

## A BÜKK HEGYSÉG FELSZÍNFELJÖDÉSI VÁZLATA

TÓTH GÉZA

(Közlésre érkezett: 1974. december 10.)

### *Bevezető*

A geomorfológiai elemzések morfogenetikai szemléletet kívánnak, ezért részletesen fel kell tárunk egy adott terület és környezetének földtörténeti fejlődését. Különösen lényeges a felszínfejlődés ismerete akkor, ha a mai karsztos térszinek geomorfológiai elemzését tűzzük napirendre, hiszen meghatározó szerepe van a karsztot fedő kőzetek minőségének és azok lepusztulási idejének.

A dolgozatban a Bükk hegység fejlődéstörténetét kívánjuk röviden összefoglalni. A felszínfejlődést feltáró munkánknak át kell tekinteni a Bükk hegység kialakulását, környezetéhez viszonyított helyzetét és az ezzel kapcsolatos törmelék-áthordási, üledékképződési lehetőségeket, valamint figyelembe kell venni az egyes időszakok éghajlatát. Az ős-éghajlati adatok, valamint a tektonikus mozgások támpontot adnak a hegység denudációs szintjeinek kialakulási idejére.

A hegység felszínfejlődés-történeti áttekintése az irodalmi adatokra, geomorfológiai megfigyelésekre, üledékvizsgálatokra és térképi elemző munkára alapozva egy felszínfejlődési vonalat kísérel megadni. A felszínfejlődés egyes időszakaiban csak szórványos adatokra támaszkodó hipotézisekkel kell beérnünk, a felszínfejlődés vonalának hiányzó láncszemeit következtetésekkel pótolni. A Bükk hegység földtörténeti áttekintése a hegység karsztosodása illetve karsztos területeinek alaktana szempontjából elsősorban a felső-krétától és különösképpen a miocén második felétől válik döntő fontosságúvá.

A hegység felszínfejlődésére vonatkozó irodalmi utalásokat ismertetve a figyelmet a legújabb megállapításokra irányítjuk és az egyértelmű vagy valószínűnek tartható vonalat összegzésként kiemeljük.

### *Irodalmi áttekintés*

*Strömpl G.* 1914. „A Borsodi Bükk karsztja” című munkájában a hegység területén két eltérő magasságú és genetikájú térszint különített el. *A magasabb Bükk-fennsíki terület elegyengetését ciklusos karsztdenudá-*

cióval magyarázta. Az alatta elterülő térszín kialakításában pedig abrázióra gondolt.

Schréter Z. 1954. „A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai”, valamint számos bükki munkája elsősorban a hegység geológiáját, részben vízföldtanát tárta fel és csak harmadsorban tett megállapításokat a Bükk hegység geomorfológiai képének alakulásáról. Felismerte a hegység jellegzetes tönkfelületeit. *A Bükk tönkösödését felsőkréta-eocén időszakra tette. A középső eocén végén a Bükk területe kiemelkedett, ferdére állítottatott illetve feldomborodott. A tönkfelület eredetileg a mészkőre és nem karsztosodó kőzetekre is kiterjedt, rámutatott a mészkő állékonyságára, tönkfelszín konzerváló jellegére, szemben az agyagpala, homokkő térszínekkel.*

A töréses szerkezet másodlagos szerepét hangsúlyozta és eocén előtti mozgások eredményének tulajdonította, térbeli jelentkezését a hegység peremeire tette (Szilvásvárad—Nagyvisnyó vonala).

Leél—Össy S. 1954. „A Magas-Bükk geomorfológiája” c. munkája a hegység központi részének eddig megjelent legrészletesebb geomorfológiai elemzése. *A terület tönkfelszínének kialakításában a karsztdenudációt tette első helyre. A Nagy- és Kis-fennsíkot törések mentén különböző magasságra kimozdult és részleteiben is tektonikusan feltagolt területeknek tartotta. A Nagy-fennsík bércei és lápái fiatal, tektonikus mozgások eredményeként alakultak ki, e formák kialakításában másodlagos tényezőnek tekintette a karsztdenudációt és harmadlagosnak a folyóvízi eróziót, amely csak a Magas-Bükk peremeire szorítkozott, és a Magas-Bükk feldarabolódásához vezetett.*

Láng S. 1954. „Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben” című munkája a hegységet egyenletes csúcsmagasságú, illetve lejtődőlésű tönkfelületből származtatható *tektonikusan különböző szintekre tagolt tönklépcsős hegységnek tartja. A kevés számú eróziósan legömbölyített kvarcavics előfordulás ismeretében is határozottan állást foglalt a platófelszín eróziós-denudációs jellege mellett. A tönkfelszín kialakulásának idejét a miocénre tette.*

Frisnyák S. 1958. „A Bükk-fennsík kialakulása és mai felszíne” című munkájában Strömpl és Leél—Össy S. karsztdenudációs tönkképződési felfogásához csatlakozott. *A fennsík peremi meredek lejtőit és a fennsík belső kis formáit (bércek, lápák) tektonikus elmozdulásokkal magyarázta.*

Pécsi M. 1963. „Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi közép-hegységekben” című munkája *hangsúlyozta középhegységeink tönklépcsős szerkezetének denudációs kialakulási lehetőségét szemben a tönkfelszínek tektonikus szétdarabolódásának nézetével. A Bükk hegység területén a következő eltérő korú és magasságú tönkfelszíneket mutatta ki: miocén tönkfelszín 800—900 méter. Felső miocén-pliocén denudációs lépcső 600—650 méter és 420—550 méter. Délen felső-pliocén hegyláblépcsők következnek, melyek a pleisztocén glaciálisokban tovább formálódtak.*

Pinczés Z. 1968—1969. „A Bükk hegység tönk- és pedimentfelszínei” és „Herausbildung der tertieren Oberflächen des Bükk-Gebirges” című munkái a hegység korszerű geológiai irodalmára (Balogh K. 1964.) alapozott felszínfejlődési és geomorfológiai összegzések. Megállapította, hogy a



Bükk elegyengetett felszíneit trópusi klímán végbemenő tönkképződés és nem karsztdenudáció formálta ki. A Bükk tönklépcsős hegység 700—900 m-es átlagmagasságú Nagy-fennsikkal. Körülötte 500—700 m magas második lépcső helyezkedik el, ennek része a Kis-fennsík a Délkeleti- és Délnyugati-Bükk (Középső Bükk). *Pinczés Z. Bulla B.* véleményével szemben az *eocénra tette a hegység tönkösödését* nem pedig a miocénre és pliocénre, figyelembe véve a klímaviszonyokat. Kiemelte a torton-szarmata geomorfológiai inverzió jelentőségét és az ezzel kialakuló centrifugálisan kifelé irányuló vízfolyásrendszert a hegység területén. A miocén végétől a pliocén végéig e vízfolyásrendszer által áthalmazott kavics nem tartalmaz bükki eredetű kavicsot, ebből *arra következtetett, hogy a pliocén végén a Bükk paleozóos-mezozóos tömegét még laza fedőrétegek boríthatták.* Így a Bükk felső és középső részét a *pliocén végén exhumált alsó-középső eocén fosszilis tönkfelszínnek tekintette.* A felső szint középső miocénig tartó továbbfejlődési lehetőségét is felvetette, ez esetben a Magas-Bükk egy exhumált középső miocén tönkfelszínnek tekinthető.

A felső- és középső szint elkülönülésének magyarázatát, korát nyitott kérdésnek hagyta. A tektonikus elkülönülés lehetősége mellett inkább a denudációs térszínlépcső kialakulását tartotta valószínűbbnek a két szint egymáshoz való térbeli helyzete alapján.

*Balogh K.* 1964. „A Bükk hegység földtani képződményei” című munkája a hegység geológiai ismereteinek korszerű szintézise. Az új felszínfejlődési vonal megfogalmazásához alaptényeket nyújtott.

A további sorokban az eocénig egészen vázlatosan, majd azt követően részletesebben a hegység felszínfejlődésének új, az eddigiektől több vonatkozásban eltérő fejlődésvonalát kíséreljük megadni azzal a céllal, hogy alapot biztosítsunk a felszínformák újszerű magyarázatához, a Bükk korszerű geomorfológiai értékeléséhez.

## A hegység fejlődéstörténetének legfontosabb eseményei

### *Prekambrium*

Mélyfúrási adatok alapján elszórtan hazánk egész területén megtalálhatók a prekambriumi epi-mezometamorfózist szenvedett kristályos kőzetek. *Wein Gy.* 1972.)

A Bükk hegység térségében a paleozóos alapokat nem fúrták át, így adatokkal nem rendelkezünk a terület prekambriumi alapjait illetően.

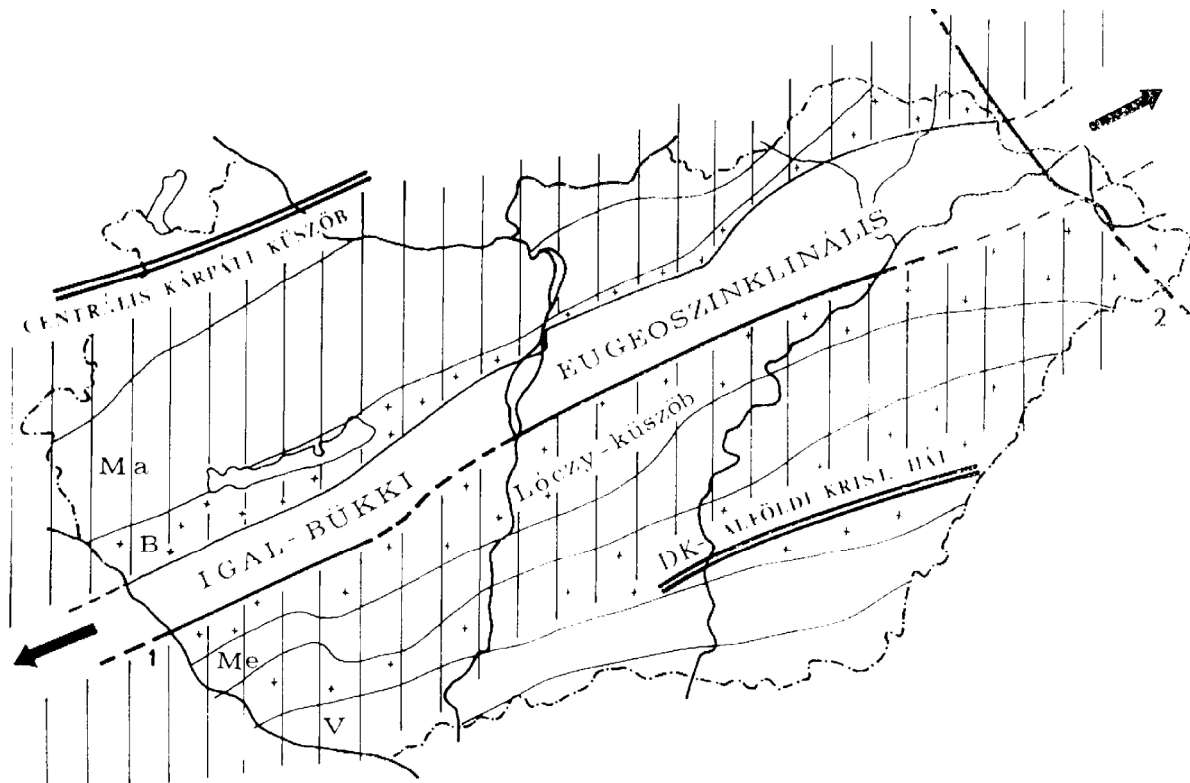
### *Paleozoikum*

Az asszinti orogén fázist követően Magyarország területén geoszinklinális alakult ki, melynek kiterjedési iránya DNy—ÉK-i. Északnyugaton a „Centrális kárpáti-küszöb”, délkeleten *Szalay T.* véleménye szerint már ekkor is létező „Délkelet-alföldi-küszöb” határolta. Az ország nagy részét magába foglaló *ópaleozóos geoszinklinálisnak része volt a Bükk területe is.*

A rétegek alulról felfelé haladva karbonátosabbá váltak. (ordovicium—szilur és devon) Az ópaleozóos képződmények alsó részén iniciális vulkanizmus bázisos és savanyú termékei mutathatók ki. A rétegsor felső tagjai

a Bükk 2. sz. fúrásból ismeretesek és a Bükk ópaleozóos alapépítményeit mutatják, amely mészkő, dolomit és homokos szericit palával zárult.

A nagy kiterjedésű ópaleozóos geoszinklinális, amely hazánk nagy részére kiterjedt, a breton-mozgásokat követően szárazulattá vált, kivéve az Igal-bükki alsó-karbon eugeoszinklinális. (1. ábra) A devonban végetérő



1. ábra

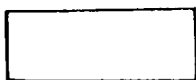
A magyarországi ópaleozóos geoszinklinális és az igal-bükki eugeoszinklinális kiterjedése

(Wein Gy. nyomán)

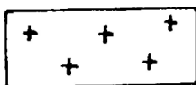
- 1. — Zágráb—kulcsi fő szerkezeti vonal
- 2. — Szamos-vonal
- MA — Magyar-középhegységi vályú
- B — Balaton—velencei gránitöv
- Me — Mecsek—kiskőrösi eugeoszinklinális
- Mo — Mórágyi kristályos vonulat
- V — Villányi mezozóos öv



Ópaleozóos szinklinális



Igal-bükki eugeoszinklinális



Kristályos kőzetek

geoszinklinális periódust nagy arányú variszkuszi gránit magmatizmus követte, amely az ország területének nagy részét elborította.

A Bükk hegység területe továbbra is megszakítás nélkül geoszinklinális, környezetében a karbon Variszkuszi-hegységrendszerének gránitképződményei, majd annak lepusztulástermékei eljutnak a bükki eugeoszinklinális, később pedig a „hegység” területére is.

### *Mezozoikum*

A hegység területén a perm képződmények folyamatosan települtek a karbon üledékekre és a rétegsor a felső triászig vastagodott. A permben kezdenek kialakulni hazánk területén az ÉK—DNY-i irányú mezozóos vályuk és a közte fennmaradó kristályos küszöbök. Kivételt képez az *ópaleozoikumtól, illetve az alsó karbontól a felső triászig létező Igal-bükki eugeoszinklinális*. Az Igal-bükki eugeoszinklinális északi határa a balaton—velencei gránitlánc ÉK-i folytatása Déli határa a zágráb—klucsi fő szerkezeti vonaltól délre elhelyezkedő „Lóczy-hát” és a kaposfő—magócsi kristályos hát. A perm felső-triász rétegek összvastagsága a Bükk területén 4100 méter.

Az Igal-bükki üledékgyűjtő vályú gyors süllyedése iniciális vulkanizmussal járt (triász porfiritek). Ez a vulkanizmus jellegzetes eugeoszinklinális jelenség. A magyar középhegységi geoszinklinálisok területén a szerkezeti mozgások táblás, pikkelyes szerkezetet hoztak létre. Ezzel szemben az Igal-bükki eugeoszinklinális gyűrt pikkelyes szerkezetet kapott. Ezekre az alapvető szerkezeti különbségekre hivatkozunk majd a mai morfológiai kép magyarázatakor is. *A hegység területe a felső triásztól szárazulattá vált*. A krétában a szenont megelőzően az upponyi, szendrői és az észak-alföldi kristályos masszívum egyszerű állóredőkbe gyűrte a Bükk hegység területén elhelyezkedő üledéket.

A Bükk hegységi paleozóos, mezozóos üledéksorában az erőhatások ÉNy-i és DK-i vergenciájú kétoldalas gyűrt pikkelyezett formákat hoztak létre. A bükki üledékösszlet északi része az Upponyi-hegység peremére tolódott. Ez a gozau előtti szerkezeti vonal jelöl határt a két hegység között Csokvaomány—Dédestapolcsánytól északra. Az Upponyi-hegység az alá tolódó tömeg szerepét játszotta a Bükk üledékösszletéhez viszonyítva. (Balogh K. 1964.)

Az így kialakult két hegység közötti szenon medencét a hegységek lepusztulás termékei, abrázios törmelékei töltötték ki.

A kréta végén a gozau üledék lerakódását követően, de az eocénnel bezárólag a Bükk álló redői dél-felé átbuktatott és átpikkelyezett redőkké fejlődtek. Ez a mozgás az észak-alföldi kristályos tömeg északi részében támadt mély felső-kréta vályúval kapcsolatos lehetett. Az elsüllyedő észak-alföldi tömeg a Bükk üledékösszlete alá tolódó röggként szerepelt és maga felé irányította az álló redőket. *Az így konszolidálódott bükki tömeg a paleogén és neogén folyamán inkább csak egészében süllyedt vagy emelkedett*. (Balogh K. 1964.)

Ezt a megállapítást erősen alá kell húzni a hegység további geomorfológiai elemzésekor az eddigi tektonikus felszínfejlődési magyarázattal szemben.

A középső-krétában az alpida orogenezis ausztriai hegységképződési szakaszában kapta a hegység mai szerkezetét és ezzel a tektogenezissel kapcsolatos a szarvaskői vulkanizmus. A szerkezetképző mozgások után a felső-kréta trópusi klímaviszonyai egy hosszantartó tönkösödési folyamatot indítottak meg a hegység új, részben még alakuló szerkezeti rendszerén.

### **A Bükk-hegység harmadidőszaki felszínfejlődésének fő vonásai**

#### *Eocén*

A krétában kialakult gyűrt-pikkelyezett és ezzel élénk domborzatú bükki terület gyors ütemű areális felszínlepusztulással haladt egy tipikus tönkfelszín kialakulása felé. A denudációs folyamat megszakítás nélkül folytatódott az eocén elején át egészen a felső eocén transzgresszióig.

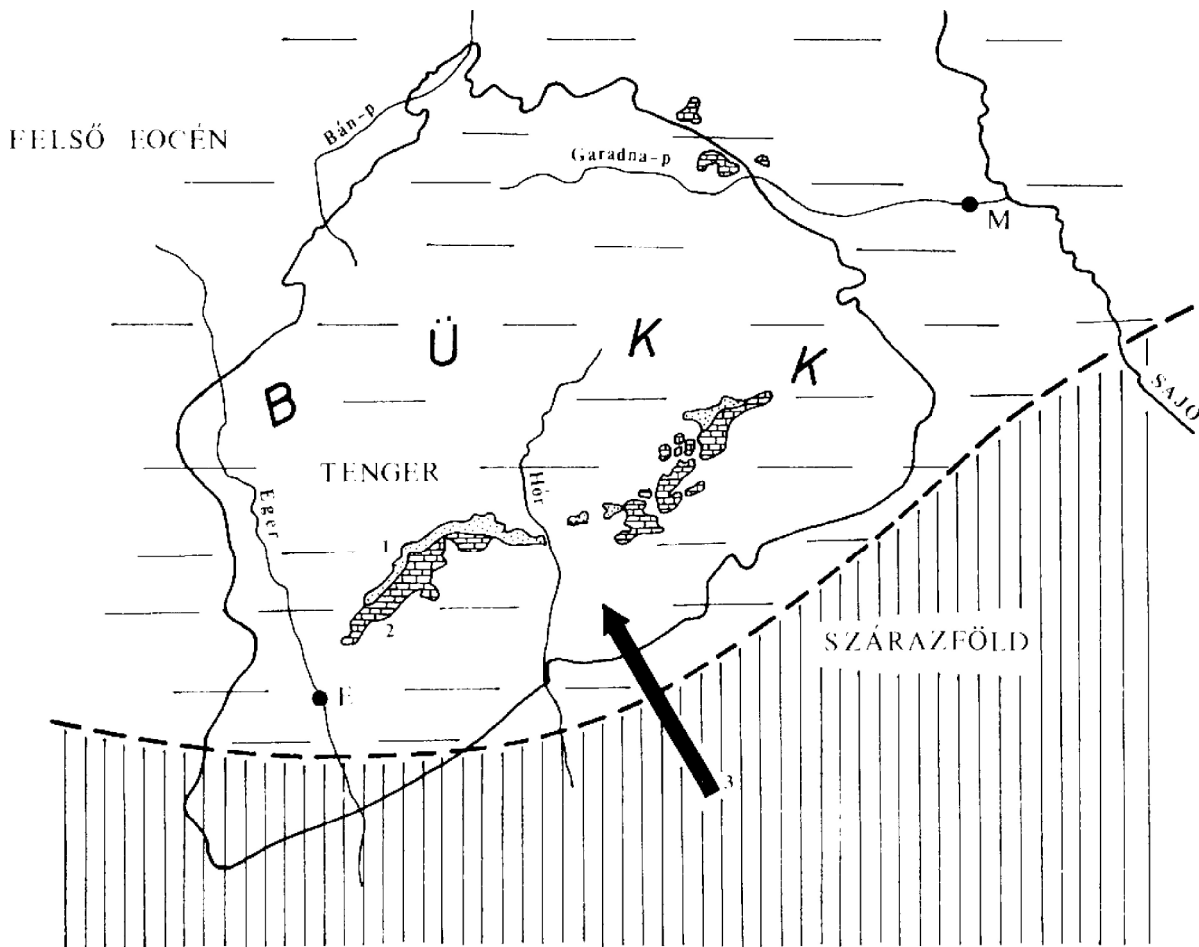
A hegység elegyengetett felszíné pusztulásában más szerzőkkel egyetértve (*Schréter Z.* 1954., *Pinczés Z.* 1969.) a kréta végének, alsó és középső eocénnek klimatikus okokból (trópusi éghajlat) döntő szerepet tulajdoníthatunk. Hogy mégis miocén tönkfelszínről beszélünk (*Láng S.* 1954., *Bulla B.* 1962., *Pécsi M.* 1963) azzal indokoljuk, hogy *a terület tönkfelszíné fejlődésének optimális és döntő szakasza a kréta-eocénben lejátszódott, de nem vált tökéletes tönkfelszíné.* Erre bizonyíték az eocén-oligocén üledékek megmaradása és kizárólagos peremi előfordulásai. Ha kialakult volna az eocénban a tönkfelszín megmagyarázhatatlan lenne annak tektonikus feldarabolódása nélkül a középső területrészek paleogéntakaróinak lepusztulása úgy, hogy a peremeken az eocén-oligocén rétegek megmaradjanak. A hegység belső területein harmadkori tektonikus mozgásokat a geológiai irodalom nem említi. Az oligocén ösföldrajzi kép a hegység középső részét magasabbnak tartja, ez szintén az eocén tönkfelszín ellen szól.

A miocén első felében a felszín továbbformálódott, először a hegység központi, magasabb részeinek paleogén takarói pusztultak le, ezzel exhumálódott a kréta-eocén denudációs felszín, ami nem érte el az elegyengetett felszíné lepusztulási értékét. A megtisztult kréta-eocén felszín tovább fejlődött és a középső miocénban befejeződött a tönkképződés. Az így elegyengetett felszín kialakulása tehát a miocénban ért véget. Továbbfejlődésére geomorfológiai értelemben nem volt lehetőség, másrészt a terület kiemelkedése a miocén végén már egy új denudációs felszín kialakításának a pliocén hegyláblépcső fejlődésének adta meg a feltételét.

*A továbbiakban a hegység miocénig fejlődő első legmagasabb elegyengetett felszínét miocén tönkfelszínnek tekintjük.*

Helyesbiteni kell azokat a Bükkre vonatkozó felszínfejlődési nézeteket, amelyek a hegység kevésbé feltárt geológiájára alapozva a hegység területét a felső triástól véglegesen szárazulatnak tartották (*Leél—Óssy S.* 1954., *Vitális Gy.* 1957., *Frisnyák S.* 1958.) Jelenlegi ismereteink szerint *a hegység első tartós szárazulati időszaka a felső eocénban véget ért* (*Balogh K.* 1964., *Bulla B.* 1962., *Schmidt E. R.* 1961.) Ekkor az egész mai Bükk területe tenger alá került és csupán a hegységtől délre eső terület jelentette a legközelebbi szárazföldet. A hegység déli oldalán a felső eocén transzgresszió előtt felhalmozódott, a mélyebb eocént képviselő szárazföldi

eredetű tarka agyag, homok, kavics. E képződmények csak a hegység déli peremein található meg a Nagy-Eged—Vár-hegy—Bükkzsérc—Hideg-kút laposától — Latorúttól északra. A délről érkező törmelékes kőzetek déli magasabb kristályos felszíneket bizonyítanak. (2. ábra)



2. ábra  
A Bükk hegység területe és környezete a felső eocénban  
(Balogh K. nyomán)

1. Szárazföldi eredetű eocén kavics, homok, agyag a felszínen
2. Eocén nummuliteszes mészkövek a felszínen
3. Törmelékmozgás iránya

Az említett üledékek és a felső eocén nummuliteszes mészkövek közvetlenül a triász mészkövekre települtek, bizonyítva az alsó és középső eocén denudációs tevékenységét. Balogh K. M = 1:100 000 geológiai áttekintő térképe alapján megállapíthatjuk, hogy a felső-eocén mészkövek megszakításokkal megtalálhatók a hegység déli oldalán területileg az említett mélyebb eocén törmelékes kőzetektől délebbre és nagyobb területeket borítva jelentkeznek. A rétegsort tekintve pedig a mélyebb eocént képviselő törmelékes kőzetekre települtek. 500 méternél magasabb térszíneken nem mutathatók ki az eocén üledékek, de nagy valószínűséggel feltételezhetjük az ősföldrajzi kép alapján a teljes felső eocén befedését. 500 méter-



nél magasabban sem eocén, sem pedig későbbi üledékeket nem találunk számottevő kőzetalkotó mennyiségben, csupán karsztos képződményekben kis mennyiségű üledékbizonyító maradványokat, illetve helyenként kvarc-kavics előfordulásokat találhatunk.

A hegység eocénvégi fedettségét feltételezhetjük, így az oligocénban az áthordódott törmelékek részére denudációs felszínt alkot, illetve az oligocén üledékek feltételes feküjének tekinthetjük. Az eocénra kifejlődő tönkfelszín ellen felhozható az oligocén szárazföld és a tengerek helyzete a hegység területén. A középső rész szárazulat marad az oligocén végéig, ami a hegység középső részének még kiemelkedő jellegét bizonyítja. Schréter Z. (1954) a középső eocénra teszi a hegység ferdére állíttóságának kialakulását, illetve feldomborodását függőleges elmozdulások hatására. A mai térszínen valóban kinyomozhatjuk egy ÉNy-i pozitív irányú kibillenés geomorfológiai örökségét, amely a mai morfológiai képet helyenként jelentősen meghatározza. E lényeges felszínfejlődési eseményre és geomorfológiai következményeire eddig a terület kutatói nem fordítottak elég figyelmet. Az ÉNy-i és DK-i irányokat a Magas-Bükkben és a hegység más területén is megtalálhatjuk. Az eocénban két ok miatt is korai lenne a felszín ÉNy—DK-i kibillenését feltételezni. Egyrészt az elkövetkező szárazulati időszakok (oligocén—miocén), különösen a miocén eleje egyengette volna a ferde térszínt, megszüntette volna a délkeleties dőlést. Másrészt az oligocénban a hegység keleti térszínei magasabbak voltak és a nyugati oldalon elhelyezkedő tenger előrenyomulása, majd északnyugatra történő regressziója a Ny-i Bükknek és nyugati előterének mélyebb elhelyezkedését mutatta. (3. ábra).

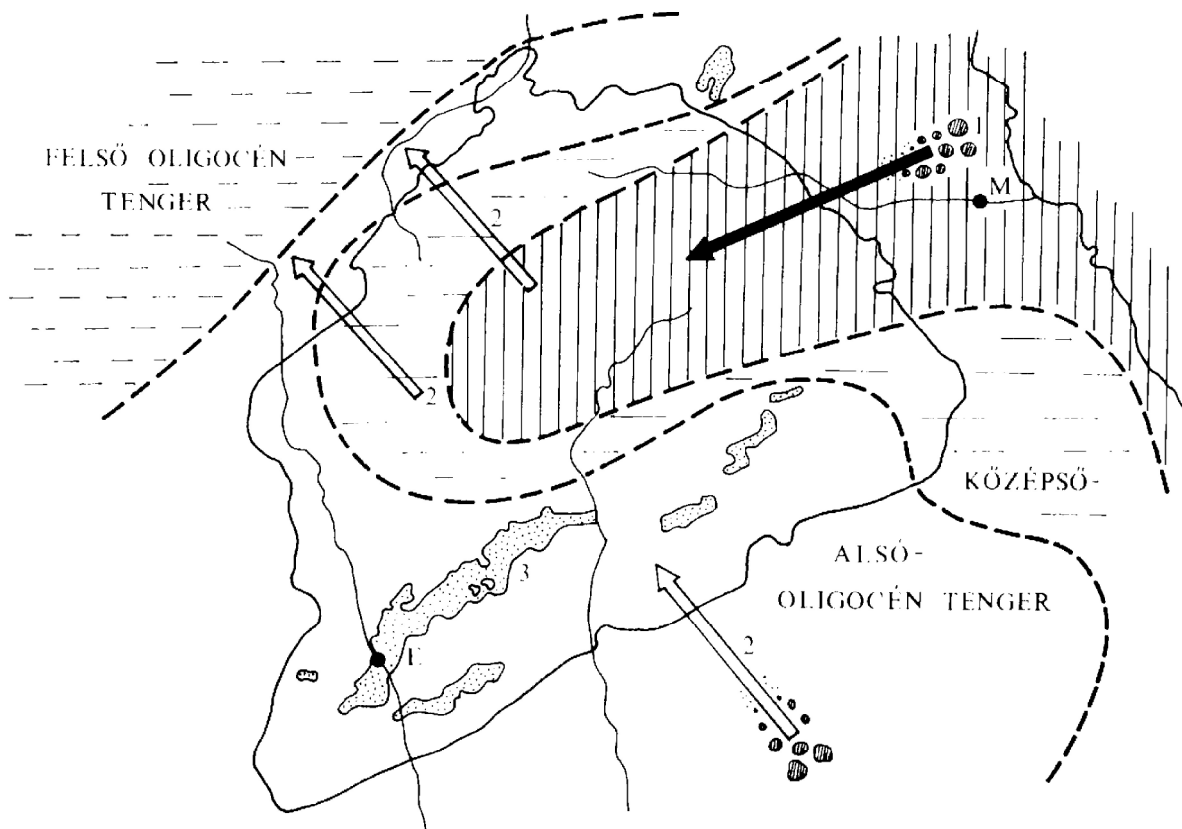
A kibillenés tényét és a felszínfejlődésre gyakorolt jelentőségét elismerjük, de az eocénnál későbbi időszakokra kell tennünk. A Sajó menti helvét barnakőszéntelepek ÉNy-ról, DK felé mutató dölései szintén későbbi, helvét időszakot követő mozgásokra bizonyítanak. (Juhász A. 1958, 2.)

### *Oligocén*

Az alsó oligocénban a hegység szélesebb peremeit délen, nyugaton és északon körül fogta a tenger. (3. ábra) K—ÉK felől törmelékáthordódás tételezhető fel a Bükk középső szárazulati területére.

Szepesházy K. megfigyelései bizonyítják, hogy a hegység felé a rupéli rétegek szemnagysága csökken, tehát a hegység felé történt az anyagszállítás a környezetből. Telegdi Róth K. feltételezte a Bükk és környezete nagyobb arányú oligocén fedettségét, ha ma már ez oligocén üledékekkel nem is bizonyítható, hiszen a miocén felszínfejlődés azokat lepusztította.

A középső oligocén tenger kelet felé transzgredált, ezzel leszűkítve a központi szárazulati területet. A felső-oligocénban a tenger ÉNy-ra visszahúzódott és a tengerpart a hegység ÉNy-i peremén rajzolható meg. A Bükk szárazulattá vált. Nagyobb részét tengeri, kisebb részét szárazföldi üledékek takarták. A központi területről feltehetően az eocén takarók lepusztultak a törmelék áthordódási folyamatok következtében. Az oligocén végére a denudáció ÉNy-felé irányult és ezzel a felső eocén óta betakart felszín fokozatosan megtisztult, és a miocén közepéig további trópusi jellegű denudációs folyamatok alakították a felszínt.



3. ábra  
 Az oligocén tengerek térhódításai és a törmelékmozgás fő irányai a hegység területén  
 (Bulla B. és Balogh K. nyomán)

1. Az alsó és középső oligocén törmelékmozgás iránya
2. Felső oligocén törmelékmozgás iránya
3. Oligocén képződmények a felszínen

E = Eger  
 M = Miskolc

## Miocén

### Alsó-miocén

Az alsó-miocén fejlődési szakaszban a geológiai adatokra támaszkodó ösföldrajzi kép elemzése alapján elmondhatjuk, hogy a tenger nyugaton, északon és keleten félkör alakban övezte a hegységet. Ez a három oldalú abszolút erózióbázis a feltehetően kis reliefenergiával bíró térszínnek és déli környezetének kedvező anyaglehordási lehetőséget biztosított. A Bükk nagy része az előző korok felszínén levő üledékeiktől megtisztult, és areálisan tovább denudálódott. Ezt a felszínfejlődési szakaszt és a vázolt folyamatokat bizonyítja az előzőekben ismertetett paleogén végi bükki kiemelkedés szükségszerű ténye és a Bükk szárazföldjének helyzete az alsó-miocén tengerhez viszonyítva.

Számításba kell venni a déli szárazföldi kapcsolatot és a távolabbi déli előtér kristályos magashegységéből nagy mennyiségű legömbölyített törmelék (kvarckavics, homok) érkezését. A délről érkező kvarckavics a hegység déli előterében felhalmozódott (Noszvaj, Kisgyőr környéke). Pin-

ezés Z. vizsgálatai e neogén üledékekben bükki eredetű kavicsot nem mutatott ki, ezzel bizonyítékokat szolgáltatott a déli irányból származtatható eredetére és arra, hogy a bükki felhalmozódási terület a déli távolabbi szárazföld területénél szükségszerűen alacsonyabb helyzetben volt. A kavicsotakaró mozgási iránya a terület tengerhez viszonyított helyzetéből is kitűnik.

Az alsó-miocénban délről érkező szárazföldi képződmények minden bizonnyal az egész félsziget megjelenésű bükki szárazulatot átjárták. Az áthordódó kristályos kőzetek törmelékei feltehetően pásztaban és csak ideiglenesen borították a felszínt, így a terület részese lehetett annak az intenzív, szinte az egész országra kiterjedő trópusi jellegű tönkösödésnek, amely az alsó miocénban jellemezte hazánk felszínét.

#### *Helvétikorszak fő felszínfejlődési jellemzői*

A felső-krétától időnként és területenként megszakításokkal tartó trópusi, szubtrópusi klímán folyó tönkképződés az alsó-miocénban enyhén hullámos felszínre alakította az ország területét és ez a felszíni állapot a középső-miocénig tartott. Majd hazánk területén, az óstájer hegységképző mozgások hatására az egységes miocén tönkfelszín rögökre darabolódott. Egyes rögök magasra, mások mélyre kerültek. Helyenként kristályos rögök is magasra kerültek, ott szerepet kapott a folyóvízi erózió. (Bulla B. 1962.) A maihoz viszonyítva fordított felszíni kép alakult ki, az Északi-középhegység nagy részét tenger öntötte el. A Bükk középső része szárazon maradt alacsony tönkfelszín volt. A régebbi irodalomban és ábrázolásban (Vadász E. 1960., Bulla B. 1962.) a helvétikumban a hegység szigetét alkotott. Mai ismereteink szerint a helvétikumban megvolt a kapcsolat a szárazfölddel (Radócz Gy. 1965.). Ennek következtében a helvétiai szárazföldi képződmények további áthordására és lerakódására volt lehetőség. Tehát a befedés játszhatott szerepet, míg a szigetjellegnél a minden irányú takarólepusztulás dominált volna. A hegység legjelentősebb kvarckavics takarójának kialakítására a helvétiai időszakot tekinthetjük a legvalószínűbbnek. Ezt a feltevésünket támogatja a hegység helyzete és a déli kristályos kőzetekből felépített magasabb térszínének jelenléte.

A Bükk területe továbbra is egy nagy kiterjedésű denudációs térszín erózióbázishoz közel eső része, a törmelékszállítás „alsó szakasza”. Így feltételezhető a miocén közepére kialakított tönkfelszín jelentős vastagságú befedése ebben az időben. Figyelemre méltó a helvétiai tengerpart vonala, amely szűkre zsugorította a tengerbe nyúló bükki szárazföldi félszigetet. A hegység területén a Felsőtárkányi-medence, a Kis-fennsík egésze, s a Nagy-fennsík keleti része, valamint a DK-i Bükk ÉK-i része e helvétiai időkben is alacsonyabb tengerrel borított térszínre voltak. (Radócz Gy. 1965.) Ezek az ösföldrajzi viszonyok döntő szerepet kapnak a későbbiekben, amikor a Nagy- és a Kis-fennsík morfológiai kérdéseit tárgyaljuk. A mai északi előtér, a Kis-fennsík területe a helvét tenger litorális zónája lehetett, megtisztulhatott szálföldig a takaró kőzetektől és így fúrókagylónyomok kerültek a paleozóos-mezozóos mészkövekre. *A fúrókagylónyomok 500 m magasságig nyomozhatók a Kis-fennsíkon* (Balogh K. 1964.). Radócz Gy. (1965.) geológiai térképe szerint *Nagyvisnyó, Szilas-fő, Bartos-*

kő, Hámor község közelében miocénkorú fúrókagylónyomos kőzetek előfordulását találhatjuk.

A fúrókagylók tevékenységét jelző tengerparti területek (abráziós teraszok) a tortonai időben lefedődtek és feltehetően a hegység magasabb részeiről lehordódó törmelékek is ráhalmozódtak e peremi területekre. *A fúrókagylónyomok alapján következtethetünk, hogy azok takaró kőzetei minden bizonnyal a legutóbbi időkig lefedve tartották a felszínt.*

A helvétai időszak jelentős barnaszéntelegeket produkált a hegység nyugati, északi és északkeleti előterében. E szénrétegek közé a hegység déli oldaláról származó riolittufa rétegződött. A szénrétegek délkeleti dőlése alapján határoztuk meg a miocén tönkfelszín kibillenésének legvalószínűbb idejét. A helvétai kavicstakaró a Kis-fennsíkon sok helyen megmaradt kőzetalkotó mennyiségben, bizonyítva az előbb ismertetett fejlődési vonalat.

#### *Tortonai-korszak felszínfejlődése*

*A Bükk hegység egész területe tenger alá került (Balogh K. 1964.). Ez a megállapítás a Magas-Bükk és környezetének morfogenetikai újráértékelésekor rendkívül fontos szerepet játszik. (4. ábra).*

A miocén-tönkfelszín fedettségének és normális eróziós denudációjának bizonyítására a következő új adatokat említhetjük meg saját megfigyeléseink alapján a Magas-Bükről (1974.).

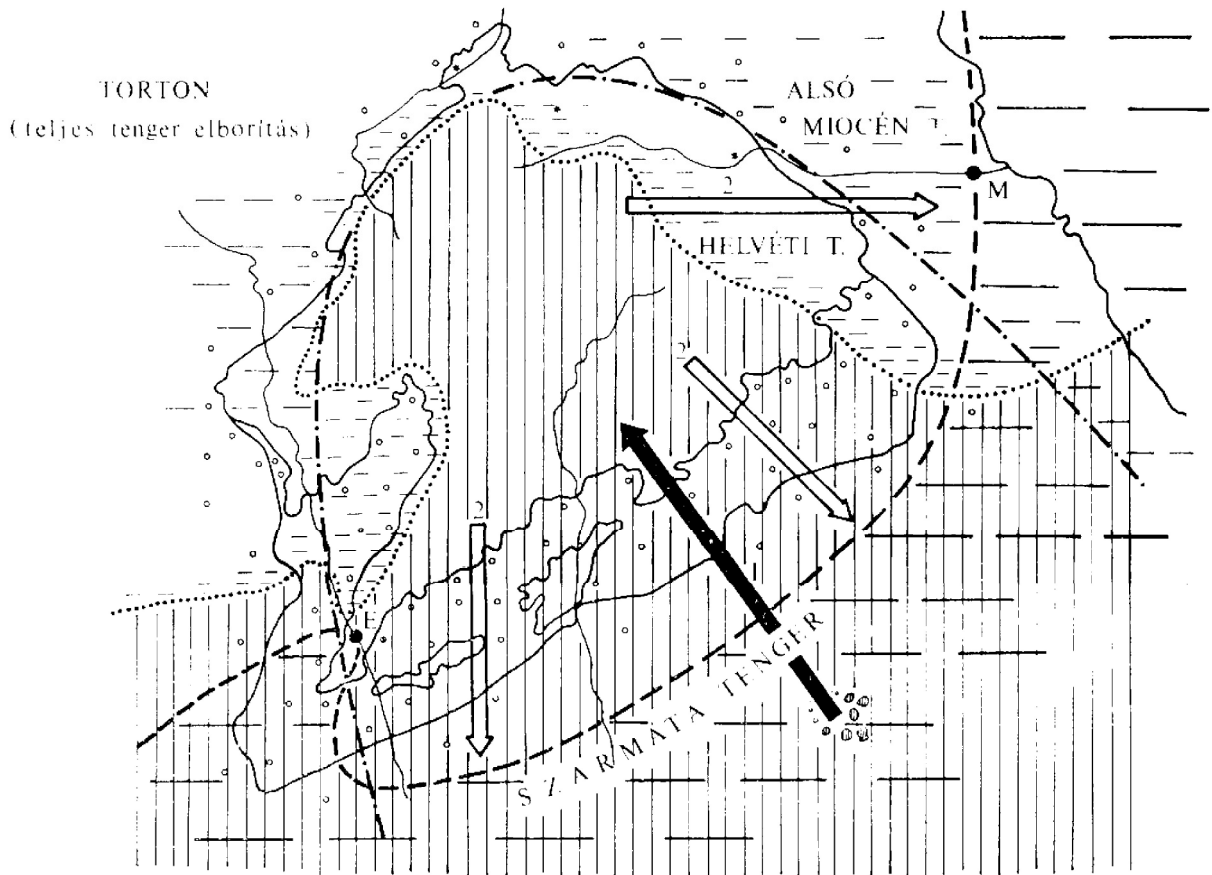
Legömbölyített eróziós kvarckavics-előfordulásokat találtunk a Bálvány északi oldalán, a Kis-kő-hát tetőszinti dolináiban, a Kálmán-réttől délre elhelyezkedő mélyedés alján, a Nagy-Kopasz—Küllő-hegy közötti mélyedésben, a Küllő-hegy DK-i oldalán, a Nagy-István-erőssének nyergében, a Leány-völgy felső szakaszán. Vulkáni piroklasztikumból (riolittufa) származó kvarcsczemcsék találhatóak a Füstös-kő-völgy ÉNy-i végén.

A Küllő-hegy déli oldalán kvarchomok találhatóak. Feltűnően nagy mennyiségű, feltehetően fennsíki eredetű kvarckavicsot és kvarchomokot találunk az Imó-kői időszakos karsztforrás barlangjában. Ezek a tények a Magas-Bükk egykori heterogén összetételű takaróját bizonyítják. A fedőkőzetek maradványaiban helvétai kvarckavicsot, torton tengeri üledékeket és a hegység déli pereméről származó torton riolittufa mutatható ki.

#### *Szarmata-korszak felszínfejlődése*

A hegység nagy részének a szarmata elején az É-ra elhelyezkedő Borsodi-medence felé kellett emelkedni, ezért a területre nem jutott északról áthalmozott gömöri eredetű mészkőkavics. (Balogh K. 1964.).

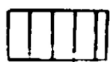
A tortonai-szarmata epigenetikus mozgásoknak tulajdoníthatjuk a kiemelkedést, amely az északi oldalon erősebb volt és a helvétai képződményekre rátolódással járt. Ebből következtethetünk az ÉNy-i peremen a kiemelkedés idejére. A hegység ÉNy-i peremén a „tisztán” jelentkező paleozoos határ minden paleogén takarófoszlánytól mentesen jelzi a nagymértékű kiemelkedést és ezzel arányban a fedőkőzetek teljes lepusztulását. A hegység keleti, délkeleti oldala feltehetően nem emelkedett, sőt süllyedhetett is. *A miocén fedett tönkfelszín ÉNy-on kb. 300—400 méterrel a környező medencék felé emelkedett, míg délkeleten belesimult a környe-*



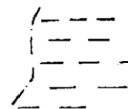
4. ábra

A miocén tengerek és szárazföldek helyzete és a szállított törmelék mozgásai irányai a Bükk hegység térségében  
(Bulla B. és Radócz Gy. nyomán)

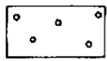
1. Alsó miocén, helvétai szárazföldi törmelékek szállítási iránya
2. Szarmata-törmelék szállítási iránya



Helvétai szárazföld



Alsó miocén-tenger és határa



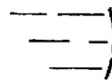
Miocén-képződmények a felszínen



Helvétai tenger és határa

\*

Fűrókagylónyomok a felszínen



Szarmata-tenger és határa



zetbe. Az északnyugati előtér törésvonalai a helvét képződményekre rá-  
tolódást mutatnak, ez időben, és térben jól jelzi a kiemelkedést. A hegység  
peremét K-en és D-en a szarmata tenger uralja. Az emelkedő mozgásokkal  
egyidejűleg a hegység nagy részéről lehúzódott a szarmata-tenger. Eger—  
Miskolc vonaláig száraz volt a Bükk, a tenger ettől a vonaltól délre helyez-  
kedett el. A hegység északi és nyugati pereme és távolabbi előtere száraz-  
zulat. A helvétí—tortonai korszakban lerakott törmelék fő lehordási iránya  
délkeleti. Kezdetét veszi egy szarmata-alsó pannon denudáció, amely ki-  
alakítja a 650 m-es, É-on 750 m-es mai tető-gerincmagasságú pliocén  
hegyláblépcsőt kb. 250—300 m-rel a ferdére billent miocén tönkfelszín  
alatt.

A Magas-Bükk rendkívül jelentős mennyiségű és elterjedten megta-  
lálható kvarcit törmelékének származtatására nem tekinthetjük elegendő-  
nek a helyi (mai Magas-Bükk) porfiriteket, hanem a karbon agyagpalák  
kvarcitteléreit is számításba kell vennünk. A karbon agyagpala-területeken  
nagy számban látni ilyen képződményeket a szálban álló kőzetekben is  
pl. a Bán-völgy nyugati oldalán található felhagyott palabányákban. A kar-  
bonagyagpalák mint kvarcit szolgáltatók csak úgy képzelhetők el, ha ma-  
gasabbra kerültek és áthordódtak a Magas-Bükk területén. Kérdés, hogy  
mikor? A miocén eleje délről északra irányuló törmelékáthordást biztosít-  
tott. Tehát nem a miocén-tönkképződés idejéből valók. A kvarckavics és  
más fedőkőzetek alig vannak a Magas-Bükk felszínén, ebből arra következ-  
tethetünk, hogy a kvarcittakaró azok lepusztulása után érkezett.

*A magasabb karbon agyagpala-háttér északnyugatról szolgáltatva vé-  
leményünk szerint a saját anyagának állékonyabb részét a kvarcitet.*  
A mészkőre átszállított agyagpala 1 cm<sup>2</sup>-nél kisebb lemezkéit bizonyíték-  
ként az Ór-kő, Pes-kő mögötti területeken megtalálhatjuk. A kvarcit  
agyaggal együtt érkezett, abba ágyazva helyenként takarószerűen jelent-  
kezik. Jelentős agyagos kvarcitos kitöltést találunk többek között a Küllő-  
hegy—Nagy-Kopasz közötti mélyedésben és különösen a Kocsmárosrét  
egykori karsztos mélyedésében.

Pinczés Z. (1968.) felszínfejlődési magyarázatában nagy jelentőséget  
tulajdonított a Bükk és környezete szarmatában bekövetkezett változásai-  
nak a hegység kiemelkedésével létrejövő geomorfológiai inverciónak. (Bul-  
la B. 1962.). A geomorfológiai inverzió következtében centrifugális, a Bükk-  
ből kifolyó vízrendszert tételezett fel, amely áttelepítette a harmadik lép-  
cső (hegylábfelszín) területére a kavics anyagot. Ez a kavics nem tartalmaz  
bükki eredetű kőzeteket, ebből arra következtetett, hogy a pliocén végén  
még a Bükk idegen fedőkőzetekkel borított.

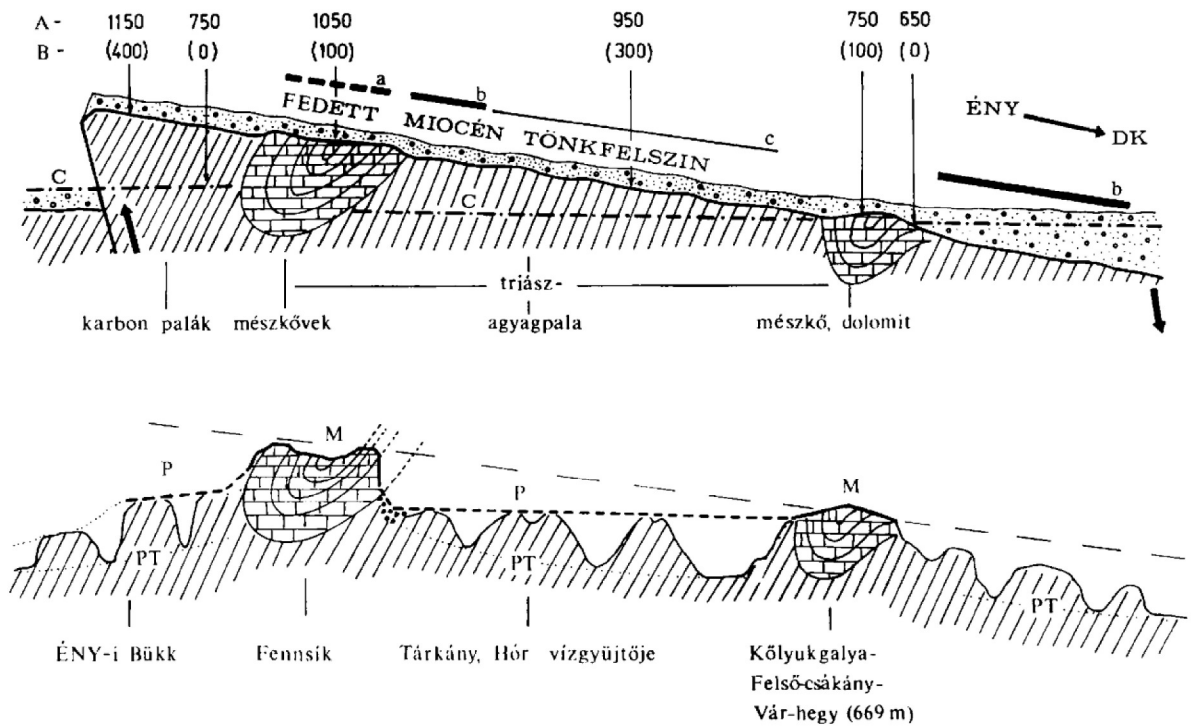
*A „harmadik lépcső” keletkezésekor a Bükk központi tömege felől ér-  
kező idegen kavics véleményünk szerint nem bizonyítja feltétlen a hegy-  
ség fedettséget.*

A Bükk déli peremén a pliocén végén pleisztocénban bekövetkező  
emelkedések nyomán továbbra is kizárólagosan idegen miocén kvarckavi-  
csokkal számolhatunk. A délkeleties kibillenés következtében a peremi ré-  
szek, sőt a Déli-Bükk magasabb térszínei is a környezet szintje alatt ma-  
radtak miocén kavicsstakarójukkal együtt a pliocén-pleisztocén kiemelke-  
désekig. Így a miocén kavicsok előfordulásai a déli peremeken érthető és

egyben bizonyíték is az említett megállapításokra. Tehát az a tény, hogy harmadik lépcső területén annak képződése idején nem halmozódott fel bükki eredetű kavics, azzal magyarázható, hogy az északra elhelyezkedő utólag magasra került kavicsstakaróval fedett miocén tönkfelszín szolgáltatta az idegen kavicsot. Tehát a harmadik lépcső területére érkező kavics csupán az északabbra elhelyezkedő utólagosan kiemelt miocén kavicsstakarókat bizonyítja.

### Pliocén

A pliocén felszínalakulásai közvetlenül meghatározták a mai morfológiai kép nagy vonásait.



5. ábra

A Bükk hegység miocén végi ferdére állított helyzetű és a pliocén—pleisztocén felszínfejlődési metszet (ÉNy—DK)

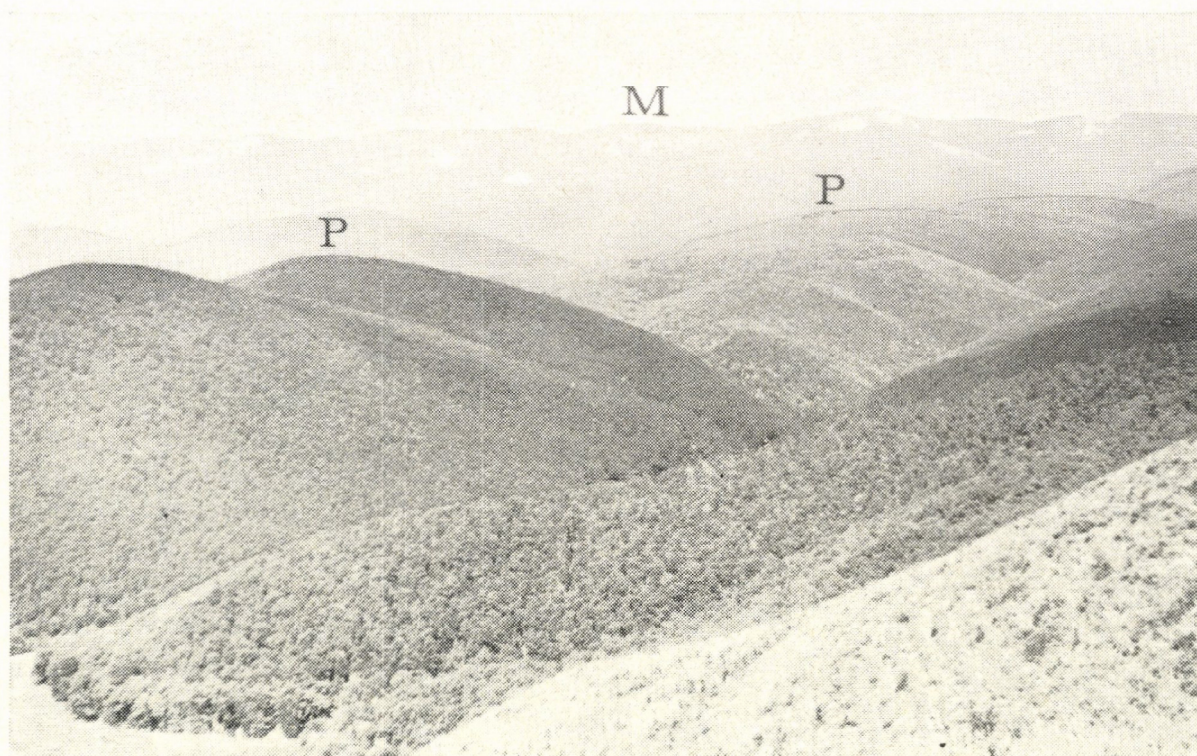
- A — A torton-szarmata időszakban féloldalasan kiemelt fedett miocén tönkfelszín maihoz viszonyított magasság értékei. (Fedőtakarót nem számítva)
- B — A miocén tönkfelszín feltételezett lepusztulási mértéke a pliocén végére (m-ben)
- C — A pliocén hegyláblépcső lepusztulás-szintje
- a — A miocén tönkfelszín eredeti DK-es dőlési irányt bizonyító irányok ki-mutathatók a felszínen (bércek és lapák a Magas-Bükk területén)
- b — A Magas-Bükk déli szomszédságában agyagpala térszínen és a Kőlyuk—Galya—Felső-Csákány—Vár-hegy vonaltól délre rövid szakaszokon ki-mutathatók az epigenetikus átöröklődött ÉNy—DK-i irányú völgyek
- c — A pliocén hegyláblépcső néhány fő völgye megőrizte a DK-i irányt
- M = A miocén tönkfelszín maradványa
- P — A pliocén hegyláblépcső
- PT — Pleisztocén lineáris denudáció szintje



Az eddigi felszínfejlődési munkák a pliocént és annak jelentős felszínalakulásait nem értékelték kellő figyelemmel. A *pliocén elején folytatódott a szarmata korszakra ferdére állított miocén tönkfelszín* (az egész Bükk területe) *egységes jellegének megbontása* és ezzel a heterogén öszszetételű fedőtakarók fokozatos lepusztulása. A hegység ÉNy-i pereme a kor elején kb. 300—400 méterre a környezete fölé emelkedett. Ez az érték a Magas-Bükk és a pliocén hegyláblépcső denudációs különbségéből adódik. A feltételezett szintkülönbség ellentétes elmozdulások eredménye, délkeleten a miocén tönkfelszín fokozatosan belesimult a környező térszínbe. Ezzel a tortonai-szarmata örökséggel és a már szarmatában megkezdődött denudációval indult a felszínfejlődés a pliocén elején (5. ábra).

A Bükk hegység északnyugati része a tortonai-szarmata kiemelkedés után valamivel magasabb volt, így vízfolyásait eróziós törmelékeit a mai fennsík területére szállította. A *centrifugális vízrendszer helyett* (Pinczés Z.) *véleményünk szerint ÉNY—DK-i irányultságú vízfolyások alakultak ki*, ezek centrifugális jellegűvé fejlődését csak a pliocén második felében feltételezzük. A délkeleti irányultságú vízfolyásrendszerek bizonyítékai többek között a Magas-Bükk kvarcittakarója és a mai morfológiai kép számos öröksége.

A pliocén első felében a pliocén hegyláblépcső fejlődésével egy *denudációs tereplépcső alakult ki a miocén tönkfelszín mészkőterületének déli, majd északi peremén*. Ez a tereplépcső a két kőzet határvonalán élesen elkülöníti a magasabb miocén tönkfelszín mészkőterületeitől a főleg agyagpala térszíneken kifejlődő pliocén hegyláblépcsőket (1. fénykép).

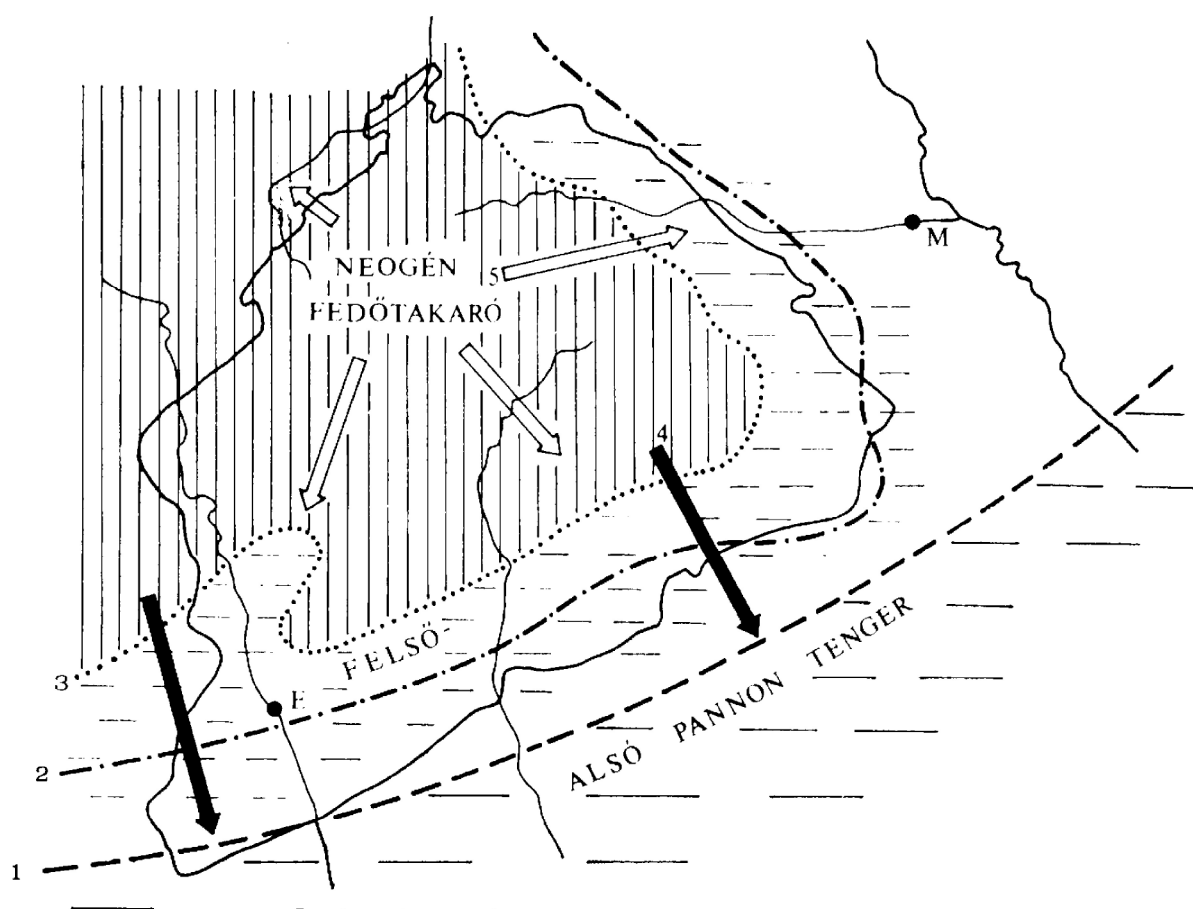


1. kép

A Magas-Bükk miocén tönkfelszíne (M) 950 méteres tetőszintekkel, túlnyomóan triász mészkövekből és déli előterében a pliocén hegyláblépcső felszíne (P) 650 méteres tetőszintekkel nagyrészt agyagpala térszíneken. (A szerző felvétele déli irányból, a Völgyfő-ház mellől)



A Magas-Bükk fedett mészkőterületein átfutó völgyek a fejlődő hegylábtelepcsön folytatódtak a felszínfejlődés kiindulási térszínének DK-i dőlését követve. Ennek a felszín elegyengetési folyamatnak az alsó pannon tenger déli elhelyezkedése miatt a hegység déli oldalán, a Magas-Bükk-től D-re eső agyagpala térszíneken a legkedvezőbb feltételei voltak meg. A miocén tönkfelszín lejtésének megfelelően a lepusztulás iránya kezdetben DK-i volt. Később a felső-pannon tenger K-en és ÉK-en is körülvette a hegységet, sőt a központi tömege felé nyomult, ezzel fokozta a denudációt és tovább erősítette a hegység központi, részben fedett mészkőterületének kelet felé irányuló eróziós rendszerének a kifejlődését (6. ábra), (2. fénykép). A miocén tönkfelszín és a pliocén hegylábtelepcsők később a hegység jelentős pleisztocén kiemelkedésekor magasra kerültek, ennek következtében a nem mészkő felszíndarabok lineárisan, erősen felszabdálódtak.



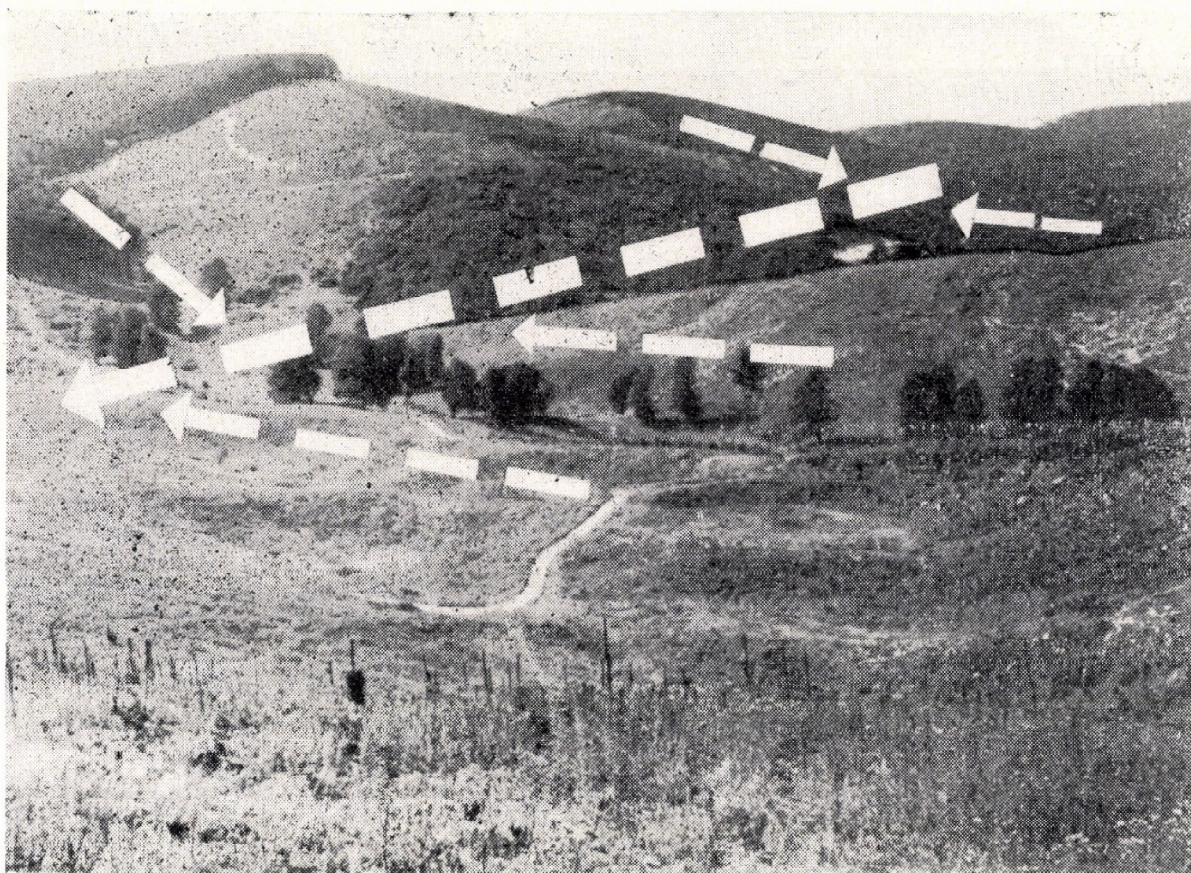
6. ábra

A pliocén tengerek térhódításai a Bükk hegység területén és a fő lepusztulási irányok

(Bulla B. és Balogh K. nyomán)

1. Alsó pannon tenger határa
2. Felső pannon tenger üledékekkel bizonyított határa
3. Felső pannon tenger feltételezett határa
4. Alsó pannon szediment lehordási irány
5. Felső pannon szediment lehordási irány





2. kép

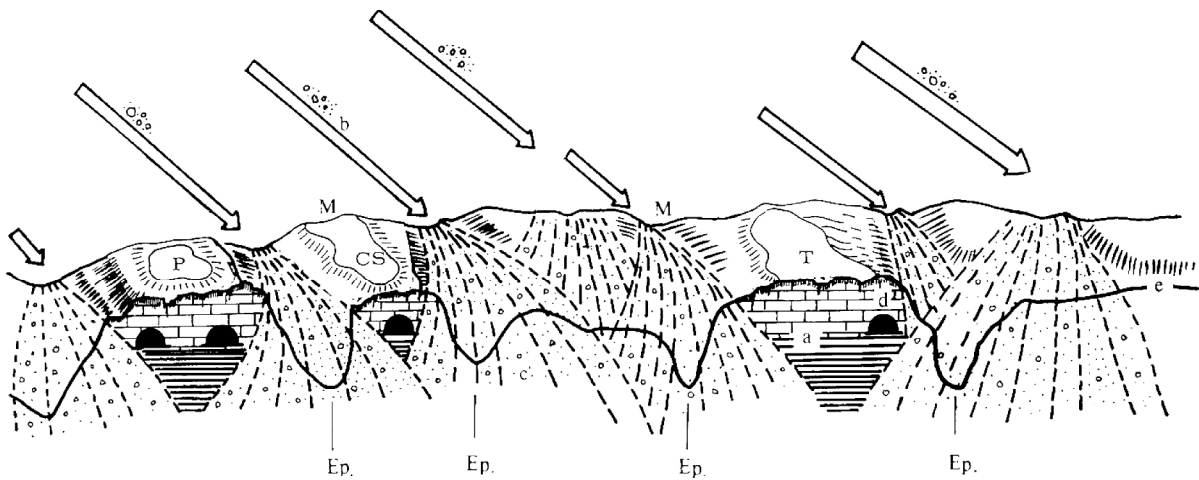
A Magas-Bükk ÉNy—DK-i völgyei a pliocén második felében keleti irányban nyerneket levezetést. A vékonyabb nyilak az egykori ÉNy—DK-i irányú völgyeket, a vastagabb nyilak a keletre irányuló fő völgy irányát mutatja (a völgyek dolinasorokká fejlődtek). A kép a Nagymező és a Mélysár-bérc közötti területet mutatja a faszor Mélysár-völgyet jelzi. (A szerző felv.)

Új völgyrendszerek alakulnak ki a pliocén hegyláblépcsőkön (Felsőtárkányi-medence, a Hór vízgyűjtő területe) és bevágódtak a már meglévő völgyek (Garadna, Szinva stb.).

A kialakult pliocén hegyláblépcső határozottan különült el a miocén tönkfelszín jól konzerválható mészkőterületektől. A miocén tönkfelszín legmagasabb mészkő térszíneiről fokozatosan lepusztult a fedőtakaró és kezdetét vette a karsztosodás (pliocén közepe).

A fennsíkról és egy ideig északi előteréből érkező takaró kőzetek törmelékei hatalmas törmelékúpokat építettek a fejlődő mélyebb pliocén hegyláblépcső és a magasabb miocén tönkfelszín képviselő mészkőterületek határán (7. ábra). Ezeken a területeken megemelkedett a helyi karszterózióbázis, ezért a karsztvíz felszínre lépése a magasan elhelyezkedő forrásbarlangoknál (800—850 m) általában a peremi völgyek közötti térszínen történt. Fokozatosan K-i majd É-i karszterózióbázisok alakultak ki. A miocén tönkfelszín DK-i dőlésével és a törmelékeitől megtisztuló fennsíki rétegtető helyzetével összhangban K-i irányú vízfolyásrendszer alakult ki a fennsíkon (8. ábra). A fennsíkon DK-i irányban átfutó vízfolyá-

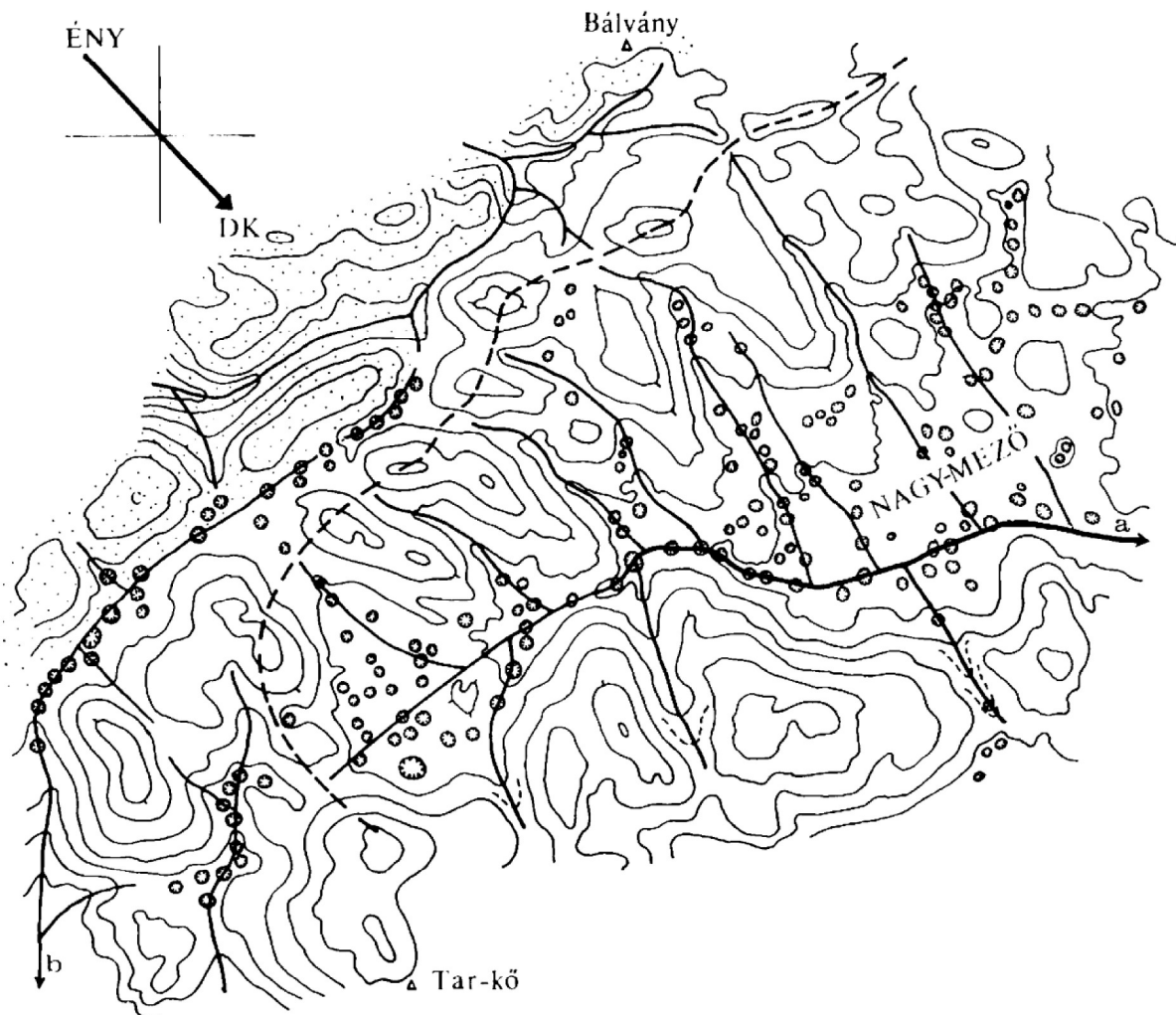




7. ábra

A Magas-Bükk déli pereme a pliocén hegyláblépcső fejlődésének a kezdetén

- M = részben neogén üledékekkel fedett miocén tönkfelszín
- a = a fejlődő pliocén hegyláblépcső (agyagpala) mészkővel érintkező pereme törmelékkúpokkal nagy területen fedve
- b = agyagos, kavicsos (kvarcit) törmelék áthordódása ÉNy-ról a Magas-Bükk területén
- c = törmelékkúpok lefedik az agyagpala térszín és a mészkő találkozásának (karszterózióbázis) nagy részét
- d = 800–850 m magasan található pusztuló forrásbarlangok
- e = a törmelékkúpok fő tömegének eltávazása után kialakult a mai felszín a miocén takaróközetről epigenetikusan átöröklődött völgyekkel (Ep)
- P = Pes-kő, Cs = Cserepes-kő, T = Tar-kő



8. ábra

A Magas-Bükk tönkfelszínének délkeleti dőlését bizonyító fő irányok és a terület epigenesztikusan átöröklött völgyrendszerébe települt dolina sorok, amelyek a felső pannon keleti erózióbázis felé lejtnek

- az egykori epigenetikus völgyek irányai
- - - - - a fennsík K-re irányuló és a rétegteknő tengelyhez igazodó egykori vízfolyások vízgyűjtőterülete
- a) A Nagy-mező felé irányuló vízfolyásrendszer lefolyási iránya
- b) A Magas-Bükk ÉNy-i peremén saját és északnyugatról áthalmozott fedőkőzetek által kialakított vízfolyásrendszer (Vörös-kő-völgy—Istállós-kő Szállás—Órház—Hutabérc dolinasora)
- c) A Magas-Bükköt legtovább befedő ÉNy-i peremi fedőtakaró

sokból fokozatosan alakult ki a fennsík keletre tartó vízfolyásrendszere, amit a Garadna sekélyen bevágódó őse, valamint a Lusta-völgy, Szinva-völgy és emellett kisebb völgyek csapoltak le. Fokozatosan előtérbe került a pliocén második felétől kezdve és az egész pleisztocénban jellemző lineáris denudáció. A mészkőterületek fedőtakarója vékonyodott, területileg csökkent, ezzel az epigenetikus völgyfejlődéssel fokozatosan kialakította a Magas-Bükk területén a dolinák kialakult térbeli rendszerét. Ezek

vize már a terület déli oldalán kialakult külső alacsonyabb karszterózióbázis felé irányult.

A tortonai-szarmata egyenlőtlen kiemelkedéséből származó ÉNy-i magasabb hegység rész viszonylag gyorsan elvesztette fedőtakaróját a két irányú denudáció következtében (DK—ÉNy-i) és megkezdődött az É-ra irányuló gyors ütemű lepusztulás a túlnyomóan karbon agyagpalákon, majd átterjedt az északi irányú denudáció a mai fennsíki terület É-i részére is. E fejlődés eredményeként a miocén tönkfelszín mészkőterületei (részben fedett állapotban) kerültek a legmagasabbra. A fedőkőzetek maradéka a fennsík ÉNy-i peremével párhuzamosan pásztában maradt meg. Majd ez a peremi törmeléktakaró maradék is rövidesen lepusztult, a maradék fedőtakaró nagyobb része észak felé keresett utat. A DK felé irányuló völgyek így továbbfejlődtek és egy rövid ÉNy-i lejtésű völgyszakaszt kaptak. (A Magas-Bükk északi előterében folytatódnak) ezzel völgyi vízvásztókat alakítottak ki és kettős lejtésű völgyekké fejlődtek a Magas-Bükk területén. Ezek az *ÉNy—DK-i irányú kettős lejtésű egykori völgyek ma is jól felismerhetők a Magas-Bükk területén természetesen karsztdenudációs morfológiai formákkal gazdagítva*. A völgyelések ÉNy-ra irányuló fennsíki rövidebb szakaszai mutatják a felszíni vízfolyások É-ra irányulásának későbbi és rövidebb eróziós szakaszát.

A fennsíki törmeléktakaró egy részének É-felé kellett lehordódnia, nagy relief energiával erőteljes eróziós felszabdaltságot kialakítva és meghatározva az É-i előtér völgyfejlődésének irányait, ami a pleisztocénban új erőre kapott.

Hosszú ideig déli irányban található a hegység karszthidrográfiai rendszere lecsapolást, karszterózióbázist. Az északi, magasabbra kiemelt hegységperem pliocén hegyláblépcsője egy magasabb északi lepusztulási szinthez igazodott, ezért a karbon agyagpalák térszíne a továbbiakban is magasabban határolták a karszt északi peremét. *Csak a pleisztocén völgybevágódások tárták fel a karsztvizet az északi oldalon*. Ez a magyarázata annak, hogy az É-i oldalon magasabb szinteken nem jellemzőek a forrásbarlangok, csupán a jelenlegi karszterózióbázis közelében találunk néhány inaktív forrásbarlangot.

### *Pleisztocén*

A pleisztocént jellemzik a nagyarányú, az egész hegységre kiterjedő fokozatos emelkedések. Ezen *emelkedések eredményeként a pliocén hegyláblépcső felszínénél mélyebben fekvő peremrészek táródtak fel*. A délkeleties dőlésű, fedett miocén tönkfelszín a pleisztocén kiemelkedések ritmusával arányban került szabaddá, de egyben le is pusztult, hegyláblépcsőket és hegylábfelszíneket alakított ki rajta a denudáció. A délkeleties dőlésű miocén tönkfelszín megjelenése a felszínformálódás rövid átmeneti fázisát képviselte. Jelentősége egyedül a felszíni vízfolyások DK-i irányainak kitűzésében emelhető ki. A középső Bükk-től délre eső terület völgyirányait az előbbi fejlődési tényezők határozták meg.

A pliocén hegyláblépcső lineáris felszabdalásával csökkent a karszterózióbázis magassága, ezzel kezdetét vette a Magas-Bükk második karsztosodási fázisa, amit a Bükk-fennsík epigenetikus völgyeinek kiszáradása,

dolinasorokká fejlődése és az egyre mélyebbre süllyedő forrásbarlangszintek fejlődése jellemző. A nem karsztos kőzetek határát megemelő egykori törmelékkúpok a fennsík D-i peremeiről és a K-i oldalról a fejlődés során elhordódtak és helyükön részben a Magas-Bükkből lefutó epigenetikus, részben az agyagpala térszíneken visszavágódó pleisztocén völgyhálózat új helyi karszterózióbázisokat eredményezett. Ennek a folyamatnak eredményeként áthelyeződtek a forrásbarlangok, sokszor csak karsztvíz-kifolyók a völgyekbe. A pleisztocén folyamán kezdetét veszi a közel mai karsztos formakincs fejlődése, a fennsíkon a sordolinák, sőt azok egymásba olvadása is megkezdődött. A pleisztocén glaciálisok és interglaciálisok klímaváltozásai a már kialakult karsztjelenségeket erős igénybevételnek tették ki.

A pleisztocén második felében a kiemelkedések nyomán megtisztult a Kis-fennsík nagy része fedőtakaróitól és felszínre került a torton időszakban abráziósan kialakított 500 m-es átlagmagasságú térszín. *A fúrókagylónyomok egy „kész fennsíkot” azaz egy abráziós síkot kell, hogy bizonyítsanak,* hiszen a terület bármilyen későbbi denudációja eltüntette volna a fúrókagyló-telephelyek maradványait. A fúrókagylónyomok így is csak a legutoljára szabaddá váló mélyebb felszíneken maradhattak meg.

A pleisztocén kiemelkedések az ős Garadnát, a Lusta-völgy, Szinva-völgy vízrendszereit több száz méterre bevésztették a pliocén felszínen kialakult enyhe völgyeléseik óta. Vízrendszereik döntő szerepet játszottak a Magas-Bükk fokozatosan kifejlődő keleti irányba átváltó eróziós rendszerének kialakításában. Ezek a nagyméretű eróziós völgyek jelentős mennyiségű, túlnyomóan nagykeménységű törmelék továbbítására adnak bizonyítékokat.

A pleisztocénban a szabad mészkőfelszíneken kifagyásos aprózódással törmeléktakarók alakultak ki. E folyamatok a fennsíkon helyenként jelentősen megbontották a szálkőzet egységét, a Magas-Bükk meredek peremén pedig a törmelék gravitációsan vándorol lefelé tipikus kőfolyásokat kialakítva és részben betemetve a peremi epigenetikus eredetű szurdokvölgyeket, illetve a mészkőperemek pliocén elegyengetett felszínnel találkozó határvonalát.

A pleisztocén végi holocén karsztosodás a völgybevágódásokkal és a hegység déli peremének térszínváltozásaival párhuzamosan az alászálló karsztvíz munkája nyomán kialakítja a hegység forrásbarlangjainak legmélyebben fekvő sorozatát (Szinva—Garadna vízrendszere, a Felsőtárkányi-medencéhez tartozó völgyek forrásbarlangjai). Kialakulnak a mai helyi karszterózióbázisok és a hegység peremi felszínalakulását követve a hegység déli karszterózióbázisa (Eger—Kács—Lator-fő, Miskolc-Tapolca), a miskolc-tapolcai abszolút karszterózióbázissal. *A pleisztocén kiemelkedések a hegység egészét érthették, a belső tektonikus mozgásokkal alig számolhatunk, semmiképpen sem lehetett meghatározó szerepe a mai morfológiai kép kialakításában.*

A Bükk peremén történtek elmozdulások, a hegység területe pozitív, a környezet pedig negatív irányú elmozdulásokat szenvedett. Ezek a tektonikus elmozdulások tagadhatatlanok, amelyek a peremek formakincsének sajátos tektonikus jelleget adnak, de nem indokolt ezeket a hegység fő tömegére is átvinni. A peremi tektonizmus a terület Ny-i É-i és ÉK-i

térségében a szénbányászkodás nyomán vált ismertté. A hegység déli peremén szintén szép példáit láthatjuk a fiatalkori peremi tektonikus elmozdulásoknak (Pinczés Z. 1955.) A pleisztocén hozzánk közelebb eső részének és a holocénnek a felszínfejlődése a hegység peremeken Kerekes J., Peja Gy., Pinczés Z. munkáiból ismeretesek.

A Bükk-hegység belső területeinek geomorfológiai részletkérdéseiről viszonylag keveset tudunk, e területen a különböző szintű barlangkitöltések vizsgálata és e munka során először kiemelt tetőszinti karsztjelenségek különösen a teljesen eltömődött víznyelők és dolinák kitöltésvizsgálata lenne kívánatos. Ezek az adatok elsősorban a karsztosodás időbeli és térbeli fejlődésre utalnának, de támpontokat adnának az általános térszínfejlődés részletkérdéseire is.

#### IRODALOM

- Balogh K. 1963. A Bükk hegység és környékének földtani képe (M = 1 : 100 000).  
Balogh K. 1964. A Bükk hegység földtani képződményei.  
MÁFI Évk. 2. p. 245—719.
- Bulla B. 1962. Magyarország természeti földrajza.  
Bp. p. 7, 11, 12, 15 és p. 158—162.
- Bulla B. 1968. Válogatott természeti földrajzi tanulmányok.  
Akad. Kiadó, p. 1—143.
- Dénes Gy. 1971. A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében.  
Karszt és Barl. 1. p. 5—8.
- Frisnyák S. 1958. A Bükk-fennsík kialakulása és mai felszíne.  
Bors. Földr. Évk. 1. Miskolc p. 14—19.
- Hevesi A. 1972. Forrásmészko-képződés a Bükkben.  
Földr. Ért. 21. köt. 2—3. p. 187—205.
- Horváth S. 1962. Fedett karrok a Bükkben.  
Karszt és Barl. 1. p. 25—26.
- Horváth S. 1963. A tarkói kőfülke.  
Karszt és Barl. Táj. 4—5. p. 79—82.
- Jakucs L. 1968. Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfogenetikájának értékeléséhez.  
Földr. Ért. 1. p. 17—46.
- Jakucs L. 1971. A karsztok morfogenetikája.  
Akad. Kiad. p. 1—310.
- Jámbor A. 1959. A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog” képződményei.  
Földt. Közl. 3. p. 181—184.
- Jánossy D. 1962. A tarkói kőfülke kutatásának őslénytani eredményei.  
Karszt és Barl. Táj. 4. p. 48—50.
- Juhász A. 1958. A borsodi külszíni szénfejtések.  
Bors. Földr. Évk. 1. Miskolc p. 53—59.
- Juhász A. 1962. A létrástetői barlang.  
Karszt és Barl. 2. p. 45—50.
- Kerekes J. 1936. A Tárkányi-öböl morfológiája.  
Földr. Közl. 64. p. 80—97.
- Láng S. 1971. A hazai karsztok és környékük lepusztulásának egyes kérdései.  
Karszt és Barl. 1. p. 1—3.
- Láng S. 1964. A Bükk geomorfológiai vázlata.  
Karszt és Barl. Táj. 5—6.
- Láng S. 1953. Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi Középhegységben.  
Földr. Közl. 1—2. p. 21—64.
- Láng S. 1954. Hidr. és morfológiai tanulmányok a Bükkben.  
Hidr. Közl. 34. p. 70—81.



- Láng S. 1968. Válogatott fejezetek az általános természeti földrajzból.  
Tankönyvkiadó Bp. p. 1—379.
- Leél—Össy S. 1954. A Magas-Bükk geomorfológiája.  
Földr. Ért. 3. p. 323—356.
- Leél—Össy S. 1959. A Bükk víznyelőinek és víznyelőbarlangjainak tanulmányozása.  
Földr. Ért. 2. p. 179—190.
- Leél—Össy S. 1959. Magyarország karsztvidékei.  
Karszt és Barlangkut. Évk. 1. p. 79—88.
- Moldvay L. 1969. Neotektonikus felszínalakulás hazai közephegységeinkben.  
MÁFI Évi jelentése 1969-ről.
- Peja Gy. 1954. A Bükk kialakulása és mai felszíne.  
Természet és Társadalom 113. p. 480—483.
- Peja Gy. 1959. A Miskolc-Diósgyőri medence felszínformái.  
Borsodi Földr. Évk. Miskolc 2. p. 5—23.
- Pécsi M. 1963. Hegylábi (Pediment) felszínnek a magyarországi közephegységeinkben.  
Földr. Közl. p. 195—211.
- Pécsi M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok osztályozása és nevezéktani értelmezése.  
Földr. Közl. 2. p. 185—203.
- Pécsi M. 1969. Az elegyengetett felszínnek főbb kutatásai és nomenklaturai problémái.  
Földr. Ért. 2. p. 145—156.
- Pécsi M.—Sárfalvy B. 1960. Magyarország földrajza.  
Akad. Kiadó, 1960.
- Pinczés Z. 1955. Morfológiai megfigyelések a Hór völgyében.  
Földr. Ért. 2. p. 145—156.
- Pinczés Z. 1956. A Déli Bükk és előterének néhány fejlődéstörténeti problémája.  
Acta Geogr. Debrecina 26. p. 1—12.
- Pinczés Z. 1968. A Bükk hegység tönk- és pediment felszínei.  
Term. földr. dokumentáció 7. sz. MTA FKI. p. 32—39.
- Pinczés Z. 1969. Herausbildung der tertiären Oberflächen des Bükk-Gebirges.  
Acta Geogr. Debrecina
- Radó Sándor (szerk.) 1967. Magyarország Nemzeti Atlasza.  
p. 8, 9, 19.
- Radócz Gy. 1965. A Bükk hegység környéki helvét képződmények mélyföldtani térképe (M = 1 : 100 000).
- Schmidt E. R. (szerk.) 1961. Magyarország Vízföldtani Atlasza.  
Bp. p. 1—18-ig.
- Schréter Z. 1913. A Bükk hegység északnyugati része.  
Földt. Int. Évi Jel. p. 292—304.
- Schréter Z. 1935. A Bükk hegység triász képződményei.  
Földt. Közl. 65. p. 90—103.
- Schréter Z. 1943. A Bükk hegység geológiája.  
Beszámoló a m. kir. Földt. Int. Vitaül. munk. Bp. 5. p. 378—411.
- Schréter Z. 1954. A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai.  
Hidr. Közl. 34. p. 287—294 és 369—381.
- Schréter Z. 1960. Die geologischen verhältnisse der Bükk-Gebirges.  
Karszt- és Barlangkut. 1. p. 7—36.
- Strömpl G. 1914. A borsodi Bükk karsztja.  
Földr. Közl. 42. p. 79—98.
- Szabó P. Z. 1956. Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai.  
Dunánt. Tud. Gyűjt. 9. p. 183—193.
- Székely A. 1972. Az elegyengetett felszínnek típusainak rendszere magyarországi példákra.  
Földr. Közl. 2. p. 43—58.
- Székely A. 1973. A Magyar-Középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei.  
Földr. Közl. 2. p. 185—203.
- Tóth G. 1973. A karsztvíz, karsztvízszint, karszterózióbázis karsztnevezéktani alapfogalmakról.  
Acta Acad. Agriensis 11. Eger p. 377—384.

- Tóth G. 1973. Adatok a Nyugati-Bükk karszthidrológiájához.  
Földr. Ért. 2—3. p. 277—286.
- Udvarhelyi K. 1968. Magyarország természeti és gazdasági földrajza.  
Tank., 251—257.
- Vadász E. 1960. Magyarország földtana.  
Akad. Kiadó, 1960.
- Vitális Gy. 1966. Adatok a DNy-i Bükk vízföldtanához.  
Hidr. Közl. 6. p. 255—260.
- Vitális Gy. 1957. Magyarország földtana.  
Műszaki Kiadó, 1957. p. 158—170.
- Vitális Gy. 1970. Földtani és vízföldtani megfigyelések a miskolc-tapolcai Nagykő-  
mázsán.  
Hidr. Közl. 2. p. 49—55.
- Wein Gy. 1972. Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének össze-  
foglalása.  
Földr. Közl. 4. p. 302—328.