

## CONTRIBUȚII BIOSTRATIGRAFICE LA VÎRSTA ERUPȚIUNILOR DE BAZALT DIN REGIUNEA COMUNEI HOGHIZ (PERȘANII CENTRALI – VESTICI)

TÖVISSI JÓZSEF

Regiunea bazaltică din împrejurimile localităților Racoșul de Jos, Mateiași, Bogata, Hoghiz, Fintina, Lupșa și Comăna de Jos, ocupă aproximativ 375 km.p. Este orientată în direcția zonei de fractură majoră ce desparte blocul muntos cristalino-mezozoic al Perșanilor Centrali de bazinul sedimentar neogen al Transilvaniei.

O mare parte din această regiune este ocupată de pînza bazaltică de la Hoghiz, formată din lave masive în coloane, bazalte vaculoare, scoriacee, tufite, aglomerate și scorie de bazalt, provenite din cîteva centre de erupțiune din apropiere.

În partea de est și sud — sud vest depresiunea Hoghizului este mărginită în formă de amfiteatru, de regiunea cea mai înaltă a formațiunilor preterțiare (calcare liasice, diabaze, porfire, calcare titonice, conglomerate și gresii cretacice) și terțiare (tufuri dacitice, conglomerate și marne tortoniene, argile, marne și gresii marmatiene).

Rama muntoasă și deluroasă este adînc fragmentată, văile sînt deschise, versantele domoale, crestele interfluviale înguste. Sînt frecvente interfluvii plane — resturi din suprafețe de netezire mai vechi — dominate de măguri, cormete ca martori structurali sau denudativi.

Cuvertura de bazalt din cadrul depresiunii Hoghizului este tăiată în cîteva zone de văi cu profil transversal îngust, în formă de canion (valea Bogății, valea Barabaș, valea Hoghizului), cu versante abrupte, aproape verticale. Din această suprafață slab fragmentată se ridică conurile de scorie bazaltică care sînt considerate ca resturi ale centrelor de erup-

țiune: Măguricea Mare (615 m), Bărgul Hoghizului (648 m), Gruiul Roșu (666 m) și vârful cu cota de 644, la sud de locul numit Pădurea lui Samuil.

Formațiunile de culcuș ale bazaltului sînt deschise în mai multe locuri, unde se poate constata că acestea sînt foarte variate: cretacic, tortonian, sarmatic, pleistocen inferior sau mediu (planșa 1, foto 1, 2 și fig. 2). Poziția altitudinală diferită a depozitelor lacustre pliocen supe-

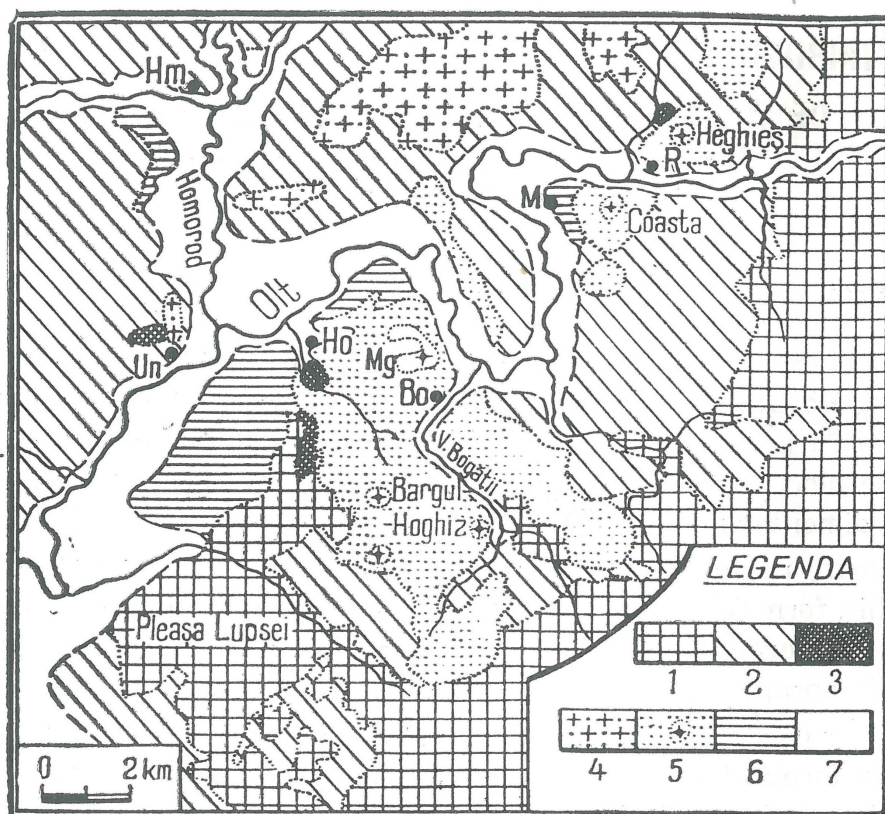


Fig. 1. — Schița morfo-structurală a regiunii Oltului de la Hoghiz.

1 — Munți — bloc mijlocii formați pe roci preterțiare; 2 — regiunea deluroasă, de bordură, a formațiunilor neogene; 3 — depozite lacustre plio-cuaternare; 3a — punct de observație biostratigrafică; 4 — culmi interfluviale cu resturi de formațiuni vulcanogen-sedimentare andezitice; 5 — acoperțura de bazalt; 6 — terase fluviale; 7 — lunci, Bo — Bogata Olt; Hm — Homorod; Ho — Hoghiz; Mg — Măguricea Mare; M — Mateiași; R — Racoșul de Jos.

rioare — villafranchiene (620 m în dealul Deasupra Dosului, 560—580 m la Racoșul de Jos, 450—460 m la Hoghiz, 440—520 m la Ungra și 625—635 m la Fîntîna), pune în evidență dislocații tectonice din pleistocenul inferior (sfîrșitul villafranchianului). Procesele disjunctive au fost urmate de vulcanismul bazaltic din regiune, care s-a desfășurat extinzînd

din NE spre SV, în mai multe centre mici, izolate, caracterizate prin erupțiuni cu faze scurte de explozii, urmate prin efuziuni de lavă și apoi aruncări de scorie.

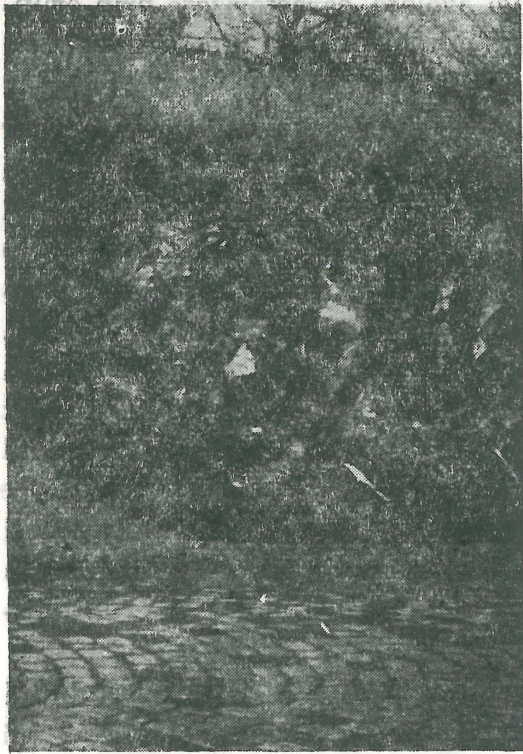
Ceea ce privește datarea erupțiilor de bazalt, părerea cercetătorilor mai vechi este controversată. Astfel H. WACHNER (1915 și 1931) precum și TÖRÖK Z. (1938) au presupus posibilitatea erupțiilor din timpul pleistocenului, constatînd că bazaltele și piroclastitele lor se așează la o suprafață identică cu „terasa de 30 m“, deci activitatea vulcanică s-a manifestat după formarea acestei terase. Alți cercetători, printre care M. PREDA (1940), pe baza prezenței unor calcare lacustre cu Vivipare și Hidrobii în culcușul piroclastitelor, erupțiunile balazetice le-a atribuit levantinului inferior. ION ATANASIU (1946) și M. ILIE (1954) consideră că vîrsta bazaltelor din Perșani este Pliocen superioară. De aceeași părere este și BĂNYAI J. (1926). Nefiind efectuate observații sedimentologice și biostratigrafice de detaliu asupra depozitelor subbazaltice, probabil din lipsă de aflorimente corespunzătoare, problema geocronologiei erupțiilor lor a rămas nerezolvată.

**Vîrsta cuaternară** a erupțiilor bazaltice pare a fi definitiv stabilită de E. LITEANU și colaboratorii (1962, 1964). Pe harta geologică a lui D. PATRULIUS și colaboratorii (1966), bazaltele din regiunea Hoghizului sînt datate, cu semn de întrebare, ca formațiuni de vîrstă levantină. Harta geologică 1:200.000 reprezintă formațiunile de bazalt, din exteriorul Munților Perșani Centrali, ca formațiuni de vîrstă pleistocen nediferențiat.

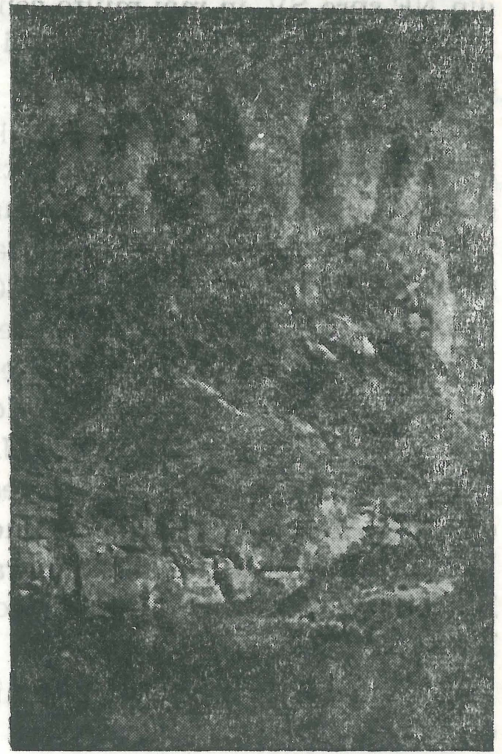
Pe baza faptului că fauna de moluște din culcușul piroclastitelor și al lavei bazaltice este identică cu cea din bazinul și Munții Baraoltului, actualmente atribuită villafranchianului, vîrstă post villanfranchiană a erupțiilor nu se mai poate pune la îndoială.

Observațiile noastre sedimentologice și biostratigrafice efectuate între anii 1966—1969 (I. TÖVISSI 1966, 1968, 1969) asupra teraselor fluviatile din cuprinsul bazinului superior al Oltului, au permis unele constatări de ordin geocronologic. Date foarte semnificative ne-au furnizat, în acest sens, orizonturile complexului mlăștinos fosilifer turbos (fig. 2.I.1), întîlnit în valea Hoghizului. Sub orizontul aluvional subbazaltic (fig. 2.I.2) de 6 m grosime se evidențiază un complex mlăștinos cu fosile de moluște, fructe de plante acvifere corespunzătoare intervalului post pliocen — atlantic, ostracode miopliocene, pliocene și pleistocene, resturi de pești, diatomee și un conținut bogat de polen.

**Aprecieri paleobotanice.** Complexul lacustru mlăștinos (fig. 2.I.1) ne-a furnizat un spectru palinologic (fig. 2.II.A și B) de o importanță geocro-



1



2



Foto 1. Orizont de lavă bazaltică lângă șoseaua Hoghiz—Măieruș. La bază tuf dacitic, în acoperiș cuvertura coluvială și lut argilos cu un orizont subțire de sol.  
Foto 2. Complexul eruptiv bazaltic de la Hoghiz. La bază un orizont de sol cernoziomic.  
Foto 3. Platoul bazaltic de la Hoghiz cu conul de scorie Măguricea Mare (clișee: I. TÖVISSI).

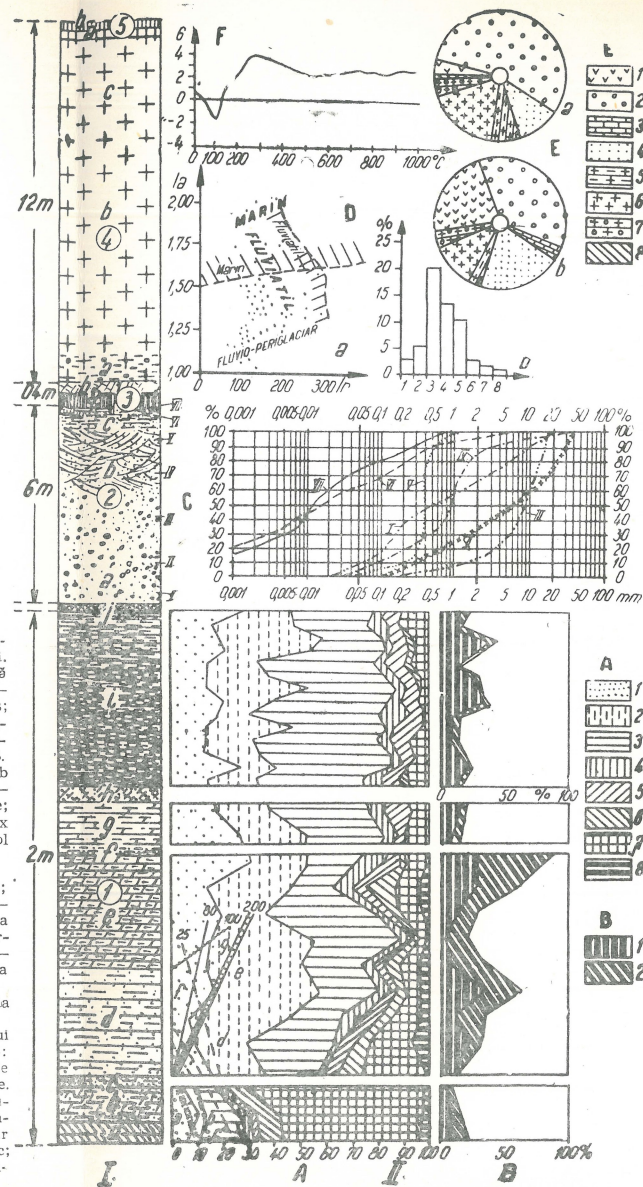


Fig. 2 — Coloana litologică sintetică (I) și spectrul biostratigrafic și morfodinamic (II) al complexului sedimentar subbazaltic din Valea Hoghizului. I.1. Complex aleuritic turbos. I.1.a — Argilă cenușie compactă; I.1.b — Argilă prăfoasă; I.1.c — nisip fin argilos; I.1.d. — Argilă nisipoasă-mloasă; I.1.e — Argilă pămîntoasă; I.1.f — Argilă nisipoasă; I.1.g — Mîl argilos-pămîntos; I.1.h — praf argilos; I.1.i — orizont de turbă; I.1.j — praf argilos; I.2 — Complex aluvionar. I.2.a — Pietriș nisipos; I.2.b — Nisip puternic sortat cu textură orientată oblic; I.2.c — Nisip milos de revărsare (regim de luncă); I.3. Complex bio-pedologic (paleosol). I.3.a — Orizont de paleosol cernoziomic; I.3.b — Orizont de paleosol pîrlit (de produse piroclastice vulcanogene); I.4. — Complex vulcanogen bazaltic. I.4.a — Piroclastite; I.4.b — Bazalt în coloane; I.4.c — Bazalte cu olivină, sferoidale vacuolare, scoriacee; I.5 — Complex de arenit; I.5.a — Scoarța de alterare și lut argilos deluvial; I.5.b — Sol brun podzolit.

II.A. Diagramă palinologică cu spectrul micropaleontologic.

II.A.1. Pinus; II.A.2 — Betula; II.A.3 — Picea; II.A.4 — Corylus; II.A.5 — Alnus; II.A.6 — Carpinus; II.A.7 — Quercetum mixtum; II.A.8 — Tilia; II.A.a — g — Ostracode; a — c. — forme mioplocene a) *Cypria exposita* Schn., b) *Cypria reniformis* Héjjas; c) *Cyprinotus formalis* Mand; d) forme plioleistocene (*Herpetocypris subaequalis* var. *variabilis* Méhes); e — g) forme pleistocene (e — *Ilyocypris tuberculata* Brady, f — *Cypria pubera* O. Müller; g — *Candona fracta* Mand).

II.B. — Variograma polenului de NAP; II.B.1 — Gramineae; II.B.2 — Artemisia

II.C. Curbe granulometrice cumulative.

II.D. Diagrame morfogenetice. II.D.a. — Reprezentarea combinată a indicelui de aplatizare (Ia) și de rulare (Ir). Se remarcă trei grupe mari de fasonare: maritim; fluvial și fluvio-periglaciuar; II.D.b — Histograma indicelui de rulare pune în evidență preponderența uzurii fluviale-fluvio-periglaciare. II.E. — Ciclograma petrografică; II.E.a. — Compoziția petrografică a pietrișului subbazaltic; II.E.b. — Compoziția petrografică a pietrișului din albia actuală a Oltului. II.E.1. — Rocci metamorfice II.E.2 — cuarțit; II.E.3 — calcar (lipsește din aluviunile subbazaltice); II.E.4 — Gresie; II.E.5 — Tuf dactitic; II.E.6 — andezit; II.E.7 — bazalt; II.E.8 — opal. II.F. Curba termică diferențială a orizontului de paleosol cernoziomic de sub acoperțura de bazalt.

nologică extraordinară (B. Diaconeasa — I. Tövissi 1970), reprezentînd cel mai vechi depozit turbos cuaternar cunoscut în țară pînă în prezent.

Compoziția vegetației păduroase reflectată prin diagrama de polen (fig. 2 A și B) trădează un climat, la început călduros, corespunzător unei faze bioclimatice de stejăriș amestecat (*Quercetum mixtum*) care trece brusc într-o fază de climat mai aspru: fază bioclimatică „mesteacăn-molid-pin“ (fig. 2.I. d-g) caracterizată prin variațiuni climatice sensibile, înregistrîndu-se două episoade puternice de stepizare. În prima perioadă de stepă predomină gramineele, în cea de a doua *Artemisia* atinge maxima polinică („Stepă cu *Artemisia*“).

Tendința de răcire a climatului se menține și în faza următoare, cea de turbă propriu-zisă (fig. 2.I.1.i). Înaintarea în trei ritmuri a vegetației de stepă într-o perioadă relativ scurtă de timp (grosimea maximă a orizontului de turbă propriu-zisă este de 30 cm) se racordează aproape perfect cu extinderea mestecănelui, a pinului și molidului pe seama esențelor lemnoase de climat cald. Aceasta denotă că, și în ultima fază bioclimatică, în regimul elementelor climatice s-au înregistrat variațiuni sensibile, climatul general păstrîndu-și caracterele unui climat rece.

**Aprecieri micropaleontologice.** Modificarea condițiilor bioclimatice reflectată în spectrul palinologic a determinat transformarea compoziției elementelor micropaleontologice.<sup>1</sup> În timp ce în faza bioclimatică de stejăriș amestecat (fig. 2.I.1. a și b) se mențin speciile de ostracode miopliocene (fig. 2.II.A, a, b, c), în faza bioclimatică de mestecăn-molid-pin (fig. 2.I.2.1. d, e, f, g) ele dispar cu desăvîrșire, cedîndu-și locul unor forme plio-pleistocene (fig. 2.II.A.d) și pleistocene (fig. 2.II.A. e, f, g). Unele din Ostracode pleistocene au suferit, în urma răcirii apei lacului, chiar transformări biologice (2.II.A.e), atingînd dimensiuni mai mici, valvele devenind mai transparente decît la începutul fazei. La contactul orizonturilor d-e (fig. 2.I.1), apare specia pleistocenă *Candona fracta* Mand. (2.II.A.g) iubitoare de apă rece.

**Aprecieria sedimentologică a depozitului aluvionar. Granulația.** Curbele granulometrice cumulative (fig. 2 C) pun în evidență creșterea gradului de sortare odată cu scăderea diametrului particulelor, de la bază, spre părțile superioare. Complexul aluvionar reprezintă un ciclu întreg de aluvionare. Scăderea calibrului particulelor de la bază spre părțile superioare denotă că, în acest timp, regiunea nu a suferit de mișcări tectonice mai însemnate pe verticală. Spre sfîrșitul ciclului lunca a fost

<sup>1</sup> I. Chintăuan—I. Tövissi (1970) „Asupra ostracodelor din cuaternarul de la Hoghiz“. În *Studia ser. geologie fasc. 2*, 1973, Cluj, pag. 61—70.

supusă inundațiilor care au favorizat formarea unui orizont aleuriticopelitic care, după ridicarea suprafeței luncii deasupra nivelului de inundație a devenit roca mamă a orizontului de sol cernoziomic, acoperit ulterior de bazalt.

**Morfometria și morfoscoopia** (fig. 2.D. a și b)) pietrișului de cuarț reflectă o fașonare fluviatilă-fluvio-periglaciară. **Compoziția petrografică** prezintă un interes deosebit din punct de vedere paleohidrografic. Ciclograma a din fig. 2.E, reprezintă compoziția petrografică a pietrișului subbazaltic în care se remarcă lipsa elementelor calcaroase, față de aluviunile actuale ale Oltului (2 E.b) în care acestea din urmă sînt prezente. Din această situație se trage concluzia că Oltul în timpul depunerii aluviunilor subbazaltice nu a trecut încă prin defileul de la Racoș (Tövissi I., 1969).

**Aprecieri biopedologice.** Orizontul de sol (fig. 2.I.3 a-b) fosilizat prin revărsarea materialului vulcanic (fig. 2.I.4. a-c) reflectă condiții climatice stepice (I. TÖVISSI, 1969). Cantitatea redusă a humusului, lipsa orizontului D și dezvoltarea slabă a orizontului C, presupune întreruperea proceselor pedogenetice, în urma îngropării lui de materialul eruptiv. Partea superioară a solului de culoare cărăminie a fost pîrlit în timpul revărsării proceselor vulcanice.

## CONCLUZII

Comparînd evenimentele paleogeografice desfășurate în regiune cu cele din depresiunea intracarpatică vecină Brașov-Baraolt, putem stabili următoarele:

— Retragerea lacului din depresiunea Baraoltului spre zona Bîrsei (P. SAMSON și colab., 1969), se producea simultan cu întreruperea legăturii lacustre dintre cele două compartimente depresionare transperșaniene, datorită ridicării părții axiale a Munților Perșani și, cu stabilirea bazinetului lacustru de la Hoghiz.

— Stabilirea climatului rece a fost urmarea directă a ridicării în bloc a Carpaților legată de mișcările orogenetice Valahice, din timpul **cuaternarului inferior** care, la condițiile climatice în general reci ale Europei au favorizat, probabil, instalarea primei perioade periglaciare la noi;

Complexul lacustru-mlăștinos și orizontul de turbă subbazaltică este un important reper de geocronologie. Datele biostratigrafice ne indică

vârsta pleistocen inferioară-pleistocen medie, deci pînza de lavă bazaltică situnîdu-se deasupra acestui complex sedimentar și a celui aluvionar, nu poate fi mai veche decît de vîrsta PQ<sup>2</sup>

## BIBLIOGRAFIE

- ALIMEN, H., RĂDULESCU, C., SAMȘAN, P., (1968) — Précisions paléontologiques et indices climatiques relatifs aux couches pleistocènes de la Dépression de Brașov. Bulletin de la Société géologique de France, 7, X.
- AIRINEI, ST., (1962) — Efectul geomagnetic al unor iviri de roce eruptive din Carpații Orientali, din Muntenia și Transilvania. „Dări de seamă ale șed. Comit. Geologic“ XLV.
- BANDRABUR, T., (1964) — Contribuțiuni la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din Bazinul Sf. Gheorghe. „Dări de seamă ale ședințelor Comit. Geologic“ L/2, București, 1963.
- BÁNYAI, J., (1926) — Az alsórákosi bazalterupciók és az Oltáttörés kora. „Erdélyi Irodalmi Szemle“, Cluj.
- BULLA, B., (1948) — A két csiki medence és az Oltvölgy kialakulásáról. Földrajzi Közlemények“ LXXVII.
- GIVULESCU A. — VASILESCU AL. (1970) — Date noi asupra florei pleistocene de la Doboșeni (Bazinul Baraolt) D.S. ale șed. vol. LVI (1968—1969).
- IANCU M. (1965) — Terasele Oltului în Depresiunea Brașovului. „Analele Univ. București, Seria Științele naturii, Geologie-Geografie“, XIV, nr. 1.
- ILIE M. (1954) — Structura geologică a Munților Perșani. Defileul Oltului. „An. Com. Geol.“, XXVII, București.
- KOCH A. (1900) — Az Erdélyi Medence harmadkori képződményei. II. Neogén. „Földtani Intézet Évkönyve“, X, Budapest.
- LITEANU E. — CHENEA C (1967) — Harta neotectonică a României. Comitetul de stat al Geologiei Seria H, Geol. cuatern., nr. 3, Studii tehn.-economice, București.
- LITEANU E. — MIHĂILĂ N. — BANDRABUR T. (1962) — Contribuții la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (baz. Baraolt). „Acad. R.P.R., St. și cerc. geol.“, VII, 3—4.
- MARTONNE de EMM. (1907) — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpathes méridionales) „Revue de Géogr.“, I, Paris.
- MORARIU T. — GĂRBACEA V. (1960) — Terasele râurilor din Transilvania. „Comunicările Acad. R.P.R.“, X, nr. 6.
- ORGHIDAN N. (1965) — Munții Perșani. Studiu geomorfologic. „Comunicări de geologie, geofizică și geografie“, XII, nr. 1, București.
- PATRULIUS D., MIHĂILĂ N. (1966) — Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica Depresiunii Bîrsei. „An. Com. Geol.“, XXV, București.
- PATRULIUS D. — DAMIAN P. E. — DUMITRU P. E. (1966) — Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comănei (M. Perșani). „Anuarul Comit. de stat al Geol.“ XXXV, București.
- PREDA M. (1940) — Les basaltes du versant ouest des Monts Perșani. „Inst. géol. Roum. Comptes Rendus des Séances“. XXIV.
- SAMȘAN P. — RĂDULESCU C. — KOVÁCS AL. (1969) — Faunele de mamifere și stratigrafia cuaternarului în Depresiunea Brașovului. „Aluta“ Rev. Muz. Sf. Gheorghe, vol. I.
- TÖRÖK Z. (1938) — A Homoród torkolati vidékének geológiai alkotása. „Omagiu lui Szádeczky Kardoss Gy.“, Cluj, Ed. Minerva.



- TÖVISSI I. (1966) — Terasele Oltului și ale Homorodului în zona de confluență în „Rezumatetele comunicărilor“, p. 89. „Primul Simpozion republican de Geogr. aplicată“. Cluj, Acad. R.S.R.
- TÖVISSI I. (1960) — Rolul metodelor analitice în cercetările geomorfologice cu aplicații asupra văii Oltului. I.P. Oradea, „Lucr. științifice“. Seria A.
- WACHNER H. (1931) — Geomorphologische Studien im Flussgebiete des Olt. „Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj“, 1929.
- VASILESCU AL. — GIVULESCU R. (1969) — Contribuții la cunoașterea geologiei Bazinului Baraolt. D.S. ale ședințelor, vol. LIV/3 (1967).

## **Adatok az olthévízi (Középső Persány) bazalt vulkánosság korának biosztratigráfiai értékeléséhez**

Az itt közölt geokronológiai adatok az olthévízi Szárazpatak mentén levő feltárások (1. ábra) üledékeinek előzetes anyagvizsgálati eredményei. Amint a 2. ábrán, az I. jelzésű litológiai szelvényen látható, a legfelső szintben levő bazalttakaró fekéje folyóvízi kavics és homok, mely alatt zárt, kismélységű tömedencére jellemző, tőzegréteggel záruló mocsári üledék van. Ez, a mintegy 2 m vastag, szerves maradványokban gazdag képződmény pollent, növényi magvakat, ostracodákat, halmaradványokat, változatos diatomatársulást és gyenge megtartású puhatestűeket tartalmaz.

A pollenspektrum (Diaconeasa B. — Tövissi J. 1970) valamint az Ostracoda fauna (Chintăuan I. — Tövissi J. 1970) alapján két, tulajdonságaikban eltérő éghajlati szakasz különül el :

Az első szakaszban a kevert tölgyerdő (*Quercetum mixtum*) növényzetét (mely 50—75%-ot képviselt) harmadkori melegkedvelő fajok (*Carya*, *Pterocaria*, *Magnolia*) egészítették ki. Ez utóbbiak száma a következő szakaszban lényegesen csökkent majd el is tűntek. A tó vizének melegebb voltára utal az Ostracoda fauna néhány mio-pliocén időszak melegekedvelő fajának jelenléte (2. ábra II. A. a, b, c). Ezek a második szakasz kezdetén kipusztulnak s helyüket új, hidegkedvelő pleisztocén fajoknak adják át. (2. ábra II. A. e, f, g).

A hirtelen éghajlatváltozás csak látszólagos : a *Carpinus* 10% körüli aránya, valamint a *Herpetocypris*-ostracoda (2. ábra II. Ad) jelenléte mindkét időszakban, fokozatos átmenetről tanúskodik.

A második szakaszban, az éghajlat lehülésének kezdetét a környék átalakult erdőségének pollenspektruma mutatja. A kevert tölgyerdő olyan mértékben szorul vissza, hogy az I. l. d-e. üledék határszinttáján

aránya alig nagyobb 5%-nál. Ezzel szemben uralomra jutnak a hidegkedvelő fajok (*Betula*, *Picea*, *Pinus*). Arányuk kezdetben 50—60%, majd eléri a 80—85%-ot. Új Ostracoda fajok jelennek meg (2. II. A.e,f,g). Ezek közül figyelemreméltó a *Candona fracta* (g) hidegkedvelő faj megjelenése, ami egybeesik a *Betula—Picea—Pinus*-erdő térhódításával, ugyanakkor az *Ilyocypris ostracoda* (e) egyedei nyilvánvalóan elszárvulnak a hideg, s a valószínű táplálékcsökkenés miatt. Az I. l. d-e üledékeknek megfelelő időszakban két erőteljes éghajlati kilengés is volt: egyik a füvespuszta térhódítása, mely a kevert tölgyerdőt 25—28%-ra szorítja vissza; a második pedig az ürömpuszta, az I. l. e réteg szintjén.

A tőzegréteg képződése (2. I. l. i.) már tiszta hideg, periglaciális éghajlati körülmények között ment végbe. Ebben a szakaszban három hidegpusztai éghajlati kilengés volt.

A folyóvízi üledék szemeloszlási összeggörbéi teljes, zavartalan lerakódási ciklust mutatnak; a morfodinamikai ábrák (D.a,b) vegyes kavicskoptatást tükröznek, itt a „tengeri“ kavics nyilvánvalóan áttelepítés útján jelenik meg. A két kőzetösszetételi kördiagram összehasonlítható, a **b** a jelenlegi Oltmeder kavicsát képviseli. A bazalt alatt lévő talaj (F ábra) sztyepp típusú foszilis talaj, felső szintjét enyhén égette a rátelepülő vulkáni anyag.

Összevetve eddigi eredményeinket, megállapíthatjuk, hogy a környéken a bazalt vulkánosság negyedkori, a villafrankai időszak után, a középső pleisztocén második szakaszában (PQ<sub>2</sub><sup>2</sup>) zajlott le.

## **Biostratigraphische Beiträge zur Altersbestimmung der Basaltausbrüche bei der Gemeinde Hoghiz (zentral — westliche Perşani-berge)**

### **Zusammenfassung**

In der vorliegenden Arbeit wird das Problem des Alters der Basaltausbrüche analysiert, wobei einige wichtige geochronologische Beiträge gebracht werden, auf Grund von biostratigraphischen Daten. Die Ergebnisse der paläobotanischen, Pollen-, mikropaläontologischen und lithopedologischen Analysen des Aufschlusses bei Hoghiz erlaubten einige paläoklimatische Interpretationen. Das Pollen-Spektrum zeigt zwei verschiedene bioklimatische Phasen. In der ersten Phase, mit warmen Klima

und einer Vegetation von Quercetum mixtum, haben sich mio-pliozäne und pliozän-quartäre Ostrachoden hervor. Für die zweite Phase, charakterisiert durch eine Betula Picea-Pinus — Vegetation, lassen sich eine Reihe von Steppisierungsepisoden feststellen (Steppe mit Gramineen, Steppe mit Artemisia). Diese Phase zeichnet sich durch pleistozäne Ostrachodenarten aus. Das Pollen-Spektrum des Torfhorizontes, der die limnische Phase abschliesst, widerspiegelt sehr feine Klimaänderungen, mit wenigstens drei Steppisierungsepisoden mit viel kälteren Steppen als in denjenigen mit Gramineen oder Artemisia.

Der sumpfig-limnische Komplex liegt unter einer Schicht von Flus-salluvionen, die mit einer von einer Basaltdecke fossilisierten Schwarzerde überlagert wird. Die stratigraphische Lage dieses Komplexes zeigt für den basaltischen Vulkanismus bei Hogniz ein postvillafranchianes Alter an: mittleres Pleistozän (PQ<sup>2</sup>)