

ÚJABB ADATOK AZ ÖSSZESÜLT TUFALEPLEK ÉS IGNIMBRITEK ISMERETÉHEZ

VARGA GYULA

Az összesült tufaleplek és ignimbrit összletek már évtizedek óta a geológusok és petrográfusok érdeklődésének előterében állnak, ennek ellenére a képződmény pontos definícióját és keletkezésének mechanizmusát illetően még ma is nagyok a véleménykülönbségek. A szakirodalomban igen sok egymástól eltérő elnevezést használnak, melyek meglehetősen zavarják az egyértelműséget.

Hazai viszonylatban igen nagyterjedésű és jelentős vastagságú képződményeket sorolunk ezek közé: 1. horzsaköves alsó riolitártufa (ottnangien), 2. riolitignimbrit (ottnangien), 3. horzsaköves piroxéndácit-ártufa és -ignimbrit (kárpátien), 4. horzsaköves dácitártufa (kárpátien).

A fentiek mindegyike külön-külön összletnek tekinthető. Elsősorban az ásványtani jellegeik, de a kémiai összetételük is eltérő. Keletkezésüket kétféle explózióval magyarázhatjuk. Az egyik a centrális vulkánból, a másik az aktív árokba való explózió. Hazánkban mindkettőre találtunk példát. A képződmények további vizsgálatának ki kell terjednie a származási helyek pontos tisztázására, ami csak fűrésos kutatással lehetséges.

Amióta P. MARSHALL az 1932. és 1935. évi munkáiban először megemlíti, majd bevezette az ignimbritek fogalmát, igen sok dolgozat, tanulmány foglalkozott ezzel a különös vulkáni képződménnyel, mely explozív eredete ellenére gyakran lávaszerű kifejlődést mutat. Keletkezésükre vonatkozóan a vulkanológiai és petrográfiai szakirodalomban számos egymástól eltérő, sőt egymásnak ellentmondó elmélet, ezzel kapcsolatos definíció és nomenklatúra látott napvilágot. Voltak, akik nem is petrográfiai, hanem morfológiai vagy genetikai fogalomnak tekintették az ignimbriteket. Mások szinte minden piroklasztikumot, mely különböző mérvű összesülést vagy szingenetikum megszilárdulást mutatott, sőt a horzsás szövetű perlit, hialoklasztit és habláva képződményeket is ignimbritnek vélték. Volt idő, amikor kizárólag csak a „nuée ardente” vagyis az izzó gázfelhős explóziók termékeit tekintették ignimbritnek. A fenti elképzelések majd mindegyikének volt egy-két vitatható megállapítása, amiért még ma is bizonyos fenntartással fogadhatjuk el azokat, hiszen e közetváltozat keletkezésének néhány részlete még további vizsgálatot igényel. Pl. mi lehetett az oka, hogy ugyanazon kráter vagy aktív árok két egymást követő explóziója merőben eltérő kifejlődésű lepeltufa- vagy ignimbritréteget szolgáltatott, mint azt napjainkban számos feltárásban is megfigyelhetjük (1. ábra).

A keletkezés problémájának megoldását megnehezíti az a tény, hogy az ignimbritképződésnek szakember még nem volt tanúja. Különösen az összesülés folyamata kíván még további összehasonlító vizsgálatot. Számtalan



I. ábra. Elhagyott kőfejtő fala Tardtól É-ra a Szurdok-völgy D-i végén. A kép jól szemlélteti a két különböző kifejlődésű ignimbritszintet

Fig. 1. Face of an abandoned quarry in the southern end of Szurdok-völgy, north of Tard. The two different ignimbrite horizons are well shown

példát ismerünk, hogy egyetlen sorozaton belül az egyik réteg összesült, míg a másik teljesen laza maradt. Ha feltételezzük, hogy az összesülésnek kizárólag az explózió hőmérséklete az oka, akkor fennmarad a kérdés, miért áll elő különböző hőmérséklet azonos környezet, anyag és hasonló explóziós folyamat esetén? Egy-egy előfordulás morfológiai kifejlődését (pl. plató forma) vagy mintáiban megfigyelhető ignimbrites szöveti jellegeit (összehegedés, lávacseppek megjelenés, utóhatások nélküli megszilárdulás), az üveg- és obszidiánszilánkokban megfigyelhető átkristályosodás genetikáját minden szakember másként magyarázza.

Számos geográfus a képződményt morfológiai fogalomként kezelte, mert nagyon sok esetben ellenálló, környezetéből kimagasló plató formákban jelentkeznek. A plató jelleg hazai példáinkban is jól látható, de az egyértelműen másodlagos, vagyis azt az erózió formálta ki. Elsődlegesen inkább lepeformáról beszélhetünk, melyből csak akkor alakul ki plató, ha a későbbi tektonikai vonalak mentén az erózió felszabdalja. Hazai viszonylatban két-három kisebb platórészlet egykori összetartozását közettani vizsgálatokkal is bizonyítani sikerült. Pl. a szomolyai Ispán-tető, a noszvaji Kőkötő-hegy és a bogácsi Ábrahám-hegy izolált platóroncsai egykor összefüggtek, bár ma már kilométeres eróziós völgyek választják el egymástól. Ugyancsak jellegzetes platóképet nyújt a Sály községtől É-ra levő Latorvár gerince, melyet az erózió kettészelt. Gyakori az eset, amikor az egyes platóroncsokat a későbbi tektonika kibillentette eredeti helyzetéből. Ilyenek a dél-bükki Nyomó-hegy, Karud, Halomvár (2. ábra).

Az ignimbritek keletkezésének kizárólag ásvány-közzetani és kémiai összetétel szerinti magyarázata is tévedésekre vezethet. Hazai példáinkon is tapasztaltuk, hogy a sorozaton belül, azonos vagy hasonló kémiai

és ásványtani összetétel esetén is lehet a kőzet eltérő megjelenésű, de különböző összetétel esetén is lehet azonos kifejlődésű. E nagyfokú heterogenitás indokolta, hogy a dél-bükkii összletet kőzettanilag 8 különböző változatra osztjuk, az alábbiak szerint:

1. laza riolitártufa
2. közepesen összesült riolitufa
3. riolitignimbrít
4. laza dácitártufa
5. közepesen összesült dácitufa
6. dácitignimbrít
7. dácitszferolitit
8. közepesen összesült andezittufa

A fenti felosztásnál lényegében tehát a kémiai és ásvány-kőzettani összetétel mellett elsősorban az összesülés mértékét vettük figyelembe.

A tufa- és ignimbritlepleknek kizárólag „nuée ardente” általi keletkezését sem fogadhatjuk el, mivel a századunkban megfigyelt izzó gázfelhős vagyis



2. ábra. D felé tektonikailag kibillent ignimbrítplateó: a cserépfalui Nyomó-hegy

Fig. 2. Ignimbrite plateau tilted tectonically in a southward direction: Nyomó-hegy by Cserépfalu

pelée-típusú explóziók szolgáltatva törmelékplekben lényeges összesüléseket a leírások nem említenek. Nuée ardente jellegű explóziót írtak le a jól ismert Mont Pelée-n kívül a californiai Lassen Peak, a mexikói Colima, a guatemalai Santa Maria, a Fülöp-szigeti Mayon és Catarmán és a Jáva-szigeti Merapi vulkánoknál. A fenti vulkánok mindegyike *andezites* vagy *bazaltos* salakot és törmelékot szolgáltatott. Ahonnan viszont századunkban keletkezett ignimbritet írtak le, az alaszakai Tízezer Füst Völgyéből, ott az események ismeretének hiánya miatt nem tudjuk, hogy nuée ardente típusú explózió zajlott-e le vagy sem? Kőzettanilag ez utóbbi riódácitos és dácitos összetételű, de az 1912-es eseményekre csak következtetni tudunk, mert a jelenségeket csak több tíz kilométer távolságból látták, mivel a közeli falvak lakói a kataklizma első jelére elmenekültek. A területet részletesen csak négy, illetve nyolc évvel később vizsgálta R. F. GRIGGS és C. N. FENNER. Ha feltételezzük, hogy a Katmai esetében is nuée ardente típusú explózió volt, akkor megállapíthatjuk, hogy az andezites vagy bazaltos izzó gázfelhős explóziók esetében az összesülés, ignimbritesedés nem, vagy csak elvétve, míg riolitos, dácitos és trachitos össze-

tétel esetén mindig végbemegy. Ez utóbbi feltevést számos tanulmány és hazai megfigyelések is alátámasztják. Hazai összesült tufalepleink, ignimbritszintjeink többsége riolitos, riodácitos vagy dácitos, ezideig mindössze egyetlen helyről ismerünk andezites összetételű összesült tufát a Kisgyőr közelében magasodó Kőbánya-hegyen. Szóbeli közlés szerint csehszlovák területen is írtak le andezites összetételű ignimbritet. Természetesen mind külföldi, mind belföldi viszonylatban nagy területeket borítanak a laza, összesülés mentes savanyú tufa- és ártufaleplek, amelyeknek felhalmozódása feltehetően alacsonyabb hőmérsékleten ment végbe. Annak okát, hogy miért megy végbe azonos környezetben egyik explózió alacsonyabb, a másik magasabb hőmérsékleten, ma még pontosan nem ismerjük.

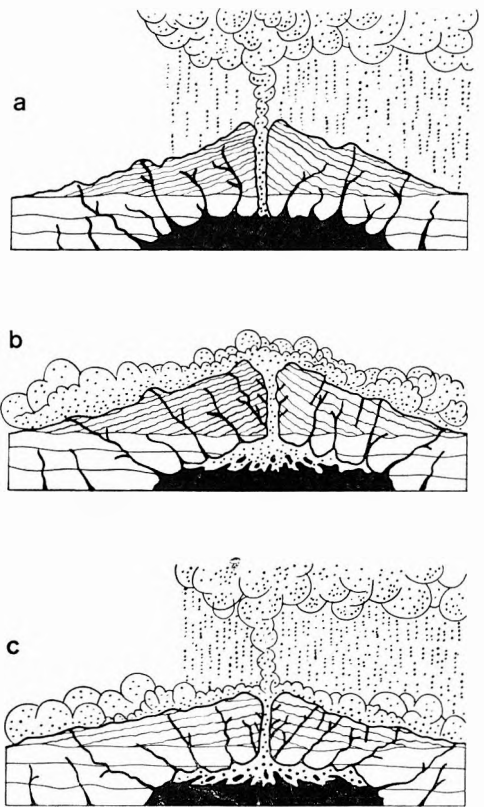
Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az összesült, ignimbritesedett tufaszinteket az esetek többségében riolitos, riodácitos és dácitos vulkánok és aktív felnyílások szolgáltatták. A fentiekhez sorolhatjuk még a látitos és trachitos törmelékiszórásokat is, bár ezekre hazai példa nincsen, de a szakirodalomban számos előfordulást ismertettek (Lombardia, Latium stb.).

Milyen mechanizmussal kerültek felszínre ezek a nagykiterjedésű és nagytömegű tufaleplek? Geológusok, vulkanológusok egyetértenek abban, hogy az ilyen óriási mennyiségű törmelék kilövellésére, szállítására csakis rendkívüli erejű explóziók képesek. Az explóziót megelőzően, viszonylag kisebb mélységben egy könnyenillókban, vasban és alkáli-földfémekben egyaránt gazdag olvadéktömeg alakult ki. Az olvadékban részben a lefojtottság, részben a könnyenillók mennyiségi növekedése miatt óriási feszültségek léptek fel, ami végül is a kéreg felszakadásához vezetett. Hogy pontosan mikor következhet be a kéreg felszakadása, előre nagyon nehéz meghatározni, mert igen sok tényezőtől függ, pl. a magmakamra mélységi elhelyezkedésétől, a belső feszültségtől és a könnyenillók által okozott nyomás növekedésének mértékétől, de legfőképpen a terület tektonikai és vulkán tektonikai igénybevételétől. A kéreg felszakadásakor a gyors feszültségcsökkenés következtében a gázokkal telített olvadéktömeg csaknem teljes egészében horzsakőre, üvegszilánkokra robban szét, a magmakamra kiürül. A könnyenilló tartalom függvényében a kiürülés végbemehet több kilométer, sőt néha több tíz kilométer magasra emelkedő, uralkodólag vízgőztartalmú porexplózióval (3. ábra a) vagy nehéz gázokat tartalmazó izzó felhő áramlás útján (3. ábra b). Az előbbi esetben laza por- és horzsatufa-felhalmozódások keletkeznek, néha jellegzetes „pelletes” tufaközbetelepülésekkel. A magasba röpitett finom porállomány sokat veszít hőmérsékletéből és visszahullva már nem képes az összesülésre. A másik esetben az apró üvegszilánkok, por- és ásványszemcsék csaknem izzó „gázpárnában” szállítódnak és lerakódásuk után a még mindig nagy hőmérséklet teszi lehetővé az összesülést. A vulkanológiai szakirodalom számos olyan esetet említ, amikor a két különböző megnyilvánulású explózió egyidejűleg zajlott le, egyik része „néé ardenté”-ként áramlott lefelé a vulkán oldalán, míg a másik része magasra emelkedett, majd finomszemű anyaga „permet”-szerűen hullott vissza a földre (3. ábra c). A magasra emelkedő port a különböző irányú légáramlatok óriási távolságokra, több száz kilométerre is képesek elszállítani. Pl. az 1947. évi Hekla kitorés porát Svéd- és Finnország É-i részén is megfigyelték. Földtani megfontolások alapján az ilyen nagy távolságokra szállított poranyag lerakódásai eredményezték a hazai leírásokban is gyakran szereplő „tufacsíkokat” is. Az esetek többségében ezek csak néhány centiméter vastagok, gyakran üledékanyaggal is keveredtek.

A vulkánok oldalain lefelé áramló izzó felhős erupciók esetében a törmelékanyag felhalmozódása már sokkal nagyobb vastagságokat érhet el, mint azt a hazai „tufaszint”-jeinknél is tapasztaltuk, ahol az uralkodó vastagságok 20–80 m között változnak, de szélsőséges esetben meghaladták az ezer métert is (Nyírség).

A bázikusabb, pl. andezites vagy bazaltos erupciók is hasonló mechanizmussal mennek végbe, de ez utóbbiaknál az explóziót megelőzően még a magmakamrában jelentős differenciáció megy végbe, aminek során a könnyenillókban gazdag olvadék a kamra felső, míg a vasban és Ca–Mg-ban gazdag, de könnyenillókban szegény olvadék az alsó részen helyezkedik el. E differenciációnak tulajdonítható az a sokszor megfigyelt tény, hogy a bázikus és intermedier vulkánosság esetében az aktivitás mindig savanyú explózióval kezdődik s a bázikusabb láva-effúziók csak később következnek. A savanyú, főleg riolitos, riodácitos vagy dácitos explóziókat csak elvéve követik lávaömlések, sőt a vulkanológiai irodalom szerint az utóbbi kétszáz év során lezajlott Krakatoa, Tarawera, Coseguina, Coatepeque, Soufrière és Katmai erupciók egyikét sem követte jelentősebb lávafolyás. A századunkban keletkezett Katmai kalderában a hatalmas kirobbanást követően kialakult ugyan egy kisebb extruzív dóm, amelynek tömegét kb. 4,5 millió köbméterre becsülték a geológusok, de azt nem hasonlíthatjuk össze a több száz millió köbmétert is elérő lávafolyásokkal. A fentiekben említett vulkánok működésekor minden esetben csak óriási tömegű törmelékiszórás történt, amelynek tömege több esetben meghaladta a több tíz köbkilométert. A kirobbant – gyakran üveges-horzsaköves – törmelék az esetek többségében összesült, ignimbritesedett.

Vajon lineáris vagy centrális vulkánok szolgáltatták-e a világszerte ismert több tíz vagy néha száz köbkilométert meghaladó törmelékanyagot? A kérdésre egyértelmű választ aligha adhatunk, mert mindkét típusra találhatunk példát, pl. a klasszikus új-zélandi összesült tufa- és ignimbritlepleket P. MARSHALL a Taupo szerkezeti árok mentén, ma már eltemetett vulkánorsóból származtatja. Számos más helyről is írtak le ignimbriteket vagy más



3. ábra. A különböző explóziótípusok vázlata (H. WILLIAMS után)

- a) Vesuvian típusú porexplozió (pinea felhő),
b) izzó, gázos pelécan típusú erupció (nuée ardente),
c) kombinált típusú erupció, prekalderás kitorés

Fig. 3. Sketch showing various types of explosion (after H. WILLIAMS)

- a) Vesuvian-type dust explosion (pinea cloud),
b) ardent and gasiferous Pelécan-type eruption (nuée ardente), c) composite pre-caldera eruption

összesült piroklasztikumokat, melyeknek pontos származási helyük nem ismeretes, mivel azokat a fiatalabb üledékek elfedték. Hasonló bizonytalanság áll fenn hazai tufalepleink keletkezését illetően is. A kérdés egyik tanulmányozója, PANTÓ G. 1965-ben feltételezte, hogy lepeltufa képződményeinket több egymáshoz kapcsolódó vagy egymással párhuzamos felnyílás, hasadék szolgáltatta.

Az *ottnangien* alsó riolittufára, az *ottnangien* és *kárpátien* dél-bükki tufaleplekre és a *szarmatien* felső riolittufára vonatkozólag hazai geológusaink többsége elfogadja ezt a feltevést. A fenti képződményekkel kapcsolatban ezideig sem látvát, sem durva agglomerátumot nem találtunk, ami bizonyíthatná egy centrális kitörés közelségét. Természetesen a fenti megállapítás csak a jelenlegi ismeretességre vonatkozik, mivel a vulkanológiai irodalom nagyszámban ismertet olyan példákat, amikor éppen centrális erupció eredményezett óriási törmeléklepleket, pl. az oregoni Mazama, a már említett nicaraguai Cosegiüna, a salvadori Coatepeque és az alaszakai Katmai. Az óriási tufalepleket szolgáltató centrális vulkánok az explóziót követően többségükben kalderába roskadtak vissza.

Hazánkban, savanyú tufaterületeinken felszínen kalderát vagy kalderákat nem ismerünk, de eltemetve nem zárhatjuk ki létezésüket, pl. a *kárpátien*—*bádenien* határt képviselő horzsaköves dácittufa összlet számos geológiai jellege arra vall, hogy az összlet egy ma már eltemetett kalderából robbant ki. Vizsgálataink során közeli kitörési központra valló jelnek tekintettük, hogy a Mátra hegység K-i főgerincének É-i előterében az összletben fejméreteket meghaladó kovásodott dácitbombák találhatóak nagy számban, melyek közeli származása kétségtelen, de ugyancsak ezen a területen ismerünk kisebb-nagyobb dácitreliktumokat, amelyeneket a világ összes kalderája körül megtalálhatunk. Az eltemetett kaldera helyét a hegység K-i harmadának D-i előterében tételezzük fel, bádenien, szarmatien és pannóniai képződményekkel elfedetten. Hasonló eredetűek a hozzánk legközelebb eső közép-olasz kalderatavak is, mint a Lago di Bolsena, Lago di Vico, Lago di Bracciano és Lago di Albano, melyekből óriási tömegű, a mi horzsaköves dácittufánkhoz hasonló, de trachitos összetételű törmelék robbant ki, mintegy 0,3—0,4 millió évvel ezelőtt. A fenti kalderatavak körül is megtalálhatjuk a trachitdómkokat, bár azok koruknál fogva még sokkal szabályosabbak, mint a mieink. H. WILLIAMS szerint a kalderaképződés egyik elengedhetetlen feltétele egy freatikus erejű explózió, mely törmelékanyagát több ezer négyzetkilométeren teríti szét és mennyisége a legtöbb esetben meghaladja a tíz köbkilométert. Vulkanológusok a Cosegiüna 1835. évi explóziójakor 50, az oregoni Mazama esetében 18 km³ kiszórt törmelékről beszélnek, ami után mindkét esetben hatalmas kaldera keletkezett. Jelenleg nincsen pontos adatunk a mi horzsaköves dácittufa összletünk tömegére vonatkozólag, de ha csak a Mátra hegységet és közvetlen környezetét vesszük is figyelembe, ahol az anyag jól ismert és azonosítható, és ahol vastagsága 25 és 80 m között változik, 25—30 km³-es tömeggel számolhatunk.

Az *ottnangien* horzsaköves alsó riolittufa és a bükkalji *ottnangien* és *kárpátien* riolitos, dácitos horzsaköves tufa- és ignimbrit-sorozat esetében az árokexplóziós keletkezésnek van nagyobb valószínűsége, mivel ezekkel kapcsolatban olyan kalderára valló jeleket, mint amelyeneket a horzsaköves dácittufánál említettünk, sehol sem találtunk. Igaz azonban, hogy az aktív árok vagy árkok pontos helye sem ismert. Különösen nehéz a származási hely kijelölése az alsó riolittufa esetében, mivel annak ismert felszíni és fúrásbeli elterjedése meg-

haladja a 6000 km²-t, de benne sem lényeges szemcseméretbeli elkülönülést, sem határozottabb szerkezeti elemet felismerni eddig nem sikerült. A törmelékanyagban ugyan vannak ököl nagyságú bombák és feltéptet idegen zárványok, de azok általános elterjedése inkább nehezebbé, mint könnyíti az egykori kráter vagy árok helyének tisztázását. A bükkalji sorozat esetében sem ismerjük pontosan az aktív felnyílások nyomvonalát, de az összesülés mértéke és elterjedése arra enged következtetni, hogy azok a területet ma is uraló KÉK — NyDNY-i csapásban az Északi-középhegység, valamint az Alföld határzónájában voltak.

Összefoglalva elmondhatjuk, hogy a tárgyalt nagykiterjedésű és jelentős vastagságú ártufaleplek, ignimbrít-platók törmelékanyaga egyaránt származtatható felépítmény nélküli árokexplóziókból és centrális vulkánokból. Az utóbbiak az explóziókat követően kalderába roskadnak vissza, melyeket gyakran tavak töltene ki. Hazai viszonylatban mindkét lehetőségre találunk példát, még akkor is, ha típusos kalderát felszínen ma már nem ismerünk.

Még egy fontos kérdés vár tisztázásra, az egymásra települő törmelék-szintek összesülési különbségének oka. Az előzőekben már említettük, hogy a riolitos-dácitos-trachitos összetételű törmelékanyag gyakrabban összesül, mint az andezites vagy a bazaltos. E kérdés azért érdekes, mert a vulkanológiai hőmérsékletmérések azt mutatják, hogy az andezites vagy bazaltos vulkánosságnál magasabb hőmérsékletek állnak elő (1100 — 1200 °C), mint a riolitosnál (850 — 950 °C), ami a fentiek figyelembevételével ellentmondásnak látszik. Ha azonban tekintetbe vesszük a különböző összetételű törmelékanyagok *porállományát*, akkor választ kapunk a kérdésre. Az egyetlen andezites és a számtalan dácitos lelőhelyről származó mintákban mindig több port találtunk, mint a riolitosban. Feltehető, hogy a bázikus láva alacsonyabb viszkozitása következtében az explózió során jobban porlik. Mikroszkópi vizsgálataink is igazolták, hogy a gázgazdag, de valamivel bázikusabb explóziók törmelékanyagában a nagyobb porállomány miatt alacsonyabb fokú az összesülés, mint azoknál a piroklasztikumoknál, ahol a finomszemű törmelék mennyisége kevesebb. Nyilvánvaló, hogy ahol nagy hőmérsékletű, részben plasztikus üveg-, horzsakő-, obszidiántöredékek és ásványszemcsék halmozódnak egymásra, ott az összehegedés, összesülés tökéletesebb lehet, mint ahol azok közé már lehűlt por keveredik. Bükkalji megfigyeléseink szerint a riolitos törmelék — a fenti okok miatt — még alacsonyabb hőmérsékleten is erősebben összesült, mint a dácitos, melynek esetleg magasabb hőmérséklete volt. A változatos bükkalji sorozaton végzett mikroszkópi vizsgálatok azt mutatták, hogy a riolitos összetételű ignimbritek porállománya alig éri el a 3—5%-ot, míg a dácitos kőzeteké néha a 40%-ot is meghaladta. Természetesen a fentiekben említett por alatt az 5 mikronig terjedő frakciót értjük.

Megfigyelésünk szerint ahhoz, hogy a kirobbant vagy kiáramlott törmelékanyag összesüljön, izzáshoz közelálló hőmérsékletre, megfelelő szemcseösszetételre és alacsony portartalomra van szükség.

A teljesen vagy részben összesült tufalepleinkben számos, szeszélyes formájú tufatornyot vagy -oszlopot találhatunk, melyeknek kialakulását mindig az erózióknak tulajdoníthatjuk, de megfigyeléseink szerint az eredeti összesülésnek is jelentős szerepe volt. Az erózió csakis az erősebben összesült kőzetszinteket, illetve -zónákat hagyta meg, míg a lazább szakaszokat teljesen lehordta. A tufatornyok iskolapéldáiként említhetjük a „siroki tufatornyok”-at a Várhegy K-i gerincén (4. ábra), de hasonlók szerte a világon ismertek, pl. Belog-

radcsik (Bulgária); Ürgüp, Nevsehir, Avanos (Anatólia) stb. Mint érdekességet említjük meg, hogy az ilyen tufatornyokba a primitív korok embere lakóhelyiségeket vagy más misztikus célokat szolgáló üregeket vájt. Az ilyeneket nevezik hazai viszonylatban „kaptárkövek”-nek, melyekről évtizedekig azt gondolták, hogy az egész tornyot az ember faragta. A bükkalji megfigyeléseink, de az anatóliai leírások szerint is csak a szabályos vagy geometriai formák, bevágások mesterségesek, magát a kúpot a természet alakította ki, ugyanúgy, mint



1. ábra. Az erózió által kiformált tufatorony a siroki Várhegy K-i gerincén

Fig. 1. Erosional tuff-pinnacle on the eastern ridge of Várhegy near Sirok

a már említett siroki tufatornyokat. Kialakulásuk kezdeti fázisát jól megfigyelhetjük a Várhegy DNY-i gerincén.

A másik fajta oszlopfomat a vastag ignimbrít platószegélyeken találjuk, ahol azt a fagy választotta el a plató nagyobb tömegétől. Ilyent ismerünk a cserépfalui Várhegy Ny-i lejtőjén (5. ábra) és a cserépváraljai Szurdok-völgyben. A formák ugyan hasonlóak, de keletkezésük eltér, miután az előbbit a víz, szél és mállás alakította ki, az utóbbit a kőzetpedésben levő jég feszítő ereje.

Akár idehaza, akár a világ bármely részén szemügyre veszünk egy-egy óriási kiterjedésű és jelentős vastagságú ignimbrítösszletet, arra a minden képzeletet felülmúló explózióra gondolunk, arra a katasztrófára, amely ha ma történe, városokat, falvakat pusztítana el. A mai vulkánosságot vizsgálva azt mondhatjuk, hogy az óriási erejű, savanyú explóziók egyre ritkábbak, hiszen belőlük az utóbbi kétszáz évben mindössze három volt: a nicaraguai Cosegüina



5. ábra. Jégrepesztette ignimbrít-„torony” a cserépfalui Kis-Várhegy Ny-i lejtőjén

Fig. 5. Ignimbrite pinnacle upon freezing on the western slope of Kis-Várhegy near Cserépfalu

(1835), az új-zélandi Tarawera (1886) és az alaszakai Katmai (1912). Azonos időtartam alatt több száz bázikus és intermedier erupció zajlott le, emberi szemmel mérve óriási károkat okozva, de mégis korlátozottabb kiterjedésben.

IRODALOM

- BORDET P. et al. 1963: Contribution à l'étude volcanologie du Katmai et de la vallée de Dix Mille Fumées (Alaska). — Mém. de Soc. Belge de Géol. de Paléont. Ser. 8. 7. pp. 8–66.
- BROWNE P. R. L. 1971: Mineralisation in the Broadlands Geothermal Fields, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — Soc. Min. Japan, Spec. Issue. 2. pp. 64–75.
- FRANCIS P. W. et al. 1974: The San Pedro and San Pablo volcanoes of Northern Chile and their hot avalanche deposits. — Geol. Rundschau. 63. 1. pp. 357–388.
- GREENE R. C. 1973: Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, Southeastern Oregon. — Geol. Surv. Prof. Paper 797. pp. 1–26.
- LIBER L. et al. 1973: Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. — Geol. Soc. of Am. Bull. 84. pp. 759–772.

- LOOMIS B. F. 1966: Eruptions of Lassen Peak. — Loomis Museum Association, pp. 1—100.
- MARTIN R. C. 1959: Some field and petrographic features of American and New Zealand ignimbrites. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 2. pp. 394—411.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 29. pp. 299—332.
- PANTÓ G. 1962: The role ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geol.* 6. pp. 307—331.
- PANTÓ G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — *Bull. Volcanologique*, 25. pp. 175—181.
- PANTÓ G. 1964: Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. — *Földt. Közl.* 94. 3. pp. 313—320.
- PANTÓ G. 1965: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. — *Acta Geol.* 9. 3—4. pp. 225—233.
- PANTÓ G. et al. 1969: Geology of Northern Hungary. — *Carpatho-Balkan Geol. Ass. IX. Kongress. Budapest.*
- PERLAKY E. 1966: Pumice and scoria; their notion criteria structure and genesis. — *Acta Geol.* 10. pp. 13—29.
- PERRET F. A. 1937: The eruption of Mt Pelée 1929—1932. — *Carnegie Inst. of Washington*, pp. 1—126.
- SHERIDAN M. F. 1970: Fumarolic Mounds and ridges of the Bishop Tuff, California. — *Geol. Soc. of Am. Bull.* 81. pp. 851—868.
- STEINER A. 1960: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: A new petrogenetic concept. — *New Zealand Geol. Surv.* pp. 1—42.
- VARGA GY. 1962: A mátra-hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. — *Földt. Közl.* 92. 4. pp. 375—386.
- VARGA GY. 1966: A Mátra hegység fejlődéstörténeti vázlata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ról, pp. 389—401.
- VARGA GY. 1968: Cseresznyés-tető 1. sz. földtani alapfúrás közzétani leírása és részletes kiértékelése. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VARGA GY. 1970: Piroklasztikum változatok a Cserhát hegység keleti szegélyéről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1968-ról, pp. 167—178.
- VARGA GY. 1974: Tectonic conditions of the Mátra Mountains and their surroundings. — *Acta Geol.* 3—4. pp. 401—410.
- VARGA GY. et al. 1975: A Mátra hegység földtana. — *Földt. Int. Évk.* 57. 1.
- VARGA GY. 1976: Bükkalja földtani-közzétani viszonyai. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VARGA GY.—SZENTE I. 1977: Nyugat-Bükk földtani viszonyai. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VIDACS A. 1964: A Mátrahegység középső részének vulkanológiai szerkezete. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről, pp. 273—291.
- WALKER G. P. L. 1972: Crystal concentration in ignimbrites. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 36. pp. 135—146.
- WILLIAMS H. 1941: Calderas and their origin. — *Univ. of California Press.*
- WILLIAMS H. 1952: Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. — *Univ. of California Press.* 29. 4. pp. 145—189.
- WILLIAMS H. 1952: The great eruption of Coseguina, Nicaragua in 1835. — *Univ. of California Press.* 29. 2. pp. 21—46.
- WILLIAMS H. 1953: The ancient volcanoes of Oregon. — *Oregon State System of Higher Education.*
- WILLIAMS H. 1955: Volcanism in the southern part of El Salvador. — *Univ. of California Press.* 32. 1. pp. 1—64.
- WILLIAMS H. 1972: Crater lake, the story of its origin. — *Univ. of California Press.*

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF WELDED
TUFFS AND IGNIMBRITESby
GY. VARGA

For several decades now, the welded tuff and ignimbrite sheets have stood in the focus of attention of geologists and petrographers. Despite this, the precise definition and genetic interpretation of these rocks cannot yet be taken for performed. Authors dealing with tuffs welded together to diverse extent, describe them under different names from here and there. So besides the names used above, we can often meet terms such as sand-flow, tuff-flow, incandescent flow, piperno, hot avalanche flow, sillar, wilsonite, owharoite and pumice flow.

The major tuff horizons and minor ignimbrite complexes of Hungary have been assigned to this genetic group (G. PANTÓ 1961 and 1965). The author of the present paper has summarized the results of his petrological and petrochemical analyses i. e. mineralogical-petrological distinctions related to four independent tuff horizons, together with an account of attempted monitoring of the origin of differences in welding as can be observed in the following horizons:

1. lower pumiceous rhyolite flood-tuff (Ottangian),
2. rhyolitic ignimbrite (Ottangian),
3. pumiceous pyroxene dacite flood-tuff (Ottangian—Carpathian) and
4. pumiceous biotite-hornblende dacite flood-tuff (Carpathian).

The rhyolitic tuff material is most heavily welded, while the basic pyroclastics are hardly affected by this process. The extent of welding depends, beside the chemical composition of the ejected matter, on its temperature and grain-size. The welding of the rhyolitic material is more complete due to its dust content being as low as 3 to 5 per cent in contrast with that of dacite attaining about 40 per cent. (Particles below of 5 microns size are called dust here.) Upon numerous diagnostic features in this respect, the author derives the pumiceous biotite-hornblende dacitic flood-tuff of Carpathian age from a caldera now buried, whereas the remaining tuff horizons are considered products of a trench-explosion. The pumiceous dacite tuff is calculated to be product of a pyroclastic fallout from the presumable caldera yielding 20 to 25 billion cubic metres of volcanic glass, pumice and crystal grains. Once erupted, the former bulk of such an amount of material may have left behind a major caldera, as presumable on the analogy of examples found outside Hungary. The correct location of this caldera, however, would require to drill additional boreholes penetrating the Upper Miocene.

