

A bazaltvulkanizmus megjelenési formái néhány magyarországi példa alapján

Utasi Zoltán¹ – Fórián Tünde²

Abstract

In case of Csobánc hill there are significant differences between bedrock and cap rock in stability, in the volume and types of erosion, consequently a significant variance appears in the value of the slope steepness. So a sharp dividing line has been developed at the border of the two above mentioned belt producing the typical basalt mesa butte shape. Because of the instability of the loose Pannonian sediments, forming the foothill area, the developed landslides became stable and formed landslide heaps after reaching the level of the Tapolca Basin.

On the other hand there are no determinant inequality and marked morphological dividing line at the boundary of the two belt – between the sarsen stone constructing the main bulk of the South-Medves Region and the isolated basalt outcrops. The roughly conical hills being denudated uniformly with very steep slopes differ considerably from the buttes of the Tapolca Basin.

It can be stated that differences can be observed between the Hungarian Pliocene basalt volcanics in age and material, but the evolving main morphological forms, which are quite dissimilar, are primarily determined by bedrocks and relative orographic relations.

Bevezetés

Magyarország területének csak kis részén jelennek meg a fiatal bazaltvulkáni formák, de speciális lepusztulásformáik, gyakran megragadó tájképi változatosságuk és gazdasági életben betöltött szerepük miatt mégis számos kutatás tárgyát képezték.

Hazánk bazaltvulkanitjai két jelentősebb időszakhoz köthetők. A Dunántúlon, területileg szórta elhelyezkedő, idősebb formák többsége 10.4-5.5 millió éve alakult ki (Balogh Kad.,1994), változatos kőzettani és morfológiai megjelenésben. Koncentráltabban a Balaton környékén fordulnak elő, a cikk első része a Tapolcai-medence, az egyik leglátványosabb bazaltvulkáni vidék egy kevésbé kutatott tanúhegyét, a Csobáncot mutatja be, mely ismertségében ugyan elmarad a Badacsony mögött, de formáit tekintve szintén nagy változatosságot mutat.

Sokkal fiatalabbak és területileg is koncentráltabban jelennek meg a nógrádi terület bazaltvulkanitjai, melyeknek csak kisebb része esik hazánk területére, nagyobb része Szlovákiában található, periferikus fekvése miatt a magyar geográfiában kevésbé kutatott. A közismertebb Medvestől délre elhelyezkedő, a Dél-Medves-vidéken található elszórta elhelyezkedő bazaltvulkáni kúpok közül a kevésbé ismert Nagy-kő és Kis-kő ismertetésén keresztül mutatja be két jellegzetes, de erősen eltérő felépítésű hegy szerkezetét, formáit. Mindkét példaterület formáiban közös a foltszerű elterjedés, a szigetszerű megjelenés, de a vulkanitok hasonlósága ellenére az eltérő fekvőzet és relatív orográfiai viszonyok között a kialakult formák jelentősen különböznek; a cél e különbségek bemutatása, a felszínfejlődés sajátosságainak kiemelése.

¹ DE TTK, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, tudományos segédmunkatárs

² DE TTK, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék. Phd hallgató

A Csobánc

A Csobánc fejlődéstörténete

A Gyulakeszi, Diszel és Káptalanfői települések között elhelyezkedő - csonkakúp alakú bazaltos tanúhegy – a Csobánc a Tapolcai-medence átlag 130 m-es síkjából emelkedik ki 375 m tszf-i magasságig. A geológiai felépítése és a felszínfejlődése, melyet a kutatók a triástól tudnak nyomon követni, hasonló a többi Badacsony-csoport részét képező tanúhegyéhez.

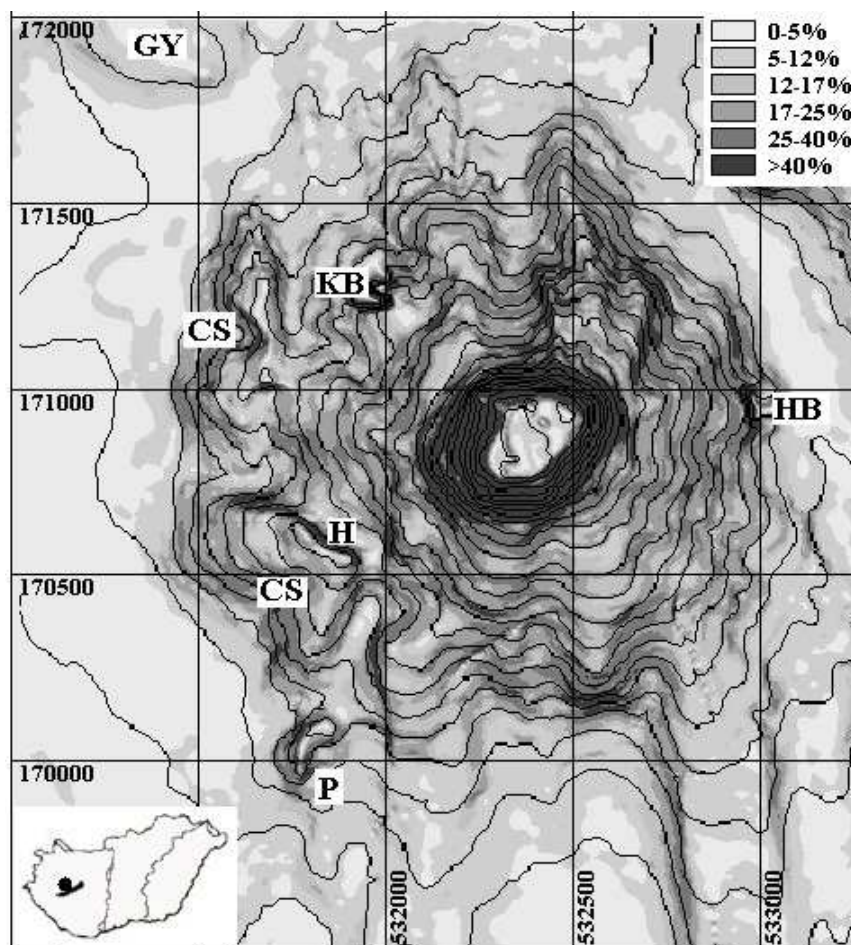
A Tapolcai-medence északi részén még felszínen lévő triász és szarmata mészkő Tapolcától délre lesüllyedt és a pannóniai képződmények takarója borul rá, kivétel a Csobánc északi részénél előbukkanó felső-triász korú mészkőből álló kis horszt, a Gyűrűhegy (más néven Rózsadomb) (1. ábra). Változatos pannon üledékek települtek a szarmata mészkőre, 240-300 m tszf-i magasságig. Sárgásbarna színű homok, és agyagos-homok alkotja a hegy fő tömegét, azonban a hegy K-i lejtőjén fehér kvarchomokot is tártak fel. A vulkanizmus megindulásakor a felső-pannon - pliocén aljzat már átlagosan tszf. 200-240 m lehetett, melyre a sekélyvízi környezetben homokos-iszapos üledékek keveredett tufaszórások települtek. A második szakaszban folytatódott a tufaszórás, és az így kialakult bazalttufa-gyűrű falvastagsága 50-60 m lehetett (Jugovics L., 1968). Majd bazaltos láva nyomult a felszínre, 100-120 m vastagságban (Tapolcai Bazalt Formáció). A Csobánc esetében a piroklasztikumok és a láva főleg kürtő-, illetve kráterkitöltések, az effuzív kőzetek korát $3,27 \pm 0,24$ millió évben határozták meg K/Ar vizsgálatok alapján (Borsy Z. - Balogh Kad. - Kozák M. - Pécskay Z., 1987). A magma valószínűen nem egyetlen kürtőn, hanem ún. kürtőcsokros vulkanizmus során tört a felszínre. Simon L. (1991) szakdolgozatában Bihari D. geofizikai mérései alapján több szinten kisebb elfedett bazalttestet említ, melyek a pannon üledéksorba ágyazódtak be. A Tapolcai-medence fedetlen pannóniai rétegeinek letarolását több elmélettel is magyarázzák, de legelfogadottabbak az úgynevezett „komplex” lepusztulást feltételező elméletek, melyek több folyamat együttes hatását valószínűsítik.

A pliocén végi időszakban, a kisebb patakok megbontották a felszínt, így elősegítették a szél eróziós tevékenységét. A negyedidőszakban periglaciális éghajlat alatt erőteljesebbé vált a szél felszínformáló munkája, rengeteg homokot és finomabb szemű üledéket távolított el. Jelentős volt a bazalt fagy okozta aprózódása, mely hatalmas törmelékhegyekben halmozódott fel. Számottevő volt a geliszoliflukció hatása, a deráziós völgyek képződése és az olvadékvizek munkája is. A hegy relatíve magasabbá vált, és a meredekebb lejtőjű, laza szerkezetű pannon üledékek csuszamlásos mozgása is megindult. (Borsy Z. - Balogh K. - Kozák M. - Pécskay Z., 1987)

A domborzati viszonyok és a geomorfológiai jellemzők

Az átlagosan 130-140 m magas Tapolcai-medencéből kiemelkedő bazaltos tanúhegy a 150 m-es szintvonal valamint nyugaton a Hajagostól elválasztó völgy által körülhatárolt területe megközelítőleg 3km^2 . A lehatárolásából adódóan az enyhe (0-5%-os) lejtők az égtáji kitettségétől függetlenül a hegy összterületét tekintve igen kis részarányt képviselnek (4,74%). Továbbá a petrográfiai valamint a geomorfológiai jellemzőkből adódóan a 40%-nál meredekebb hegyoldalak is nagyon kis területen (8,31%), szinte kizárólagosan a bazaltsapka lejtőire koncentrálódnak. A hegy pannon üledékből álló szoknya területét leginkább a délies, 5-40% közötti lankák jellemzik. Az 5-12%-os lejtők aránya viszonylag nagy (18,4%), ez két tényezőnek köszönhető: DK-en egy hosszanti hát, illetve É-on két hát közti nagyobb eróziós-

deráziós völgy található. A legnagyobb területet a 17-25%-os lejtők foglalják el (23,25%), melyek főleg Ny-i, DNy-i illetve K-i fekvésűek.



1. ábra: A Csobánc lejtőkategória térképe
(GY - Gyűrhegy, P - Papsapka (Kőmagas), CS - csuszamlások, KB - kőbánya, HB - homokbánya, H – zárt hepe; alapszintvonalköz: 10 m)

A geológiai fejlődéstörténet során változatos formakincs jött létre, mely leginkább a képződményeket felépítő kőzet függvénye.

A tetőszintet a 360 m-es szintvonal határolja. A fennsík egyhangúságát a hajdani kürtő mélyedése és az ember által kialakított ciszternák, és a várak törli meg.

A bazaltmeza területe 270-290 m tszf-i magasságig tart. A már említett kürtőcsokros kitörés következményeként vastag- kőzsákszerű illetve vékony-oszlopos bazalt kőzetek, valamint a bazaltplató peremén a lepusztulás eredményeként létrejött bazaltomlások és lejtőtörmelékek alkotják. Szálban álló bazalttufát csak az ÉÉK-i gerinc mentén említettek, de ma már nem található a felszínen nagy vastagságú bazalttörmelék fedi. A bazaltsapka lábától indulva a 230-240 m-ig találhatunk még törmelékletjtőket illetve a maradványaikat.

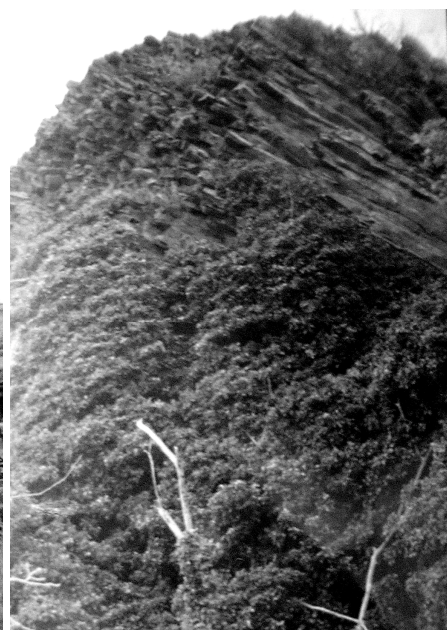
A csúcs bazaltjának fő tömege sötétszürke színű, aprószemcsés, főleg réteges-pados kőzet, mely helyenként vastagon oszlopos, sőt kőzsákszerű kifejlődést árul el. A hegy csúcsa felé vékonyodó oszlopok átmérője 60-70cm (1. kép baloldala). A Szénaeregetőnek nevezett sziklafal anyaga változatos megjelenésű, megtalálhatóak itt az entablatura-szerűen ívesen hajlott vékony-oszlopok is (1. kép jobb oldala).



1. kép: A Szénaeregető sziklacsportja az ÉNY-i oldalon



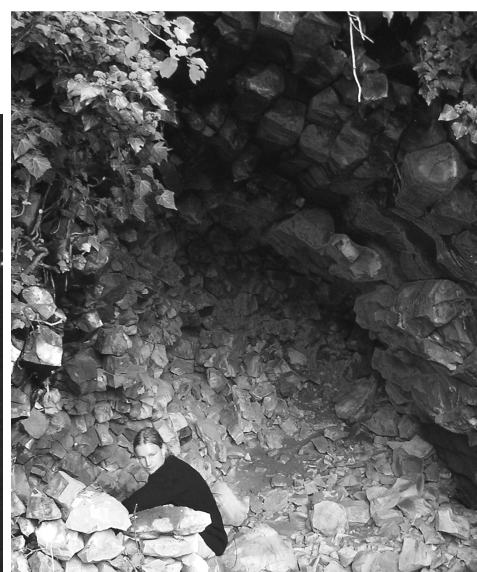
2. kép: A Szénaeregető jobb oldala



3. kép: vékonyoszlopos bazalt a DK-i oldalon



4. kép: A Papsapka kvarcittömbjei



5. kép: Vízsíntes elválású vékonyoszlopos bazalt a DK-K-i oldalon

A hegycsúcs D-DK-i aljában a felszínen kis tömegben fekete színű, tömött szövetű, 5-6 szögletű, 20-30 cm átmérőjű vékonyan oszlopos bazalttípus jelenik meg. Az oszlopok dőlésszöge igen változó (45-180°), mely a sorozatos kitörések kürtőinek maradványai (3. és 5. kép).

A pannon üledékből álló szoknya a 270 m-es magasságtól kezdve fokozatosan alacsonyodik a Tapolcai-medence síkjáig. Több helyen a pannon üledék alatt elfedett kokkolitos bazaltot valamint a mállástermékeiket lejtőpihenők jelzik, melynek hatására a felszín lépcsőse vált. A hegy ÉNy-i lejtőjén, 200 m tszf-i magasságban feltárt bazaltbányájában, a bazaltoszlopok anyaga is kokkolitos (napszúrásos), melyet útépitéshez murvaként hasznosítottak. A bánya a már említett korábbi kitörések bizonyítéka.

A hegy nyugati oldalán jellemzőek a csuszamlások, igen változatos lejtőmeredekségi értékeket adva, helyenként zárt csuszamlásos eredetű mélyedéssel (1. ábra). A DNy-i lejtőn egy 192 m-es fenékszíntű, mintegy 15 m magas tömeggel elgátolt, 100 m-t meghaladó átmérőjű zárt hepe, s felette (tszf. 230 m-en) egy magasabb lépcső tanúsítja a csuszamlásos fejlődést. (Szabó József, 1996) (6. kép) Keleten viszont már egységesebb képet láthatunk, mely véleményünk szerint a viszonylag kisebb szintkülönbségnek köszönhető (a nyugati oldalhoz képest közel 30 m-rel magasabban, tszf. 160-170 m-en ér véget a szoknya területe).



6. kép: Csuszamláshalmaz a Csobánc DNy-i oldalán

A sugarasan szétfutó deráziós és eróziós-deráziós völgyek egész sorát szemlélhetjük meg a hegy teljes területén, viszont a deráziós völgyek illetve függő völgyek legszebb példáit a déli oldal 5-12%-os meredekségű területén láthatjuk.

Sajátos forma a Csobánc DNy-i lejtőjénél megtalálható Papsapka (Kőmagas) kvarcit tömbje, amely a vulkáni utóműködés eredményeképpen jött létre. A feltörő kavasav-hévíforrások a pannon homokot és kavicsot összecementálták, így rendkívül kemény konglomerátumot hozva létre (4. kép). A Kőmagas 171 m-re emelkedik ki a medence síkjából, melyet igen meredek lejtők határolnak.

Dél-Medves-vidék

Fejlődéstörténet

A Dél-Medves-vidéken a rendszertelenül elhelyezkedő mélyfúrások miatt az aljzat kevésbé ismert, a felszínen lévő legidősebb kőzetek a felső-oligocén – alsó-miocén időszakból származnak. Legjelentősebb a Pétervásárai Homokkő Formáció, mely sekélytengeri-partközeli övezetben felhalmozódott homokkőpadjai nagy vastagságot érnek el (300-800m) (Sztanó O., 1984). A felszínalakulást alapvetően meghatározzák jellegzetes tulajdonságai: zöldesszürke színét magas glaukonittartalma okozza, cementáltsága horizontálisan és

vertikálisan változik, de általában jelentős. Pados, néhol keresztrétegzett megjelenésű, fossziliákban szegény; nagyméretű konkréciói számos helyen látványos formákat alkotnak. Az erózióval szemben igen ellenálló, meredek falakban is megáll, ugyanakkor a felszínre kerülve felülete gyorsan pusztul; a bazalt fekjét 340-380 m tszf-i magasságban alkotja. A felső-miocéntól a pliocénig terjedő időszakot üledékhiány jellemzi, ha volt is felhalmozódás, mára teljesen lepusztult (Jugovics L., 1942)

A több fázisú bazaltvulkáni aktivitás mintegy 6.5 millió éve kezdődött a területen, a legjelentősebb kitörések 2.3 – 1.6 millió éve zajlottak (Salgóvári Bazalt Formáció). A működés fő területe az Ajnácskői-hegység alatt húzódó, DK-ÉNy-i irányú íves futású törésvonal mentén volt a legjelentősebb, az itt kialakult formák rendszerint több generációsak, közetminőségben is változatosak (effuzív kőzetek, piroklasztikumok). Ettől távolodva a bazalttakarók egyre kisebbek és szórtabb megjelenésűek. A Dél-Medves-vidéken a bazalt csak néhány helyen tudta a homokkővet áttörni, a kialakult formák a Tapolcai-medence tanúhegyeinél lényegesen kisebb méretűek, s erősen izoláltak. Két bemutatásra kerülő vulkán egymáshoz közel (2 km) helyezkedik el, de anyagukban igen jelentős különbség látható. A Nagy-kő közel szabályos kúp alakú formája több kitörési fázis eredményeként jött létre: kora a radiometrikus adatok alapján 2,2 millió évre tehető, azaz lényegesen fiatalabb a Kis-kőnél. A bazaltláva már szárazföldi térszínre ömlött s lassan hűlt ki. Szerkezetét leginkább a csúcs közelében, annak keleti oldalán lévő feltárásban tanulmányozhatjuk

A Kis-kő, nevének megfelelően viszonylag alacsony (379 m), a környező homokkőterületek 340-380m-es tetőszintjéből nem emelkedik ki. Anyaga döntő részben erősen bontott bazalttufa, mely kialakulása 3,2 millió évre tehető, tehát a Medves-fennsík első fázisával egy időben jöhetett létre (Balogh Kad., 1994). (Bár megjegyezzük, hogy éppen az erősen bontott kőzet miatt nagy a kormeghatározás bizonytalansága). A vulkán működése tavi-mocsári környezetben zajlott, tufaszórással indult, melyet egy kisebb lávaömlés követett. (Horváth G., 1991)

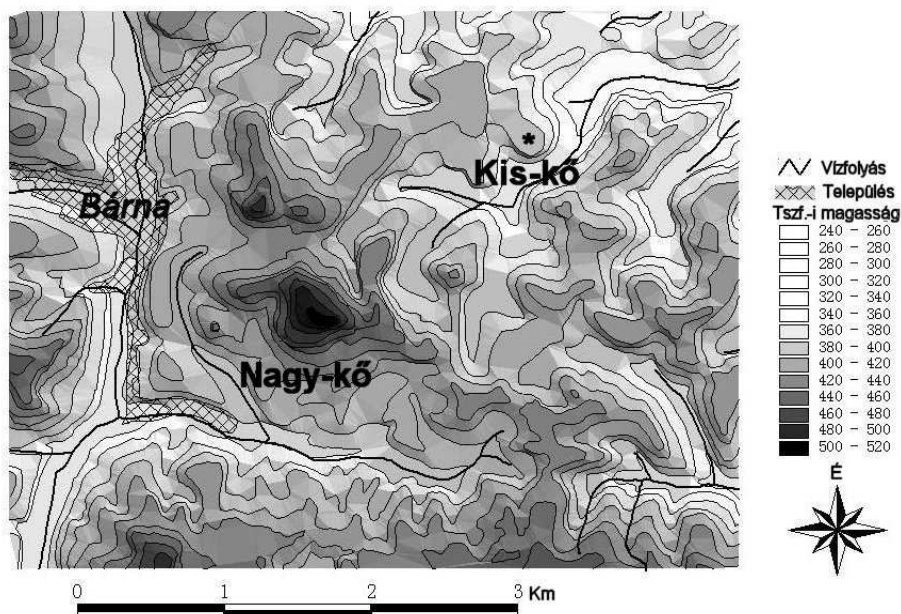
A pleisztocén során a terület eróziós völgyekkel történő felszabdálódása tovább folytatódott. A fekü és a fedőkőzet (homokkő és bazalt) egyaránt igen ellenálló a lepusztulással szemben, nem alakult ki éles morfológiai választóvonal a két kőzet határán. A Kis-kő környezetével azonos szintre nyesődött, s ma (az erdőborítottság miatt is) szinte észrevétlenül olvad környezetébe.

A holocénban az egyetlen jelentősebb változás antropogén hatásra következett be, a Nagy-kő keleti oldalán bazaltbányát létesítettek, mely azonban már jó ideje nem működik.

Domborzati viszonyok

A Nagy-kő markáns tájképi elem: tszf. 519 m-es csúcsmagasságával 100-120 méterrel szigetszerűen emelkedik a környező homokkővonulatok tetőszintje fölé. A fekü-kőzet-bazalt határán mért átmérője 700-800m. Déli lejtője egységesen, nyugat lejtője egy rövid és keskeny hát mentén meredeken szakad le a határoló völgyek felé, kelet és észak felé a homokkőfekü határán a lejtő megtörik és olvad be a Felső-Tarnamenti-dombság 340-380 m átlagmagasságú tetőszintjébe. A lejtőszög a bazaltterületeken 40% feletti, zömmel ez jellemzi a homokkő területeket is, csak a tetőszinten csökken ez alá (2. ábra).

A Nagy-kő két egységre bontható: 380 m tszf.-i magasságtól a csúcsig párhuzamos, hagymahéjszerű elválású rétegek jellemzik. A dómszerű megjelenésű bazalt régióknak nincs lenyeset vagy struktúr tetőszintje, szinte szabályos kúp alakját csak az egykori kőbányák bontják meg (7. kép). Jelentősebb méretű bazaltoszlopok, bazalttűk nem alakultak ki, eltérően a Medves közvetlen környezetében elhelyezkedő önálló kitörési központoktól.



2. ábra: A Nagy-kő és a Kis-kő környezete



7. kép: Felhagyott kőbánya Nagy-kövön



8. kép: Köríves elrendeződésű bazalt a Nagy-kövön

A csúcs közvetlen közelében az északi oldalon egy kisebb feltárásban a bazalt körkörösén megszilárdult, kb. 1.5-2 m átmérőjű, egymáshoz kapcsolódó, közel vízszintes tengelyű oldalirányú csatornáit láthatjuk (8. kép), melyek tengelye a kihülési felszínre merőleges, eltérően a csúcsrégió nagy részén látható függőleges tengelyű, ívesen megszilárdult rétegekhez képest. A felső 30-40 méteres régióban szinte az egész északi oldalt beborító periglaciális eredetű kötőrmelék-mező helyezkedik el, a legnagyobb blokkok mérete eléri a méteres mérettartományt. Ebből az övezetből néhány tömb - omlások következtében - az igen meredek (40 % feletti) lejtőkön eljutott az alsó övezetbe is.

Alsó része a homokkő fekvő övezete, mely éles átmenet nélkül kapcsolódik a felső szinthez. A K-Ny-i irányban elnyúló gerinc a határoló völgyek felé meredeken szakad le, eróziós árkok nem tagolják.

A Kis-kő környezetétől nem válik el élesen (2. ábra). Tetőszintje a környező homokkőfelszínnel azonos magasságúra nyesődött, egy 30-40 méterrel alacsonyabb nyereggel

kapcsolódik a szomszédos homokkővonulathoz, a Mély-lápa völgye felé meredeken szakad le. Formája közel szabályos kúp alakú, mely átmérője a feküközvet határánál 60-100 m. Meredek lejtők (40% felett) határolják, csak északi részén alakult ki egy lejtőpihenő, amelyet alkot egy, a bazaltsapka fő tömegétől leszakadt és lecsúszott, egykoron bányászattal hasznosított bazalttömb. A bazalttufát áttörő lávában egy hatalmas (12 m mély, 5-6 m széles) gázhólyag alakult ki, melyet ma déli irányból egy mesterséges tárón át érhetünk el

Összefoglalás

A Csobánc esetében a fekü és a fedőközvet erősen különböző állékonysága, eltérő mértékű és jellegű lepusztulása miatt jelentős különbségek mutatkoznak a lejtőmeredekségi értékekben, s így a két övezet határán markáns választóvonal alakult ki; létrehozva a jellegzetes bazaltmezás tanúhegy formát. A szoknyát alkotó laza pannon üledékek instabilitása következtében kialakult csuszamlások a medence síkját elérve stabilizálódtak, csuszamláshalmazokat hozva létre.

Ezzel szemben a Dél-Medves-vidék fő tömegét alkotó homokkő és a szigetszerűen megjelenő bazaltok lepusztulása között nincs jelentős különbség, éles morfológiai választóvonal nem alakult ki a két övezet határán. Az egységesen pusztuló, igen meredek lejtőkkel határolt, megközelítőleg kúp alakú hegyek jelentősen különböznek a Tapolcai-medence tanúhegyeitől.

Megállapítható, hogy a magyarországi pliocén bazaltvulkanitok között korukban és anyagukban eltérések mutatkoznak, de a kialakuló, jelentősen eltérő főbb morfológiai formákat elsősorban a feküközvet és a relatív orográfiai viszonyok határozzák meg.

Irodalom

- Kad., Balogh – Z., Pécskai (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian – Carpathians – Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 44/2-3; Akadémiai Kiadó; Budapest; pp. 281-299
- Kad., Balogh – E., Árvai-Sós – Z., Pécskai – L., Ravasz Baranyai (1986): K/Ar dating of post-sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica – Petrographica*; Szeged; XXVIII.; pp. 75-93.
- Borsy Z.- Balogh Kad.- Kozák M.- Pécskai Z. (1986): Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez - *Acta Geographica*, Debrecen. pp.79-99.
- Horváth G. (1991): A nógrádi bazaltvulkánosság. *Földrajzi értesítő* X. évf. 3-4. füzet; Budapest; pp. 339-346
- Jugovics L. (1942): Salgótarján és Bácsa környékén előforduló bazaltok és bazalttufák. *Földtani Intézet évi jelentése* 1936-38-ról, pp. 957-969
- Jugovics L. (1951): Tapolca-környéki bazaltbányászat – Építőanyag, pp.71-77.
- Jugovics L. (1968): A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése - *MÁFI évi jelentése*. pp.223-243.
- Simon T. (1991): „Csobánc”: A Csobánc hegy természetföldrajzi képe tematikus térképsorozattal és színes fényképekkel. Budapest, ELTE TTK, Szakdolgozat, pp. 27-32.
- Szabó J. (1996): Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében – *Habilitációs értekezés*, Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen. pp. 183-184.
- Sztanó O. (1994): The tide-influenced Pétervására Sandstone, early miocene, Northern Hungary: Sedimentology, palaeogeography and basin development. *Geologica Ultraiectina*; Utrecht; p.155