÉ, E. și colab. și ale lui MORIYA, I. și colab. precizează ultimele faze vulcanice, de scurtă durată, corespunzătoare formării depozitelor de piatră ponce din edificiul Ciomad).

– Pentru prima structură vulcanică dinspre nord, Luci-Lazul, din cadrul segmentului Harghitei de Sud, se reliefează o activitate vulcanică în două etape. Prima etapă de paroxism, ca vârstă și amplitudine, aparține perioadei finale de evoluție a sectorului nordic al Harghitei. După un calm relativ și formarea structurii de calderă prin prăbușire (limita dacian-panonian), urmează a doua etapă de paroxism, ce corespunde perioadei de edificare a sectorului sudic al Harghitei, din romanian.

– A doua mare structură vulcanică, ca mărime, din cadrul Harghitei de Sud, edificiul Cucu, prezintă un interval de timp activ de aproximativ 1,6–2,0 MA (LÁSZLÓ, A., 1999), cu evoluția în principal în romanian și mai atenuat în pleistocen.

– Edificiul vulcanic de tip central Pilișca prezintă evoluție în două etape distincte în timp, prezentate prin produse de natură petrochimică contrastantă. În prima etapă se disting în nordul structurii printre altele andezitele piroxenice de Mitaci, fiind primul produs cunoscut la suprafață



în cadrul structurii, având o datare radiometrică de 2,55 MA (SZAKÁCS, Al., 1993, 1995). O intensă activitate vulcanică caracterizează faza II de activitate vulcanică din Pilișca, derulată în pleistocenul inferior, materializată prin structura de con vulcanic din vf. Pilișca Mare.

– Grupul de aparate M. Ciuc–Jigodin, datorită perioadei de edificare corespunzătoare limitei pontian–daciene (pe baza determinărilor de vârstă radiometrică) și pe baza relațiilor pe care le prezintă cu formațiunile vulcano-sedimentare, se poate considera sincron cu apariția primelor vulcanite din baza structurii Luci–Lazul, fiind dispuse pe același aliniament tectonic (nord–sud), intersectând aliniamentul vulcanic principal, fiind în același timp paralele cu structurile est–carpatice majore.

– Grupul de aparate intrusive, parțial efuzive Tirco, formate din andezite piroxenice, situate în Bazinul Baraolt și investigate de către LÁSZLÓ, A. și colab. (1995), reprezintă produsele primelor activități vulcanice din zona sud-vestică a segmentului Harghita de Sud, prezentând valori de vârste radiometrice de 3,6–4,88 MA. Formarea acestor mici structuri se încadrează ca vârstă în perioada de inițiere a manifestărilor vulcanice din sectorul sudic al Harghitei. Continuarea acestui aliniament înspre nord-est, până la infrastructura edificiului Pilișca, ne îndreptățește să intuim o perioadă de activitate vulcanică de 1,6–2,0 MA pentru structurile vulcanice Cucu și Pilișca, față de intervalul scurt de timp de 0,5–0,6 MA, atribuit de către PÉCSKAY, Z. și colab. (1992).

– Grupul de aparate Ciomad, care se individualizează în extremitatea sudică a Munților Harghita, reprezintă ultimele manifestări în timp din cortegiul de activități vulcanice cunoscute. Desfășurarea activității vulcanice în cadrul aparatelor din structura Ciomad a avut loc aproape în exclusivitate pe fondul dacitelor cu hornblendă și biotit, care prezintă o vârstă radiometrică de ~0,5–0,7 MA. Curgerile de lavă din zona Covesponc prezintă o valoare de vârstă radiometrică de 0,56 MA (SZAKÁCS, Al., 1993). Acestea au fost urmate de punerea în loc a dacitelor cu hornblendă, biotit, +/- piroxeni,

+/- cuarț, cu formarea centrelor efuzive din Ciomadul Mare, Ciomadul Mic, Haromul Mare, Balo-lapoș, prezentând o vârstă radiometrică de 0,17–0,25 MA. Ultimele activități vulcanice sunt reprezentate prin formarea ponciilor care ar prezenta erupțiuni de acum 35–40.000 ani (MORIYA, I. și colab., 1996), respectiv de 10.700 ani, pe baza studiilor efectuate de către JUVIGNÉ, E. și colab. (1994).

– Aparatele vulcanice cu alură de dom, din periferia sud-estică a Masivului Harghita (Dl. Mare, Turia, Balvanyoș), pe considerentul că ele ar putea reprezenta elementele de temelie în edificarea unei structuri nedesăvârșite în continuarea sud-estică a aliniamentului, vârsta de formare a acestor vulcanite se poate considera similară cu cele din structura Ciomad. Datele de vârstă radiometrică au confirmat această presupunere fiind datate la 1,0–0,9 MA. (PÉCSKAY, Z. și colab., 1995).

– Grupul de aparate vulcanice Bicsad–Malnaș, înșirate pe un aliniament cu precădere nord–sud, prezintă o perioadă de formare, care corespunde în linii generale cu intervalul de calm general instaurat în restul aliniamentului, de la limita pliocen–pleistocenului (2,4–1,45 MA), ce ar reprezenta una din particularitățile acestui grup de aparate vulcanice.

– În activitatea de edificare a structurilor vulcanice de pe aliniamentul vulcanic principal, din masivul Harghita de Sud, se constată două perioade de calm relativ, prima corespunzătoare dacianului superior – romanianului inferior, de aproximativ 0,5–0,6 MA, respectiv cea de-a doua perioadă, corespunzătoare romanianului superior, de aproximativ 0,3–0,5 MA. În aceste intervale de timp s-a format „formațiunea marnelor” din cadrul Bazinului Baraolt, cu cele două orizonturi separate prin complexul vulcano-sedimentar median (LÁSZLÓ, A. și colab., 1998, 1999b).

– Luând în considerare perioadele de formare a depozitelor vulcano-sedimentare de Vlăhița–Chirui, în comparație cu perioada de evoluție a aparatelor vulcanice din zona mediană a aliniamentului Harghita de Nord și Centrală, respectiv perioada de formare a depozitelor vul-



cano-sedimentare de Cormoș, în comparație cu perioada de edificare a aparatelor vulcanice din sectorul Harghita de Sud, se constată un sincronism evident de vârstă. Structural, existența celor două compartimente (cel vulcano-sedimentar și aparatele vulcanice din zona mediană a masivului Harghita de Sud) este evidentă, cu perioade de formare, ce în linii generale se suprapun, prezentând un sincronism de vârstă evident, rezultat ce este în conformitate cu ipoteza reliefată în ultima perioadă de SCHREIBER, W. E. (1980, 1994), PÉCSKAY, Z. și colab. (1992) și de SZAKÁCS, A. și SEGHEDI, I. (1993). Prin aceasta, formațiunile vulcano-sedimentare au fost edificate chiar de aparatele vulcanice cunoscute din zona mediană a aliniamentului vulcanic.

– În conformitate cu ipoteza reliefată, pentru o activitate vulcanică formată într-un singur ciclu de evoluție, derulată în mai multe faze, cele două perioade de calm relativ din activitatea vulcanică a sectorului sudic al Harghitei ar corespunde cu formarea succesiunii de depozite sedimentare (preponderent marnoase), despărțită în două orizonturi de complexul vulcano-sedimentar median din Bazinul Baraolt (LÁSZLÓ, A. și colab., 1998a, 1998, 1999b). Ca interval de timp, corespunde în totalitate cu rezultatele de vârstă relativă obținute pe baza faunei de mamifere (RĂDULESCU, C; SAMSON P. M., 1995), prin determinările de polaritate paleomagnetice (GHENEA, C. și colab., 1981; ANDREESCU, I. și colab., 1987), și sunt întărite de determinările de vârstă radiometrică efectuate pe vulcanitele din cadrul Bazinului Baraolt (CASTA, I., 1980, LÁSZLÓ, A. și colab., 1995).

### **Imaginea tectonică-structurală**

Imaginea tectonică-structurală a ariei depresionare Baraolt–Harghita de Sud–Ciucul Inferior și Mijlociu este definită în primul rând de alura structurilor principale est-carpătice, dispuse pe direcția N–S, cu o tendință clară de flexurare la nivelul bazinetului Ciucului de Mijloc, complicate de prezența sistemelor de dislocații rupturale.

Nivelul la care se situează fundamentul preneogen al ariei depresionare Baraolt–Harghita

de Sud–Ciuc, sub vulcanite și depozitele sedimentare, se încadrează între cotele de 350–100 m. În cadrul ariei depresionare sectoarele cu cote inferioare acestora se grupează pe două aliniamente cu direcții diferite. Primul aliniament se situează în fața Unității cristalino-mezozoice, care definește zona cea mai coborâtă din cadrul bazinetului vestic al Baraoltului și din cadrul sectorului sudic al bazinetului Ciucului de Mijloc. Cotele între care se încadrează minimele de pe acest aliniament, se încadrează între 50 și –250 m. Al doilea aliniament din cadrul ariei depresionare, în care se dezvoltă sectoare cu cote mai mici, este dispus pe direcția NNW–SSE, în zona localităților Tușnadul Nou–Sânsimion, în flancul estic al vulcanitelor. Zona de maximă afundare a acestui sector o apreciem la cota de –150 / –100 m.

Imaginea structural-morfologică a ariei depresionare Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc este influențată în principal de sistemele de fracturi active în perioada pliocen–pleistocenă, definind principalele aliniamente ale văilor, care brăzdează depozitele slab consolidate ale complexelor vulcano-sedimentare și cele ale depozitelor sedimentare de umplură ale bazinelor limitrofe.

În urma observațiilor din teren și a studiilor efectuate în ultima perioadă, în interpretarea imaginii de satelit, date conjugate cu rezultatele studiilor geofizice, LÁSZLÓ, A și colab. (1997a, b, 1998, 1999, 1999a) reliefează o imagine tectonică unitară detaliată și caracteristică pentru aria depresionară Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc, redată sumar în Fig. 1 din LÁSZLÓ, A și colab. (1999a).

Principalele sisteme și dislocații rupturale, care iau parte la formarea imaginii mozaicate a formațiunilor de umplură și a fundamentului ariei depresionare, reprezintă reflexiile la suprafață ale dislocațiilor adânci rupturale, cu mobilitate în perioada pliocen–pleistocenă. Acestea au avut rolul de a facilita evoluția perimetrului ca o arie depresionară, asigurând aceleași principii de evoluție structural-tectonice pentru întreaga arie. Acestea se grupează după patru direcții principale, E–V, N–S, NW–SE și NE–SV, bine conturate, cu rol bine determinat în evoluția ariei depresionare.



Dintre principalele lucrări elaborate în ultima perioadă, care promovează problematica geotectonicii concepută pe scară regională, abordând modele noi, într-o viziune nouă, pentru evoluția structurilor majore din Curbura Carpatică, în paralel cu urmărirea evenimentelor vulcanice derulate din această zonă, merită a fi amintite lucrările de importanță majoră ale lui BALINTONI, I. și colab. (1995), SEGHEDI, I. și colab. (1998), GÎRBACEA, R. și colab., (1998) și ZWEIGEL, P. și colab. (1998a,b). Aceste lucrări aduc o serie de elemente noi în cunoașterea imaginii geotectonice, oferind soluții și modele pentru elementele aparent contradictorii de la finele desăvârșirii structural-tectonice, din zona de Curbură Carpatică.

Imagina tectono-structurală obținută de noi oferă elemente de detaliu în decelarea evenimentelor tectonice derulate în această arie, servind întregirea datelor regionale. Sub această idee lucrarea de față este un studiu promotoriu în realizarea unui model pentru evenimentele geotectonice din partea internă a Curburii Carpatice.

#### **Mișcări tectonice din perioada pliocen–pleistocenă, reflectate în evenimentele vulcanice din Harghita de Sud**

Vârsta vulcanitelor, cât și evoluția vulcanismului din Harghita de Sud (Fig. 1 din LÁSZLÓ, A. și colab., 1999b) sunt încadrate geocronologic în mod satisfăcător, prin multitudinea de rezultate de vârste radiometrice obținute în ultimul deceniu. Acest volum de date a înlesnit corelarea vulcanitelor în condiții bune cu depozitele sedimentare din bazele limitrofe. Aduc date noi în această privință hărțile structurale privind repartitia și grosimile depozitelor vulcano-sedimentare din sud-vestul vulcanitelor, intercalate în depozitele sedimentare pliocen-pleistocene din Bazinul Baraolt, ultimele devenind astfel databile și în consecință niveluri-reper (LÁSZLÓ, A. și colab., 1998, 1999b). Întrucât în aria orogenică mobilă cercetată de noi evenimentele vulcanice derulate au fost motivate de mișcările geodinamice desfășurate în perioada

pliocen–pleistocenă, acestea din urmă se reflectă cu o destulă acuratețe și exactitate în fazele de evoluție ale vulcanismului din spațiul Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc, permițând în același timp corelarea evenimentelor tectonice astfel obținute cu schimbările intervenite în evoluția litologică din bazele limitrofe.

În formarea ariei depresionare „Baraolt–Harghita de Sud–Ciucul de Mijloc și Inferior”, care până la primele mișcări distensionale din regiune s-a comportat ca o arie ridicată supusă eroziunii (încă de la finele cretacului), rolul principal îl prezintă aliniamentul suprapus peste dislocația majoră a Carpaților Orientali, „linia central-carpatică”, ce se materializează în perimetru prin „sistemul fractural al Cormoșului”. Acesta reprezintă aliniamentul cu mobilitatea maximă din zonă, dintre unitatea cristalino-mezozoică și zona flișului, reprezentând actualmente sectoarele cele mai coborâte din aria depresionară Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc. Primele mișcări tectonice disjunctive, distensionale, semnalate de apariția micilor structuri vulcanice din grupul M. Ciuc–Jigodin, Sâncrăieni, Racu, Tirco (?), situate pe aliniamente paralele, se pot data între 5,9 MA și 5,1 MA.

Perioada de debut al subsidenței acestui sector este marcată în principal de vârsta vulcanitelor, care constituie primul nivel de depozite vulcano-sedimentare de sub stratele de cărbuni din cadrul orizontului productiv din cadrul Bazinului Baraolt. Cel mai nou termen, care intră în constituția acestui complex vulcano-sedimentar, este andezitul piroxenic din structura Luci, datat radiometric la 4,42 MA. Perioada de formare a acestui complex vulcano-sedimentar noi îi atribuim intervalului dintre 4,4 MA și 3,9 MA (partea superioară a dacianului). Aria afectată de această mișcare de scufundare se limitează în linii generale la arealul restrâns de-a lungul acestui aliniament, punctat de extinderea areală a primului complex vulcano-sedimentar. Din momentul reactivării aliniamentului N–S, compartimentele rămân mobile de-a lungul acestuia cu intermitențe pe toată perioada pliocenă, fiind elementul tectonic principal în Bazinul Baraolt cât și în Bazinul Ciucului de Mijloc. În bazinetul estic





al Baraoltului, dezvoltat pe un aliniament fractural pe direcția N-S, replică a sistemului fractural al Cormoșului, lipsește nivelul vulcano-sedimentar inferior. Acest lucru argumentează formarea acestui sector al bazinului cu puțină întârziere față de sectorul vestic. Constatarea este susținută și de lipsa stratului I de lignit din bazinetul estic al Baraoltului, care de altfel este cel mai bine dezvoltat în sectorul Vârghiș-Racoșul de Sus.

Lipsa depozitelor sedimentare marnoase din Bazinul Ciucului Inferior, de la baza umpluturii bazinului, existente în Bazinul Ciucului de Mijloc, argumentează aceeași retardeitate spre est (sud-est) în evoluția sectorului din cadrul ariei depresionare Baraolt-Harghita de Sud-Ciuc. Această diferență de timp între debutul sectorului vestic și al celui estic din cadrul acestei arii depresionare, o putem considera un interval de timp relativ scurt, sesizabil numai prin cele două diferențe existente în succesiunea litologică de debut a celor două bazinete. Aceeași imagine evolutivă întârziată, înspre est, a mobilizării sistemului fractural N-S o prezintă și activarea dislocației Oltului (aliniamentul Tușnad-Bicsad). O mobilitate incipientă poate fi atestată pe acest aliniament prin enclavele de sedimentar pliocenic cu conținut de *Teodoxus* sp. din andezitele de la Malnaș, care atestă prezența acestor depozite sub vulcanice. Prezența marelor cu *Teodoxus* sp. a fost remarcată deja de KOCH, A. (1900). Mobilitatea maximă a acestui aliniament este atestată de evoluția vulcanitelor de la Malnaș, Bicsad, Carpițoș, în intervalul de timp 2,42-1,45 MA (sfârșitul pliocenului, începutul pleistocenului). Mobilitatea sa este atestată în continuare de evenimentele geologice, care se petrec în pleistocenul mediu și superior (Mindel-Riss-Würm), date prin determinări de vârstă radiometrică ale vulcanitelor legate de structura Ciomad. Acest sistem fractural (Cormoș, Herculian-Bățani și Olt) pre-zintă și la ora actuală căile de acces cele mai active pentru fenomenele postvulcanice.

Un alt element disjunctiv, concretizat în teren prin sistemul fractural E-V, care bordează în primul rând extremitatea sudică a Bazinului Baraolt și a aliniamentului vulcanic Harghita de Sud, cât și partea meridională a Bazinului Ciu-

cului Inferior, respectiv mai la est de perimetrul nostru, influențând evoluția Bazinului Cașin și a părții septentrionale a Bazinului Târgu Secuiesc, a avut un rol hotărâtor în modelarea sectorului sudic al ariei depresionare Baraolt-Harghita de Sud-Ciuc, la începutul formării acesteia. Acest sistem fractural a înlesnit scufundarea continuă a ariei situate la nord de ea (reprezentând zonele cu cele mai groase depozite pliocene). Iar în stadiul final de evoluție a ariei depresionare are un rol incontestabil în elevarea sectoarelor din fața aliniamentului (sectorul Căpeni, sectorul Tușnad Sat-Lăzărești), astfel încât depozitele pliocene marnoase, care în centrul Bazinului Baraolt se află la cote de 100-250 m, în sectoarele sudice afectate din plin de acest sistem fractural, apar sub formă de petice suspendate la cote de 650-700 m (sectorul Aita Seacă, Ormeniș-Stejerișul Mare).

În același timp această dislocație este răspunzătoare pentru strangularea înspre sud a sistemului de fracturi orientate NV-SE și implicit a declanșării colapsului în evoluția vulcanismului, la sud de ea. Componenta orizontală a acestui sistem fractural (decroșare) afectează toate aliniamentele fracturale orientate N-S (al Cormoșului, al aliniamentului Herculian-Aita Seacă cât și al Oltului între Tușnad și Malnaș). Acest lucru subliniază o intensă mobilitate pe componenta orizontală în perioada 2,42 MA-1,45 MA, când s-au format toate structurile vulcanice din cadrul aliniamentului Bicsad-Malnaș, ele fiind dispuse pe zonele de intersecție dintre cele două sisteme fracturale principale N-S și E-V.

Mobilitatea sistemului de dislocații E-V continuă cu certitudine și în pleistocenul mediu, motiv pentru care intervine colapsul activității vulcanice la sud de acest aliniament, chiar în perioada corespunzătoare formării ultimelor structuri vulcanice.

Câmpul de dislocații, care se întinde pe sub structurile vulcanice ale Harghitei de Sud, cu rol primordial în punerea în loc a vulcanitelor din aliniamentul median, a prezentat o mobilitate diferențiată pe segmente, oferind succesiv, de la NV spre SE, canale de efuziune a magmei. Rata medie de evoluție înspre sud-est a vulcanismului



a fost apreciată de către SZAKÁCS AI. și colab. pentru aliniamentul Călimani–Gurghiu–Harghita (1993) în medie la 17 km într-un milion de ani. În Harghita de Sud ritmul de înaintare a vulcanismului scade, evoluând spațial în medie sub 8–10 km într-un milion de ani. Evoluția în spațiu a vulcanismului indică nemijlocit și evoluția în timp a mobilității aliniamentului tectonic, cu rol în distribuția fenomenelor vulcanice.

Pe baza rezultatelor de determinări radiometrice efectuate pe vulcanitele din aliniamentul Harghita de Sud, putem evidenția o evoluție segmentată, cu perioade relativ scurte de inactivitate vulcanică. Primele faze active pentru segmentul Harghitei de Sud, pe baza rezultatelor de vârste radiometrice ale vulcanitelor se situează în intervalul 5,9–5,13 MA, urmate de o fază de paroxism în perioada 4,5–3,9 MA, după care se instalează o perioadă de inactivitate relativă. Următoarea perioadă de mobilitate de-a lungul câmpului de dislocații este marcată de a doua fază de paroxism vulcanic, care s-ar putea data pe intervalul de timp dintre 3,6 MA și 2,2 MA. După această fază urmează o perioadă de calm pe acest aliniament, până la 1,4 MA, interval în care mobilitatea maximă au prezentat aliniamentele N–S și E–V, mai sus prezentate. Ultima perioadă cu mobilitate accentuată pe aliniamentul NV–SE se poate considera perioada ce corespunde cu punerea în loc a vulcanitelor din structura Pilișca (faza II), structura Ciomad, respectiv a structurilor vulcanice izolate de la periferia SE-ică a Harghitei de Sud. Această perioadă de mobilitate corespunde intervalului de timp cuprins între 1,4 MA și ~35–40 mii ani (ultimul aport de material vulcanic datat radiometric, exceptând datarea lui JUVIGNÉ, E. și colab., 1994).

Mobilitatea tectonică de pe cele două flancuri (SV-ic și NE-ic), de-a lungul aliniamentului vulcanic principal al Harghitei de Sud, se poate încadra tot în această perioadă a pleistocenului inferior și mediu, fiind elementul tectonic principal, care a favorizat formarea bazinelor suspendate în mai multe rânduri consecutiv, aflate în imediata vecinătate a structurilor strato-vulcanice, pe flancul SV-ic al aliniamentului median, cu formare din depozite diatomitice,

gheizeritice, strate de cărbuni, depuneri de piatră ponce în mediu lacustru. Aceste depozite au fost deranjate ulterior de același sistem de fracturi, conferind acestor strate înclinări de 5–13°, cu căderi înspre aliniamentul vulcanic principal.

Aria majoră cu dezvoltarea mineralizațiilor și alterărilor hidrotermale cunoscute din zona NE-ică a aparatelor vulcanice Luci și Cucu este guvernată de sistemul de fracturi cu orientarea preferențială N–S, întretăiate de cele cu orientare NV, NNW–SSE. Astfel, sistemul de fracturi NV–SE cu certitudine a fost activ pe ambele flancuri ale aliniamentului median al vulcanitelor și în perioada pleistocenului mediu, în același timp cu derularea evenimentelor vulcanice din structura Ciomad.

Perpendicular pe câmpul de dislocații NV–SE și direct legat de evoluția acestuia se prezintă sistemul de fracturi cu orientare NE–SV, care afectează întreaga arie depresionară Barolt–Harghita de Sud–Ciuc. În activitatea acestui sistem fractural se constată o oarecare departajare în timp și spațiu, zona mobilă evoluând dinspre NV înspre SE, într-o relație de simultaneitate cu evoluția vulcanismului înspre SE. Pe aceste aliniamente apar primele manifestări vulcanice, urmate de evoluția structurilor vulcanice din aliniamentul median, în zonele de intersecție cu câmpul de fracturi NV–SE. Dintre acestea se reliefează aliniamentele punctate de structurile vulcanice de la Vlăhița–Chirui, Racu–Văcărești (Bazinul Ciuc), Jigodin–Miercurea-Ciuc, Tirco–Mitaci, Murgul Mare (?). Vârsta vulcanitelor de pe aceste aliniamente precizează, în linii generale, sectoarele cu mobilitate maximă în anumite intervale de timp din perioada pliocen–pleistocenă. Astfel, grupul de aparate vulcanice din aria Jigodin–Miercurea-Ciuc prezintă vârste cuprinse între 5,97 MA și 5,13 MA, perioadă de timp ce se încadrează la limita dintre pontian și pliocen. Structura Racu–Văcărești (structură legată genetic de Harghita de Nord) prezintă o vârstă, care se situează tot în acest interval de timp. Aliniamentele Vlăhița–Chirui cât și aliniamentul Tirco–Mitaci s-au activat în perioada 5,8 MA, 4,8 MA și 3,6 MA, aria mobilă a acestui sistem fractural activându-se treptat către sud. Evoluția sa către





SE, în perioada imediat următoare, a fost stopată de prezența sistemului fractural E–V. Mobilitatea acestui sistem fractural în cursul pleistocenului este atestată de prezența rețelei hidrografice paralele, rectilinii, cu aceeași orientare NE–SV, din cele două flancuri ale Harghitei de Sud și de prezența pe aceste aliniamente a manifestărilor postvulcanice.

## Concluzii

Evenimentele vulcanice derulate în aria cercetată, motivate de succesiunea mișcărilor geodinamice desfășurate în perioada pliocen–pleistocenă, reflectă cu o destulă acuratețe fazele de evoluție tectonică, din spațiul Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc. Studiul de față s-a realizat pe baza imaginii relativ clare a structurilor vulcanice și a succesiunii evenimentelor vulcanice, iar elementul de bază, imaginea tectonică, este cunoscută în detaliu.

Pe baza studiului se constată mobilitatea în intervale sincrone de timp a sistemelor compartimentelor de-a lungul de fracturi perpendiculare, respectiv sistemul N–S cu cel E–V și a dislocațiilor NV–SE cu cele de orientare NE–SV.

Perioadele de formare a structurilor vulcanice și a grupurilor de aparate vulcanice sugerează o mobilitate sincronă pe sistemele perpendiculare de fracturi, alternând în timp perioadele de mobilitate pe cupluri de aliniamente tectonice.

Aria Baraolt–Harghita de Sud–Ciuc, pe baza activității vulcanice se prezintă deosebit de activă în toată perioada pliocen–pleistocenă. Mobilitatea compartimentelor în lungul diferitelor sisteme de fracturi persistă până în pleistocenul superior, acestea prezentând și la ora actuală aliniamentele cu etanșitatea minimă, oferind căi de acces pentru evenimentele postvulcanice.

Evoluția tectonică din perioada pliocen–pleistocenă, reconstituită prin studiul evenimentelor vulcanice din Harghita de Sud și al zonelor limitrofe, sugerează o tendință de atenuare a compresiunii pe direcția E–V, care ar fi alimentat fenomenul de subducție din Carpații Orientali până la sfârșitul miocenului, această compresiune fiind înlocuită pe intervale de timp bine

determinate de compresiuni pe direcția SE–NV. Acestea au facilitat în prima fază (pliocen inferior) fenomenul de distensiune în partea internă a Curburii Carpatice, iar într-o fază ulterioară (limita romanian–pleistocen) au înlesnit ridicarea zonelor depresionare și a ariilor învecinate acestora.

## Bibliografie

1. ANDREESCU, I.; RADAN, S. & RADAN, M. (1987): **Magnetobiostratigraphy of the middle-upper Neogene and Pleistocene deposits of Romania.** An. Inst. Geol. Hung., vol. LXX, p. 343–349, Budapest.
2. BALINTONI, I.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI. (1995): **Geotectonic Framework of the Neogene Volcanism in Romania.** X-th R.C.M.N.S. Congress, Bucharest, Sept. 1995, D.S. Sed. Inst. Geol. Geof., vol. 76, Supplement Nr. 7, p. 7–10, București.
3. CASTA, I. (1980): **Les formations quaternaires de la Depression de Brasov, Roumanie.** These dr., 256 p., Univ. d'Aix Marseilles.
4. DOWNES, H.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; DOBOSI, G.; JAMES, D. E.; VASELLI, O.; RIGBY, I. J.; INGRAM, G. A.; REX, D. & PÉCSKAY, Z. (1995): **Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania.** Lithos, vol. 35, p. 65–81.
5. GÎRBACEA, R.; WOLFGANG, F. (1998): **Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat.** Geology, nr. 7, p. 611–614, Inst. Für Geologie, Tübingen, Germany.
6. GHENEA, C. și colab. (1981): **Bio- and Magnetostratigraphic Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Formations of the Dacic Basin and Brașov Depression, East Carpathians.** D.S. Inst. Geol., vol. LXVI/4, p. 139–156, București.
7. JUVIGNÉ, E.; GEWELT, M.; GILOT, E.; HURTGEN, C.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; GÁBRIS, Gy.; HADNAGY, Á.; HORVÁTH, E. (1994): **Une eruption vieille d'environ 10700 ans (14C) dans les Carpates Orientales (Roumanie).** C.R. Acad. Sci. Paris, t. 318, serie II, p. 1233–1238, Paris.
8. KARÁTSÓN D.; PÉCSKAY Z.; SZAKÁCS S.; SEGHEDI, I. (1992): **Kialudt tűzhányók a Hargitában: a Kakukkhegy. (An extinct volcano in the Harghita Mts: Mt. Cucu).** Tudosmány (Hungarian version of Scientific American), no. 1, p. 70–79, Budapest.
9. KOCH, A. (1900): **Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II, Neogen,** Budapest.
10. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M.; PÉCSKAY, Z. (1995): **Cercetări preliminare vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din partea estică a Bazinului Baraolt.**



**Preliminary volcanological and magmatic petrological investigations in the eastern part of the Baraolt Basin.** Symposium on Petrometallogeny, Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, Cluj-Napoca, 21–23 august.

11. LÁSZLÓ, A.; DÉNES, I. (1997a): **Elemental structural-tectonic for the model of evolution in the Basin of Baraolt.** Structural data about the geological evolution model of the Baraolt Basin. ACTA – 1996/I, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe, p. 9–16.

12. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M.; PÜSPÖKI, Z. (1997b): **Szerkezeti vulkanológiai és magmás kőzettani vizsgálatok a Baróti-medence keleti részén.** Cercetări structurale, vulcanologice și petrografice asupra magmatitelor pliocene din zona estică a Bazinului Baraolt. ACTA – 1996/I, Muzeul Național Secuiesc– Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe, p. 17–32.

13. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M. (1998): **Pliocene–Pleistocene volcanosediment levels in the young sediment series of the Baraolt basin.** Studia. Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, Cluj-Napoca (sub tipar).

14. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M.; PETŐ, Anna Krisztina (1998a): **Korrelatív eseménytörténeti rekonstrukció a Baróti-medence és a DNy-Harghita pontusi–pleisztocén vulkáni-vulkanoszediment képződményei alapján.** Reconstituire geocronologică corelativă, a evenimentelor geologice din Bazinul Baraolt și din sud-vestul Harghitei, pe baza formațiunilor vulcanice și vulcanogen-sedimentare ponti-an-pleistocene. Correlative reconstruction of the history of events in the Baraolt basin and SW Harghita on the grounds of Pontine–Pleistocene volcanic-volcanosediment formations. ACTA – 1997/I, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe, p. 9–20.

15. LÁSZLÓ, A. (1999): **Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea sudică a Masivului Harghita.** Teză de doctorat, Univ. „BABEȘ-BOLYAI”, Cluj-Napoca.

16. LÁSZLÓ, A.; DÉNES, I. (1999a): **Date structural-tectonic oferite de imaginea de satelit, pentru zona vulcanitelor din Harghita de Sud și a bazinelor limitrofe, Baraolt și Ciuc.** ACTA – 1998/I, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe, p. 9–18.

17. LÁSZLÓ, A.; KOZÁK, M. (1999b): **Pliocén–pleistocén vulkanoszediment szintek a Baróti-medence fiatal üledéksorában.** Date asupra nivelurilor vulcano-sedimentare, pliocen–pleistocene din cadrul depozitelor sedimentare ale Bazinului Baraolt. Pliocene–Pleistocene volcanosediment levels in the young sediment series of the Baraolt basin. ACTA – 1998/I, Muzeul Național Secuiesc–Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sf. Gheorghe, p. 19–30.

18. MORIYA, I.; OKUNO, M.; NAKAMURA, T.; ONO, K.; SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I. (1996): **Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania.** Summaries of Researches using AMS, VII, p. 255, at Nagoya University.

19. PANAIOTU, C.; PANAIOTU, C. E.; PĂTRAȘCU, Șt.; VOINEA, S.; SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z. (1995): **Correlation between K–Ar Data and the Magnetic Polarity along the Călimani–Gurghiu–Harghita Chain (East Carpathians).** X-th R.C.M.N.S. Congress, Bucharest, Sept.,

1995, D.S. Sed. Inst. Geol. Geof. vol. 76, Supplement Nr. 7, p. 39–40, București.

20. PÉCSKAY, Z.; SZAKÁCS, S.; SEGHEDI, I.; KARÁTSÓN D. (1992): **Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Harghita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez.** Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania). Földtani Közlemény, 122/2–4, p. 265–286, Budapest.

21. PÉCSKAY, Z.; EDELSTEIN, O.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; KOVACS, M.; CRIHAM, M.; BERNARD, A. (1994): **Recent K–Ar dating of Neogene–Quaternary Volcanic Rocks in the East Carpathians (Romania).** International Volcanological Congress, IAVCEI, Sept. 1994, Ankara.

22. PÉCSKAY, Z.; EDELSTEIN, O.; SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; KOVACS, M.; CRIHAM, M. & BERNARD, A. (1995): **K–Ar dating of Neogene–Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania.** Acta Vulcanol. vol. 7 (2), p. 53–61, Pisa–Roma.

23. PÉCSKAY, Z.; LEXA, J.; SZAKÁCS, AI.; BALOGH, K.; SEGHEDI, I.; KONECNY, V.; KOVACS, M.; MÁRTON, E.; KALICIAK, M.; SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T.; GYARMATI, P.; EDELSTEIN, O.; ROSU, E.; ZEC, B. (1995): **Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region.** Acta Vulcanologica vol. 7 (2), p. 15–28, Pisa–Roma.

24. PELTZ, S.; VAIDEA, E.; BALOGH, K.; PÉCSKAY, Z. (1987): **Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains. (East Carpathians, Romania).** D.S. Inst. Geol. Geof. vol., 72–73/1 p. 323–338, București.

25. RĂDULESCU, D.; PĂTRAȘCU, S.; BELLON, H. (1973): **Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita.** D.S. Inst. Geol. vol. LIX/4, București.

26. RĂDULESCU, C.; SAMSON, P.M. (1995): **Rewiev of Willafranchian s.s. faunas of Romania.** II Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, vol. 8/2, p. 377–382, Associazione Italiana per lo studio del Quaternario.

27. SAVU, M. Gh.; LUBENESCU, Viorica; CISMARU, Gh. (1978): **Asupra vârstei formațiunii productive din Bazinul Baraolt.** D.S. Inst. Geol. Geof., vol. LXV/4, p. 157–168, București.

28. SAVU, M. Gh. (1981): **Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt.** D.S. Inst. Geol. Geof., vol. LXVII/4, p. 213–226, București.

29. SCHREIBER, W. E. (1980): **Geomorfologie a munților Harghita.** Teza de doctorat. Univ. Cluj-Napoca, 180 p.

30. SCHREIBER, W. E. (1994): **Munții Harghita. Studiu geomorfologic.** Ed. Acad. Rom. București.

31. SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; KOVACS, M.; ROSU, E.; PÉCSKAY, Z. (1995): **Geochronology of Neogene–Quaternary Volcanic Rocks in Romania.** X-th R.C.M.N.S. Congress, Bucharest, Sept. 1995, D.S. Sed Inst. Geol. Geof. vol. 76, Nr. 7, p. 4950.

32. SEGHEDI, I.; SZAKÁCS, AI.; MASON, P. R. D. (1995): **Petrogenesis and magmatic evolution in the East Carpa-thian**



**Neogene volcanic arc (Romania).** In „Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region.” H. DOWNES & O. VASELLI Ed., Acta Vulcanol., vol 7 (2), p. 135–143, Pisa–Roma.

33. SEGHEDI, I.; BALINTONI, I.; SZAKÁCS, AI. (1998): **Interplay of tectonics and Neogene postcollisional magmatism in the intracarpathian region.** Lithos, nr. 45, p. 483–497.

34. SZAKTCS, AI.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z. (1993): **Peculiarities of South Harghita Mts. as terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary Volcanic Chain.** Rev. Roum. Geol. Geogr. seria Geologie, tom. 37, p. 21–36, București.

35. SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z.; KARÁ-TSON, D. (1994): **Time-Space evolution of Neogene/Quaternary Volcanism in the Călimani–Gurghiu–Harghita Volcanic Chain (East Carpatians, Romania).** International Volcanological Congress IAVCEI, Sept. 1994, Ankara.

36. SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I.; PÉCSKAY, Z. (1995a): **Genetic Types and Age of Volcanoclastics in the Călimani–Gurghiu–Harghita Volcanic Chain (East Carpathians): Towards a new Volcanological Model.** X-th R.C.M.N.S. Congress Bucharest, Sept. 1995, D.S. Sed. Inst. Geol. Geof. vol. 76, Nr. 7, p. 53–54, București.

37. SZAKÁCS, AI.; SEGHEDI, I. (1995b): **The Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain, East Carpatians: volcanological features.** In: „Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region”, H. DOWNES & O. VASELLI (Eds.), Acta Vulcanol., vol. 7, p. 145–153, Pisa–Roma.

38. ZWIGEL, P.; RATSCHBACHER, L.; FRISCH, W. (1998a): **Kinematics of an arcuate fold-thrust belt: the southern Eastern Carpathians (Romania).** Tectonophysics, nr. 297, p. 177–207, Amsterdam.

39. ZWIGEL, P. (1998b): **Arcuate accretionary wedge formation at convex plate margin corners: results of sandbox analogue experiments.** Journal of Structural Geology, vol. 20, nr. 12, p. 1597–1609.

## **A Barót – Dél-Hargita – Csík tértség tektonikai fejlődése a dél-hargitai pliocén–pleisztocén vulkáni eseményesorozat tükrében**

A Dél-Hargita vulkanizmusának sajátos alakulása törvényszerű következménye a pliocén–pleisztocén folyamán a Kárpát-kanyarban végbement geotektonikai eseményeknek. Ugyanakkor, az itt lejáró vulkáni folyamatok hűen tükrözik a tektonikai változások nagyobb eseményeit. A különböző irányú vetőrendszerek mentén tapasztalt időszakos mobilitás, az

aktivizálódási periódusok könnyen megragadhatóak az itt létrejött vulkáni szerkezetek és termékek korának radiometrikus módszerekkel történő behatárolásával. Az utóbbi tizenöt–húsz év során a Dél-Hargita vulkáni kőzetin elvégzett radiometrikus kormeghatározások és az utóbbi évek során kialakult szerkezeti kép jelenti a dolgozat elsődleges, kiindulási alapját. A LÁSZLÓ A. (1999, 1999a) által kidolgozott szerkezeti és tektonikai kép új megvilágításba helyezi a területen végbement geodinamikai eseményeket. A dolgozat alapvető témája a pliocén–pleisztocén szerkezeti átalakulások és a Dél-Hargitában ekkor végbement vulkáni események korelációja. A Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni vonulat északi részein lezajlott vulkáni aktivitással ellentétben, a Dél-Hargita területén a vulkáni aktivitás két szembetűnően különböző irányú vetőrendszer mentén folytatódott, többször is irányt váltva a pliocén–pleisztocén folyamán. A kezdeti fázisban a Keleti-Kárpátok fő szerkezeti egységeivel párhuzamos vetőrendszerek mentén képződnek az első, aránylag kis méretű vulkáni szerkezetek (Vacsárcsi, Csikmadéfalva, kővári Várhegy; Somlyó-hegy, Zsögödfürdő, Lucs alatt húzóódó kis vulkáni szerkezetek; a Tirko csoport; Bükszád–Málnás vulkáni szerkezetek csoportja). Egy következő fázisban a vulkáni aktivitás a fő vetőrendszere mentén (ÉNy–DK) folytatódik, létrehozva a jól ismert, nagyméretű, központi típusú vulkáni szerkezeteket (Madarasi-Hargita, Lucs, Kakukk-hegy, Piliske és a Csomád). Ugyanakkor a pliocén kezdetétől a fő vonulat mentén a vulkáni aktivitás délkeleti irányú terjedése lelassul, megtorpan, majd a pleisztocén végére bekövetkezik a folyamat végleges lezárulása. A vulkáni aktivitás több irányú vetőrendszerek mentén történő kifejlődése, majd a későbbiekben bekövetkezett bezáródása egy váltakozó irányú kompressziós rendszer következménye. A dél-hargitai vulkáni aktivitást kiváltó geodinamikai eseményeket fokozatosan felváltja egy (egyre hangsúlyosabban érezhető) ÉNy–DK irányú kompresszió, amely a vulkáni események lezárulását is eredményezte.



**The Tectonic Evolution of  
Baraolt – Southern Harghita –  
Ciuc (Barót–Dél-Hargita–Csík)  
Area as Reflected in the  
Volcanic events Succession in  
Southern Harghita during  
Pliocene–Pleistocene**

(Abstract)

The volcanic events that took place in Southern Harghita were the result of a succession of geodynamic movements during the Pliocene–Pleistocene. The same causes are reflected in the evolutionary stages of volcanism in Baraolt – Harghita de Sud – Ciuc area. Thus, the mobility along certain disjunctive tectonic alignments connected with the compression and distension phenomena in the inner-southern part of the East-Carpathian area can be radiometrically dated, on the basis of the age of formation of the volcanic bodies and effusions located on well-defined alignments. The database used in this study is represented by the radiometric ages measurements on volcanic rocks from Southern Harghita published in the last 10–12 years. The unitary tectonic-structural model of Baraolt – Harghita de Sud – Ciuc elaborated recently by LÁSZLÓ et al. (1999, 1999a) constitutes the starting point. The tectonic evolution during Pliocene–Pleistocene, based on the study of the volcanic events in Southern Harghita and neighboring area, correlated with the tectonic observations suggests a compression attenuation trend along E–W, which could support the subduction process until the end of Miocene. This compression was replaced during certain time intervals by compressions along SE–NW which favored the first stage of distension in the inner side of the Carpathian bend, finally leading to the stop of compression effects along E–W direction. At the surface, this tectonics generated the change of the main direction of volcanism evolution during certain time intervals and its development along two distinctive alternating directions, in a first stage, immediately followed by the total stop of the phenomenon.





Figura 1 Masivul Ciomad dinspre Ciuc

SISTEME DE FALII ACTIVE ÎN PERIOADA PONȚIAN - CUATERNAR	SCARA GEOCRONOLOGICĂ				
	PONȚIAN	PLIOCEN		CUATERNAR	
		DACIAN	ROMANIAN	PLEISTOCEN	HOLOCEN
		5.4 MA.	3.6 MA.	1.8 MA.	0.01 MA.
N - S	—————	-----		—————	—
E - V	—————			—————	-----
NV - SE	—————	-----	—————	—————	
SV - NE	-----	?	—————	-----	-----

Tabelul 1 Perioadele de mobilitate ale sistemelor de fracturi din aria Baraolt–Harghita–Ciuc, întocmite pe baza succesiunii evenimentelor vulcanice legate de Harghita de Sud (Întocmit: László Attila, 1999)

