

## ÚJABB FÖLDTANI ADATOK A BÜKK-HEGYSÉG KARSZTJÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNÉHEZ

Sásdi László

### ÖSSZEFOGLALÁS

*A legújabb földtani vizsgálatok alapján a bükki Nagy-fennsíktól D-re levő, ma 500–700 m közötti tömbje az oligocén végén alakult ki. Az alsó-miocénben karsztosodott terület az alsó-miocén végén befedődött szárazföldi törmelékes agyaggal, majd riolittufával, végül tengeri üledékekkel. Kihantolódása napjainkban is tart. A miocén karsztosodást akkori csigamaradványos édesvízi mészkő, valamint miocén üledékkel fedett, üregeket tartalmazó abráziós omladéktömbök (Berva bánya) bizonyítják.*

#### Bevezetés

A Bükk karsztvidéke felszíni- és mélységi karsztja fejlődésének problémái és a folyamat megálapítása számos szakembert foglalkoztatott már, a tárgykörben megjelent tanulmányok és publikációk listája több oldalt tesz ki. Bár számos fejlődési folyamat tisztázódott illetve nagy vonalakban egyértelművé vált, a MÁFI Bükk projektje térképezési munkája során egy sor olyan újabb terepi megfigyelésre került sor, melyek a felszínfejlődésről alkotott képet számos ponton új megvilágításba helyezik.

Az eddigi elképzelések alapján a Bükk kainozoós földtani fejlődését illetően vázlatosan az alábbi időrendi kép alakult ki:

Az alaphegységi kőzetek a kréta végéig nagy mélységben — több ezer méter — helyezkedtek el, miközben több fázisú tektonikai folyamat zajlott le.

Az eocén közepén — eleinte szárazföldi körülmények között — agyagos-kavicsos üledék (terresztrikum) halmozódott fel változó vastagságban, majd felső-eocén fokozatos transzgresszió mellett sekélytengeri üledékek keletkeztek (nummulinás mészkő, márga). Az oligocén üledékek alapján (tardi, kiscelli rétegek) az üledékképződés folyamatosan tartott tovább, melyet az oligocén végén kis mértékű kiemelkedés követett. A felső-oligocén időszakra vonatkozóan a hegység tengerrel borítottságára bizonyíték eddig

csak a Kis-fennsík Csókás nevű részén került elő (LESS GY., 1989).

A miocén elején a környező területek üledékei alapján kisebb tengerelöntés majd kiemelkedés, a középső miocénben újabb tengerelöntés történt. A Nagy-fennsíkon ismert homokos-tufás üledékek és kis számú foraminiferák alapján a hegység a miocén közepén teljesen betakaródott (BALOGH K., 1964).

A szarmata időszaktól kezdődően a Bükk ma ismert tömege emelkedni kezdett, e folyamat napjainkban is tart. Morfológiai megfontolások alapján TÓTH G. (1983) a Bükk fennsíkját miocén tönkfelszínnek, míg az alacsonyabb felszíneket (D-i Bükk) pliocén tönkfelszínnek írta le, a vélemények azonban (HEVESI A., 1986) megoszlanak.

Az alábbiakban azok a legújabb földtani megfigyelések kerülnek ismertetésre, melyek a Bükk kainozoós felszínfejlődésére vonatkozóan jelentős újabb bizonyítékot szolgáltatnak.

#### Felszínfejlődést megelőző időszak

A Bükk-hegység ma ismert paleo-mezozoós kőzeteinek képződése a karbon felső részében indult meg, a legfiatalabb kőzetek a jurában keletkeztek. A kb. 160 millió éves időszak során igen változatos rétegsorozat ülepedett le, melyben különféle mészkőtípusok, agyagpala és radiolarit

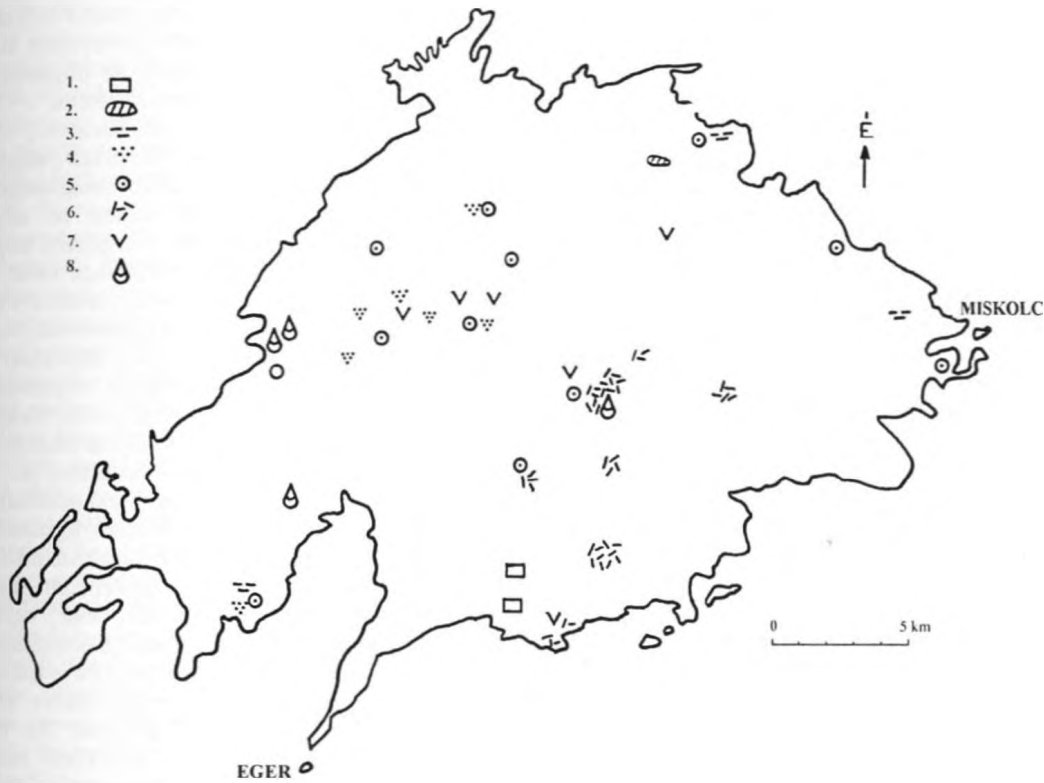
összlet, savanyú és bázisos magmatitok vesznek részt elsősorban. A jura végén az üledékképződés a képződmények hiánya alapján feltehetően megszakadt, erre egyértelmű bizonyíték nem áll rendelkezésre. Fiatalabb bükki kőzetek anyagát a környező kréta-kainozóos üledékek kavicsanyagában eddig nem sikerült megtalálni, a Nekézseny melletti gosau konglomerátum csak Aggtelek–Rudabányai-hegységből származó anyagú kavicsokat tartalmaz (HAAS J., 1986).

A hegység paleo-mezozóos kőzeteinek metamorfózisa kb. 80 millió éve zajlott le (PELIKÁN P., 1992; DUNKL I. et.al. 1994), így a kőzettömeg kiemelkedése és a felső rétegek lepusztulása csak ekkortól valószínűsíthető. Az átalakulás foka alapján a Bükköt alkotó kőzettömeg kb. 2–5 km mélységben metamorfizálódott.

### Kainozóos felszínfejlődés

Az *eocén* második felére a lepusztulás során egy jelentős kiterjedésű tönkfelszín jöhetett létre, mely a kb. 36 millió év alatt többszáz méter üledékösszlet lepusztulása során alakult ki. Ezt a felszínt ma már nem követhetjük az azóta történt további lepusztulás miatt, roncsait csak a D-i Bükk eocén üledékeinek peremi részein és üledékroncsok környezetében jelölhetjük ki.

A terület legidősebb kainozóos üledékét, az eddig ősmaradvány-mentesként ismert, helyenként szénzsinórokat is tartalmazó teresztrikumot (szárazföldi, folyóvízi kavics) felszínén Egertől Kisgyőr vidékéig ismerjük, fúrásokban Recsk környékétől Miskolcig, valamint Varbó közelében, a Kis-fennsíktól ÉK-re harántolták.



1. ábra. Kainozóos üledékroncsok előfordulása a Bükkben

Jelmagyarázat: 1. Eocén mészkő, 2. Felső-oligocén transzgressziós üledék, 3. Miocén agyag, 4. Homok, 5. Kavics, 6. Szárazföldi törmelékes agyag, 7. Riolituffa, 8. Édesvízi mészkő

A teresztrikum és alapbreccsa üledékek kavicsai jelentős mértékben bükki alaphegységi kőzetanyagúak, de újabb vizsgálatok alapján sok benne a közepesen koptatott kvarcit és egyéb származási területről idekerült nem metamorf kavics is. Az egyes kavicsok koptatottságának mértéke jóval távolabbi tápterületet jelent. A kavicsok az alaphegység felett közvetlenül agyaggal együtt fordulnak elő, míg felfelé uralkodóvá válik a márgás-mészmárgás kötőanyag, melyben kagylók, csigák és felső-eocén foraminiferák dúsan találhatóak, jelezve a transzgressziót.

A teresztrikumra és alapkavicsra települő felső-eocén nummulinás mészkő és mészmárga előfordulása a fentebb leírt területeken ismert. Számos helyen közvetlenül alaphegységi kőzeteken találjuk, (1. ábra) így pl. a Bükkzsérc melletti Mákszem DK-i oldalán sziklás tengerparti, fűrőagylónyomos kifejlődése vált ismertté 520 m tszf. magasságban. Egyedi előfordulás került elő az Odor-vár sziklán, ahol meszes kötőanyagú alaphegységi törmelék és kavics ismert több szintben, néhol oldásos üregek járataiba cementálva. Sajnos ősmaradvány eddig ebből nem került elő, eocénba sorolása makroszkópos összehasonlítás alapján történt.

Az eocén korú mészkőben (Felsőtárkány, Várhegy) még jelentős mennyiségben találunk akár 4–5 cm átmérőjű idegen területéről származó kavicsokat, a Kisfennsík területén azonban kizárólag bükki alaphegységi anyagú, apró szemű (max. 1 cm átmérőjű) törmelék (pl. Csanyik-völgy környezete). Ezt a törmelék feltehetően parti területéről a fenékáramlatok szállíthatták beljebb. Érdekességként lehet megemlíteni a Noszvaj-1. számú fúrás 1500–1503 m közötti, eocén-oligocén átmenetet harántolt szakaszát, melyből 2 db. átmosott kréta foraminiferát sikerült kimutatni (BÁLDINÉ BEKE M.), ami ugyancsak idegen törmelékanyag tápterületet jelez, mivel a Bükkben ilyen korú tengeri üledék jelenlegi ismereteink szerint nem fordul elő.

Az É-i Bükk paleozóos üledékein az eocén üledékek jelenleg teljesen ismeretlenek, kizárólag a Kisfennsík felső-triász tűzköves mészkövére és júra palasorozatára települve találjuk. Ez esetleg a Kisfennsík takaró krétánál lényegesen fiatalabb időszaki mozgására és jelenlegi helyére kerülésére utal.

A Bükk az eocénben feltehetően egy lapos, enyhén D felé lejtő tönkfelszín volt, mely lassan süllyedt. A D-i peremén ismert kavicsos üledék egy része közvetlenül erről a térségről került oda, más része azonban folyóvízi működés során, távolabbi területről. A folyóvizek folyási iránya és tápterülete egyenlőre ismeretlen. A mészkő felszínre kerülésével a hegység akkori — feltehetően kiterjedtebb — területén trópusi éghajlat alatt karsztosodás indult meg. Karsztosodási nyomokat eddig a Kisfennsík területén ismerünk.

Az oligocén idején egyre mélyülő tengermedencében folytatódott az üledékképződés. Eleinte márgarétegek keletkeztek, majd megindult a tardi és kiscelli rétegek lerakódása. Az oligocén üledéksor a Bükkalján és az ÉK-i Bükkben (Varbó-75. sz. fúrás) az eocén rétegekre folyamatosan következik, így lelőhelyük nagy vonalakban azonos az ott leírtakkal. Az üledékek kis mélységben keletkeztek, így feltételezhető, hogy a Bükk D-i felének alacsonyabb felszíne a tenger szintje alatt volt, bár üledék ezen a területen nem ismert jelenleg.

A felső-oligocénben kiemelkedés, majd kis mértékű transzgresszió követhető nyomon. A növénymaradványok alapján a vízzel borított terület szárazföld közeli mangrovés lapospart, illetve kis mélységű medence volt. Unikumnak számít a Garadna-völgytől É-ra levő csókási felső-oligocén üledéksor kb. 460 m tszf. magasságban, mely a Kisfennsík takaró triász mészkövére települő abráziós parti konglomerátummal kezdődik, majd nummulitesz tartalmú meszes márgás rétegekkel fejeződik be (LESS GY., 1989). A rétegsor lokális helyzete és a már ismert eocén üledékek elterjedése alapján nem zárható ki, hogy a takaró az oligocén után tolódott az ÉK-i Bükk paleozóos kőzeteire.

A megfigyelések alapján feltételezhető, hogy a D-i Bükknek a Berva-bérc mai 517 m tszf. magasságú tönkjétől a Kölyuk-gallya 700 m tszf. magasságot alig meghaladó felszínéig terjedő területe az oligocén végén pusztult le erre a szintre, s a peremi oligocén üledékek kavicsrétegeinek helyi anyaga innen származik. Az említett szinten ismert későbbi miocén szárazföldi üledékek (agyagos fedőtörmelék, riolituffa) ősi, zömükben ma kicsorbult töbrökben való elhelyezkedése alapján az oligocén végén–miocén elején már jelentős felszíni karsztosodás történt. A meredek falú töbrök mellett helyenként jelentős belső medencék is kialakultak (Vince Pál Vasbánya).

A miocén elején általános regresszió mutatható ki a miocén tengeri és szárazföldi üledékek lepusztult térszínekre települése alapján. Újdonságnak számít a DK-i Bükk területén napjainkban kiterképezett agyagos szárazföldi törmelék (vörös és tarka agyagban radiolarit, kovapala, tűzkő), melyben a homokszemcse méret mellett akár ölnyi radiolarit tömbök is találhatóak. A törmelék darabok koptatatlanok, illetve elvéve fordul elő néhány alig koptatott darab. Az üledék elsősorban részben kicsorbult töbrökben található (Csúnya-völgy–Nagy-Bodzás környezete), továbbá kisebb medencékben (Vince Pál vasbányája), de számos hegyháton is előfordul (2–3. ábra). Hegytetői megléte és a Répáshuta-3 sz. fúrás alapján — mely 40 m vastagságban harántolta — az üledék teljes vastagsá-

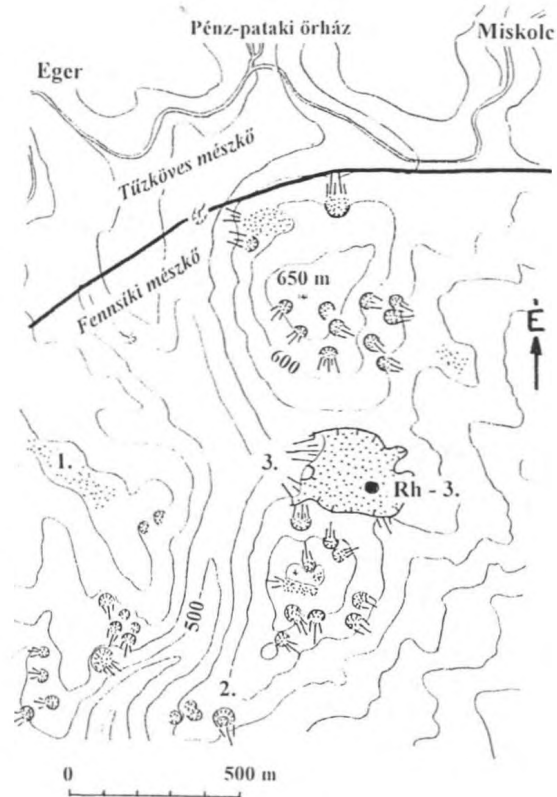
ga egykor néhol a 100 m-t is elérte. A Nagy-ökrös mellett mélyített Bükkzsérc-7. sz. fúrás hasonló üledéket harántolt 40 m vastagságban, 16 m riolittufa alatt! Jellemző, hogy a más, fiatal üledékekben előforduló, riolittufából származó kvarckristálykák az ismertett üledékből hiányoznak. Fentiek alapján valószínű, hogy az említett törmelékes szárazföldi összlet az alsó-miocén során került a már karsztosodott, völgyhálózatral (Hosszú-völgy, Fehér-kút környéke) és kisebb medencékkel tagolt felszínre, melyről napjainkig sem pusztult le teljesen. Ez a tény egyben a D-i Bükk pliocénre datált lepusztulási térszínét idősebb — felső-oligocén-alsó-miocén — felszínként valószínűsíti.

Ugyancsak az alsó-miocén karsztosodást bizonyítják a D-i és DNy-i Bükkben talált újabb édesvízi mészkő roncsok (SASDI L., 1993). A bélapátfalvi Lóczy-forrás környékén miocén üledékek között ismerünk palakavicsokat tartalmazó édesvízi mészkövet. A közelben levő Peresznye-lápán egykori forráskúp roncsa és tetarítás kifejlődésű, kristályos édesvízi mészkő található. Ehhez hasonló anyag törmeléke Répáshutától D-re, a már ismertett szárazföldi törmelékben került elő. A legfontosabb előfordulás a DNy-bükk Korozskő mellől ismert, ahol palakavicsokat tartalmazó ököl nagyságú ooidokat, illetve tetaríta medencéket tartalmazó édesvízi mészkő vált ismertté. A belőle előkerült csiga faj (*Brothia turrita*) KÓKAY J. szerint (szóbeli közlés) a felső-oligocéntól az alsó-pannonig élt.

A Berva-bérc bányájában a miocén kettős transzgresszióra is ékes bizonyíték található. Az alaphegységi közetere települő riolittufa anyagú homokban az egykori sziklás tengerpartról beomló üreges mészkőtömbök mellett egykori abráziós mészkő-kavics cementált anyagának abrázióval koptatott konglomerátum tömbjei találhatók (4. ábra). A kötőanyag tengeri eredetét a szivacsstűk, kagylóhéj törmelék és tengeri sün tüske törmeléke igazolja, míg a tömbökön marószivacsok nyomai láthatók.

A Bükk É-i peremén a paleozóos mészkő felszíneken már sokak által ismertett fúrókagyló nyomok bizonyítják az egykori sziklás tengerpartot, a Csanyik-völgnél az eocén mészkő is erősen lyuggatott.

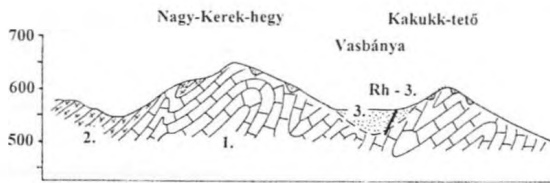
A Bükk felszínét a miocén során több alkalommal is riolittufa borította be (JÁMBOR Á., 1958; BALOGH K., 1964). Ennek anyaga a Nagy-fennsík karsztzásokban, idősebb és fiatalabb vízvezető barlangok járataiban ismert elsősorban, fúrással csak a Nagymezőn sikerült feltárni (PELIKÁN P., 1992). Szál feltárásban illetve fúrással a Hór-völgy és a Nagy-ökrös környékén ismert több ponton is ahol a már karsztosodott felszínre, vagy a szárazföldi törmelékre települ. Vastagsága a hegységi területen nem állapítható meg, kora kb. 14 M év (középső riolittufa, SERESNÉ, 1983).



2. ábra. Alsó-miocén szárazföldi törmelék előfordulása a Csúnya-völgy környezetében

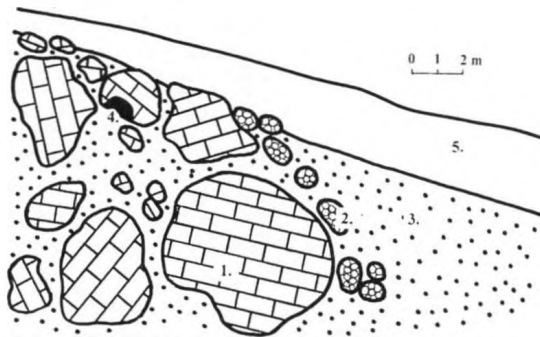
Jelmagyarázat: 1. Szárazföldi törmelék tetőhelyzetben 2. Szárazföldi törmelék karsztos mélyedésekben 3. Törmelékfolyás

A tufa takaró rövid időn belül jelentős mértékben lepusztulhatott, helyenként a karsztos térszín is felszínre bukkant. A további süllyedés következtében a Bükk fennsíkját is tenger boríthatta, ahol tufából származó homok, kvarchomok, kvarcitkavics rakódott le. Ezek az üledékek ugyancsak karsztos üledékcspadákban maradtak fenn (Mexikó-völgyi bánya: töbör és jelenlegi felszín; Bükk-fennsík, D-i Bükk: karsztzások, barlangok, hasadékok; Berva-bánya, Bélkői-bánya: hasadékok). Helyenként az agyaggal, homokkal és kavicsal kitöltött üregeket fúrással sikerült feltárni (Varbó-73, Nagyvisnyó-17). A vízi környezetre a Körös-barlang homokjából előkerült halfogak (HÍR J., 1989), tengeri környezetre a Csípkés környékéről szintén homokból előkerült foraminiferák utalnak (BALOGH K., 1965). A magas Bükköt is beborító üledékek vastagsága a régi feltételezésekkel szemben a 100–200 m-t nem haladhatta meg. A környező medence területeken a teljes miocén vastagság kb. 400 m.



3. ábra. Vázlatos É-D irányú földtani szelvény a Vasbányán át

Jelmagyarázat: 1. Triász fennsiki mészkő 2. Tűzköves mészkő 3. Szárazföldi törmelékes agyag



4. ábra. Tengerparti üledék szelvénye a Bervabányában

Jelmagyarázat: 1. Parti omladék mészkő tömb 2. Abradált abrációs konglomerátum 3. Miocén homok 4. Üreg omladéktömbben 5. Vörösgyagos talaj



5. ábra. A Körös-barlang hossz-szelvénye

Jelmagyarázat: 1. Triász fennsiki mészkő 2. Holocén törmelékes talaj 3. Középső-pleisztocén barna és vörös agyag 4. Áthalmazott miocén riolittufa 5. Miocén (?) homok, homokkő

A *pannon* elején esetleg már a miocén végén a mai Bükk-hegység tömege kezdett fokozatosan kiemelkedni. Az emelkedés az É-i részen volt a nagyobb mértékű. A mozgás nem határozott irányú vetők mentén történt, hanem az üledéksorozat palásodott lapjai mentén, egy-egy csúszás néhol csak 1–2 mm. A lepusztuló nem karsztos fiatal üledéktakaró alól felszínre került Nagy-fennsík mészkőkúpjaiból eróziós barlangok forrásai (Körös-bg., Mélysár-bérci-bg.) és „A” típusú karszt-

vízből táplálkozó források (Bánkúti-sziklaüreg, bércek barlangjai stb.) fakadtak. A Körös-barlangban egykori miocén üledékek (homok, homokkő, riolittufa) áthalmazott anyaga is megtalálható (5. ábra) középső-pleisztocén üledékek alatt (HÍR J., 1989; SÁSDI L. 1993), ami a pleisztocén időszakban még jelentős kiterjedésű miocén üledék jelenlétére utal.

Feltűnő, hogy az egykori forrásbarlangok a tetőszinttől a 850 m-es szintig kizárólag a Nagymező völgyrendszere felé nyílnak, mely völgy lefutása K felé a Nagy-fennsíkon Diósgyőr irányába jól követhető. A 850 m-es szint alatti forrásbarlangok viszont kizárólag kifelé — D és ÉÉNy — nyílnak. Mivel a fennsík területén a lepusztulás hamarabb elérte a triász felszín, itt indult meg először a járatképződés. Szinte minden egyes mai bérc K-i lábánál találunk egy forrásbarlangot, ami az akkori karsztvíz víznyelvének, a karszt fejlődését jól kijelöli. A kifelé néző forrásbarlangok kialakulása a peremi területek miocén üledéktakarójának lepusztulását követi, jellegüket a szájukban helyenként található oldásos színlővályuk bizonyítja (Köhát-alji-bg., Csúnyavölgyi Kapu-bg.). Számos forrásbarlangban találunk palakavicsokat a vörösgyagos kitöltésben (Köhát-alji-bg., Pokol-völgyi üreg), ami arra utal, hogy a járatok a forrásműködést követően egy rövid ideig víznyelőként is funkcionáltak. Törmelék utánpótlást a fennsík felől érkező völgyeken át kaptak, a barlangok jelenlegi függő helyzete a további völgymélyülés következménye (SÁSDI L., 1993). A forrásbarlangok képződése a hegység kiemelkedésével lépést tartva egyre mélyebb szintekre tevődött át (HEVESI A., 1986)

A Bükk karsztjának fejlődéstörténetére vonatkozóan az újabb adatok birtokában számos ponton tisztább kép bontakozott ki, több kérdés azonban még így is megválaszolásra vár. A teljesség igénye nélkül említve nincs bizonyíték, vagy cáfoló erejű adat az eocén és alsó-középső oligocén időszi tengerrel borítottságra, annak kiterjedésére vonatkozóan, így bizonytalan a miocén elborítottat megelőző karsztosodás ideje. Számos nagy méretű barlang — pl. Kis-köháti-zsomboly, Kis-fennsík Kő-lyukak — kialakulásának módja és ideje sem teljes értékűen bizonyított. Ezen kérdések és a Bükk mai képe kialakulásának tisztázása a még hátralevő térképezési munkák befejezése után történhet meg.

Sásdi László  
Budapest,  
Bécsi út 6.  
1023

## IRODALOM

- BALOGH K. (1964): A Bükk-hegység földtani képződményei. — *MÁFI Évkönyv*. 48. Bp.
- DUNKL J. et.al. (1994): A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával. — *Földtani Közlöny* 124. p. 1–24.
- HEVESI A. (1986): A Bükk-hegység karsztja és felszínfejlődése. — *kandidátusi értekezés, kézirat*
- HIR J. (1989): Rétegazonosító ásatás a Körös-barlangban. — *Karszt és Barlang II.* p. 75–78.
- JÁMBOR Á. (1958): A Szilvásváradtól Dk-re levő terület földtani viszonyai. — *kézirat, MÁFI Adattár.*
- JÁMBOR Á. (1959): A Bükk-fennsík pleisztocén vályog képződményei. — *Földtani Közlöny*. 89. p. 181.
- LESS GY. (1989): A Bükk felső-oligocén nagyforaminiferái. — *A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről.* p. 411–465.
- PELIKÁN P. (1992): Adatok a Bükk-hegység felszíni karsztfejlődéséhez. — *A Bükk karsztja, vizei, barlangjai konferencia alkalmi kiadványa. Miskolc,* p. 259–268.
- SÁSDI L. (1993): A Bükk-hegység paleokarsztjára vonatkozó megfigyelések. — *A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei konferencia alkalmi kiadvány. Miskolc,* p. 35–44.
- SERESNÉ HARTAI É. (1983): Néhány újabb savanyú piroklasztikum előfordulása a Bükk-hegységben. — *Földtani Közlöny* p. 303–312.
- TÓTH G. (1975): A Bükk-hegység felszínfejlődésének vázlatja. — *Acta Acad. Agriensis, Eger (674)* p. 455–478.
- TÓTH G. (1983): A Bükk felszínfejlődése és mai formakincse. — In Sándor A. (ed) *A Bükki Nemzeti Park. Bp.* p.62–106.
- TÓTH G.–FEJES P. (1986): Idősebb pliocén lepusztulási szint kimutatása a Bükkben. — *Karszt és Barlang II.* p. 65–72.

## GEOLOGICAL CONTRIBUTIONS TO THE KARST DEVELOPMENT OF THE BÜKK MOUNTAINS

According to the latest geological investigations, the southern unit of the Bükk Mountains — situated in the foreground of the Great Plateau on present altitudes of 500–700 m above sea level — took shape by the end of the Oligocene. The area, karstified during the Lower Miocene, was buried by terrestrial clay at the end of the Lower Miocene, then by rhyolite tuff and marine sediments. The exhumation of the area is still an on-going process in our days. Its Miocene karstification is proven by freshwater limestone deposits containing gastropods of that age, as well as by wave-cut breakdown blocks bearing cavities and overlain by Miocene sediments (Berva Quarry).