

ÉRTEKEZÉSEK

A DUNÁNTULI FELSŐ-EOCÉN VULKÁNOSSÁG

SZÉKYNÉ FUX VILMA — BARABÁS ANDOR*

1. A felső-eocén (bartoni) vulkánosság elterjedése

Óharmadkori vulkánosság nyomai a Budai-hegység területéről Szabó J., Hofmann K., Lőrenthey I., Koch A., Pávai-Vajna F., Horusitzky F., Vigh Gy. közléséből már régen ismertek. A lapilli, illetve tufaszerű előfordulások két szintben találhatók. Részben az oligocén (kiscelli) agyagban, részben a felső-eocén nummulinás mészkő, illetve briozoás márga rétegei közé települnek. Sok esetben a tufaanyag a felső-eocén transzgressziót megelőzően a triász dolomit karsztos felszínére hullott le (4, 5, 8).

Újabb kutatások szerint az óharmadkori vulkáni működés elterjedése sokkal jelentősebb. A dunántúli felszíni előfordulások és az óharmadkori rétegeket harántolt fúrások alapján az oligocénben, de különösen a felső-eocén bartoni emelet idején jelentős elterjedésű és mértékű vulkáni tevékenységgel kell számolni.

Munkánk célja a felső-eocén szétszórt adatainak összeszedése, a még nem közölt új fúrásokból és lelőhelyekről származó anyag feldolgozása, egyeztetése és értékelése volt. Eredményeinkből a felső-eocén vulkánosság mértékére, elterjedésére, a kitörés központjára, illetve központjaira következtettünk. A tufaanyag mechanikai elemzésében B. Lieszkovszky Zs. és Regéci E. segítettek.

Az eocén középtenger — a legújabb vizsgálatok szerint (14) — ÉK, illetve DNy felől nyomult előre és a Dunántúli Magyar Középhegység mentén, kisebb-nagyobb nyílt medencerészleteket és öblöket hozott létre. Az eocén rétegöszlet, különösen a dunántúli — mint Vadász megállapítja — megszakítás nélküli üledéksorozat (15), amelynek összetételében kövületben gazdag parti mészkövek és márgák uralkodnak. Barnakőszén telepekkel és közbetelepült, félig sósvízű rétegekkel kezdődik. A középső-eocénban kisebb eltolódásokkal állandósul a tenger epikontinentális jellege. A felső-eocént változatos kifejlődésű, különböző vastagságú tengeri üledékek képviselik, főleg mészkő, márga, vagy homokkő.

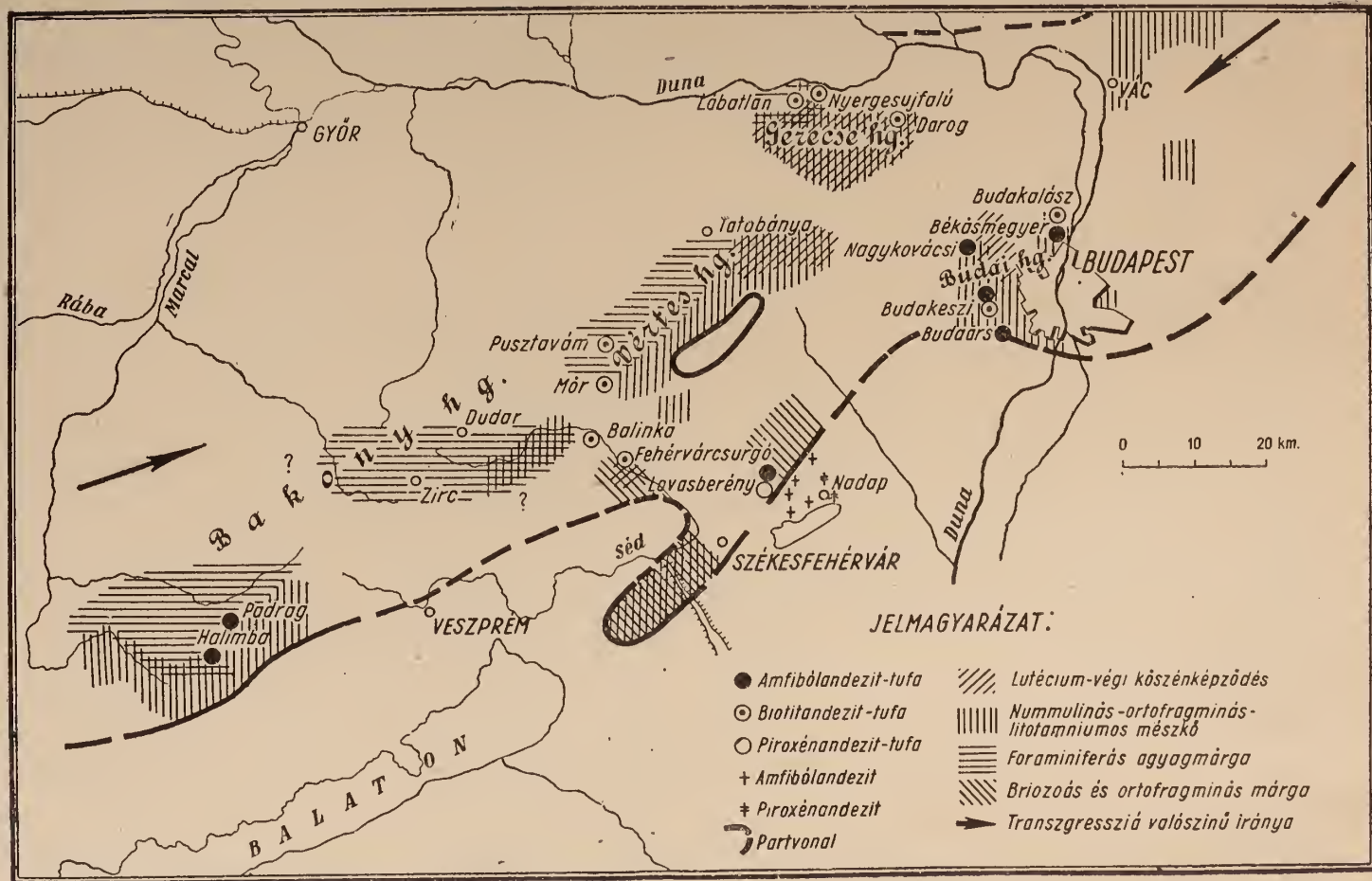
Az eocén elterjedése a Dunántúli Magyar Középhegységre és a tőle északra fekvő részekre korlátozódott. A hegység déli szegélyét jelező, a Balaton—Velencei tó vonulatától délre eső területen eocén üledéket nem ismerünk. (1. ábra)

A Magyar Középhegység mentén létrejött medencékben helyenként vulkáni tufák, — így pl. a Budai hegység területén, a Gerecse északi részén, Padrag környékén stb. — a felszínen is előfordulnak. A medencék szélén a barnakőszén, illetve bauxit feltárására irányuló fúrások, a lovasberényi mélyfúrások stb. tártak fel a felső-eocén rétegöszletben (bartoni-emelet) több helyen és jelentős mennyiségben vulkáni tufákat, illetve vulkáni működésre utaló nyomokat.

* Előadták a Földtani Társulat Asztély-Közöttani szakosztályának 1952. december 19-i ülésén.

A dunántúli felső-eocén (bartoni) vulkánosság előfordulásai. (A bartoni emelet kifejlődése Szöts E. szerint)

Földtani Közlemény LXXXIII. évf. 1953. 7—9. sz.



JELMAGYARÁZAT:

- Amfibólandezit-tufa
- ⊙ Biotitandezit-tufa
- Piroxéndezit-tufa
- + Amfibólandezit
- ‡ Piroxéndezit
- ⤵ Partvonal
- ▨ Lutécium-végi kőszénképződés
- ▧ Nummulinás-ortofragminás-litotamniumos mészkő
- ▩ Foraminiferás agyagmárga
- ▤ Briozoás és ortofragminás márga
- ➔ Transzgresszió valószínű iránya

1. ábra.

A jelenleg ismert, legfontosabb tufaelőfordulások a következők:

1. Délnyugati Bakony területéről:

P a d r a g.

- a) A Padragról Csekútra vívő út keleti oldalán, a 6-os km kőnél betorkoló út É-i oldalából.
b) 64. sz. fúrás 26,0—35,6 m (magfúrás).

H a l i m b a

- a) 171. sz. fúrás 96,0—98,0 m (magfúrás).
b) Tufaszórás nyomok:
169. sz. fúrás, 8,0—9,0 m (magfúrás).
170. sz. fúrás 16,0—19,0 m (magfúrás).
171. sz. fúrás 99,0—101,5 m (magfúrás).
172. sz. fúrás 62,0—70,0 m (magfúrás).

2. Északkeleti Bakony területéről:

F e h é r v á r c s u r g ó:

- R. 21. sz. fúrás 21,0—25,0 m (rapid).
I s z k a s z e n t g y ő r g y (Lutéti-emelet):
XXXVI. sz. fúrás 21,1—30,0 m (magfúrás).

3. Vértes déli öbléből:

L o v a s b e r é n y:

- a) I. sz. mélyfúrás (artézi) 187,0—305,0 m (rapid). Ebből tufaszint: 192,8—207,3 m, 225,25—232,45 m, 261,0—263,2 m, 305,58 m (16).
b) II. sz. mélyfúrás 414,0—436,4 m, 451,0—452,0 m, 488,0—492,0 m, 536,0—542,0 m, 546,0—551,6 m (rapid).
c) III. sz. mélyfúrás (MÁSZ 411. sz. fúrás) (rapid). Tufaszintek 649,0—676,0 m, 549,0—572,5 m, 463,0—474,0 m. Tufanyomok 629,4—633,0 m, 572,5—596,0 m és végig az egész eocén öszletben.

4. Gerecse északi oldaláról:

L á b a t l a n - N y e r g e s ú j f a l u: A két község közötti felszíni előfordulás.

5. Esztergom vidékéről:

N y e r g e s ú j f a l u:

- D o r o g: 933. sz. fúrás 40,26—106,70 m (magfúrás).
A tufanyomok feldúsulva 42,0—51,6 m.

6. Budai hegység területéről:

B u d a k a l á s z: 2. sz. fúrás (magfúrás).

Tufaszintek 166,24—166,60 m, 176,08—176,5 m.

Tufanyomok 176,5—195,2 m.

F e l s z í n i e l ő f o r d u l á s o k:

B é k á s m e g y e r: A Rókahegy K-i lejtőjéről az orbitoidás mészkőből (5).

B u d a k e s z i: A községtől a Széchenyihegy felé vonuló árokból (10).

B u d a ő r s: Kis-, Nagy-Kálváriahegy, Luckerhegy (3).

Budapest:

- a) Széchenyi-hegy É-i lejtő (3).
b) Zugliget bejárat (3).
c) Guggerhegy teteje (3).
d) Kis-Svábhegy É-i kőbánya (6).
e) Mátyáshegy (briozoás márga) (7).
f) Páfrány-utca 25. (4).
g) Ferenchalom ÉNy-i oldal (4).

A tufák ásványos összetétele

Lelőhely	Plagioklász	Kvarc	Zöld amfiból	Barna amfiból	Biotit	Augit	Magnetit	Cirkon	Apatit	Egyéb jellegzetesség	Kőzet neve	Rétegtani helyzet
Padrag (felszín)	++++		++++	+	+		+	+	+	0,2—0,1 szemnagyság dominál	Amfibólandezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet, foraminiferás anyagmárga
Padrag (64. fúrás 26,0—35,6 m)	++++		++++	+	+		+	+	+	Kötőanyag karbonátos	Amfibólandezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet, foraminiferás agyagmárga
Hálimba (171. fúrás 96—98 m) . . .	++++	+	+++	+	++		+	+	+	Az allotigén elegyrészeket utólagos pirít és törmelékes kvarc képviseli	Amfibólandezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet foraminiferás agyagmárga
Lovasberény (a III. sz. mélyfúrás 411. sz. fúrás)	++++		++++	+	++		++	+	+	Augitosodott amfiból is kimutatható volt	Amfibólandezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet, mészkő, márga és homokkő rétegei
Békásmegyer (Rókahegy K-i lejtő)	++++		+++				+	+	+	A földpátok kaolinisodtak, a porfiroz amfibolok kloritá, limonittá alakultak át	Amfibólandezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet, márga és orbitoidás mészkő rétegei
Budakeszi (a községtől a Szechenyi-hegy felé K-re vonuló árokából)	Az erősen átalakult kőzet ásványos elegyrészeit szerzők pontosan nem tudták meghatározni. Hoffmann külső megjelenés alapján mindkettőt porfiroz andezit-tufának mondja										Andezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet nummulinás mészkő
Budaórs (Kálvária-hegy)											Andezit-tufa	Felső-eocén bartoni-emelet nummulinás mészkő

Fehérvárcsurgó (R. 21. fúrás 21—25 m-ig)	++	+			+++	+	++		Az opak szemek között ilmenit is előfordul	Biotitandezit- tufa	Felső-eocén bar- toni-emelet
Lábatlan—Nyer- gesújfalu kö- zött a felszín- ről	++	+			++	+			Tufa elegyrész aránylag kevés a meszes kötőanyagú homokkőben	Biotitandezit- tufa	Felső-eocén bar- toni-emelet ho- mokkő rétegei
Nyergesújfalu (Dorog 933. fú- rás, 42—51,6 m)	++				++	+			A tufaanyag finom- szemű homokkőhöz keveredett	Biotitandezit- tufa	Felső-eocén bar- toni-emelet num- mulinás ortofrag- minás mészkő és homokkő
Budakalász (2. sz. fúrás 176,08—176,5 m)	++	+			+++	++	+	+	A num. mészkőbe települt tufa föld- pátjai erősen át- alakultak	Biotitandezit- tufa	Felső-eocén bar- toni-emelet num- mulinás mészkő
Lovasberény (II. sz. mély- fúrás)	+++					++	+	+	Lapilli és vulkáni üveg is előfordul	Piroxéndezit- tufa	Felső-eocén bar- toni-emelet mész- kő márga és ho- mokkő rétegei
Velencei- hegység	++++	+	++++		+	+	+	+	Plaglokász zónás, gyakran kaleitoso- dott amfiból, gyak- ran diopszidálá alakult	Amfibólandezit	A kitérés ideje a földtani helyzet és a tufákkal való azonos ásványos összetétel alapján szintén a barlioni emeletbe helyez- hető
Velencei-hegy- ség	++++	+	++++		++	+	+	+	+	Biotitamfiból- andezit	
Velencei- hegység	++++				+++ (diopszi- dos)	+	+	+		Piroxéndezit	
++++ = uralkodó +++ = sok ++ = gyakori + = alárendelt											

Ezek az irodalomban ismertetett és általunk megvizsgált minták kivül újabb kutatások alapján budakeszi fúrásokból (H e g e d ü s J. közlése) és Mór, Pusztavám, Balinka, Kisgyón környékéről (S z ó t s E. közlése) ismerünk biotitos vulkáni tufaszórásnyomokat.

A felsorolt helyek tufáinak közettani leírását kisebb részben az irodalomból vettük át. Nagyobb részt magunk határoztuk meg. A meghatározást és a tufaféleségek pontos megállapítását igen megnehezítette, hogy az eredeti tufaanyagot csak a legkritkább esetben találtuk tisztán, más üledékanyagtól mentesen. (Pl. Padrag, Lovasberény). A tufák legnagyobb része a vulkáni explózió után vagy a tengerbe hullott, vagy a partról lemosódott és így más kőzet anyaggal keveredett. Ezért a meghatározásnál mindig gondosan külön kellett választani az eredeti (autigén) tufa és az allotigén elegyrészeket. Sok esetben az eocén-rétegsor különböző kőzeteiben tufaanyag csak igen kis mennyiségben fordul elő (dorogi fúrások mintái).

2. A vulkáni tufák ásványos összetétele

Ásványos összetétele szerint valamennyi megvizsgált tufa andezit-tufa. Régebbi irodalmi adatok szerint (4, 5, 8, 12) a Budai hegység területén „kvarc-trachit”, tehát riolititufák is előfordulnak, de az ásványtani leírások alapján ezeket is andezit-tufáknak tekinthetjük, melyekhez kvarc mint allotigén elegyrész keveredett.

Az andezittufák ásványos összetételük szerint három főtípusba tartoznak, amelyek területileg is jól elhatárolódnak egymástól.

a) Amfibólandezit-tufa (Padrag, Halimba, Lovasberény, Békásmegyér, Nagykovácsi, Budakeszi, Budaörs).

b) Biotitandezit-tufa (Fehérvársurgó, Balinka, Mór, Pusztavám, Lábatlan, Nyergesújfalu, Budakalász, Budapest közvetlen környéke).

c) Piroxénandezit-tufa (Lovasberény).

a) Amfibólandezit-tufák.

Ásványos összetételük alapján (lásd a mellékelt táblázatot) a tufákat a következőkben jellemezzük:

A padragi, halimbai, lovasberényi minták csaknem kizárólag vulkáni tufaanyagból állanak és ásványos összetételük igen jól egyezik. A könnyű frakció uralkodó ásványa mind a 0,5, 0,5—0,2, mind a 0,2—0,1 frakcióban a zónás kifejlődésű, albitikerlemezés, bázisos andezin-savanyú labrádor összetételű plagioklász. A zónás kifejlődés annyira jellegzetes, hogy a tufák andezites származása nem kétséges. A plagioklász mellett a könnyű frakcióban csak kevés törmelékes eredetű, szögletes, vagy lekerekített allotigén kvarcot, s néhány kalcit szemet találtunk. A nehéz frakció legjellegzetesebb ásványa, különösen a 0,2—0,1 és 0,1—0,05 frakcióban, a (zöld és sárgászöld között) pleokroos zöld amfiból ($n\beta = 1,63 - 1,65$) γ/c 13—20° között változik. A zöld amfiból mellett lényegesen kisebb mennyiségben barna vagy bazaltos amfiból, biotit (a halimbai 0,5—0,2 frakcióban különösen jelentős) magnetit, cirkon, apatit is jelentkezik. A padragi mintákból számolt átlag szerint 100 szemből (a 0,2—0,5) frakcióban:

zöld amfiból	85
barna amfiból	7
biotit	2
magnetit	6

Cirkon, apatit csak törtszázalékban.

Hasonló típusú kőzetnek kell tekinteni a békásmegyéri Rókahegyről származó erősen elváltozott, elkaolinosodott zöld színű andezit-tufát is. Az elkaolinosodott plagioklászok albitikerlemezessége, zónássága és az amfibolok alakja helyenként még felismerhető. Elmállott amfiboljait K o c h A. is említi (5).

Ezenkívül ide kell sorolnunk a Budai hegység területéről részben S z a b ó J. (12), részben H o f m a n n K. (2, 3)-tól felfedezett és leírt budakeszi és budai-örsi tufákat. Irodalmi közlésekből (5) csak annyi állapítható meg, hogy ezek is, a békásmegyeri tufához hasonlóan, andezitos jellegűek, s mivel a békásmegyeri tufákban mind K o c h, mind a szerzők kimutatták az amfibólt, analógia alapján ezeket is amfibólandezit-tufáknak kell tekinteni.

A felsorolt kőzetek tehát amfibólandezit-tufák, amelyekben helyenként különösen a nagyobb szemmagyságban (Halimba, Lovasberény) biotit is megjelenik.

b) Biotitandezit-tufák.

Amfibóltól teljesen mentesek a Dunántúl északi részének (Fehérvárurgó, Lábatlan, Nyergesújfalu, Budakalász) tufa-előfordulásai. A fehérvárurgói (R. 21. számú 21—25 m) fúrásból megvizsgált tufa plagioklasza bázikus andezin, savanyú labrador. Színes elegyrészként kizárólag biotitot tartalmaz.

A különböző dorogi fúrások különböző mélységben harántoltak tufanyomokat, de jelentős tufaanyag csak a 933. sz. fúrás 41,0—42,0 m mélységből került elő. Zónás plagioklasz ebben is jól felismerhető és az uralkodó biotit jellegzetes.

A Lábatlan, Nyergesújfalu közötti felszíni előfordulásban, a felső-eocén homokkőben jelentős elterjedésben találni vulkáni működés nyomait. A vulkáni tufára utaló legjellegzetesebb ásvány a biotit. A nehéz frakció teljesen amfibólmentes. Az elváltozott földpátokban csak egy-két esetben ismerhető fel a zónás plagioklasz.

A 2. számú budakalászi fúrásból előkerült anyag szintén amfibólmentes, biotitos andezittufa. Elkalcsitosodott, elkaolinosodott plagioklaszainak szerkezete csak kivételesen zónás.

A biotitos tufák kevés kvarcot is tartalmaznak.

H o r u s i t z k y - és V i g h - től (Páfrány-u. 25.) a briozóás márgából leírt tufa labrador és bytownit tartalma alapján szintén andezitos jellegű, mivel azonban a leírásban semmi színes elegyrész sincs említve, típusát pontosan nem tudtuk megállapítani (4).

Ugyanez érvényes P á v a i - V a j n a közlésére is, mely kvarc-trahit, illetőleg riolit-tufát említ a Budai hegység felső-eocén rétegsorából, a Mátyás-hegy briozóás márgájából. P á v a i - V a j n a ásványtani leírást nem közöl. A tufa riolitos jellege valószínűtlen, kvarctartalma alapján a biotitandezit-tufák közé sorolható.

A biotitandezit-tufáknak a Budai hegység területén való elterjedését igazolja az is, hogy az új nagykovácsi fúrásokból biotitos tufanyomok kerültek elő.

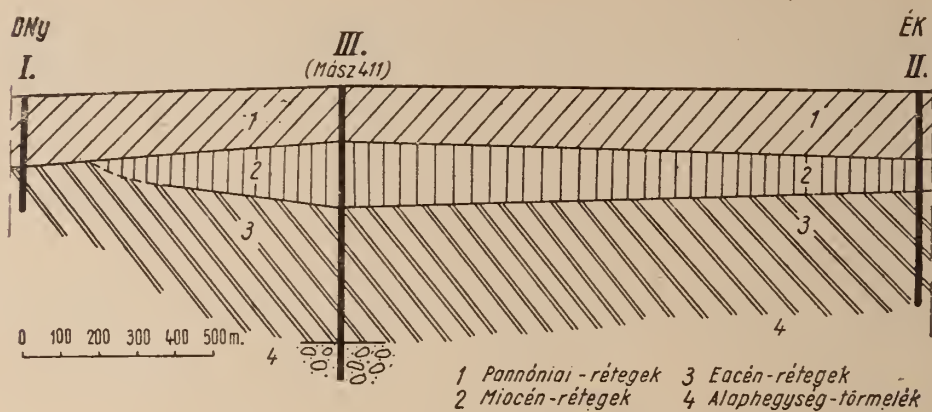
c) Piroxénandezit-tufák.

A lovasberényi 2. számú fúrás felső-eocén rétegsorából M a u r i t z B. írt le a piroxénandezit-tufát. Ennek földpátja zónás plagioklasz (labrador), színes elegyrésze augit. Opak elegyrész magnetit, alárendelten cirkon, apatit és kvarc-törmelék. Lapillik és vulkáni üveg valószínűleg szintén előfordul (10). (2. ábra.)

Összefoglalva az eddigieket, kétségtelen, hogy a bartoni emelet rétegsorában legnagyobb mennyiségben az amfibólandezit-tufák, legkisebb mennyiségben a piroxénandezit-tufák szerepelnek. Utóbbi csak a lovasberényi II. számú mélyfúrásból került elő.

Az amfibólandezit-tufa uralkodólag a nyugati, illetve déli, a biotitandezit-tufa az északi, illetve keleti részeken elterjedt. (l. 1. ábrát)

Nem teljesen tisztázódott az iszkaszentgyörgyi lutétiai-emeletbe tartozó tufás előfordulás közettani jellege. Vizsgálataink szerint a sok mállott plagioklasz között egy-kettő zónásság is megfigyelhető. A nehéz frakcióban uralkodó zöld amfiból (törésmutatója, pleokroizmusa a lovasberényi, padragi, halimbai



2. ábra. Lovasberényi fúrások vázlatos szelvénye.

tufákban előforduló amfiboléhoz igen hasonló) mellett, kevés barna amfiból, diopszid, 1–2 apatit, magnetit szem is jelentkezett. Az ásványtani jellegek alapján — véleményünk szerint — a tufaeredet feltételezhető. Ezzel ellentétben M a u r i t z felfogása szerint az előfordulás nagy vastagsága és elterjedése, valamint zöld amfiboljának a sugárkó-csoport tagjaihoz hasonló optikai viselkedése metamorf kőzetekből való származásra utal. A kérdés végleges eldöntését igen megnehezíti, hogy a földpátok erősen mállottak és hogy a tufa homokos üledékek nagymértékben keveredtek.

3. Előfordulási viszonyok és a vizsgálati adatok kőzettani és földtani értékelése

Nem könnyű feladat a bartoni tufák kőzettani jellegének pontos megállapítása sem. A legjobban definiálhatóknak (lovasberényi, halimbai, padragi, budakalászi stb.) kristálytufa jellege van. Tiszta tufaszintet azonban egyik lelőhelyen sem találunk. A tufaanyag csaknem minden esetben más üledékes kőzet anyagával keveredett, vagy át is mosódott. Így sokszor csak átmosott tufákról, illetve tufitokról beszélhetünk. Szemmagysági összetételük szerint az általunk megvizsgált tufák a vulkáni homokok, illetve a finom vulkáni homokok osztályába sorolhatók (1).

Hozzá kell tenni, hogy a szemmagysági összetétel megállapítása, mivel a tufaanyag más üledékes kőzet anyagával keveredett, csak a legritkább esetben nyújtott valódi képet. Összeállításunk a rendelkezésünkre álló legtisztább tufaszintek anyagára vonatkozik.

Szemeseátmérő mm-ben	Szemeseátmérő súlyszázaléka			
	Padrag/fúrás/ a	Padrag/felszín/ b	Halimba c	Budakalász d
> 0,5	2,80	0,24	0,36	22,58
0,5–0,2	35,79	9,67	44,02	48,80
0,2–0,1	26,65	36,67	22,86	13,08
0,1–0,05	1,92	28,08	14,65	6,36
0,05–0,02	8,65	11,50	8,08	2,85
< 0,02	13,19	13,84	10,03	6,33

Az alig osztályozott szemeseeloszlás arra utal, hogy az eredeti tufa porfiros szövétű lehetett. A közelfekvő padragi és halimbai tufák szemnagysági összetételében mutatkozó bizonyos fokú eltérés csak helyi jelentőségű és valószínűleg az az oka, hogy a tengerbe hullott tufaanyag a tenger mozgásával és a hullámvéréssel kapcsolatban bizonyos mértékben osztályozódott.

A tufák eredetüket minden kétséget kizáróan vulkáni kitörésnek köszönhetik. Települési viszonyaik, más üledékekkel való váltakozásuk, a biotit pikkelyek párhuzamos betelepülése viszont világosan mutatja, hogy jórésük vízben ülepedett le.

A tufákkal változó üledékek tengeriek. A vulkáni kitörés a felső-eocén transzgresszióval kapcsolatos. A Bakony délnyugati területéről (Padrag, Halimba), a Vértes déli öbléből (Lovasberény) származó tufák a bartoni-emelet azonos szintjébe települnek. Padragon, Halimbán a tufa a transzgresszió után ülepedett le. Máshol így pl. Lovasberényben még az is valószínűnek látszik, hogy a tufa egy része még a felső-eocén transzgressziót megelőzően rakódott le és rövid ideig tartó szárazföldi felhalmozódás után mosódott be a tenger agyagos, meszes üledékei közé.

A budai Ferenc-halom északnyugati oldalán a tufa a dolomit felső-eocén transzgressziót megelőző karsztos felszínére hullott, de a későbbi erózió miatt csak a dolomit repedéseiben maradt meg. Dorogon a tufaszórás nyomai a felső-eocén (bartoni) nummulinás, ortofragminás mészkő és homokkő rétegeiben, Lábatlanon a felső-eocén homokkőben, a Budai hegység területén a felső-eocén nummulinás mészkő felső részében (Budakeszi, Nagykovácsi stb.), majd az eocén bezáró briozóas márgában található.

Mindez és az a körülmény, hogy pl. Lovasberény környékén 350—400 m vastagságot kitevő felső-eocén összlet csaknem minden tagjában találunk vulkáni eredetű anyagot, továbbá, hogy a jól definiálható tufarétegek közül az egyik vastagsága a 22.4 m-t is eléri, arra utal, hogy a bartoni-emelet idején a Dunántúl erélyes vulkáni tevékenység színtere volt.

A tufák elterjedésének, ásványos összetételének és földtani helyzetének megállapításán kívül másik fontos feladatunk a kitörés valószínű helyének megállapítása volt. Tekintve, hogy a bartoni-emelet rétegsorából, az egyébként is legjobban elterjedt amfibólandezit-tufák legnagyobb tömegben a lovasberényi fúrásokból kerültek elő, ezek ásványos összetételét a közelfekvő Velencei-hegység andezitjével vetettük össze.

Az ásványos elegyrészekben a megegyezés tökéletes, de nemcsak a lovasberényi, hanem a többi amfibólandezit-tufára vonatkozólag is. V e n d l A. szerint a Velencei-hegység andezitjében — a tufákhoz hasonlóan — labrador összetételű, több mm-es, zónás plagioklász képviseli a porfiros beágyazást. A színes elegyrészek között a zöld amfiból az uralkodó, amelynek pleokroizmusa, kioltása a tufákban előforduló amfibólával tökéletesen egyezik. Az amfiból mellett épügy, mint a tufákban, a Velencei hegységben is a biotit csak alárendelt és csak helyenként szaporodik fel jelentős mennyiségben. Diopszidosodott amfiból a lovasberényi tufában is előfordul. Az andezitre jellemző kevés apatit, cirkon, magnetit a tufákban is kimutatható volt.

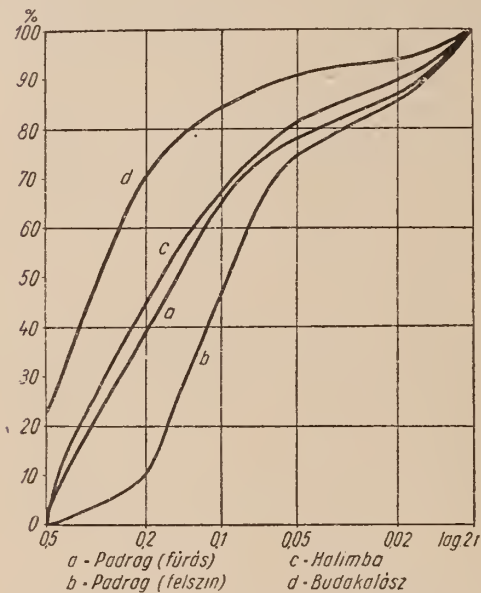
Az ásványos összetétel egyezésén kívül a tufák uralkodó ásványos elegyrészeinek szemnagysága alapján sikerült megállapítani, hogy a Velencei hegység feltételezett kitörési központjától távolodva, az elegyrészek szemnagysága fokozatosan csökken.

A Velencei hegységi andezit porfiros beágyazásainak átlagos szemnagysága 5—1 mm.

A lovasberényi amfibólandezit-tufa uralkodó ásványos elegyrészeinek szemnagysága 1—0,5 mm.

A padragi és halimbai amfibólandezit-tufa uralkodó ásványos elegyrészeinek átlagos szemnagysága 0,5—0,1 mm. (3. ábra.)

A Velencei-hegységtől nyugatra fekvő előfordulások anyaga tehát kétségtelenül a Velencei-hegység andezit kitörésével kapcsolatos. De innen származtathatjuk a Budai hegység felső-eocén rétegsorában talált amfibólandezit-tufákat is. Utóbbiakat vizsgálva már K o c h A. is azt következtette, hogy a felső eocénban működő „kvarcmentes trachit” (andezit) vulkán valahol a Budai-hegység közelében működhetett (5). E feltételezésnek a Velencei-hegység jól megfelel.



3. ábra. Bartoni tufák szemnagysági összetételének kummulatív görbéje

biotitandezit vulkánosságával kapcsolatos. A keleti légáramlatokkal számolva, hogy ezek anyaga a Mátra-hegység eocénkorú zónájában áll azzal a megállapításunkkal is, hogy a Velencei-hegység amfibólandezit-tufái különösen a hegységtől nyugatra terjedtek el. E feltevésünknek csupán az a körülmény mond ellent, hogy úgy a gercsei, mint a budakalászi tufás előfordulások biotitjainak jelentős szemnagysága közelebbi kitörési központra utal. Nem lehetetlen, hogy a Pantó G. által a nagybörzsönyi érceelőfordulással kapcsolatban említett (7) pontosabban meg nem határozható korú ó-harmadkori biotitamfibóldácit, vagy biotitamfibólandezit vulkánból származtak ezek az amfibólmentes, illetve amfibólban szegény biotitandezit-tufák.

Összefoglalóan tehát a felső-eocénban legalább két vulkániki-törési központot kell feltételeznünk. Az egyik — megállapításunk alapján — minden valószínűség szerint a Velencei-hegység. A másik eocén vulkán helyére azonban — mint a fentiekből kitűnik — pontos támpontunk nincs. Az elterjedés és szemnagyság alapján csak az tétélezhető fel, hogy a biotitandezit vulkán valahol a Budai-hegységtől északra működhetett.

A lovasberényi II. sz. fűrészből előkerült piroxén-andezit-tufa hasonló ásványos összetétele alapján minden kétséget kizáróan a Velencei-hegység piroxén-andezit kitöréséből származik.

Sokkal nehezebb kérdés a terület északi és keleti részén elterjedt biotit-andezit-tufák kitörési központjának megállapítása. Ezeket a teljesen amfibólmentes tufákat a Velencei-hegységből nem származtathatjuk. K o c h A.-al szemben, aki a felső-eocénban csak egy működő vulkánt tétélezett fel, előttünk már más szerzők (H o r u s i t z k y — V i g h) is reámutattak arra, hogy a felső-eocénban — a Budai hegységben talált nyomok alapján — két kitörési központ lehetett. A biotitandezit-tufák kvarctartalma, dácitos jellege szintén külön kitörési központ feltételezését követeli meg.

Felvetődött a gondolat keleti légáramlatokkal számolva, hogy ezek anyaga a Mátra-hegység eocénkorú zónájában áll azzal a megállapításunkkal is, hogy a Velencei-hegység amfibólandezit-tufái különösen a hegységtől nyugatra terjedtek el. E feltevésünknek csupán az a körülmény mond ellent, hogy úgy a gercsei, mint a budakalászi tufás előfordulások biotitjainak jelentős szemnagysága közelebbi kitörési központra utal. Nem lehetetlen, hogy a Pantó G. által a nagybörzsönyi érceelőfordulással kapcsolatban említett (7) pontosabban meg nem határozható korú ó-harmadkori biotitamfibóldácit, vagy biotitamfibólandezit vulkánból származtak ezek az amfibólmentes, illetve amfibólban szegény biotitandezit-tufák.

В. Секи-Фукс — А. Барабаш:

Верхне-эоценовый вулканизм в Задунайской области

В области гор Буды, из слоев верхнеэоценового нуммулинового известняка, мшанкового мергеля и олигоценовой (кишцеллской) глины, следы древне-третичного вулканизма были уже раньше известны в геологической литературе (2).

Однако, по новым данным, распространение древне-третичного вулканизма гораздо значительнее, и можно считать с вулканической деятельностью значительного распространения и объема, на основании результатов поверхностных местонахождений и буровых скважин.

Эоценовая свита представляет собой непрерывную последовательность отложений, распространение которой ограничено на участки, лежащие в северном направлении (см. рис. 1). Верхний эоцен разнообразного развития представляет собой морские отложения разной мощности, в них встречаются и вулканические туфы, т. е. следы вулканической деятельности на всей территории Венгерских Средних Гор Задунайской области (см. схему карты).

Исключительно туфовый горизонт не встречается на каком-либо местонахождении. Большинство туфов попало в море после вулканического извержения, вследствие чего они вмещались с материалами других осадочных пород. Часто туфы перемылись; следовательно речь идет только о перемытых туфах, т. е. туффитах. Наиболее определяемые имеют характер кристаллического туфа. По гранулометрическому составу можно причислить их к классу вулканических песков (1). Мало сортированное распределение зерен указывает на порфиристую текстуру первоначального туфа.

По минеральным примесям туфы можно причислить к 3 основным типам, которые и по площади хорошо ограничиваются друг от друга:

- a) роогообманко-андезитовые туфы
- b) биотит-андезитовые туфы
- в) пироксен-андезитовые туфы.

В свите бартонского яруса, в самом значительном количестве находятся роогообманко-андезитовые туфы, в наименьшем количестве пироксен-андезитовые туфы. Роогообманко-андезитовые туфы распространены преобладающим образом на западном или южном, биотит-андезитовые туфы на северном или восточном участке Венгерских Средних гор Задунайской области.

Туфы без сомнения связаны по происхождению с вулканическими извержениями. Извержение относится к трансгрессии верхнего эоцена.

Туфы отложились местами (Ловашберень, частью горы Буды) предварительно трансгрессии, на другом месте (на южной и западной части горы Баконь и др.), после трансгрессии. В Дороге следы насыпки туфов находятся в верхнеэоценовых слоях нуммулинового известняка и песчаника; на территории гор Буды в верхней части верхнеэоценового, нуммулинового известняка, т. е. в мшанковом мергеле.

Все это и кроме того то обстоятельство, что в окружности д. Ловашберень, в почти всех частях верхнеэоценовой толщи, в 350—400 м мощности, находятся материалы вулканического происхождения, указывает на то, что во время бартонского яруса в Задунайской области произошла энергичная вулканическая деятельность. Распространение, минеральный состав, размеры зерен, геологическое положение туфов указывают на то, что центр извержения роогообманко-андезитовых и пироксен-андезитовых туфов, распространенных на западной и южной частях, нашелся, по всей вероятности, в горах Веленце.

Что касается места другого эоценового вулкана, у нас нет никакого надежного опорного пункта. На основании распространения, размера зерен и минерального состава можно предположить только то, что биотитандезитовый вулкан действовал где-то в северном направлении от гор Буды.

Les phénomènes volcaniques à l'Eocène supérieur en Transdanubie

par Mme SZÉKY FUX et A. BARABÁS

Dans la littérature il y a plusieurs articles concernant les traces de phénomènes volcaniques dans les montagnes de Buda observés dans des calcaires nummulitiques et des marnes à Bryozoaires de l'Eocène supérieur, ainsi que dans les couches d'argile de l'Oligocène (couches de Kiscell) (2, 3, 4, 5, 6, 8, 12). Cependant selon les dernières recherches l'aire de l'activité volcanique au Paléogène a été beaucoup plus considérable. D'après les affleurements et les sondages exécutés en Transdanubie il faut compter avec une activité volcanique considérable et étendue surtout au Bartonien.

L'ensemble des couches de l'Eocène forme une série sans interruptions, son étendue est limitée au Massif Central Hongrois de la Transdanubie et aux parties situées au Nord du Massif (voir la fig. 1.). L'Eocène supérieur est représenté par des sédiments marins d'un aspect varié et d'une épaisseur variable, il renferme des tufs volcaniques ou des traces rappelant une activité volcanique sur le territoire entier du Massif Central Hongrois Transdanubien (voir la carte). Des horizons de tufs purs ne sont visibles nulle part. La plus grande partie des tufs est tombée à la mer après l'explosion volcanique et s'est mélangée ainsi avec le matériel d'autres sédiments. Souvent les tufs ont subi une certaine éluviation et alors on ne peut parler que de tufs ou de tuffites translavés. Ceux qui sont le mieux définissables ont le caractère d'un tuf cristallin. Selon la grosseur de leurs grains on peut les classer parmi les sables et les sables fins volcaniques, respectivement (1). La distribution à peine assortie des grains indique que le tuf original a dû avoir une texture porphyrique.

Selon les constituants minéraux on peut classer les tufs en trois types principaux, qui sont aussi bien séparés territorialement :

- a) tufs d'andésite à amphibole,
- b) tufs d'andésite à biotite,
- c) tufs d'andésite à pyroxènes.

La série des couches de l'étage bartonien contient surtout des tufs d'andésite à amphiboles, les tufs d'andésite à pyroxènes y sont beaucoup moins répandus. Les tufs d'andésite à amphibole dominant dans la partie ouest et sud du Massif Central Hongrois Transdanubien, tandis que les tufs d'andésite à biotite sont répandus dans les parties nord et est.

Les tufs sont certainement d'origine exclusivement volcanique. L'éruption est rattachée à la transgression éocène supérieur. Par endroits (Lovasberény, une partie des Montagnes de Buda) ils se sont déposés avant la transgression, en d'autres endroits (partie sud et ouest du Bakony) après la transgression. A Dorog des traces de tufs se voient dans les couches de calcaire à Nummulines et à Orthophragmies et de grès de l'Eocène supérieur, ainsi que dans les marnes à Bryozoaires. Ces occurrences, ainsi que le fait qu'il y a du matériau d'origine volcanique dans presque tous les membres de l'ensemble éocène supérieur d'une épaisseur de 350 à 400 mètres, indiquent que pendant le temps de la formation de l'étage bartonien la Transdanubie a été le théâtre d'une énergique activité volcanique.

L'extension des tufs, leur composition minéralogique, la grosseur de leurs grains et leur position géologique indiquent que le centre d'éruption des tufs d'andésite à amphibole et des tufs d'andésites à pyroxènes a pu être situé dans la montagne de Velence. Par contre nous n'avons pas de preuves certaines quant à l'endroit du second volcan éocène supérieur. L'extension des tufs, la grosseur de leurs grains et leur composition minéralogique ne permettent que de supposer que le volcan d'andésite à biotite se trouvait quelque part au nord de la montagne de Buda.

IRODALOM — LITTÉRATURE

1. Correns C. W. és Leinz V.: Tuffige Sedimente des Tobasees (Nordsumatra) als Beispiele für die sedimentpetrographische Bedeutung von Struktur und Textur. Centralbl. Min. Geol. und Paläont. Abt. A. Stuttgart, 1933. — 2. Hoffmann K.: A budakovácsi hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. I. 1871. — 3. Hoffmann K.: Megjegyzések trachytanyagok a hazai óharmadkori lerakódásokban való előfordulására nézve. Földt. Közl. IX. 1879. — 4. Horusitzky F.—Vigh Gy.: Az óharmadkori vulkánosság újabb nyomaina a Budai-hegységben. Földt. Közl. LXIII. 1933. — 5. Koch A.: Új adatok trachytanyagok a budavidéki óharmadkori üledékekben való előfordulásához. Földt. Közl. XXVIII. 1908. — 6. Lőrenthey I.: Palaeontológiai tanulmányok a harmadkori rákok köréből. Math. és Term. Tud. Közl. XXVII. 1898. — 7. Pantó G.: A nagybörzsönyi ércelőfordulás. Földt. Közl. 1949. — 8. Pávai-Vajna F.: Felső-eocén kvaretrachit (riolit) tufa a budai Mátyás-hegyen. Földt. Közl. XLII. 1912. — 9. Rozlozsnik P.: Adatok Ajka vidékének geológiájához. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23. — 10. Schröter Z.—Mauritz B.: A lovasberényi II. sz. mélyfúrás földtani eredményei. Földt. Közl. LXXXII. 1952. — 11. Streckeisen A.—Kelterborn P.: Pliocäne Tuffe am Aussenrand der Karpathen und ihre Beziehungen zum Vulkangebiet Culimani—Harghita. Román Geol. Int. Évk. XIX. 1932. — 12. Szabó J.: Pest-Buda környékének földtani leírása. Pest, 1858. — 13. Szóts E.: Adatok az esztergomi medence középső-eocén képződményének ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1948. — 14. Szóts E.: A magyarországi eocén. Kézirat. — 15. Vadász E.: Eocén kérdések. Földt. Közl. LXXXII. 1942. — 16. Vecsey Gy.: A bakonyi Ajka—Urkut—Halimba környékének eocén képződményei. (Bölcsészeti doktori értekezés.) A „Földtani Szemle” melléklete. 31, Budapest, 1939. — 17. Vendl A.: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Földt. Int. Évk. XXII. 1914.