

NEMKARSZTOS FOLYAMATOK ÉS FORMÁK A BÜKK KARSZTJÁN

TÓTH GÉZA

Eszterházy Károly Főiskola Eger, Földrajz Tanszék, 3300 Eger
Eszterházy tér 1.

Abstract: The paper describes the surfaces of different heights in the Bükk mountains in North Hungary. Surfaces formed at different times composed karst erosion bases beginning from the end of the oligocene period. The oldest spring caves opened onto the highest surfaces. The younger surfaces provided welling up of springs which were formed later. The author takes a stand on the question how the mid-miocene sediment covering the karst helped and impeded karsting. He also states the condition of limestone crumbling and occurrence of surfaces covered with limestone detritus in the Bükk mountains.

1. Bevezető

A Bükk mészkőtömegein a ma látható karsztformák kialakulása előtt végbementek olyan felszínfejlődési folyamatok, amelyek döntő szerepet kaptak a hegység karsztfejlődésében.

A karsztformákat hordozó felszínek, valamint a mészkövet fedő karsztidegen üledékek jelenlétének figyelembevételével mérlegeljük a legmagasabb karsztrégió formagenézisét és karsztképződményeit. Alapkérdés a nemkarsztos folyamatokkal kialakult karsztfennsíkok, azaz a különböző magasságban elhelyezkedő egykori elegyengetett felszínek genézise és kialakulási kora.

A tetőszinti karsztformák, valamint a 850-870 méteres felszínhez igazodó képződmények időben és kialakulási folyamataikban a nemkarsztos környezet és az ösvízrajzi állapotok rekonstruálásával értelmezhetők. A karsztosodó és nemkarsztosodó kőzetek eltérő lepusztulási üteme, felszínfejlődési és karsztfejlődési időtényezőt biztosít, ezen az alapon a tetőszinti karsztformái jóval idősebbek lehetnek, mint azt eddig feltételeztük.

A mészkőfelszínek helyenként nem karsztos folyamatokkal kőzetaprózódással is gazdagodtak. Törmelékletők, töbrökítőltések és egykor eróziós, ma száraz kőtörmelékes völgyek teszik változatossá a Bükk típusos karsztos folyamatokkal fejlődő felszínét.

2. A Bükk nagy felszínei és továbbformálódásuk lehetőségei

A hegység területén különböző magasságú és genézisű elegyengetett felszínnek maradványai lelhetők fel. A nagyobb, egységes mészkő tömegek jobban megőrizték egykori elegyengetett felszíneiket, mint a völgyekkel erősen feltagolt nem karsztosodó kőzetek.

A Bükk felsőkréta-eocén tönkfelszínéről egybehangzóak a vélemények, de annak további felszínalakulását különböző módon értelmezik a hegység kutatói (*STRÖMPL* 1914, *LÁNG* 1954, *LEÉL ÖSSY* 1954, *PINCZÉS* 1968a, 1968b, 1980, *HEVESI* 1978, 1986, 2002, *PELIKÁN* 1992, *VERESS* 1992, *SÁSDI* 1999, *DOBOS* 2002, *TÓTH* 1986, 2001a, 2001b).

A helység korábbi teljes oligocén tengerrel borítottságával szemben ma a részleges borítottság ösföldrajzi állapotának állítása, továbbá *SÁSDI* valamint munkatársainak kutatási eredményei alapján állíthatjuk, hogy a miocén üledékek megjelenése előtt jelentős felszínalakulás valószínűsíthető a Bükk felsőkréta-alsóeocén tönkfelszínén.

A miocén üledékek kialakulása előtt véleményünk szerint a tönkfelszín erősen átformálódott. Ennek a folyamatnak az állomásai a következők lehettek.

- A Bükk tönkfelszínén (paleozoos palák, triász mészkövek, júra agyagpalák) ÉÉNY – DDK-i. irányú ősi vízfolyások képződtek a Bükk-fennsík mészkőtömegén is. Ezek a vízfolyások északról érkeztek és délies irányba folytatódtak. Mindez a mai völgyek irányjaival bizonyítható agyagpalákon és mészkövön egyaránt. Nem lehet véletlenszerű a völgyek irányának egy egyenesbe esése északon, majd a fennsíkon és a Déli-bükkben. Az északi völgyek obszekvens továbbfejlődést nyertek, a fennsíkon pedig módosultak az eredeti lejtési irányok. A fennsík bérceinek és jelentősebb lábainak eredeti lefutási iránya valamint a tetőszint közelében elhelyezkedő forrásbarlangok, víznyelők és töbrök keletkezése szintén az ösvízrajzi állapotokra vezethetők vissza. A tönkfelszín mészkő területei 80-120 m-es relatív szintkülönbségű feltagolást kaptak. A mai állapotához nagyon közeli domborzat már a miocén üledékek előtt kialakult.

- Az átöröklődés vagy a karsztvíz közelsége miatt a mészkövön átfutó fennsíki völgyek rendszere a később 850 – 870 m-es szint kialakulásával (oligocén-alsómiocén) elveszti eredeti irányát és új továbbfejlődési lehetőségét kap. A 850 m. körüli magasságban kifejlődött, feltehetően abráziós felszín új karszterózió-bázist képez a forrásbarlangoknak pl.: Tar-kő barlang.

- A hegység központi részének további emelkedése, vagy a tenger visszahúzódása az oligocénban vagy az alsó miocénban alacsonyabb a mai 650 –

750 méteres fiatalabb elegyengetett felszín eredményezi agyagpalán és mészkövön (Északi és Déli Bükk). Agyagpalákon abrázíós és pedimentációs letarolás mehetett végbe lenyelve a közbülső mészkő tömegeket is. A folyamat a központi legmagasabb tömeg felé a mészkő közethatáráig haladt. Kialakultak a Bükk mészkövön nagyrészt fennsíknak minősíthető felszínei 650 – 750 m mai magasságban pl.: DK-i Bükk, Létrás-tető, Kis-fennsík magasabb része.

- Oligocén végi – miocén elejei felszínüket a miocén üledékek mintegy – 800-1200 méter vastagságúnak valószínűsített takarója konzerválta. A Bükk-fennsík feltagolt felszínén a bércek – lápák is üledékek alá kerültek. Így a Körös-bérci-barlang és a tetőszinten, valamint a lápák alján kifejlődött ősi töbrök szintén.

- Az abrázíóval és szárazföldi elegyengetéssel kiformált alacsonyabb szintek (650-750 m) mészkövön karsztformákkal más kőzeteken az ősi völgyek eredeti irányával betemetődtek miocén üledékekkel. Az üledékek folyamatos lepusztulása a pleisztocén végéig tartott és nem adott karszt-továbbfejlődési lehetőséget. A pliocén végén helyenként foltszerűen kibontódott mészkőfelszínek a karszt üledék takaróiról érkező vizeket fogadva víznyelők kialakulását biztosították. Pl. Kis-kő-hát, Tölgyes orom víznyelői.

3. A miocén üledékek szerepe a legmagasabban fekvő karsztformák kialakulásában

A Kis-kő-háti zsomboly (egykori víznyelő), a Körös-bérci-barlang, a Tar-kő-barlang, (forrásbarlangok) a Fekete-sár-lápa többrei, a Füstös-kő-bérc víznyelője mikor és hogyan alakulhatott ki? Mindezek genetikáját a mai tetőszinti helyzetük az elveszített északi magasabb agyagpala tönkfelszín vízgyűjtő terület, illetve a mélyebbre került karszterózióbázisok (850-870 m illetve 650-700 m.) figyelembevételével kell értelmezni. Kialakulásuk körülményeit és idejét keresve talán először vetődik fel a kérdés, hogy a miocén üledékek előtt vagy azok lepusztulásával kapcsolatosan alakulhattak ki a tetőszint közeli karsztformák? Továbbá, mikor keletkezett a bérc-lápa – rendszer és a töbrök régebbi nemzedéke a gerinceken és völgyekben.

A Körös-bérci-barlang, a Tar-kő-barlang és a Füstös-kő-bérci - víznyelő korát 2-3 millió évnél idősebb képződménynek valószínűsíthetjük.

Ugyanakkor a Kis-kő-háti - zsomboly a karsztvíz ritmusos lesüllyedésével kialakuló egykori víznyelőbarlang viszonylag fiatalos cseppkő-díszítéssel tárul elénk. Kialakulása a pliocén végére – pleisztocénra valószínűsíthető. A környező mészkövön kialakult mélyedéseket (lápákat) még

kitöltő miocén üledéken érkező vizek alakíthatták ki a kibontódó déli karszteremen a víznyelőt. A miocén üledékek keleti irányú lehordódása az eredeti ÉÉNy–DDK-i ősi vízfolyásirányokat átformálták. Fokozatosan alacsonyabb karszterózió-bázist biztosított a takaró kőzetek lepusztulása, így a víznyelő újabb és újabb függőleges aknái fejlődtek ki. A Kis-kő-háti - zomboly kialakulásával összefüggő kérdés, hogy a már kiformált mélyedéseket (lápákat) betöltő üledékeken érkező vizek, vagy a még létező eredeti tönkfelszint takaró kőzetek biztosították-e a vízgyűjtő területet északról. Ha az utóbbit fogadjuk el, akkor az utolsó 2-3 millió év alatt a takarók lepusztulása után még feltételeznünk kellene 80–100 méteres mészkő lepusztulást, azaz a lápák képződését. Mindez az idő és a kőzet-lepusztulás ütemét tekintve irreális feltételezés! A mai felszíneken a miocén üledék maradványok előfordulása a korábban átformált, feltagolt tönkfelszint igazolja a Bükk tetőszintjén.

A Fekete-sár - lápában, a lápa tengelyében idős, csaknem lepusztult peremű töbrök (VERESS 1992), a miocén üledékek előtti kialakulást bizonyítják. Mellettük kb.2 millió éves fiatal töbrök fejlődtek ki (Mohos-töbör), a miocén üledékek elvékonyodása és eltávovása idején.

A Kőrös-bérc csaknem tetőhelyzetben található forrásbarlangja és a barlangban talált miocén üledékek a már kialakult üregeket tölthették ki, egyben a takaró üledékek védő, konzerváló szerepet is jelentettek a barlang számára.

A miocén takarók előtt kellett egy karszterózióbázisnak léteznie a barlang magasságában (930 m), továbbá több tíz méterrel magasabb mészkőtömegeknek, amelyek fogadhatták feltehetően északról a „B” típusú vizeket a forrásbarlang számára. A miocén takarók érkezése előtt már kialakult a 650-700 méteres mai felszín, egyben egy jóval alacsonyabb karszterózióbázis a bükki mészkőtömeg karsztvizeinek felfakadására.

A Kőrös-bérci-barlang jelenlegi környezete az északnyugatra elhelyezkedő töbrösoros lápa kb. 60-80 méterrel mélyebben, valamint délkeletre a Fekete-sár-lápa ugyancsak nem alakulhatott ki a forrásbarlang képződése után a pliocén végétől. Mindez időben, eróziós vagy karsztdenudációs folyamatokkal nem magyarázható. Korábban a forrásbarlang és utána a mélyebb helyzetű lápák kialakulása lehetséges és törvényszerű. A barlang keletkezésekor fölötté jóval vastagabb és a környezetben magasabb mészkőfelszínnek biztosították a víznyelő-forrás-barlang kifejlődést. A mészkövek areális felszíni lealacsonyodása nem több mint 10 m/1 millió év. Ezek az adatok és tények a miocén üledékek előtti felszínfejlődési szakaszra teszik az ország legmagasabban fekvő forrásbarlangjának kialakulását (930 m).

A Fekete-sár-lápa középső részén egy délre nyíló forrásbarlang néhány méter után teljesen kalcittal töltődött ki, ezzel bizonyítva az idős állapotot és az északról érkező egykori „B” típusú karsztvizeket egyben egy 850-méteren kialakult miocén takarók előtti karszterózióbázist.

A Tar-kő-barlang idős elcalcitosodott járatai 850 m-en nyílnak. Egyértelműen egykori karszterózióbázisra fakadt, oligocén abrúziós felszín lehetett. Fejnagyságú mészkő kavicsok a barlang kitöltési anyagában inkább abrúziós eredetűek lehetnek, mint barlangi koptatottságú kavicsok. Helyzete alapján így az oligocénre tehető a barlang kialakulása, aktív forrásbarlang tevékenysége. A Tar-kő-barlang magassági helyzete, az abrúziós valószínűsíthető kavicsok és a Bükk-fennsíktól Ny-ra és Keletre is előforduló 850-870 m-es szintek (Ördög-hegy, Ör-kő, Pes-kő vonulata illetve a Zsérci-Nagy-dél –Nagy- Hárs) együttesen erősítik meg a magasabb oligocén el egyengetett felszín létezését. Az Északi és Déli-Bükk felszíne később de a középső miocén takarókig elegyengetődött.

4. A mészkövek aprózódásának felszínformáló szerepe a Bükk-fennsíkron és annak peremein

JAKUCS véleményét, azaz, hogy a mészkő mállik, kémiailag pusztul és nem aprózódik nagy vonásokban elfogadom. Mégis, néhány példáját szeretném bemutatni a mészkő aprózódásának, és a karsztfelszínnek helyenként jelentős mészkőtörmelékkel történő elborítottságát a Bükkben.

Való igaz, hogy a karsztot alapvetően kémiai folyamatok alakítják az átlagosnál jobban oldódó karsztosodó kőzeteken. Ugyanakkor, bizonyos éghajlaton szerepet kaphat az aprózódás és az oldást háttérbe szorítva meghatározó felszínformáló tényező lehet. Az éghajlat mellett a karsztosodó kőzet rétegtani, szennyezettségi állapota is közrejátszik a fizikai megbontó folyamatokban, illetve annak támogatásában.

A hazai magasabb karsztokon vagy korábbi, hűvösebb éghajlati feltételek mellett a kőzetaprózódás jelentős lehet mészkövön is. A Bükk-fennsík északi és déli peremén jelentős kiterjedésű kőzetblokkos törmelék-lejtők alakultak ki a „*bükki kövek*” déli lejtőin pl. Kis-kő-hát, Tar-kő. Az Istállós-kő-lápa, valamint a szomszédos kőfolyásos völgyek a mészkő aprózódásának típusos területei.

Sajátos látványt kínál az Istállós-kő lápa, ahol láda nagyságú szögletes mészkőblokkok töltik ki a völgytalpat. Függő helyzetben mellékvölgyek csatlakoznak a fő völgyhöz és szállítják az aprózódott mészkövet. Ezek kialakulásánál a tűzkőszávoknak völgyképződést megindító jelentősége volt. A

tűzköves mészkő ridegebb tűzkő sávjai kb. 50-60°-os dőlésű réteghelyzet mellett megindították a kőzet aprózódását és ezzel a völgyképződést.

A Bükk-fennsík felszínének többnyire enyhe lejtőszögei kevésbé támogatják a mészkő aprózódásos megbontását. A fennsík töbreinek megbontásakor látottak ugyanakkor meggyőztek arról, hogy a pleisztocén hűvösebb éghajlatú szakaszai a glaciálisok jelentős kifagyásos kőzetaprózódást eredményezett és a meredekebb oldalakkal rendelkező többrök szögletes kőtörmelék kitöltése tekintélyes. Erre példa a Nagy-Mohos-töbör és a Fekete-sár-töbör tetején 7 méter mélységig bontott töbör kitöltése volt.

5. Következtetések

- A Bükk különböző magasságú elegyengetett felszínei különböző földtörténeti időben és eltérő denudációs folyamatok eredményei. A bükki karsztformák kialakulásának kora a felszínnek kiformalódásával összefügg.
- A Bükk-fennsík (950 m. körüli tetőszintekkel) felső kréta- alsó eocén tönkfelszíne ÉÉNY-DDK-i átfutó vízfolyásokkal a miocén üledékek megérkezése előtt bérc-láparendszerrel feltagolt felszínre fejlődött. Az érkező vizek „B” típusú karsztosodást biztosítottak.
- A hegység 850-870 m-es mai felszíne valószínűleg oligocén abrázio vagy pedimentáció eredménye. Erre a szintre, egykori karszteróziobázisra forrásbarlangok öntötték a karsztvizet. (Sima-kő, Nagy-mező öblözetei)
- Délen 650-700 m-es Északon 700-750 m-es mai tetőmagasságú – az oligocén végi-miocén elejei elegyengetett felszín képződött, majd miocén üledékekkel lefedődött. Az eltemetett Bükk völgyrendszere és karsztformái a pliocénban és a pleisztocénban fokozatosan bontódtak ki és továbbfejlődtek. A pliocén-pleisztocén kiemelkedés a karszteróziobázist a völgyekbe helyezte át.
- A fennsík peremén pedimentációval megfiatalított felszínnek fejlődtek a központi tömegek erősebb kiemelkedésének következtében.
- A fennsík tetőszinti karsztformái már részben a miocén takarók előtt kialakultak, eltemetett állapotban őrződtek meg.
- A legmagasabban elhelyezkedő forrásbarlangok a legidősebbek, a jelenben is fejlődő forrásbarlangok és az előbbieik kora között jelentős időkülönbség van.
- A Bükk egykori tönkfelszíne a peremek felől újabb és újabb elegyengető folyamatokkal egyre alacsonyabb szintekre pusztult. A kiemelkedés és ezzel törvényszerű lepusztulás a karszteróziobázist 930-m-ről fokozatosan a mai 126-méteres karszteróziobázisig (Miskolctapolca) a lacsonyította le. A magasabb korábbi elegyengetett felszínnek, mint karszteróziobázisok idősebb

forrásbarlangokkal állnak fejlődési kapcsolatban. A később kiformalódott karszerózióbázisok és a völgybevágódások egyre fiatalabb forrásbarlangok kialakulásának a lehetőségét biztosították.

- A mészkövek aprózódása kőzetminőségi, rétegtani továbbá éghajlati és lejtőviszonyok függvénye. Időnként és helyenként háttérbe szoríthatja a jellegzetes oldásos felszínformákat.

- A Bükkben törmeléklejtők, kőtörmelékkel kitöltött völgytalpak és szögletes kőtörmelékkel részben kitöltött töbrök a legjellegzetesebb kőzetaprózódásos formák a mészköveken.

IRODALOM

DOBOS A (2002): A Bükk alja II. Felszínalaktani leírás. A Bükki Nemzeti Park. - Eger p. 217-228.

DUNKL I.-ÁRKAI P.-BALOGH K.-CSONTOS L.-NAGY G. (1994): A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete. - Földtani Közlöny Bp. 124 p. 1-24.

HEVESI A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. – Földr. Ért. 27. p. 169-203.

HEVESI A. (1986): A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja. - Kandidátusi értekezés. Bp. 1986.

HEVESI A. (2002): A fejlődéstörténet II. Felszínfejlődés p. 83-108. p. Felszínalaktani jellemzés. 109-148 A Bükki Nemzeti Park Eger

LÁNG S. (1954): Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. - Hidr. Közl. 34. p. 70-81.

LEÉL ÖSSY S. (1954): A Magas-Bükk geomorfológiája. - Földr. Ért. 3. p. 323-356.

PELIKÁN P. (1992): Adatok a Bükk hegység felszíni karsztfejlődéséhez. – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai II. Miskolci Egyetem p. 259-268.

PINCZÉS Z. (1968a): A Bükk-hegység tönk-és pediment felszínei. – Term. földr. dok. 7. MTA FKI p. 32-39.

PINCZÉS Z. (1968b): Herausbildung der tertiären oberflächen des Bükk-Gebirges. – Acta Geographica Debrecina, VII. p. 189-200.

PINCZÉS Z. (1980): Production of planation Surfaces and their Types as Illustrated on the Examples of a Tertiary Volcanic and of a Mesozoic Mountain. – Acta Geographica, et Meteorologia Debrecina, XIV-XV. 1975-1976. p. 5-29.

SÁSDI L. (1999): Korai miocén karsztfelszín a Déli-bükkben. – Karsztfejlődés III. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 119-124.

- STRÖMPL G.* (1914): A borsodi Bükk karsztja. - Földr. Közl. 42. p. 79-98.
- TÓTH G.* (1986): A Bükk hegység neogén felszínfejlődése különös tekintettel a karsztosodásra. – Kandidátusi értekezés Bp.
- TÓTH G.* (2001a): A karsztos résrendszer fejlődésének ősföldrajzi tényezői a Bükkben. - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 113-125.
- TÓTH G.*(2001b): A Bükk felszínfejlődése és karsztosodásának összefüggései. - Földr. Konferencia Szeged CD. Kiadványa.
- VERESS M.*(1992): Adatok a Fekete-Sár-rét karsztmorfogenetikájához. – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai II. Miskolci Egyetem p. 5-18.