MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

A doktori iskola vezetője: Dr. LAKATOS ISTVÁN, AKADÉMIKUS

# A KŐZETMINŐSÉG SZEREPE A BÜKKALJA VÖLGY- ÉS VÍZHÁLÓZATÁNAK KIALAKULÁSÁBAN

DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS

Készítette: VÁGÓ JÁNOS

Tudományos vezető: PROF. DR. HABIL. HEVESI ATTILA egyetemi tanár

Kutatóhely: Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar Földrajz Intézet Természetföldrajz-Környezettan Intézeti Tanszék

Miskolc, 2012

# Tartalom

1.	Bevezetés	4
2.	Kutatástörténeti áttekintés	5
3.	Alkalmazott módszerek	6
4.	A Bükkalja elhelyezkedése	7
5.	A Bükkalja földtani, felszínalaktani áttekintése	9
	5.1. Óharmadidőszaki (paleogén) és idősebb képződmények	9
	5.2. Miocén vulkáni képződmények	11
	5.2.1. Gyulakeszi Riolittufa Formáció	12
	5.2.2 Tari Dácittufa Formáció	13
	5.2.3. A felső riolittufa szint képződményei: Harsányi Riolittufa Formáció	14
	5.2.4. A leiso fiontula szint kepződmenyel. Fememeti Kiontula Formació	15
	5.3. Pannon-pleisztocen üledekek	15
	5.4. Az vulkáni kőzetek erózióval szembeni ellenállóképessége	16
	5.5. Szerkezeti vonalak	18
	5.6. A Bükkalja hegylábfelszínének kialakulása	20
6.	A miocén vulkáni kőzetek hatása a felszíni formakincs kialakulására	22
	6.1. A Bükkalja felszínalaktani szintjeinek elkülönítése térinformatikai eszközökkel	22
	6.1.1. Felszínalaktani szintek elkülönítése a domborzatmodell hisztogramja alapján	22 26
	0.1.2. I ciszinaiaktani színek kijelőlése a germéek magassaganak ösztaryozasa arapjan	20
	6.2. A tufateruletek alakrajzi (morfometriai) vizsgalata	30
7.	A Bükkalja vízföldrajzi vizsgálata, különös tekintettel az összesült ignimbritek szerepére	32
	7.1. A Bükkalja völgyhálózatának általános jellemzői	32
	7.2. A Bükkalia vízgvűitőinek alakraizi (morfometriai) – statisztikai vizsgálata	
	7.2.1. A vízgyűjtők elhelyezkedésének, alakjának elemzése	35
	7.2.2. A vízgyűjtők főbb morfometriai (alakrajzi) adatainak elemzése	39
	7.2.3. A részvízgyűjtők alakjának és főbb alakrajzi (morfometriai) adatainak elemzése	44
	7.3. A vízfolyások rendűsége és magnitúdója	47
	7.4. A vízhálózat rajzolata	49
	7.5. A Bükkalia vízfolvásainak esése	51
	7.5.1. A bükkaljai vízfolyások esésgörbéinek elemzése	52
	7.5.2. A vízfolyás-esésviszonyok numerikus meghatározásának lehetőségei	58
	7.5.3. Az esésviszonyok térbeli elemzése – esésindex térkép	61
	7.6. A völgytípusok kitettség szerinti osztályozása	66
	7.6.1. A kitettség szerinti völgytípusok jellemző elterjedési területének vizsgálata a Bükkalja teljes	70
	7.6.2. Az obszekvens völgytípus és az összesült ignimbritek elteriedési területének vizsgálata	72 74
	7.7. A Rükkalia völav- vízfolvás- és torkolatsűrűsége	76
	7.7.1. A Bükkalja völgysűrűsége	70
	7.7.2. A Bükkalja vízfolyássűrűsége	79
	7.7.3. A Bükkalja torkolatsűrűsége	80
	7.8. A Bükkalja völgyirányainak vizsgálata	81
	7.8.1. A vízgyűjtőterületek völgyeinek iránystatisztikai vizsgálata	82

7.8.2. A völgyhálózat elemeit irányító tényezők	
7.9. Völgylefejezések (kaptúrák)	
7.10. Deráziós völgyek vizsgálata	
8. Összegzés, eredmények	
9. Summary	
Köszönetnyilvánítás	
Ábrák, táblázatok és képek jegyzéke	100
Irodalomjegyzék	102
A szerző értekezés témájával kapcsolatban megjelent publikációi	111

# 1. Bevezetés

A Bükkalja magyarországi viszonylatban alaposan kutatott területnek számít, természeti adottságainak megismerése hosszú, gazdag múltra tekint vissza. Az eddigi kutatások között voltak, amelyek a hegylábfelszín egy kiválasztott részterületének (pl. Bogács-Cserépfalui-medence) alapos, több természetföldrajzi szempontot átfogó bemutatását tűzték ki célul, mások egy-egy téma, jelenség (pl. kaptárkövek) megjelenését vizsgálták a Bükkalja teljes területén.

Az általam választott kutatási téma legfőbb célkitűzése a Bükkalja földtani felépítésének, a területet felépítő kőzetek – elsősorban a miocén során keletkezett, változatos kőzettani tulajdonságokkal rendelkező piroklasztok – kőzetminőségének a felszínformálódásra, és különösen a vízgyűjtőkre, valamint a völgy- és vízhálózat kialakulására, tulajdonságaira gyakorolt hatásának vizsgálata. A tufák közül leginkább az erózióval szemben igen ellenálló, a kőzetminőséghez igazodó lepusztulásnak (szelektív denudáció) megfelelően környezetüknél lassabban pusztuló összesült ignimbritek felszínformáló szerepét kívántam - földtani szakirodalmi adatokra is támaszkodva értékelni. Korábban már több szerző (pl. Láng S. 1954, Hevesi A. 1997a, Székely A. 1997) felismerte a földtani felépítésnek a völgyhálózat kialakulására gyakorolt irányító szerepét: a bükkaljai patakok folyásirányának megváltoztatását, összeterelődését az összesült ignimbritből kiformálódott réteglépcsők jelenlétével magyarázták, de e kőzettípus hatásainak részletesebb kifejtése elmaradt. Az összeterelődés miatt a patakok fővölgyei között széles völgyközi hátak alakultak ki, amelyek kiváló mezőgazdasági adottságokkal rendelkeznek (Hevesi A. – Papp S. 1979), tehát e kőzetek hatása még a területhasználatra is kiterjed.

Az összesült ignimbritek vízrajzi jellemzőkre gyakorolt hatásainak adatokkal alátámasztott elemzése, egész területre kiterjedő, alapos, átfogó vizsgálata és a Bükkalja vízföldrajzi szempontú bemutatása még nem készült el. Munkámban elsősorban arra kerestem választ, hogy a kőzetminőség hatása a völgyhálózat tulajdonságait leíró mérőszámokban (pl. vízgyűjtők morfometriai adatai, vízfolyások esése, rendűsége, irányítottsága, sűrűsége, stb.), hogyan mutatkozik meg. Megoldásokat kerestem az összesült ignimbritek fenti jellemzőkre gyakorolt hatásainak különféle korszerű; egzakt, számszerű adatokat szolgáltató térinformatikai módszerekkel való igazolására is.

Dolgozatomban kísérletet tettem a Bükkalja felszínalaktani (magassági) szintjeinek (kettős hegylábfelszín) egyéni megítéléstől független, új, térinformatikai eszközökkel történő elhatárolására, valamint meghatároztam az egyes szintek pontos elhelyezkedését, kiterjedését is. Célul tűztem ki a felszínalaktani szintek elhelyezkedése és az összesült ignimbritek felszíni megjelenése közötti összefüggés elemzését, valamint a tufákból felépülő térszínek domborzatának részletes vizsgálatát is. Az értekezésben több olyan új, ill. továbbfejlesztett vizsgálati, térképi megjelenítési módszert is alkalmaztam, amelyek más tájegységek részletesebb megismerésében is felhasználhatók.

A Bükkalja földrajzi és földtani elhatárolása között lényeges különbség figyelhető meg. A "hivatalos" földrajzi tájbeosztás szerint a tájegység a Szinva és a Tarna között helyezkedik el. A geológusok többsége és a földrajzosok egy része azonban a hegylábfelszín nyugati határának az Eger-patakot tekinti. Emiatt a terület Eger- és Tarna közötti szakaszáról – a keletebbre fekvő "klasszikus" Bükkaljához képest – kevesebbet tudunk. Célom a Bükkalja ezen részére vonatkozó eddigi földrajzi ismeretanyag kiegészítése volt, mellyel szerettem volna hozzájárulni a tájegység egészének alaposabb megismeréséhez.

# 2. Kutatástörténeti áttekintés

A Bükkalja földtani, természetföldrajzi adottságaival gazdag szakirodalom foglalkozik. A terület megismerése, feltérképezése a Bükk hegységben és környékén végzett földtani kutatásokkal a múlt század elején elkezdődött. Schréter Z. (1916, 1939, 1952), Noszky J. (1930) munkáját többek között Balogh K. (1963, 1964), Pantó G. (1961, 1964, 1965), később Csontos L. (1999) folytatta. Az értekezésemben kulcsfontosságú miocén tufák további vizsgálatával később – az ásványi nyersanyag kutatására mélyített fúrások adatait is felhasználva - Varga Gy. (1981) és Pentelényi L. (2002, 2005) foglalkozott. A tufák keletkezési idejének megállapításához Hámor G. et al. (1976, 1980) és Márton E. – Pécskay Z. (1998) paleomágneses és radiometrikus módszereket alkalmazva kormeghatározásokat is végeztek. A vulkáni képződmények formációkba sorolása, térképezése és részletes leírása Hámor G. (1996, 1997, 1998) és Gyalog L. -Budai T. (2004) nevéhez fűződik. A bükkaljai ignimbritek Capaccioni, B. et al. (1995) és Szakács A. et al. (1998) által megkezdett vulkanológiai, geokémiai vizsgálatát Harangi Sz. (2001), Lukács R. et al. (2002, 2007, 2010) és Lukács R. (2009) folytatta. A Bükkalja földtani felépítésének és szerkezetalakulásának minden addigi eredményt összegző leírása Pentelényi L. (2002, 2005) nevéhez fűződik. A tufák mérnökgeológiai, szilárdsági vizsgálatában Kertész P. (1959), Kleb B. (1976, 1999), Zelenka T. (1999) és Kleb B. -Vásárhelyi B. (2003) járt élen.

A terület felszínalaktani megismerése a legidősebb vízfolvások (Laskó, Eger-, Hórpatak) mentén teraszmorfológiai és a fővölgyek kialakulását kutató vizsgálatokkal kezdődött (Láng S. 1953, 1954, Pinczés Z. 1955, 1957, Székely A. 1958). A Bükk-vidék elegyengetett (pediment) felszíneinek kérdését és jégkörnyéki (periglaciális) éghajlaton areális folyamatok eredményeként képződött deráziós formáit főként Peja Gy. (1956, 1957, 1975), Pécsi M. (1961, 1962, 1963, 1964, 1969, 1991), Pinczés Z. (1968, 1977, 1978), Székely A. (1969, 1972, 1973, 1977) tanulmányozta. A legkorábbi, Bükk hegység kialakulásával és felszínalaktani szintjeivel is foglalkozó dolgozatok (Martonné Erdős K. 1972, 1974, 2002; Hevesi A. 1978, 1986a, 1986b, 1990) már a Bükkalja területére is kiteriedtek. А bükkaljai völgyhálózat kialakulását befolyásoló szerkezeti. kőzetminőségbeli tényezőkkel az elsők között Láng S. (1954), Székely A. (1997) és Hevesi A. (1997a,) foglalkozott. A hegylábfelszín különböző földtani felépítésű részein a völgyhálózat eltérő tulajdonságait (sűrűség, rajzolat) és alapvető vonásait már Ádám L. (1984) és Gábris Gy. (1987a) felismerte. Ezeket a tanulmányokat a Bükkalja, ill. egyes részeinek részletes geomorfológiai leírása és más hegylábfelszínekkel (Tokaj-hegyalja) való összevetése, lejtőüledékeiknek vizsgálata és természetvédelmi szempontú értékelése, kataszterezése követte (Pinczés Z. et al. 1993, 1998, Dobos A. 2000, 2001a, 2001b). A BNPI gondozásában megjelent monográfia (2002) a Bükkalja átfogó földtani, felszínalaktani, talajtani leírását tartalmazza, kiegészítve a tufából kiformálódó (Martonné Erdős K. 1972, Borsos B. 1991, Baráz Cs. 2002, 2005) kaptárkövek bemutatásával.

# 3. Alkalmazott módszerek

Az értekezésben ismertetett geomorfológiai eredmények, megállapítások alapjául a kutatási terület fényképekkel dokumentált terepbejárása és az ott végzett terepi megfigyelések, adatfelvételek szolgáltak. Ezeket a Bükkalja földtani, mérnökgeológiai, természetföldrajzi ismeretanyagának, illetve a kutatási téma szakirodalmának alapos feldolgozása, valamint a rendelkezésre álló földtani, felszínalaktani, topográfiai térképek, fúrási adatok, egyéb adatbázisok (domborzatmodell) összegyűjtése és elemzése egészítette ki. Munkámban a hagyományos természetföldrajzi elemző módszerek alkalmazása mellett nagy hangsúlyt fektettem a korszerű számítógépes térinformatikai eszközök és módszerek használatára és továbbfejlesztésére.

A kutatás célja a terület vízgyűjtőinek, állandó vízfolyás- és völgyhálózatának, valamint a különböző kőzetminőségű földtani képződmények felszínformálódásra gyakorolt hatásának elemző vizsgálata volt. Ehhez el kellett készíteni ezek digitális formátumú állományait. A völgyek és a vízfolyások azonosítása 1:10 000-es méretarányú topográfiai EOTR térképlapok alapján az ún. "kék vonal" és a szintvonal-értékelő módszerrel történt<sup>1</sup>, kiegészítve a terepi megfigyelések, adatgyűjtések és mérések eredményeivel. A vízgyűjtők elhatárolását ugyanilyen méretarányú topográfiai térképszelvények és domborzatmodell alapján végeztem el. A földtani formációk elhelyezkedésének azonosítását és vektorizálását digitális 1:50 000-es és papír formátumú 1:100 000-es léptékű geológiai térképek felhasználásával végeztem el. A felszínalaktani kutatásokhoz, a domborzat legfontosabb jellemzőinek (lejtés, kitettség, relief, stb.) vizsgálatához digitális domborzatmodelleket használtam. A Bükkalja teljes egészére kiterjedő, regionális jellegű vizsgálatokhoz a NASA által radarméréssel készült, ~90 m-es felbontású SRTM-et (Shuttle Radar Topography Mission), a kisebb területre kiterjedő (lokális) kutatásokhoz egy jobb, 10 m-es felbontású, a terület 1:100 000-es méretarányú topográfiai térképlapjairól digitalizált szintvonalakból előállított saját domborzatmodellt használtam.

A különböző térképlapok, domborzatmodellek egységes (EOV) vetületi rendszerbe illesztése a Golden Software Didger 3.0 programmal történt. A digitális térképi adatrétegek előállítását (digitalizálását) ESRI ArcView 3.2 térinformatikai programmal végeztem. A domborzatmodellek alapján végzett felszínalaktani elemzéseket (kitettség, lejtőkategória, általános lejtésirány, felszíntagoltság, stb.), a felszínalaktani szintek kimutatását; a vízgyűjtők alakrajzi vizsgálatát, a völgy- és vízhálózat tulajdonságainak (esés, rendűség, irányítottság, sűrűség, stb.) feltárását és azok kőzetfelépítéssel való összefüggésének vizsgálatát és térképi megjelenítését az ESRI ArcGIS 9.2 térinformatikai szoftverrel és a hozzá internetről szabadon letölthető kiegészítő alkalmazásokkal végeztem el.

Az adatok feldolgozásához és grafikus megjelenítéséhez MS Excel táblázatkezelőt és Golden Software Grapher 3.0 ábraszerkesztőt, a statisztikai számításokhoz és ezek grafikonjainak elkészítéséhez a StatSoft Statistica 8 programot használtam. A képek, ábrák grafikai javítása és kiegészítése Corel Draw 11 és Corel Photo-Paint 11 felhasználásával történt.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> A kék vonal módszer a topográfiai térképeken ábrázolt vízfolyások lemérése (Gábris Gy. 1987b). A szintvonal-értékelő módszer alkalmazásakor a szintvonalak megtöréséből következtetünk a völgyek elhelyezkedésére. A megtörés legfeljebb 120° lehet és legalább két szomszédos szintvonalon megfigyelhetőnek kell lennie.

# 4. A Bükkalja elhelyezkedése

A Bükkalja az Észak-magyarországi-középhegység (Mátraerdő) legnagyobb átlagmagasságú tagjának, a Bükk hegységnek déli hegylábfelszíne. Felszínalaktanilag a Bükk hegységet délről keretező, ÉÉNy-DDK-i fő völgyekkel és erre merőleges mellékvölgyekkel közepesen, illetve enyhén tagolt hegylábfelszínként (pediment), ill. hegységelőtéri dombságként értelmezhetjük (Martonné Erdős K. 2002). Hossza kb. 40 km, szélessége 15-20 km, így Magyarországon a legterjedelmesebb hegylábfelszín (Hevesi A. – Papp S. 1979).

Az akadémiai tájbeosztás (Marosi S. – Somogyi S. 1990, Dövényi Z. 2010) szerint a Bükkalja az Észak-magyarországi-középhegység (nagytáj), Bükk-vidék (középtáj) kistájcsoportja, mely három kistájra osztható: a Kács-Tibolddaróc vonal mentén az Egri- és Miskolci-Bükkaljára, valamint a DNy-i-Bükkbe beöblösödő Tárkányi-medencére (1. ábra). A nyugatabbra elhelyezkedő Egri-Bükkalja 126 és 480 m közötti tszf-i magasságú, enyhén D-DK-felé lejtő, míg a keletebbre fekvő Miskolci-Bükkalja 115 és 422 m közötti tszf-i magasságú K-DK-nek lejtő hegységelőtéri dombság (Marosi S. – Somogyi S. 1990).

Hajdú-Moharos J. – Hevesi A. (1997) tájtagolása szerint ugyanakkor a Bükkalja a Mátraerdőn (nagytáj) belül a Bükkvidék (középtáj) egyik kistája, melyen belül három kistájrészletet különítenek el: Tárkányi-medence, Bogács-Cserépfalui-medence, Kisgyőri-medence (1. ábra).



1. ábra. A Bükkalja elhelyezkedése és tájbeosztása (kék színnel Hajdú-Moharos J. – Hevesi A. 1979; pirossal Marosi S. – Somogyi S. 1990 és Dövényi Z. 2010 szerint), (SRTM alapján saját szerk.)

Hagyományos természetföldrajzi módszerekkel a Bükkalja területének pontos körülhatárolása nehéz. A nyugati és északkeleti, keleti határok kijelölése – a Tarna és a Szinva völgye, Sajó-Hernád hordalékkúp pereme – nem okoz nehézséget. Az északabbra fekvő Déli-Bükkel és a déli, Borsodi-Mezőséggel határos területeken azonban ez korántsem egyszerű feladat. A nehézséget az egyéni megítélésből fakadó különbségek okozzák. Különösen délen nehéz a pontos elhatárolás, mivel éles földtani, természetföldrajzi határ nincs, a tájak között folyamatos az átmenet. Azonban a terület völgyhálózatán, és különösen a vízgyűjtőin térinformatikai eszközökkel elvégzett területalapú alakrajzi vizsgálatokhoz (pl. völgysűrűség), számításokhoz alapvető fontosságú a határok minél pontosabb megrajzolása.

Magyarország Kistájainak Katasztere (Marosi S. – Somogyi S. 1990) és annak felújított változata is (Dövényi Z. 2010) csak vázlatosan ábrázolja a kistájak elhelyezkedését, ami inkább csupán azok egymáshoz való helyzetét érzékelteti. A Bükkalja határát jelölő vonal vastagsága a valóságban többszáz méternek felel meg, emiatt pontos határként nem tudtam közvetlenül alkalmazni.

Az elhatárolást tovább nehezít, hogy délről a Borsodi-Mezőség alacsonyabb síkja széles fővölgyek sorozatán benyúlik északra a Bükkalja völgyközi hátai közé. Az északi határ pontos kijelölése hasonló okok miatt ütközik nehézségekbe: a hegylábfelszín területe a völgykapukon túl (pl. a Hór-völgy) a Déli-Bükk hegységi övezetébe is átnyúlik. Hevesi A. (1986, 2001) ezt figyelembe véve délen a fővölgyekhez igazodva, a völgykapuknál beöblösödő határt húzva az alacsonyabb tszf-i magasságú, észak felé a Bükkaljára felnyúló völgyek legalsó szakaszait már a Borsodi-Mezőség részének tekintette. Ennek pontossága sem jobb a "kistájkataszterben" ábrázoltnál. Más szerzők (Dobos A. 2002, Martonné Erdős K. 2002) más módszert alkalmazva "a Kerecsend – Maklár – Mezőkövesd – Mezőnyárád – Bükkábrány – Vatta – Emőd településláncolat vonalától É-ra húzódó szerkezeti lépcső" mentén, nagyjából egyenesen húzták meg a határ e szakaszát.

Mivel ezek a részben csak körülírt, megfogalmazva létező, nehezen azonosítható határok nem voltak számomra kellően pontosak saját határvonal meghúzása mellett döntöttem. Az értekezésben szereplő összes térképen, ábrán, nagyobb térbeli kiterjedésű állományból kivágott, vagy interpolált domborzat/felszínmodellen egységesen. következetesen "ugyanazt" az 1. ábrán is feltüntetett Bükkalja határvonalat használtam. Ennek alapja a Magyarország kistájainak kataszterében (Marosi S. - Somogyi S. 1990, Dövényi Z. 2010) ábrázolt Bükkalja határvonal volt. Attól eltérve a határ déli részét a Borsodi-Mezőség felé "toltam", mivel kijelölésekor elsősorban arra törekedtem, hogy biztosan lefedjem a teljes Bükkalját Emiatt a vizsgált terület mérete meghaladja a szakirodalmi adatot (813 km<sup>2</sup>, Ádám L. 1984): kb. 980 km<sup>2</sup>. Minden terület alapú elemzés, alakrajzi számítás elvégzésekor ezt a határt vettem figyelembe.

# 5. A Bükkalja földtani, felszínalaktani áttekintése

A terület földtani adottságainak vizsgálata a bécsi földtani intézet felvételezőinek munkájával már a 19. század derekán elkezdődött (Pentelényi L. 2002). A meghatározó felszínalaktani jelentőségű miocén vulkanitok létezéséről már ekkor tudtak. A Bükk és azon belül a Bükkalja földtanának nagyrészt ma is helytálló alapjait Schréter Zoltán (1916, 1939, 1952) tette le. A Bükkalján megjelenő miocén kori tufák három szintbe sorolása Noszky J. (1930, in Capaccioni, B. et al. 1995) nevéhez fűződik. Balogh K. (1963, 1964) az összesült tufaváltozatok egy részét még lávaként tüntette fel, amit a későbbi kutatások (Pantó G. 1961, Hámor G. et al. 1976, 1980; Varga Gy. 1981; Hámor G. 1996, 1997; Lukács R. et al. 2002, 2007, 2010, Lukács R. 2009) helyesbítettek és egészítettek ki.

A hagyományos földrajzi tájbeosztásban körülhatárolt, a Szinvától a Tarnáig terjedő Bükkalja (Hevesi A. 1986a, 2001, 2002b, Marosi S. – Somogyi S. 1990, Hajdú-Moharos J. – Hevesi A. 1997, Dövényi Z. 2010), és a földtani értelemben vett Bükkalja nem egyezik meg teljesen. A geológusok – és a földrajzosok egy része – Bükkaljának szűkebb területet, a Miskolctól Demjénig terjedő dombvonulatot nevez (Pelikán P. 2005a). Az ettől nyugatra fekvő lényegesen kisebb, az egész (földrajzi) Bükkalja kb. hatodát (~150 km<sup>2</sup>) kitevő, Laskó és Tarna közötti részt a "Mátra-Bükk közötti dombvidék", vagy "nyugati előtér" néven, ill. annak részeként említik (Pentelényi L. 2005). Székely A. (1992) a "Tarna és Eger folyók közötti széles tufasáv"-ról és az ettől keletre fekvő Bükkaljáról ír. Mindkét részterületet – tehát a földrajzi Bükkalja egészét – zömmel a miocén során keletkezett vulkáni eredetű kőzetek, piroklasztitok építik fel (Hevesi A. 1997a, Pentelényi L. 2002, 2005).

#### 5.1. Óharmadidőszaki (paleogén) és idősebb képződmények

A Bükkalja aljzatát harmadidőszak előtti képződmények adják (2. ábra). E középidei kőzetek (Bervai-, Bükkfennsíki-, Felsőtárkányi Mészkő Formáció; Lökvölgyi Pala Formáció) a Bükkben a felszínen is megtalálhatók, itt csak mélyfúrásokban tárták fel. DK felé egyre nagyobb mélységbe zökkentek, harmadidőszaki és negyedidőszaki üledékekkel fedettek (Pentelényi L. 2002, Pelikán P. 2005b).

Az óharmadidőszaki formációk teljes vastagsága 1000-1500 m, nagyrészt oligocén üledékekből áll (Pentelényi L. 2002). A hegylábfelszín északi határán, Eger és Bükkzsérc között a Bükk alaphegységi kőzeteiből származó késő eocén kori dolomit- és mészkőtörmelékes-kavicsos, homokos, agyagos szárazföldi üledékösszlet (Kosdi Formáció) rakódott le (Less Gy. 2005). Az eocén végi tenger-előrenyomulás eredményeként e tarkaagyagra sekélytengeri mészkövek rakódtak (Szépvölgyi Mészkő Formáció), melyek a Bükkalja északi sávjában, Noszvaj, Kács, Sály és Kisgyőr térségében a felszínen is követhetők (Hevesi A. 2002a, Less Gy. 2005). Az eocénból oligocénba történő átmenetet, a tenger mélyülését a pados megjelenésű Budai Márga Formáció jelzi (Hevesi A. 2002a). Feltárásai a Kis-Eged oldalában és Síkfőkút közelében ismeretesek (Less Gy. 2005). Az oligocént szárazulathoz (valószínűleg a Bükk középső részéhez) közeli, süllyedő, majd később sekélyedő tengerben keletkezett agyagos, márgás üledékek képviselik (Hevesi A. 1978, 2002a). A Tardi Agyag Formáció egyetlen bükkaljai feltárása a Kis-Eged déli tövében található, mélyfúrásokban mindenhol megjelenik (Less Gy. 2005). A Kiscelli Agyag Formáció homokos, agyagos aleuritjába, agyagmárgájába dácittufa települt; helyenként mangántelepeket is tartalmaz. Egertől Kisgyőrig egyre csökkenő vastagságban a felszínen, keletebbre mélvfúrásokban vizsgálható. Felső felébe a Szorospataktól Noszvajig (Pinczés Z. 1955) a Bükkből származó, tűzkő, kvarcit, homokkő anyagú, osztályozatlan, változatos szemcseméretű kavicsösszlet ("kavicsos fluxoturbidit",





Nagymarosy A. 1996a) települt (Noszvaji Tagozat), ami a tenger visszahúzódását jelzi (Hevesi A. 1978, 2002a, Less Gy. 2005). Az Egri Formáció késő-oligocén homokos, agyagmárgás üledékei Demjén és Noszvaj között találhatók meg a felszínen, Bogácstól keletre mélyfúrásokban sem fordul elő (Hevesi A. 1978). Ősmaradványokban gazdag feltárása figyelhető meg az egri Wind-féle téglagyár agyagbányájában (Less Gy. 2005). A késő-oligocénban megkezdődő regresszió a kora-miocénba is áthúzódott, aminek eredményeként a Bükk és környéke szárazulattá vált (Balogh K. 1964). A miocén legelején keletkezett szárazföldi-folyóvízi agyagos kavicsos összlet (Felsőnyárádi Formáció) a vulkáni rétegsor fekűjét alkotja ("Legalsó Riolittufa", Pentelényi L. 2002).

#### 5.2. Miocén vulkáni képződmények

A Bükkalját felépítő valamennyi kőzet közül a miocén tufaváltozatok a legelterjedtebbek és legjelentősebbek a felszínformálódás szempontjából (2. ábra). Alapvető szerepük van hegylábfelszín meghatározó, gyakran látványos formáinak (pl. felszínalaktani szintek, részaránytalan hegyek), sziklaalakzatainak (pl. kőtornyok, kaptárkövek) kialakulásában. A Kárpát-medencében az újharmadidőszak elején bekövetkezett hegységképző (orogenetikus) szakaszokat mintegy 400 x 700 km nagyságú területre kiterjedő savanyú, kitöréses vulkanizmus kísérte (Szakács A. et al. 1998). Ennek terméke a felszínen is megjelenő bükkaljai savanyú piroklasztit összlet, amely Közép-Európa legnagyobb területű riolit-riodácit tufa és tufit előfordulása (Hevesi A. 2006). A Jaskó S. (1986) által az "Észak-magyarországi miocén vulkáni formáció-csoportba" sorolt képződmények legnagyobb vastagsága Mezőkövesd térségében eléri az 1000 m-t. A tűzhányótevékenység fő időszaka a miocén ottnangi korszakától a pannóniai korszak elejéig (21-13 millió évig) tartott (Pentelényi L. 2002), ez idő alatt mintegy 700 m vastag tufaösszlet halmozódott fel (Pentelényi L. 2005). A kitörésközpontok helye ismeretlen, nagyrészük a Pannon-medence süllyedésével eltemetődött (Szakács A. et al. 1998). Helyüket Pantó G. (1961) a Hajdúság – Nyírség vidékén; Nagymarosy A (1981, in Hevesi A. 1990) a Mátra ÉNy-i előterében valószínűsítette. Varga Gy. (1981) az "Északiközéphegység, valamint az Alföld határzónáját" jelölte meg, kiemelve, hogy a kitörések anyaga származhatott "árokexplozíciókból és centrális vulkánokból". Pentelényi L. (2001, 2002) a kitörési központok helvét a Bükkalja DK-i előterében feltételezi, Kisgyőr - Kács környékéhez közel fekvő legerősebb centrumokkal.

Noszky J. (1930, in Capaccioni, B. et al. 1995), és Schréter Z. (in Pentelényi L. 2002) nyomán keletkezésük sorrendjében hagyományosan három riolittufa szintbe sorolják e képződményeket: alsó, középső, felső riolittufa. A későbbi paleomágneses mérések eredményei alapján Márton E. – Pécskay Z. (1998) a vulkanitokat szintén három szintbe sorolta. Az újabb kutatási eredmények (Harangi Sz. 2001) azonban ezt a hagyományos felosztást kiegészítve arra hívják fel a figyelmet, hogy a miocén folyamán csaknem folyamatos vulkáni működés zajlott, egyszerre több kitörési központból. A Bükkalján Harangi Sz. (2004) és Lukács R. et. al. (2007, 2010) szerint négy nagyobb vulkáni szint, kitörési egység különíthető el, melyekből kettő (a "demjéni és a harsányi ignimbrit egység") nagyjából azonos korú. A vulkanizmus szakaszai közben/között a felszínre került kőzetanyag összetétele a riolitostól a dácitosig többször változott (Pentelényi L. 2002, 2005; Lukács R. et al. 2002, 2007, 2010; Lukács R. 2009). Az ásványi összetételen kívül a keletkezett kőzetek minősége is nagyon eltérő. A formációk kőzetanyagát hullott-, áthalmozott-, lavina-, freatomagmás- és ártufák alkotják. Az ártufák között gyakoriak az összesült, összeolvadt (ignimbritesedett) kőzetváltozatok (Pentelényi L. 2002, 2005). A tűzhányótevékenység eredményeként zömében ignimbrit keletkezett, ennek alapján a terület a Bükkalja Ignimbrit Vulkáni Terület (Bükkalja Ignimbrite Field) nevet kapta (Capaccioni, B. et al. 1995).

Az ignimbrit kifejezés pontos jelentése körül még napjainkban is érezhető némi bizonytalanság, ami nem újkeletű: Pantó G. már 1964-ben az értelmezés körül kibontakozó vita hatására a fogalom általános, összefoglaló kategóriaként való alkalmazása mellett érvelt. Pantó G. (1964, 1965), Varga Gy. (1981), Székely A. (1992), Hevesi A. (1997a, 2002a, 2002c, 2005, 2006), vagy Hartai Éva (2003) értelmezése szerint az összesült, összeolvadt tufák az ignimbritek. Hevesi A. (1997b) és Hartai É (2003) az ignimbrit kifejezést az ártufa szinonimájaként használja. Varga Gy. (1981) kiemeli, hogy "számos geográfus a képződményt morfológiai fogalomként kezelte, mert nagyon sok esetben ellenálló, környezetéből kimagasló plató formájában jelentkezik". A felszínek egykor egységes, de az erózió által feltagolt platóroncsainak összetartozását is felismerte. A bükkaljai tufaösszlet változatosságát jól érzékelteti, hogy Varga Gy. (1981) az összletet az összesülés mértékét is figyelembe véve kőzettanilag nyolc különböző változatra osztotta: laza riolitártufa, közepesen összesült riolittufa, riolitignimbrit, laza dácitártufa, közepesen összesült dácittufa, dácitignimbrit, dácitszferolit, közepesen összesült andezittufa. A legjobban összesült kőzeteket tehát ő is ignimbritnek minősítette, majd indokolta a nagy fokú összesülés lehetséges okait (a törmelék alacsony portartalma, stb.).

Az újabb értelmezés szerint (Harangi Sz. 2001, Lukács R et al. 2002, 2007, 2010, Karátson D. 1997, 2007; Lukács R. 2009) az ignimbritek olyan nagy törmeléksűrűségű piroklaszt árakból lerakódó üledékek, amelyek horzsakövet, esetleg lapillit tartalmaznak. E felfogás szerint az ignimbritek csoportján belül lehetnek lényeges kőzetminőségbeli eltérések. A piroklaszt árak főleg völgyekben, nagy sebességgel zúdulnak le és gyakran magas hőmérsékletűek. A kihulló, lerakódó kőzetdarabok azonban nem feltétlenül, nem minden esetben sülnek össze. Azok, amelyek lerakódásuk közben, ill. azt követően is magas hőmérsékletű környezetben rakódnak le összesülnek, az erózióval szemben ellenállóbbá vál(hat)nak. A kőzettípus tehát felosztható összesült és nem összesült ignimbrit változatokra (Capaccioni, B. et al. 1995, Harangi Sz. 2001).

Az összesült változatok keménysége, sűrűsége, megjelenése olyannyira lávaszerű, hogy kezdetben (Schréter Z. 1916) és később is (Balogh K. 1963, 1964) a földtani szakirodalomban lávatakaró maradványaiként írták le őket és a "lávarétegek" DK-i dőlése miatt a kitörések központját a Bükk hegység belsejében keresték; noha Pantó G. (1961) már azok ignimbrit voltára hívta fel a figyelmet. A legerősebben összesült, lávaszerű tufaváltozatok egyre ritkábban előforduló elnevezése a rheoignimbrit, melyekben lángnyelvekhez hasonló képletek, perlit-obszidián fiammék bizonyítják az összesülést (Pentelényi L. 2002, 2005). Hevesi A. (1997a, 2002c, 2005). ezeket a rendkívül ellenálló láva megjelenésű összesült ignimbriteket tűzárköveknek nevezi.

A dolgozat további fejezeteiben az ellenállóbb, összeolvadt, lávához hasonló megjelenésű és keménységű, láng (fiamme) szerkezeteket is tartalmazó tufaváltozatokra az összesült ignimbrit, vagy a túlzottan gyakori szóismétlések elkerülése érdekében a legösszesültebbekre a Hevesi A. által javasolt tűzárkő kifejezést használom.

# 5.2.1. Gyulakeszi Riolittufa Formáció

A vulkánosság első szakaszában a miocén ottnangi korszakában keletkezett a legnagyobb kiterjedésű (2. ábra) tufaösszlet, melynek képződményeit a Gyulakeszi Riolittufa Formációba ("alsó riolittufa") sorolták. Elterjedése Kisgyőr DK-i környékétől a Kácsi-patak völgyéig átlagosan 3 km széles, ÉK-DNy-i csapású sávban követhető, nyugatabbra szerkezeti mozgások következtében (bezökkenés) látszólag ismétlődik a rétegsor (3. ábra, Pentelényi L. 2002, 2005).

Kialakulása a szávai orogén ciklus második tágulásos (dilatatív) szakaszához köthető, amikor árokrendszerek hasadékai mentén riolit-riodácit tört a felszínre (Hámor G. 1998). Legnagyobb részt hullott-, lavina-, áthalmozott-, vagy a forró magma és víz érintkezése során heves robbanással keletkezett freatomagmás tufák alkotják (Pentelényi 2005). Kőzetei főként szárazföldön rakódtak le, szürkésfehér színűek, általában homogén, vastagpados megjelenésűek, biotitot, horzsakövet tartalmaznak, ignimbritesedtek (Hámor G. 1996). Összetétele kifejezetten savanyú, SiO<sub>2</sub> tartalma 70% feletti (Pentelényi L. 2005). Vastagságát 30-100 m (Hámor G. 1996), és 150-450 m között határozták meg (Pentelényi L. 2005), a Bükkalja keleti részén az M-7 és M-8 (Miskolc) fúrásokban 215-143 m-es vastagságban tárták fel (Lukács R. et al. 2010). Kora 21 és 18,5 millió év közé tehető (Hámor G. et al. 1976, 1980). A formációban az összesült változatok aránya nem éri el az 50%-ot (Pentelénvi L. 2005). A felszínformálódás szempontjából fontos, ellenállóbb, összeolvadt obszidián fiammés, (rheoignimbrit, Pentelényi L. 2002, 2005) változatokat már Schréter Z. (1939) felismerte és elkülönítette. Később ezeket a Kisgyőri Ignimbrit Tagozatba sorolták (Gyalog L. – Budai T. 2004), keletkezésük valószínűleg egy igen heves (VEI=6-7 [Volcanic Explosivity Index]) kitöréshez köthető (Lukács R. et al. 2010). A tagozat legjellemzőbb, összefüggő előfordulási területe a Kácsi-patak völgyétől keletre található, ahol enyhe lejtésű, kiterjedt fennsíkokat alkot (2. ábra). Nyugatabbra, a Tardipatak mentén (Szaduszka-tető) és a Bogács-Cserépfalui-medence Ny-i oldalán (Nyomóhegy) fordul elő.



1 – Szépvölgyi Mészkó Formáció, 2 – Budai Márga Formáció, 3 – Tardi Agyag Formáció, 4 – Kiscelli Agyag Formáció, 5 – Kiscelli Agyag Formáció, Noszvaji Tagozat, 6 – Felsőnyárádi Formáció, 7 – Gyulakeszi Riolittufa Formáció, 8 – <u>Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Kisgyőri Ignimbrit Tagozat</u>, 9 – Salgótarjáni Barnakőszén Formáció, <u>10 – Tari Dácittufa Formáció</u>, 11 – Harsányi Riolittufa Formáció, 12 – Csákvári Agyagmárga Formáció, 13 – Zagyvai Formáció, 14 – mélyfúrás, 15 – szelvénybe bevetített mélyfúrás

#### 3. ábra. A Bükkalja földtani szelvénye Bükkzsérc és Tard között (Pentelényi L. 2005), (az összesült ignimbrit rétegek elhelyezkedése kiszínezve)

#### 5.2.2 Tari Dácittufa Formáció

Viszonylag hosszabb nyugalmi időszakot követően, a kárpáti korszak végén kompresszív (nyomásos) fázis során felújult közeli törésvonalak mentén (Hámor G. 1998) újrakezdődött a tűzhányótevékenység, amely szárazföldön felhalmozódott dácitignimbrit-összletet hozott létre: Tari Dácittufa Formáció ("középső riolittufa"), (Pentelényi L. 2002,

2005). Eredeti típusszelvényének a tari Fehér-kő bánya (Mátra ÉNy-i oldalán) feltárását tekintették, amiről azóta átfogó vizsgálatok igazolták, hogy a fiatalabb, szarmata korú Galgavölgyi Riolittufa Formációhoz sorolható (Zelenka T. et al. 2004). A formáció a felszínen mintegy 30 km hosszú, néhány száz m széles sávban kíséri a fekűjét adó Gyulakeszi riolittufát, annak déli oldalán (2. ábra). A Kulcsár-völgyi- és a Kánya-patak között folytonosnak tekinthető, csak a nagyobb, idősebb völgyek szakítják meg. Nyugatabbra szórványosan fordul elő egészen az Ostoros-patak jobb partjáig. A Kácsipataktól nyugatra ennél a formációnál is megfigyelhető a bezökkenés miatti látszólagos rétegsor ismétlődés (3. ábra), ami a Hór- és Kánya-patak között háromszoros (2. ábra). A formáció zömét, mintegy 90%-át különböző mértékben összesült tufák képezik, hullott és áthalmozott tufát csak alárendelten tartalmaz (Pentelényi L. 2002, 2005). Színe világosszürke, szürkésfehér, biotitot, horzsakövet tartalmaz. Rétegzetlen, ignimbrites tufagalacsinos, (pelletes) és rétegzett vízi lerakódású képződmények egyaránt jellemzik (Hámor G. 1997). SiO<sub>2</sub> tartalma 50-70% közötti, legjellemzőbben 62% körüli (Pentelényi L. 2002, 2005). A formáció összetétele az alsó és felső riolittufához képest bázisosabb. Ez – bogácsi és szomolyai mintákon elvégzett vizsgálatok alapján – azzal magyarázható, hogy a középső riolittufa anyagát szolgáltató magmakamrában riolitos és bazaltos olvadék keveredett. A kitörések tehát eredetileg nem dácitos, hanem alapvetően riolitos magmából származnak (Lukács R. 2002, 2009). A középső tufa keleten (M-7, M-8, Nya-1 [Miskolc, Nyékládháza] fúrások) és a Bükkalja többi részén előforduló kőzetei egyidőben keletkeztek, de nem egyazon kitörés termékei, anyaguk különböző összetételű magmához köthető (Lukács R. et al. 2010). Vastagsága a legkisebb a tufaformációk között: 2-50 m (Hámor G. 1998). Kora K-Ar radiometrikus kormeghatározások eredményei alapján 18,9 -16,5 millió év (Hámor G. et al. 1976, 1980).

A Bükkalja jellegzetes, részaránytalan hegyeinek sorozatából álló réteglépcsőket a legtöbb helyen ezek a kőzetek fedik. Az összesült, lepusztulással szemben leginkább ellenálló ignimbrit változatok igen magas (90%) aránya miatt a felszínformálódás és a völgyhálózat kialakulása szempontjából – a Kisgyőri Ignimbrit Tagozat mellett – e formáció kőzetei a leginkább meghatározók.

#### 5.2.3. A felső riolittufa szint képződményei: Harsányi Riolittufa Formáció

A felső riolittufa korábban egységesnek vélt vezérszintje Lukács R. et al. (2007) Harsány és Tibolddaróc közelében végzett geokémiai, kőzettani vizsgálatai alapján két vulkáni egységre tagolható: a különböző összetételű riolitos magmából keletkezett, csaknem egykorú harsányi ignimbrit egységre, és a Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő körüli egységre. A Pannon-medencében eszerint tehát a felső riolittufa szintet nem lehet egységes vezérszintnek tekinteni. Az ismétlődő kitörések eredményeként gyakran különböző összetételű magmák jutottak egyidőben a felszínre, illetve a Bükkalján egy szintbe sorolt képződmények sem feltétlenül ugyanannak a kitörésnek a termékei.

A Bükkalján a közelmúltban (és jelenleg is) végzett kutatások, reambulálások eredményeként két új formációnév tűnt fel a földtani térképeken: a Harsányi és a Felnémeti Riolittufa Formáció (Gyalog L – Budai T. 2004). A felső riolittufa képződményeinek e két formációba történő besorolása azonban még ma sem egyértelmű, amit legjobban az bizonyít, hogy a terület két legújabb geológiai térképén (A Bükk hegység földtani térképe 1:100 000 [szerk.: Pelikán P., 2002] és Magyarország földtani térképe 1:100 000 [sorozatszerk.: Gyalog L. 2005]) a Felnémet és Felsőtárkány között települt tufákat hol a Felnémeti, hol a Harsányi Riolittufa Formációba sorolják.

A Harsányi Riolittufa Formáció (korábban Galgavölgyi Riolittufa Formáció, Gyalog L. – Budai T. 2004) a bádeni korszak végétől a pannóniai korszak elejéig tartó

harmadik piroklaszt szórás eredményeként részben szárazföldi, részben tengeri környezetben (Hámor G. 1998) keletkezett. A korábbi tufaformációk fedőjeként, azokat dél felől szegélyezve húzódik ÉK-DNy-i csapásban. Felszíni előfordulása legszélesebb Kisgyőr környékén, nyugat felé fokozatosan vékonyodik az Eger-patak völgyéig (2. ábra). A Kácsi-patak vonalától itt is megfigyelhető a rétegsor ismétlődés (2-3. ábra). Nagyrészt hullott, lavina-freatomagmás- és áthalmozott riolittufa, és üledékes közbetelepülésekkel tagolt tufit alkotja; erősen riolitos, 70% feletti SiO<sub>2</sub> tartalom jellemzi (Gyalog L. – Budai T. 2004, Pentelényi L. 2005). A terület ÉK-i részén ugyanakkor, Miskolc közelében bázikusabb, andezittufa és agglomerátum is előfordul benne (Pentelényi L. 2002). Részben ilyen andezittufa és agglomerátum építi fel a Miskolc belvárosa fölött magasodó Avast (234 m) is. A formáció fontos jellemzője, hogy összesült-összeolvadt ignimbriteket nem tartalmaz (Pentelényi L. 2002), a domborzatformálódást ezért kevésbé befolvásolja. A formáció vastagsága 50-200 m között változik (Pentelényi L. 2002). K-Ar radiometrikus kormeghatározások eredményei szerint kora 13,7 millió év (Hámor G. et al. 1980). A Lukács R. et al. (2010) által végzett újabb vizsgálat jelentős korbeli különbségekre hívta fel a figyelmet: Az általuk három szintre (B, C1, C2) különített formáció B (15,6-16,1 millió év) és C (12,1-13 millió év) egységei között 3 millió éves üledékhézagot mutattak ki.

# 5.2.4. A felső riolittufa szint képződményei: Felnémeti Riolittufa Formáció

A Bükk nyugati előterében, az Eger-patak és a Tarna között előforduló riolitos vulkanitokat sorolták ebbe a formációba (2. ábra). Főleg üledékekkel tagolt riolittufa, tufit alkotja, kisebb részben hullott és összesült ignimbriteket is tartalmaz (Gyalog L. – Budai T. 2004, Pentelényi L. 2005). Kapcsolata nem teljesen tisztázott a Harsányi Riolittufa Formációval (Gyalog L. – Budai T. 2004), Pentelényi L. (2005) a további vizsgálatok tükrében azzal összevonhatónak tartja.

#### 5.3. Pannon-pleisztocén üledékek

A vulkáni működést követően a Bükkalján a Pannon-tenger üledékei és az azokra települt pleisztocén képződmények jelentős területet fedtek be (2. ábra). A fiatal szerkezeti mozgások (attikai és rodáni hegységképződések) hatására bekövetkező bezökkenések (Hevesi A. 1978, 1990) miatt a pannon képződmények legészakabbi felszíni előfordulásai a Bogács-Cserépfalui-medencében találhatók. A Csákvári Agyagmárga Formáció Tibolddaróc, Sály határában fordulnak elő. képződményei Cserépfalu, Bogács, Agyagmárgás aleuritiai. márgái, mészmárgái, tarkaagyagjai sekély szublitorális körnvezetben keletkeztek (Jámbor Á. 1996). Komoly gazdasági jelentőséggel bírnak a Bükkábrány és Vatta között bányászott Bükkaljai Lignit Formáció kékesszürke- és tarka agyagból, homokból álló képződményei, melyek 10-15 m vastag lignittelepeket tartalmaznak (Gajdos I. – Pap S. 1996). Homok, homokkő, aleurit, agyag és agyagmárga rétegek váltakozásából áll a Harsány közelében térképezett Zagyvai Formáció, melyben gyakoriak a lignit és kavicsbetelepülések is (Juhász Gy. et al. 1996). A bükkaljai csuszamlások kialakulásában fontos tényező a főleg Emőd és Mályi között települt Edelényi Tarkaagyag Formáció (Vágó J. 2011) szürke- és tarkaagyag, agyagmárgás aleurit, lignit váltakozásából álló összlete (Jámbor Á. 1996).

A Bükkalja negyedidőszaki üledékei igen változatosak. Északi részén a tetőkön eredeti településű, a lejtőkön áttelepített vörösagyag borítja a felszínt. Dél felé ennek helyét az agyagtartalom fokozatos csökkenésével párhuzamosan a lösz, homok és kavics veszi át (Pinczés Z. 1978). A típusos lösz mellett megtalálhatók a lösszerű üledékek különböző

változatai eredeti és áttelepült formában is (Pinczés Z. et al. 1993). A riolittufa aprózódásából kialakult lejtőüledékeket (deluvium) rétegzettség és változatos szemcsenagyság jellemzi (az ilyen rétegzett, homokos-kavicsos, általában időszakos vízfolyások által lerakott üledékek szakirodalmi neve "grézes litées"), aminek oka a különböző tufaváltozatok eltérő szövete (Pinczés Z. et al. 1998). A puhább kőzet törmeléke homokot és apró szemű kavicsot tartalmaz, a keményebb lávaszerű kőzetekből durvább szemcséjű üledék képződött (Pinczés Z. et al. 1993). A szélesebb völgyek talpát kavicsos, homokos, agyagos folyóvízi holocén üledékek borítják.

#### 5.4. Az vulkáni kőzetek erózióval szembeni ellenállóképessége

A felszínformálódás szempontjából a kőzetek tulajdonságai közül legfontosabb az erózióval szembeni ellenállóképesség. A kőzetminőséghez igazodó lepusztulás (szelektív denudáció) értelmében az ellenállóbb kőzetek lassabban pusztulnak. Ezért eróziós felszíneken (mint amilyen napjainkban a Bükkalja miocén tufák hordozta középső része is) a "kemény" kőzetekkel fedett területek – megóvva a fekűjükben települt "puhább" képződményeket – lassabban alacsonyodnak környéküknél, tehát viszonylagos (relatív) magasságuk növekszik, hegyekké "nőhetnek" (1. kép). Az ilyen hegyek bükkaljai neve a "nyomó". Az ilyen magaslatok kiformálódásuk során – éppen kőzetminőségüknek köszönhetően – a változó völgy- és vízhálózat tulajdonságait is nagymértékben meghatározzák.



1. kép. Előtérben a Nyomó-hegy (340 m) és az Őr-hegy (271 m) északi peremének látképe a Gyűr-hegy (264 m) felől, háttérben a Déli-Bükk vonulatai

A tufák ellenálló-képességének más kőzetekkel való összevetésére alkalmas Demeter G. – Szabó Sz. (2008; 2010) tanulmánya, ami a kőzetkeménység és a morfológia közötti kapcsolatot vizsgálja a Bükkben és északi előterén. Ebben a területen előforduló néhány kőzettípus átlagos nyomószilárdság értékeit szakirodalmi feldolgozások alapján határozták meg (1. táblázat). A miocén tufák nyomószilárdsága egy nagyságrenddel ugyan elmarad a legkeményebb ó- és középidei mészkövek mögött, összességében mégis a Bükkalja kőzetei közül a keményebbek közé sorolhatók.

1. táblázat. N	léhány Bükkben előforduló kőzettípus	átlagos nyomószilárdság értéke
_	(Demeter G. – Szabó Sz.	2010)

kőzettípus	átlagos nyomószilárdság (MPa)
neogén homokkő	4,8
neogén aleurit	6,5
neogén slír	6,5
neogén tufák	7,3
ó- és középidei mészkövek	98,0

A piroklasztitok tulajdonságai (szerkezete, szövete, összetétele) azonban keletkezésük igen változatos módjai (hamuszórás, piroklaszt árak, stb.) következtében nagyon eltérők. Mindezek miatt az erózióval szembeni ellenálló-képességük is igen különböző. A keménységüket kifejező nyomószilárdság értékek viszonylag tág határok, kb. 1,5-60 MPa (Végh S. 1967, Kleb B. 1999) között változnak. Kertész P. (1959) andornaktályai dácittufa mintákon végzett mérnökgeológiai vizsgálatai eredményeként 6-13 MPa (átlagosan 8,5 MPa) közötti nyomószilárdság értékeket kapott. Az általában elfogadott Nemzetközi Kőzetmechanikai Társaság (ISRM) által javasolt szilárdsági érték szerinti besorolás alapján (Gálos M. – Vásárhelyi B. 2006) a gyenge- (5-25 MPa) és a közepes szilárdságú (25-50 MPa) kőzetek közé tartoznak.

Az alacsony hőmérsékleten lerakódott, nem összesült tufák, ignimbritek nagyon porózusak, emiatt könnyebben pusztulnak, ebben a folyamatban a víz mállasztó és fagyrepesztő hatása a döntő. Az összesült változatok tömöttebbek, kisebb hézagtérfogat jellemzi őket, ami kevesebb víz felvételét teszi lehetővé, ezért kevésbé aprózódnak, összességében az eróziónak jobban ellenállnak.

A fenti, terepi megfigyeléseken alapuló megállapításokat Dobos A. (2000) fagykamrai kísérletekkel igazolta. A száraz mintákon elvégzett fagyasztás hatására jelentős pusztulást nem észlelt, a vízzel telített mintákon azonban már jelentős, és a különböző kőzettípusok között nagyon eltérő fagyaprózódást mért. A kőzetek porozitása és a lepusztulás mértéke között szoros összefüggést állapított meg. A porózusabb (21-62% hézagtérfogatú) tufák, melyek nagyobb vízmennyiséget képesek felvenni, a kísérletek során nagyobb részt közép- és durvaszemű, kisebb részt finomszemű homokká aprózódtak. E minták szerkezete erőteljesen fellazult, egyesek teljesen szét is hullottak. Pinczés Z. et al. (1998) – a Tokaji-hegységből és a Bükkaljáról származó minták – fagyasztásos kísérletei alapján korábban szintén egyenes arányosságot mutatott ki a porozitás és a vízzel átitatott kőzetek faggyal szembeni ellenállóképessége között: egy porózus, "nagyobb méretű horzsakő" fagyasztása eredményeként azt tapasztalták, hogy a kőzetminta teljesen szétesett, finom szemcseméretű törmeléket szolgáltatva. Ezzel szemben az összesült szerkezetük miatt kevésbé porózus (10-13% hézagtérfogatú) ignimbriteket a repedésekbe lassabban beszivárgó, kisebb mennyiségű víz fagyása Dobos A. (2000) kísérleteiben sokkal kevésbé pusztította. A minták egyben maradtak (az eredeti minta 88-98%-ban), csak a finom szemcseméret kipergése volt megfigyelhető. A fagyaprózódásnak leginkább ellenállónak a Tari Dácittufa Formáció és a Gyulakeszi Riolittufa Formáció összesült ignimbritjeit jelölte meg. A pórusvíz szilárdságot befolyásoló szerepére korábban Kleb B. (1976, 1999) is felhívta a figyelmet: számításai szerint a vízzel telített tufák állékonysága 40-60%-kal csökken (2. táblázat). A porozitás és a nyomószilárdság közötti arányosságot statisztikai számításokkal Kleb B. - Vásárhelyi B. (2003) igazolta. A tufafalak

állékonyságának ismerete különösen fontos a különböző okok miatt bekövetkező omlások megakadályozása érdekében is (Zelenka T. 1999).

kőzet	Száraz nyomószilárdság (MPa)	Vízzel telített nyomószilárdság (MPa)
dácittufa (Szomolya)	18,9	11,2
andezittufa (Bogács)	28,6	19,8
riodácittufa (Eger-Tihamér)	5,5	2,4
riodácittufa (Eger-Hajdúhegy)	7,9	3,8

2. táblázat. A Bükkalja területén előforduló tufák átlagos nyomószilárdsága (Kleb B. 1999)

A miocén vulkáni kőzetek sok helyütt a felszínen vannak. Természetes, szálban álló kibúvásaik figyelhetők meg a réteglépcsők peremén (Láng S. 1953), pl. a Szaduszka-tetőn, ahol Hevesi A. (1978) fagyaprózódás létrehozta riolit kőtengerről írt. Látványos feltárások figyelhetők meg a bükkaljai patakok összeszűkülő völgyszorosaiban (pl. Tardi-, cserépfalui Mész-patak), vagy a működő/felhagyott kőfejtőkben is (2. kép).



2. kép. Hasábos elválású, kifagyással keletkezett összesült ignimbrit tornyok a Tardi-patak Felső-szorosában

# 5.5. Szerkezeti vonalak

A Bükkalja szerkezeti vonalai között főleg az Észak-magyarországi-középhegység csapásirányát követő főtörésekkel párhuzamos (Jaskó S. 1986, 1988; Tari G. 1988), ÉK-DNy-i irányú törések a legjellemzőbbek. A hegylábfelszín nyugati részén ezekre merőleges, ÉNy-DK-i csapású törések is kialakultak (4. ábra). E szerkezeti vonalak a vízfolyások, ill. a kisebb oldalvölgyek irányításában is szerepet játszanak (részletesebben lásd a völgyirányokkal foglalkozó 7.8.-as alfejezetben). Pinczés Z. (1955, 1957) a Bogács-Cserépfalui medence patakjainak (Hór-, Cseresznyés-, Szoros-, Mész-patak) és az Egerpatak völgyének futásirányát szerkezeti előrejelzettséggel (preformáltsággal) magyarázta. Az ÉK-DNy-i csapású szerkezeti vonalak mentén jellemző a déli irányba történő lépcsős levetődés (3. ábra), ami – kisebb, helyi elmozdulásokkal együtt – a miocén képződmények felszínen megfigyelhető rétegsor ismétlődését okozza a Bükkalja Kácsi-pataktól nyugatra fekvő részén (Pentelényi L. 2002, 2005).



4. ábra. A Bükkalja főbb szerkezeti vonalai (Magyarország fedett földtani térképe 1:100 000 alapján, sorozatszerk. Gyalog L. 2005)

A Bükkalja déli előterében, a Vatta-Maklári-árokban az alaphegység a miocén közepén (Tari G. 1988) kb. 2000 m-es mélységbe süllyedt (Pentelényi L. 2002). E szerkezeti mozgások a pliocénban is folytatódtak, amit a bükkábrányi lignitbánya rétegeiben észlelt vetők és eltolódások igazolnak (Tari G. 1988, Csontos L. 1999). A 2007ben Bükkábrányban talált, élve eltemetett, lábon álló mocsárciprusok pusztulása is szerkezeti mozgásokkal magyarázható: a medence süllyedése következtében az akkori ill. Bükkalja területéről a Pannon-beltó mocsaras partvidékére kifutó, Bükk, megnövekedett esésű vízfolyások hordalékkúpjai gyorsan épültek, betemetve az ott élő fákat. A fiatal lezökkenések a Bükkalja vízhálózatát is jelentősen befolyásolták: Az esésnövekedés miatt felgyorsult hátravágódással (regresszió) magyarázza Hevesi A. (1986b, 1990) a fiatal patakvölgyek kialakulását. A szerkezeti mozgások a holocénban is folytatódnak, amiről a patakok kiegyenlítetlen esésgörbéi és a földrengések tanúskodnak: Eger környékén a történelmi közelmúltban (XIX-XX. sz.) számos alkalommal regisztráltak földrengéseket (Hevesi A. 1990). Legutóbb 2010. augusztus 14.-én észleltek 2,5-es, 17.-én 2.1-es (időkép.hu), 2010 december 14.-én 2,9-es erősségű rengést Miskolc közelében (origo.hu).

A szerkezeti vonalaknak fontos szerepük van a terület felszínfejlődésében is. Néhol (pl. a Nyomó-hegy és az Őr-hegy között, 3. ábra) a törésvonalak mentén történt bezökkenésekhez köthető a Bükkalja réteglépcsőinek kialakulása: Pinczés Z. (1955) a réteglépcső tagjainak ("nyomók") kialakulását a felszín féloldalas kiemelkedését követő, az ÉNy-DK-i és az azokra merőleges ÉK-DNy-i irányú törések mentén történt rögökre tagolódással és kibillenéssel magyarázta. A réteglépcsők kialakulása azonban a törések "jelenléte" nélkül is végbemehetett, pusztán az ellenállóbb fedő kőzetrétegek (összesült ignimbritek) lassabb lepusztulása eredményeként. Ezt a felszínalakulást alátámasztja a Telbisz T. (2001) által ismertetett, domborzatmodellen alapuló felszínfejlődési modell, amely szerint a réteglépcsők kialakulásához azok közvetlen előterében nincs feltétlenül szükség törésvonal menti elmozdulásra, a rétegek eleve dőlt helyzete is elegendő a forma létrejöttéhez.

#### 5.6. A Bükkalja hegylábfelszínének kialakulása

A hazai szakirodalomban a középhegységeket övező elegyengetett felszínek, "hegylábi (pediment)" felszínek, köztük a Bükkalja kutatása hosszú múltra tekint vissza (Pécsi M. 1963, 1964, 1969, 1991; Pinczés Z. 1955, 1957, 1968, 1977; Székely A. 1969, 1972, 1973, 1977, Hevesi A. 1978; Pinczés Z. et al. 1993). E felszínformák hegységeink előterében csaknem mindenütt kialakultak, eredeti felszínük napjainkra völgyközi hátak sorozatára pusztult (Gábris Gy. 2007).

A Bükk hegység előterén a miocénban és a pliocén-pleisztocén határán többször is adottak voltak a feltételek elegyengetett hegylábfelszín képződéséhez (Hevesi A. 1978, 1986; Pinczés Z. et al. 1993). Székely A. (1973) a középhegységeket övező "kettős osztatú hegylábfelszínek" jelenlétéről ír. Később Martonné Erdős K. (1974, 2002) és Dobos A. (2001a, 2006) a Bükkalját is kettős hegylábfelszínként értelmezte.

A Bükk hegység a miocén szarmata korszakában elkezdődött és a pliocénban felerősödött emelkedése következtében a Pannon-tenger visszahúzódásával a Bükkalja területe nagyrészt szárazulattá vált. A miocén tűzhányótevékenység befejeződését követően az első, ma már nem látható hegylábfelszín kialakulása a szarmata korszak végén kezdődhetett (Hevesi A. 1978, 1990). A pliocénban az attikai és rodáni hegységképző mozgások hatására a Bükkalja feltagolódott, kialakult a tard-bükkaranyosi boltozat és a szomolya-bogácsi süllyedék (Hevesi A. 1978, 1990).

Pedimentképződés száraz-félszáraz éghajlati körülmények között a pannóniai korszakban (Sümegium, Bérbaltavárium; kb. 8-5,5 millió éve) is történt. A felszín elegyengetését főként az aprózódás, mellette a mállás és felületi (areális) erózióval pusztító, medrüket gyakran változtató záporpatakok végezték el (Pinczés Z. 1968, Martonné Erdős K. 1974, 2002, Hevesi A 1978, Dobos A. 2002). Ekkor jelentek meg a vízhálózat ma is legjelentősebb patakjainak ősei: Eger-, Laskó-, Hór,- Szinva-patak (Hevesi A. 1978). Az állandó vizű és a záporpatakok a Bükkalja miocén kavics- és főként tufatakaróit lehordva, áttelepítve, a terület déli peremén azokból egymás mellett összenövő hordalékkúpokat építve elegyengetett felszínt hoztak létre (Dobos A. 2001a, 2006). A Bükk kiemelkedésének és az Alföld fokozatos bezökkenésének hatására az eredetileg csaknem vízszintesen települt miocén vulkanikus összletek kibillentek, és a terület ÉK-i részén kisebb, DNy-on nagyobb, 8-25° között változó dőléssel DK felé lejtenek (Pentelényi L. 2002, 2005). Az Eger-pataktól keletre megtalálható, "keményebb", erózióval szemben ellenállóbb, összesült ignimbritek (Tari Dácittufa Formáció, Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit tagozat) környéküknél lassabban alacsonyodtak, így viszonylagos magasságuk megnőtt, környékük fölé "magasodtak". Rétegfejeik hosszú ÉK-DNy-i csapású pásztákba rendeződve réteglépcsőket alkotnak (Székely A. 1987, 1997). Az Eger- és Kácsi-patak között a szerkezeti mozgások következtében a rétegsor ismétlődik a felszínen, két, helyenként három sávot alkotva (2. ábra; Pentelényi L. 2002, 2005). Az összesült ignimbritek felszínalaktani helyzetüket tekintve a völgyközi hátak tetőit alkotják. Dobos A. (2001a, 2006) szerint elsősorban ezek az ignimbrit tetők alkotják a napjainkban kb. 300-360 m magasságban megfigyelhető idősebb hegylábfelszínt. E felszínalaktani szintbe más, idősebb (triász-eocén) kőzetekből (az északi perem Bervai- és Szépvölgyi mészkövét, vagy a Kiscelli Agyag Formáció összleteit) álló tetőket is besorolt. Az idősebb hegylábfelszín a szélesebb völgyekben (pl. a Hór-völgyben) a Déli-Bükk területére is benyúlik, ahol "völgyi pediment"-ként jelenik meg (Pinczés Z. 1955, Pinczés Z. et al. 1993, Dobos A. 2001b).

A Bükk hegység 5,5-3 millió évvel ezelőtt (rodáni szakasz, újromán szerkezeti mozgások) bekövetkezett újabb kiemelkedése hatására a terület szerkezeti vonalak mentén feltagolódott. A megnövekedett szintkülönbség miatt az ekkor már állandó vízfolyások völgyükben mélyebbre vágódva az idősebb hegylábfelszín ekkor még egységes szintjét feldarabolták. A pliocén végén (Villányium, 2-1,8 millió év) száraz, félszáraz éghajlati körülmények között lezajlott lepusztulás eredményeként egy fiatalabb hegylábfelszín fejlődött ki mintegy 100 méterrel az idősebb szint alatt. Ennek területe fokozatosan növekedett az idősebb rovására (Hevesi A. 1986, Pinczés Z. et al. 1993, Dobos A. 2001a, 2006). A fiatalabb szinthez tartozó alacsonyabb tetők magassága 200–280 m (Dobos A. 2006).

A pleisztocénban a kettős hegylábfelszín tovább alacsonyodott. Újabb, a korábbi ÉK-DNy-i irányúakra merőleges, ÉNy-DK-i irányú törésvonalak keletkeztek. Ezek mentén süllyedések, kiemelkedések is történtek, melyek tovább darabolták a területet (Hevesi A. 1978). A szárazabb időszakokban jégkörnyéki (periglaciális) éghajlati körülmények mellett a felületi (areális) lepusztulás került túlsúlyba, melynek mozgatói elsősorban a szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások voltak, a völgyfejlődést a deráziós folyamatok jellemezték (Pécsi M. 1963, Ádám L. – Marosi S. – Szilárd J. 1969, Székely A. 1969, 1973, Hevesi A. 1978, 2002a). A különböző minőségű kőzetfelszínek elkülönülését a szél munkája is elősegítette. (Hevesi A. 1978). A nedvesebb jégkorszakközökben a felszínformálást az állandó völgyekbe kényszerült vízfolyások vették át, melyek kialakították a Bükkalja hosszú, délies irányú, párhuzamos fővölgyeit (Hevesi A. 1978, Pinczés Z. et al. 1993, Dobos A. 2006).

# 6. A miocén vulkáni kőzetek hatása a felszíni formakincs kialakulására

#### 6.1. A Bükkalja felszínalaktani szintjeinek elkülönítése térinformatikai eszközökkel

A Bükkalja hegylábfelszínének kettős osztatúsága és a két szint tszf-i magassága jól ismert (Székely A. 1973, Martonné Erdős K. 2002, Dobos A. 2001a, 2006). Pécsi M. (1996) a területet egy a Harsány – Ostoros vonaltól északra fekvő eróziós, és egy attól délre elterülő felhalmozódásos felszínalaktani szintre osztotta (csak az Eger-pataktól keletre eső részt vizsgálva!). Dobos A. a Hór-völgy térségében és az Egri-Bükkalján végzett vizsgálataiban (Dobos A. 2001a, 2001b, 2006) a Bogács-Cserépfalui-medence közelében a tetőket szintekbe sorolta és viszonylag pontosan megállapította azok kiterjedését. A Bükkalja egészén azonban még nem történt meg a felszínalaktani szintek elhelyezkedésének részletes megállapítása.

Kutatásom célja részben ennek pótlása volt. A szakirodalomban ismertetett kettős hegylábfelszín szintjeit megpróbáltam elkülöníteni, ill. az egyes szintekbe tartozó tetők minél teljesebb jegyzékét összeállítani. Ezeken túl a kőzetminőség (különösen az összesült ignimbritek elhelyezkedése) és az idősebb hegylábfelszín kialakulása közötti összefüggést is megvizsgáltam. Mindehhez térinformatikai módszereket és eszközöket használtam fel, így lehetőségem nyílt a hagyományos terepi megfigyelések eredményeit objektív módon, számszerű adatokkal alátámasztani, kiegészíteni.

Az elegyengetett felszínek korának, az őket kialakító folyamatoknak a vizsgálata a nemzetközi szakirodalomban napjainkban is gyakori kutatási terület (pl. Johansson, M. 1999, Feng, J. – Cui, Z. 2002, Migoń, P. et al. 2005, Coltorti, M. et al. 2007, Grohmann, C.H. et al. 2007). A modern térinformatikai alkalmazások, domborzatmodellek használata ilyen jellegű kutatásokban szintén gyakori (pl. Roessner, S. – Strecker, M.R. 1997, Tokarev, V. et al. 1999, Csillag, G. 2004). Az elegyengetett felszínek domborzatmodellen alapuló vizsgálatakor a kőzetminőség (erózióval szembeni ellenállóképesség) szerepét is figyelembe vették.

#### 6.1.1. Felszínalaktani szintek elkülönítése a domborzatmodell hisztogramja alapján

A Bükkalja hegylábi szintjeinek elhatárolásában nem az volt a fő célom, hogy az egyes szintek határát egészen pontosan (m-re) kijelöljem (noha az alkalmazott módszer technikailag ezt lehetővé teszi). Azt vizsgáltam elsősorban, hogy a korábban, terepi megfigyelések alapján a Bükkalja egyes részein leírt hegylábi szintek létezése mennyire mutatható ki térinformatikai – statisztikai módszerek alkalmazásával. Emellett a kutatás másik célja az összesült ignimbritek felszínformálódásban betöltött szerepének értékelése volt: azt vizsgáltam, hogy e kőzettípus és az idősebb, felső hegylábfelszín térbeli megjelenése egymással összefügg-e. Emiatt a Bükkaljának csak az Eger-pataktól keletre fekvő részét vettem figyelembe, mivel e kőzetek csak itt fordulnak elő a felszínen.

A kutatás alapjául a 90 m-es cellaméretű, ingyenesen hozzáférhető SRTM (Timár G. et al. 2003) domborzatmodell szolgált, az alkalmazott térinformatikai szoftver az ESRI ArcGIS 9.2 volt. Az SRTM-en kívül a domborzat jellemzéséhez az összesült ignimbritekkel fedett hegytetőket jelölő pontokat is bevontam a vizsgálatba, melyeket 1:10 000-es méretarányú topográfiai és 1:100 000-es méretarányú földtani térképek (Pelikán, P. 2002; Gyalog, L. 2005) alapján digitalizáltam (a völgyközi hátak tetőinek legmagasabb pontját rögzítettem, magasság értéküket is meghatározva). E pontokra azért volt szükség, mert ezek felhasználásával végeztem el később a hegylábfelszín szintjeinek és az összesült ignimbritek elhelyezkedésének, térbeli összefüggéseinek összevétését is. A Bükkalja

felszínének átfogóbb, regionális jellemzéséhez trendfelületet is készítettem, melyhez szintén e pontok magasság adatait használtam fel.

A felszínalaktani szintek elhelyezkedését a domborzatmodell pixeleinek (képpontjainak) hisztogramja alapján határoztam meg. Ez az egyes magasságtartományokba eső képpontok számát jeleníti meg (5. ábra). A hisztogram helyettesíthető egy rá illeszkedő, azt leíró függvénnyel (polinommal), ami a domborzatmodell magassági viszonyait tükrözi. A függvény alakjának "megtörései" (nevezetes pontjai) arra engednek következtetni, hogy ezeknél a pontoknál (szélsőértékek, inflexiós pontok, amelyek valójában tengerszint feletti magasság értékek!) a domborzat jellege megváltozik. Ezen értékek meghatározásával és határértékként történő felhasználásával tehát a felszín magassági - felszínalaktani szintekre osztható. A nevezetes pontok meghatározásához a legegyszerűbb megoldásnak e függvény elemzése tűnt. A függvény egyenletének első deriváltját kiszámolva meghatároztam a szélsőértékeket (lokális minimum és maximum értékek), második deriváltjával pedig az inflexiós pontokat, amelyeket a magassági osztályok határértékeiként használtam (5., 7. ábra). Így tehát a felszín osztályozása rögtön két módon is elvégezhető: a szélsőértékek, ill. az inflexiós pontok alapján. Természetesen a szélsőértékekkel és az inflexiós pontokkal történő osztályozás eltérő eredményt szolgáltat, a magassági szinteket máshol jelöli ki.



5. ábra. A hisztogramra illesztett polinom elemzésével kiszámított felszínalaktani szint határértékek a szélsőértékek alapján

Az SRTM képpontjainak a hisztogram lokális minimum és maximum értékei alapján történő osztályozásával a domborzatmodellen egy kiterjedt felszínrészlet jelenik meg 175 és 370 m között (6. ábra). Ennek déli határán látható beöblösödések (fővölgyek) körülbelül a Bükkalja korábban (Hevesi A. 1986, 2001) megjelölt déli határán helyezkednek el. A felszínrészlet felső határa is viszonylag jól egyezik a szakirodalmi adatokkal. Ez a tény arra enged következtetni, hogy a domborzatmodell hisztogramjának szélsőértékeivel történő osztályozásával az egyes földrajzi tájegységek egymástól elhatárolhatók.

Az egyes tájegységek elhatárolása azonban csak a természetföldrajzi, felszínalaktani viszonyok pontos ismertében lehetséges. Ezért – és mert csak a terület keleti, ignimbritekkel (is) fedett részét vizsgáltam - a fenti "határ" nem tekinthető a Bükkalja egyértelmű határának. A természetföldrajzi viszonyok megítélése és ezért a határok megállapítása azonban szubjektív, nagy mértékben függ a kutató tapasztalatától. Pontos határ – pl. egy kitüntetett tszf-i magasság – kijelölése a szomszédos tájak között gyakran megfigyelhető folytonos, alig érzékelhető átmenet miatt nyilvánvalóan nem célszerű. Mégis indokolt és szükséges lehet az ilyen - akár m-es - pontosságú határ megraizolása terület alapú vizsgálatok (pl. vízgyűjtőterületek adatainak meghatározásához), vagy alakrajzi számítások elvégzéséhez.

A domborzatmodell képpontjainak szélsőértékekkel történő osztályozása a felszínalaktani szintek elkülönítésére nem használható, de egy alkalmas módszer lehet a tájegységek elkülönítésére. A módszer hátránya, hogy a domborzatmodell képpontjainak megoszlása (hisztogram) a vizsgált területről készült kivágat méretének függvényében változhat (ezért az ebben a fejezetben közölt, m-es pontossággal megadott "határok" csak erre a kivágatra érvényesek!), ez pedig a számított határértékek és így a tájhatárok eltolódását okozhatja. A hibák kiküszöbölésével és a módszer fejlesztésével azonban ez egy lehetséges megoldás nem csak a Bükkalja, hanem bármely terület határainak egyszerű megállapítására. (A módszert már most is alkalmasnak tartom feltételezett "határok" körülbelüli helyzetének jelölésére.) Továbblépési lehetőség a módszer javítására a különböző méretű kivágatok hisztogramjai alapján történő átlagolás; vagy más, domborzatmodellből kinyerhető adatok (pl. lejtés, relatív relief) bevonása és – a tszf-i magassághoz hasonlóan azok megoszlásának – elemzése lehet, ami már nem képezi dolgozatom tárgyát.



6. ábra. A hisztogram minimum és maximum pontjai alapján osztályozott domborzatmodell

A domborzatmodell képpontjainak osztályozása a hisztogram inflexiós pontjai alapján (7. ábra) is elvégezhető. Az így osztályozott modellen a hegylábfelszín két szintre különül (8. ábra).



7. ábra. A hisztogramra illesztett polinom elemzésével kiszámított inflexiós pontok

Az alacsonyabb szint 151-243 m között, a magasabb 243-426 m között található. Véleményem szerint e két szint a fiatalabb (alsó), ill. idősebb (felső) hegylábfelszín maradványainak felel meg. A 8. ábrán az is jól érzékelhető, hogy az ignimbritekből felépülő tetők túlnyomó része (87%) a felső, idősebb hegylábfelszínhez "tartozik". Ez megerősíti azt a terepi megfigyelést, hogy *az ellenállóbb összesült ignimbritek előfordulásai elsősorban az idősebb hegylábfelszín darabjain helyezkednek el.* A tetők fennmaradó 13%-a az ignimbritsávok ÉK-i és DNy-i végén található. *Az idősebb hegylábfelszínen* a Bükkalja mára erősen bevágódott fővölgyei miatt *nagy mértékű a tagoltság, egységesebb maradvány csak Bogács és Kács között figyelhető meg.* A felső hegylábfelszín *maradványai két sávra különülnek: közülük az északi kevésbé, a déli erősebben feltagolt.* A déli vonulat ÉK-i és DNy-i végein az ignimbrit tetők szigetszerűen elkülönülnek (8. ábra). Mivel a felső szint sávjai egybeesnek az összesült ignimbritek elhelyezkedésével kijelenthető, hogy az idősebb hegylábfelszín nagyrészt ezen a kőzettípuson alakult ki.



8. ábra. A hisztogram inflexiós pontjai alapján osztályozott domborzatmodell

Az inflexiós pontok alapján elvégzett domborzatmodell osztályozás sikeresen igazolta a Bükkalja kettős hegylábfelszínét és el is különítette a szinteket, valamint az idősebb felszín két sávra tagolódását is kimutatta.

Az elemzéshez a domborzatmodellen kívül az ignimbrit tetők magasság adatait is felhasználtam. A pontokból interpolált (másodfokú trend) felület a vizsgált terület egyes részein az ignimbrithátak magasságának térbeli megoszlását, változását teszi összevethetővé. Az eredményül kapott felszín leginkább nyeregre hasonlító felület lett (9. ábra). A nyereg középső, magasabb része nagyrészt egybeesik azokkal az ignimbrit tetőkkel, melyek az idősebb hegylábfelszín kevésbé tagolt Bogács és Kács közötti részét alkotják. A nyereg alacsonyabb szárnyai a felső hegylábfelszín tagoltabb, déli vonulatát jelölik.

Mindez azt jelenti, hogy a hegylábfelszín ezen területe ÉK-DNy-i irányban három részre különíthető: a középső magasabb a széleknél, és nagyrészt az idősebb felszín kevésbé tagolt részeit foglalja magába. E tagolódás a pliocénban és pleisztocénban bekövetkezett szerkezeti mozgásokkal magyarázható.



9. ábra. Az ignimbrit tetők magasság adataiból interpolált trendfelület

#### 6.1.2. Felszínalaktani szintek kijelölése a gerincek magasságának osztályozása alapján

Az SRTM domborzatmodell felhasználásával más módszerrel is megvizsgáltam az egyes hegylábi szintek elhelyezkedését, különös tekintettel az idősebb felszín és az összesült ignimbritek közötti kapcsolatra. Ez a módszer a Weiss, A. (2001) által kidolgozott "Topographic Position Index" (TPI) alkalmazásán alapul, amelynek lényege, hogy az SRTM-ből számított TPI értékek alapján a felszínformák (hegycsúcsok, gerincek, völgyoldalak, völgytalpak, síkságok, stb.) egymástól elkülöníthetők. A TPI meghatározásának elve nagyon egyszerű: minden képpont tengerszint feletti magasságát viszonyítja a környezetében lévő képpontok átlagos magasságához.

Mivel a hegylábfelszín napjainkra jelentősen lepusztult és völgyekkel felszabdalódott az "eredeti" felszín magasságát (idősebb, felső felszínalaktani szint) leginkább a gerincek őrzik. E megfontolásból a hegylábi szintek kimutatásához nem a teljes felszínt, hanem csak a gerinceket vettem figyelembe.

A képpontok vizsgált szomszédság nagyságának meghatározása – ez a módszer hátránya – szubjektív. Több szomszédság méret kipróbálása után minden képpont 2000 mes körzetének vizsgálata tűnt a legmegfelelőbbnek (ezzel tudtam a gerinceket a domborzatmodellen a legpontosabban megjeleníteni, a pontosság megítélésében segítségemre volt a szintvonalak futása és a digitalizált völgyhálózat is). A TPI értékek meghatározásának lépései a következők: a domborzatmodellen meghatároztam minden képpont 2000 m-es környezetének átlagmagasságát (mean2000). Weiss, A. (2001) képletét alkalmazva ezt az állományt az eredeti domborzatmodellből kivonjuk (SRTM – mean2000). Majd a végeredményt normalizálva<sup>2</sup> a képpontok TPI értékeihez jutunk. A gerincek a TPI értékek alapján egyszerűen "kiválogathatók" (az 1-nél nagyobb TPI értékű

<sup>2</sup> Weiss, A. (2001) által kidolgozott felszínforma osztályozás elve és normalizált határértéke	ei:
--	-----

völgytalp <= -1
-1 < lejtőláb <= -0,5
-0,5 < sík térszín, 5°-nál enyhébb lejtő <= 0,5
-0,5 < lejtőderék, ha a lejtés 5°-nál nagyobb <= 0,5
0,5 < lejtőváll <= 1
1 < gerinc

képpontok jelölik a gerinceket). A képpontok 2000 m-es körzetének vizsgálatával a terület ÉK-i részén, a Gyulakeszi Riolittufa Formáció összesült ignimbritjein kialakult fennsíkok nagy része is megjelenik. Csupán lealacsonyodó, Kisgyőri-medencébe lejtő déli szélük maradt ki a vizsgálatból.

A kiválogatott gerincek magasság szerinti osztályozását az ArcGIS 9.2. térinformatikai program beépített eszközeivel (IsoCluster) végeztem el. Ez lényegében egyfajta irányítatlan osztályozás, amivel a gerinceket jelölő képpontok természetes csoportosulásai automatikusan, egzakt módon, statisztikai alapon osztályozhatók magasság szerint. A program az SRTM-ből kiválogatott gerinceket – a terület szakirodalomban is ismertetett kettős hegylábfelszín jellegével egyezően – tengerszint feletti magasságuk alapján két osztályba sorolta, tehát statisztikai alapon is két magassági szint különíthető el a Bükkalján. (A gerincek képpontjainak magasság szerinti megoszlását ábrázoló hisztogram alapján is két szint tűnt elkülöníthetőnek.) Az alsó szint 136 – 266 m között, a felső 266 – 524 m között helyezkedik el (10. ábra).



10. ábra. A Bükkalja morfológiai (felszínalaktani) szintjei a gerincek pixeleinek tengerszint feletti magasság szerinti osztályozása alapján

A gerincek "Topographic Position Index" alkalmazásával történő automatikus meghatározása azonban nem tökéletes: a felszín olyan formáit is gerincként azonosítja, melyeket a terepi megfigyelések és a topográfiai térképek szintvonalai alapján nem azok. Ilyenek például a csuszamlások környékük fölé magasodó nyelvei, vagy a lealacsonyodó völgyközi hátak déli nyúlványai, melyek felszínalaktanilag kétségtelenül lehetnek a gerincek részei is, de csekély, gyakran mindössze néhány méteres viszonylagos (relatív) magasságuk miatt mégsem tekinthetők annak, ezért ezeket utólag eltávolítottam a gerincek közül.

A Bükkalja Eger-pataktól keletre fekvő részén a felső hegylábfelszín maradványai az összesült ignimbritek ÉK-DNy-i csapását követve 2-3 egymással párhuzamos vonulatba rendeződnek, de a terület északi határán ezeken kívül a Déli-Bükkből benyúló középidei – óharmadidőszaki mészköveken kialakult felszínrészletek, valamint az összesült ignimbrithátak közötti kevésbé lealacsonyodott nyergek és a Nagy-Eged déli lejtői is ide tartoznak. Bogács és Kács között, a terület legmagasabb részén – az alsó szintet megszakítva – a párhuzamos vonulatok összeérnek (10. ábra).

A fiatalabb, alsó hegylábfelszín részletei keleten legnagyobb részt a magasabb, idősebb szinttől délre, a bezökkent helyzetű Bogács-Cserépfalui-medencében a magasabb szint vonulatai között, valamint a Kisgyőri-medencében húzódnak.

A morfológiai szintek elhelyezkedésének vizsgálatát kiterjesztve a hegylábfelszín egészére jelentős különbség figyelhető meg az Eger-pataktól nyugatra és keletre fekvő részterületeken. Az alsó hegylábfelszín kiterjedése a felsőhöz viszonyítva nyugaton jóval nagyobb, mint keleten. Ez azzal magyarázható, hogy a Bükk hegység pliocén kori felboltozódása itt már kevésbé hatott, valamint nincsenek ellenálló, összesült ignimbritek. A nyugatibb völgyközi hátak gerincei folytonosan, a Bükkalja északi határától kezdődően menedékesen ereszkednek dél felé, mert összesült ignimbritek hiányában ellenesésű réteglépcsők itt nem alakultak ki. A Bükkalja ÉNy-i szegletében a völgyközi hátak felső szinthez tartozó, foltokban megjelenő gerinceit helyenként kétoldalt, a fővölgyek felé az alacsonyabb felszínalaktani szinthez tartozó gerincsorok kísérik (10. ábra).

A gerincek kiválogatásával, magasság szerinti osztályozásával és megjelenítésével lehetővé vált a Bükkalja ignimbritekkel fedett részén az egyes felszínalaktani szintekhez tartozó gerincek, tetők jegyzékének szakirodalmi előzményekhez képest (Dobos A. 2001a, 2006) sokkal teljesebb összeállítása (3-4. táblázat):

nev	magasság (m)	Földtani formáció	
Kis-Eged-hegy	Kis-Eged-hegy302Szépvölgyi Mészkő Formáció		
Sík-hegy	Sík-hegy 305 Kiscelli Agyag Formáció		
Mász hagy	222	Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit	
Wiesz-negy	332 Tagozat (továbbiakban: KIT)		332
Kavicsos-tető	332	Kiscelli Agyag Formáció, Noszvaji Tagozat	
Ibolyás-tető	334	Kiscelli Agyag Formáció, Noszvaji Tagozat	
Kőkötő-hegy	318	Tari Dácittufa Formáció	
Gyűr-tető	293	Tari Dácittufa Formáció	
Ravaszlyuk-tető	358	Kiscelli Agyag Formáció	
Nyomó-hegy	340	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Vén-hegy	291	Tari Dácittufa Formáció	
Mész-hegy (Cserépfalu)	353	Tari Dácittufa Formáció	
Kecsor-tető	295	Tari Dácittufa Formáció	
Sós-tető	342	Tari Dácittufa Formáció	
Szaduszka-tető	331	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Nagy Barátrét-tető	342	Kiscelli Agyag F. / Gyulakeszi Riolittufa F.	
Mangó-tető	325	Tari Dácittufa Formáció	
Karud	371	Tari Dácittufa Formáció	
Szentkereszt-bérc	322	Tari Dácittufa Formáció	
Vár-hegy (Kács)	325	Tari Dácittufa Formáció	
Pallag	302	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Poklos	348	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Kecet-tető	350	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Dobrák-tető	350	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Várhegy (Kisgyőr)	333	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Kerek-hegy (Kisgyőr)	311	Gyulakeszi Riolittufa Formáció KIT	
Halom-vár	317	Tari Dácittufa Formáció	

3. táblázat. Az idősebb, felső hegylábfelszínhez tartozó gerincek és tetők jegyzéke

név	magasság (m)	Földtani formáció	
Nverges-tető	Nverges-tető 254 Gyulakeszi Riolittufa Formáció		
Aranybika-tető	ranybika-tető 286 Gyulakeszi Riolittufa Formáció		
Elő-hegy	Aranybika-teto 286 Gyulakeszi Riolittuta Formacio   Elő-hegy 269 Egri Formáció/Gyulakeszi Riolittuta Formacio		
Isnán-hegy	260	Tari Dácittufa Formáció	
Deber-tető	255	Egri Formáció	
Méti-hegy	240	Egri Formáció	
Csobánka	275	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Vásáros-hegy	268	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Borda hegy	276	Tari Dácittufa Formáció	
Pipis-hegy	266	Tari Dácittufa Formáció	
Láz-tető	290	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Ortvány	270	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Gyűr-hegy	264	Harsányi Riolittufa Formáció	
Kerek-hegy	270	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Őr-hegy	272	Tari Dácittufa Formáció	
Berezd-tető	274	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Égés-tető	282	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Tardi-hegy 277 Gyulakeszi Riolittufa F		Gyulakeszi Riolittufa Formáció	
Vár-hegy (Cserépváralja)	291	Tari Dácittufa Formáció	
Kecske-kő-tető	274	Tari Dácittufa Formáció	
Mátéka-tető	240	Harsányi Riolittufa Formáció	
Meredek-hegy	277	Tari Dácittufa Formáció	
Bánya-tető	241	Tari Dácittufa Formáció	
Dongó-tető	240	Harsányi Riolittufa Formáció	
Leányvár-tető 269 Harsányi Riolittufa Formáció		Harsányi Riolittufa Formáció	

4. táblázat. A fiatalabb, alsó hegylábfelszínhez tartozó gerincek és tetők jegyzéke

A két felszínalaktani szint kiterjedése összesen 8706 ha, a Bükkalja teljes területének kevesebb, mint 9%-a. Az idősebb, felső szint területe a kisebb: 4 138 ha, a fiatalabb, alsó szint kiterjedése 4 569 ha (5. táblázat).

Az egyes felszínalaktani szintek és az összesült ignimbritvonulatok térbeli megjelenése közötti összefüggés megállapításához megvizsgáltam a szintek összesült ignimbritekre eső területének arányát is. Az idősebb hegylábfelszín mintegy 15%-a fekszik a tűzárköveken (5. táblázat), míg a fiatalabb szintnek csak 5%-a esik e kőzettípusra, tehát az összesült ignimbritek jellemzően az idősebb, felső felszínalaktani szint kialakulásában vettek részt. A felső szint többi része főként a tűzárkövek közötti kevésbé lealacsonyodott, egyéb tufákból álló nyergekben és a Nagy-Eged óharmadidőszaki kőzetekből felépülő déli lejtőin található.

felszínalaktani	felszínalaktani szint terület (ha)	ebből összesült ignir	nbriteken fekvő
szint		terület (ha)	arány (%)
alsó, fiatalabb	4 568,63	240,98	5,28
felső, idősebb	4 138,02	615,28	14,86
összesen	8 706,64	856,26	

5. táblázat. A magasságosztályokba sorolt gerincek (képpontszámból számított) adatai

A vizsgálatok alapján kijelenthető, hogy a Bükkalja területén két felszínalaktani szint különíthető el. A tűzárkövek elhelyezkedéséhez és keménységéhez igazodva keleten ÉK-DNy-i csapású sávokat alkotnak, melyek Bogács térségében össze is fogazódnak: az alsó szint tagjai a két párhuzamos vonulatban megjelenő felső, főleg összesült ignimbritekből kiformálódott szint tagjai között is megtalálhatók. Nyugaton az összesült ignimbrit réteglépcsők hiánya miatt a gerincek folytonosan alacsonyodnak dél felé.

#### 6.2. A tufaterületek alakrajzi (morfometriai) vizsgálata

Az eddigi vizsgálatok azt igazolják, hogy az idősebb hegylábfelszín területe és az ignimbritsávok elhelyezkedése egymással összefügg. A Bükkalja kettős hegylábfelszínének kialakulásában ezek kőzetminőségének is szerepe volt. A tufaterületek morfometriai vizsgálatának célja annak a terepi megfigyelésnek a térinformatikai módszerekkel történő bizonyítása volt, hogy az ignimbritvonulatok területén a domborzat fő tulajdonságai eltérők a környezetétől. Ehhez a tufaterületek átlagos tengerszint feletti magasságait, lejtésviszonyait és az átlagos relatív relief (függőleges tagoltság) értékeit hasonlítottam össze a Bükkalja teljes területének ugyanezen mérőszámaival (11-13. ábra).

Ezek meghatározásához 1:100 000-es méretarányú geológiai térképek (Pelikán, P. 2002; Gyalog, L. 2005) alapján digitalizált, az összesült tufaváltozatok felszíni megjelenéseit lefedő poligonokat; valamint az SRTM domborzatmodellt használtam. A poligonok alatti SRTM részletekből meghatároztam az egyes poligonok átlagos magasság, lejtés, relatív relief értékeit, majd azokat formációnként összegeztem.

A tufák átlagos tengerszint feletti magasságát vizsgálva megállapítható, hogy a Bükkalja teljes területének átlagmagasságánál (190 m), mindegyik tufaformáció nagyobb átlagmagassággal rendelkezik, legtöbbjüké meghaladja a 240 m-t (11. ábra). Az összesült kőzetváltozatok erózióval szembeni nagy ellenállóképességét igazolja, hogy a Tari Dácittufa Formáció ignimbrittel fedett "nyomói" átlagosan a legmagasabbak (259 m). Legalacsonyabb a Felnémeti Riolittufa Formáció, ami legnyugatibb fekvésével magyarázható, hiszen ezen a területen (az Eger-pataktól nyugatra) a Bükk pliocén kori felboltozódása (Moldvay L. 1972) már nem emelte meg a miocén rétegeket. Feltűnő ugyanakkor, hogy az összesült ignimbriteket alig tartalmazó – ezért viszonylag könnyebben pusztuló – Harsányi Riolittufa Formáció átlagos magassága nagyobb, mint a tűzárkövekből álló Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Tagozatáé. Ennek oka az, hogy a tufák között legfiatalabb Harsányi Riolittufa a legellenállóbb Tari Dácittufa hátára települt (ez jól megfigyelhető pl. a Bükkalja legmagasabb hegyén, a Karudon (371 m) is, emiatt magassága nagyobb, mint a Tari Dácittufa fekűjét alkotó Gyulakeszi Riolittufáé.



11. ábra. A vulkáni formációk és a Bükkalja teljes területének átlagos magasság adatai

A domborzat átlagos lejtése a hegylábfelszín összes tufájánál meghaladja a Bükkalja átlagos lejtésének értékét, a Tari Dácittufa Formáció és a Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit Tagozat kőzeteinek területén kiemelkedően a legnagyobb a lejtés: 7-8°, kétszerese a terület 4°-os átlagértékének (12. ábra), ami az összesült tufaváltozatok felszínalaktani helyzetéből következik: e képződmények fedik a Bükkalja gyakran meredek peremű réteglépcsőit. A legmeredekebb lejtők, völgyoldalak tehát a tűzárköveken alakultak ki, amint az a völgyek keresztmetszetén is jól érzékelhető. A kevésbé ellenálló, összesült kőzetváltozatokat alárendelten tartalmazó formációk átlagos lejtése 6° körüli.



12. ábra. A vulkáni formációk és a Bükkalja teljes területének átlagos lejtés adatai

Az átlagos relatív relief nagysága is az összes tufán nagyobb, mint a hegylábfelszín egészén. Legnagyobb az ignimbritsávoknál (Tari Dácittufa Formáció), itt meghaladja a 100 m/km<sup>2</sup>-t; míg a vizsgált terület egészén nem éri el a 60 m/km<sup>2</sup>-t (13. ábra). A Kisgyőri Ignimbrit Tagozat viszonylag alacsonyabb függőleges tagoltság értékei a Bükkalja ÉK-i részén, Kisgyőr környékén kialakult kiterjedt, gyengén tagolt, fennsík jellegű felszíneinek köszönhetők.



13. ábra. A vulkáni formációk és a Bükkalja teljes területének átlagos relatív relief adatai

A morfometriai vizsgálatokkal sikerült igazolni, hogy a tufákból felépülő térszínek domborzata jelentősen eltér a Bükkalja felszínének egészétől. Különösen az összesült ignimbritsávok különülnek el jól a hegylábfelszín többi részétől, ami a kőzettípus felszínfejlődésben betöltött meghatározó szerepét tükrözi.

# 7. A Bükkalja vízföldrajzi vizsgálata, különös tekintettel az összesült ignimbritek szerepére

# 7.1. A Bükkalja völgyhálózatának általános jellemzői

A Bükkalján összesen 25 állandó vízfolyás vízrendszere különíthető el (14. ábra). Valamennyi a Tisza vízgyűjtőjéhez tartozik. A Kígyós-patak a Tarnán (majd a Zagyván) keresztül, a Szóláti-patak a Laskóval jut el a Tiszába. Az Eger és a Csincse közötti patakok (Ny-ról Keletre: Eger-, Tárkányi-patak, Gyilkos-árok, Ostoros-, Novaji-, Kánya-, Hór-, Szoros-, Cseresznyés-, Cserépváraljai-, Tardi-patak, Száraz-tó-ér, Kácsi-, Sályi-, Geszti-, Kis-Csincse, Csincse-patak) az Eger/Rima közvetítésével; a Kulcsár-völgyi- és a Nyékipatak a Hejőn, míg a Bükkalját alig érintő Szinva a Hernádon keresztül táplálja a Tiszát.

A legtöbb vízfolyás vízgyűjtője túlnyúlik a Bükkalja határain, tehát a vízfolyások többsége átfolyik a területen. Mindössze hat olyan "vízfolyás" van, amelynek mind a forrása, mind a torkolata a vizsgált területen belül található: a Gyilkos-árok, a Cserépváraljai-patak, a vizeit a Karud (371m) hátáról összeszedő Száraz-tó-ér, a Geszti-patak, a Kis-Csincse és a Nyéki-patak. Utóbbiak feltűnő jellemzője, hogy a Cserépváraljai-patak kivételével, mindegyik a Bükkalját keresztülszelő miocén ignimbritvonulat(ok)tól délre ered. Az összes többi vízgyűjtőjének nem csak alsóbb szakasza nyúlik túl a Bükkalja déli szélén, hanem észak felé a felső is. A terület Ny-i harmadának vizei (pl. a Kígyós-patak, a Laskó, vagy az Eger) az Ózd-Pétervásárai-dombság és az Ózd-Egercsehi-medence felől érkeznek. Még az olyan, mindenki által jellegzetesen bükkaljainak tartott patakok is, mint a Novaji és a Kánya vízgyűjtője egészen a Déli-Bükkhöz tartozó Nagy-Eged (553 m) gerincéig felkapaszkodik. Ugyanez elmondható a Hór-ról és a Csincséről is. Hasonlóképp a Kácsi-, Sályi-patakról is, melyek forrása ugyan a Bükkalja területén található, de vízgyűjtőik határa azok felett, szintén a Déli-Bükkben húzódik.

A völgy- és vízhálózat kialakulásában, alakrajzi jellemzőiben (sűrűség, esésviszonyok, völgyirány, rajzolat, vízgyűjtők alakja stb.) rendkívül fontos szerepe van a terület szerkezeti- és különösen kőzettani felépítésének, az ott található kőzetek minőségének (lepusztulással szembeni ellenálló-képességének). A bükkaljai völgyhálózat elemei az őket irányító hatótényezők (kőzetminőség, törés- és vetősíkok) szerint három csoportba sorolhatók. A kőzetminőség által befolyásolt völgyek mellett a szerkezetileg irányítottak, valamint a két tényező által együttesen irányított csoportok különíthetők el. A pliocén–pleisztocén kori törésvonalak főként a terület nyugati részén befolyásolták a fővölgyek futásirányát. Balogh K. (1964) – azóta felújított – földtani térképe alapján az ÉNy-DK-i irányban elhelyezkedő Eger-patak völgye, az Ostoros-patak Kis-Eged (302 m) közelében és Ostoros település déli határában húzódó szakasza, a Kánya-patak völgyének Szomolyánál lévő szakasza, és a Bogács-Cserépfalui-medence legnagyobb vízfolyásának, a Hór-pataknak Cserépfalutól északra, valamint Bogácstól délre eső szakasza szerkezetileg előrejelzett.

A Bükk pliocén folyamán elkezdődött felboltozódásának (Moldvay L. 1972) hatására a Bükkalján az ignimbrit hátak északi peremének viszonylagos magassága egyre nőtt, így gátként útját állták a Déli-Bükkből és a Bükkalja északi szegélyéről érkező vízfolyásoknak. Általános jelenség, hogy a fővölgyek és/vagy a velük párhuzamosan induló oldalvölgyek a keményebb, ellenállóbb, nagyobb mértékben összesült ignimbrit (tűzárkő) réteglépcsőket elérve megváltoztatják folyásirányukat (pl. a Kánya-, Tardi-patak irányváltásai, Vágó J. 2006). A tűzárkövek fő-, és/vagy oldalvölgyekre gyakorolt irányítóvölgyösszpontosító szerepe minden olyan bükkaljai patak vízgyűjtőjében megfigyelhető, ahol e kőzetek előfordulnak.





A pliocén kori felboltozódást megelőzően (amikor az irányváltását okozó réteglépcsők még nem alakultak ki), illetve azokon a területeken, ahol az összesült tufák még nem voltak a felszínen, minden patak, ill. oldalvölgyeik irányváltoztatás nélkül, az általános lejtésnek megfelelően "egyenesen" folytatták útjukat az Alföld felé.

A fővölgyekkel párhuzamosan induló mellékvölgyek a tűzárkősávok előtt K-re, vagy Ny-ra fordulva néhol csaknem derékszögben csatlakoznak a fővölgyekbe. Ez a jelenség figyelhető meg a Sályi-patak völgyének és a Tarizsa-völgynek egyesülésénél a Tarizsa-hegy (235 m) hatására, vagy a Novaji-patak és bal oldali völgyeinek találkozásánál a Pipis-tető (223 m), illetve az Ispán-hegy (258 m) előterében (15. ábra).

Az összesült ignimbritek sávjától délre a hegylábfelszín tagoltsága lényegesen kisebb, mint azok között, illetve tőlük északra. A bezökkenésen kívül a tűzárkősávok völgyösszpontosító hatásának eredményeként alakult ki a Kisgyőri-medence, s e hatás a (szerkezeti mozgások mellett, ill. azzal összefüggésben) Cserépfalui-medence létrejöttében is közrejátszott (Hevesi A. 1997a).



15. ábra. A Novaji-patak és bal oldali völgyeinek találkozása a Pipis-tető és az Ispán-hegy összesült ignimbritjének előterében

A kemény ignimbritsávok természetesen a völgyek szélességét és alakját (keresztmetszetét) is befolyásolják. A fővölgyek az ellenállóbb kőzetsávokat elérve helyenként szurdokká szűkülnek. Ilyen szurdok pl. a Tardi-patak Alsó- és Felső-szorosa (2. kép) és a Lator-patak Vár-hegy (290 m) alatti szakasza. Kevésbé látványos, de egyértelmű összeszűkülés figyelhető meg a Novaji-patak völgyében is (16. ábra). Az áttörések kialakulásának legfőbb oka a vízfolyások hátravágódása (regresszió) lehet. Az erőteljes hátravágódás a szorosok átréselése mellett pataklefejezéseket (kaptúrákat) eredményezett (pl. a Kánya- és Tardi-patak fentebb említett irányváltása). Az erős hátravágódást az előtér folyamatos, napjainkig tartó süllyedése is elősegítette: A Bogács-Cserépfalui-süllyedék létrejöttének hatására egyesülhetett a Hór- és a Cseresznyés-patak, illetve részben ezzel magyarázható a Szoros-patak egyesülése a Hór-ral. A Mezőkövesd és Mezőkeresztes térségében kialakult süllyedékek összpontosították a Hór- és a Kánya, illetve a Tardi- és Kácsi-patakot (Hevesi A. 1990). A Kisgyőri-medence bezökkenése okozhatta a Csincse

felső folyásának keletre térülését a Halomvár (317 m) előterében (lásd 7.9-es alfejezet). A szorosok kialakításában az állandó és időszakos vizek összefolyása is részt vállalt. A tűzárkősávok előtt ("fölött") összeterelődött vízfolyások ugyanis együttes erővel már képesek átjutni a keskeny tűzárkősávokon (pl. Szoros- és Hór-patak, vagy a Kánya-patak és a Sárosd-völgy egyesülése). Mivel a fenti tényezők (hátravágódás, előtér süllyedése, összeterelődés) egymással összefügg(het)nek, egy-egy szoros kialakulásában közülük egyszerre több is szerepet játszhatott. Annak megállapítása, hogy egy adott szoros kialakulásában a fenti okok közül melyek és milyen mértékben vettek részt, olyan részletes, minden szorosra külön elvégzendő és a vízfolyások korára is kiterjedő vizsgálatot igényel, amit e dolgozat terjedelmi korlátai nem tesznek lehetővé.



16. ábra. A Novaji-patak jellemző völgykeresztmetszetei az összesült ignimbritek sávjában és az összesült ignimbritsávok között

Az összesült ignimbritek vonulatától délre a hegylábfelszín völgyhálózata ritkább, a terület széles, gyengén tagolt völgyközi hátakra tagolódik, amelyeket – annak ellenére, hogy kevésbé ellenálló, pannon–pleisztocén kori üledékekből épülnek fel – legfeljebb rövidebb, széles, lapos deráziós völgyek, vagy rövid vízmosások szakítanak meg (Hevesi A. 2002a).

#### 7.2. A Bükkalja vízgyűjtőinek alakrajzi (morfometriai) – statisztikai vizsgálata

#### 7.2.1. A vízgyűjtők elhelyezkedésének, alakjának elemzése

A vízgyűjtők alakrajzi elemzésének legfőbb célja az volt, hogy minél több, lehetőleg számszerű adatot szerezzek magukról a vízgyűjtőkről. Ezen kívül a kutatási területen található miocén tufák – és azok között is elsősorban a lepusztulással szemben leginkább ellenálló összesült ignimbritek – mai völgyhálózat kialakulásában, a vízgyűjtők alakjának jellemzőiben betöltött szerepét is megvizsgáltam. A vizsgálat során alkalmazott módszerek a következők: A vízgyűjtőterületek<sup>3</sup> digitalizálása 1:10 000-es léptékű topográfiai térképek alapján történt. A vízgyűjtők vizsgált adatait az így előállított poligonokról nyertem, egy részüket a topográfiai térképlapok alapján készített digitális domborzatmodell felhasználásával.

A vízgyűjtőterületek alakrajzi jellemzőinek vizsgálata során a Bükkalja határaként szolgáló két vízfolyás (Ny-on a Tarna, ÉK-en a Szinva); valamint a Hejő vízgyűjtőjét nem vettem figyelembe, mert teljes vízgyűjtőjük nagyságához képest csak nagyon kis mértékben érintik a kutatási területet. Az egyes bükkaljai vízgyűjtők elhelyezkedését és kiterjedésének nagyságát a 17. ábra és a 6. táblázat szemlélteti.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Minden vízfolyás (tehát a hegylábfelszínen kívül eredő, vagy végződő patakoknál is) teljes vízgyűjtőterületének csak azt a részét vizsgáltam, amely a Bükkalja határain belül fekszik.



17. ábra. A Bükkalja állandó vízfolyásai és azok vízgyűjtőterületei

A terepi megfigyelések és a földtani, topográfiai térképek elemzése alapján kijelenthető, hogy az összesült ignimbritek nagyobb ellenállóképessége miatt a rajtuk áthaladó vízfolyások vízgyűjtői e kőzetek sávjában tölcsérszerűen beszűkülnek, ami az alsóbb szakaszokon kisebb szélességet és összességében kisebb átlagszélességet eredményezhetnek. Az összeszűkülő vízgyűjtők között több helyütt egy új vízgyűjtőterület alakult ki (Geszti-patak, Száraz-tó-ér és valószínűleg a Gyilkos-árok is ilyen módon keletkezhetett), melynek északi határa az ignimbritsáv gerincén fut (18. ábra).



18. ábra. A Geszti-patak vízgyűjtőjének elhelyezkedése a tűzárkősávban összeszűkülő Csincse- és Sályi-patak vízgyűjtője között
A vízgyűjtők alakjának meghatározásához számos Kertész Á. (1972) és Galgóczy Zs. (2004) által ismertetett, az alakot számszerűen meghatározó mérőszámot alkalmaztam. Ezek a paraméterek az egyes vízgyűjtőkről lemért adatok (vízgyűjtő területe, hossza, szélessége, kerülete, fővölgy hossza) felhasználásával egyszerűen kiszámíthatók. (Terjedelmi korlátok miatt a kiszámított mérőszámok mindegyikével az értekezésben nem kívánok részletesen foglalkozni, de értékeiket a 6. táblázat tartalmazza).

Valamely vízgyűjtő alakját legegyszerűbben hosszának (a vízrendszer leghosszabb ágának vízválasztójától a torkolatig mért távolság) és szélességének egymáshoz viszonyításával jellemezhetjük: ez a hossz-szélesség arány ( $\gamma$ ). A vízgyűjtőterületek elnyúltságának mértékét fejezi ki: minél nagyobb az értéke, annál elnyújtottabb a terület. Meghatározásához a vízgyűjtő legnagyobb (maximális) szélességét veszik figyelembe (Galgóczy Zs. 2004).

A Bükkalja összes vízgyűjtője többé-kevésbé elnyúlt, É-D-i irányban hosszúkás alakú, mindegyik hossza többszöröse a szélességnek. Számos vízgyűjtőn sajátos adottság, hogy a szélesség tág határok között változik (pl. Sályi-, Kulcsár-völgyi-patak, Csincse). A völgyek a területet felépítő kőzetek eltérő minősége miatt esetenként többször is összeszűkülnek, ezért a legnagyobb szélesség használata félrevezető eredményt szolgáltathat. Ennek kiküszöbölésére a legnagyobb szélességen kívül a vízgyűjtők átlagos szélességével is kiszámítottam a  $\gamma$  értékét (az átlagszélességgel számolt mérőszám jelölésére a  $\gamma_a$ -t vezettem be). Az így kapott két adatsor összevetésével (6. táblázat) megállapítható, hogy pl. a fent említett 3 patak esetében számottevő (a Sályi- és a Kígyóspataknál több mint kétszeres!) eltérés adódhat. A legnagyobb és átlagos szélességgel számolt  $\gamma$  értékek ettől függetlenül összességében elég erős összefüggést mutatnak: r=0,81 (19. ábra).



 ábra. A legnagyobb (maximális) és az átlagos szélességgel számolt γ érték közötti kapcsolat

	Terület km <sup>2</sup>	fővölgy hossza (km)	vízgyűjtő hossza (km)	max. szélesség (km)	átlag szélesség (km)	kerület (km)	γ hossz/ max. szél.	γ <sub>a</sub> hossz/ átlag szél.	Rf	Re	Rc	k	Rbr	r
Tardi-patak	22,33	16,50	14,16	2,32	1,57	36,17	6,10	8,98	0,11	0,37	0,21	2,16	12,57	12,20
Száraz-tó-ér	22,95	11,56	11,26	2,67	2,03	27,70	4,20	5,53	0,18	0,48	0,37	1,63	6,19	5,82
Kácsi-patak	40,03	13,66	15,05	4,16	2,65	36,22	3,61	5,66	0,17	0,47	0,38	1,61	6,02	4,66
Sályi-patak	35,80	16,81	15,79	5,71	2,26	39,82	2,76	6,96	0,14	0,42	0,28	1,87	8,96	7,89
Geszti-patak	35,85	9,70	10,95	3,78	3,27	32,39	2,89	3,34	0,29	0,61	0,42	1,52	5,12	2,62
Csincse	43,67	19,59	15,84	4,29	2,75	42,76	3,68	5,75	0,17	0,47	0,30	1,82	8,34	8,78
Kis-Csincse	26,15	11,02	9,98	3,37	2,61	23,72	2,96	3,81	0,26	0,57	0,58	1,30	3,05	4,65
Kulcsár-völgyi-p	32,27	16,77	13,52	3,44	2,38	37,33	3,93	5,66	0,17	0,47	0,29	1,85	8,68	8,71
Nyéki-patak	17,91	11,39	10,97	2,10	1,63	27,33	5,20	6,72	0,14	0,43	0,30	1,82	8,31	7,25
Ostoros-patak	37,05	14,89	15,45	3,38	2,39	44,74	4,57	6,44	0,15	0,44	0,23	2,07	11,42	5,99
Novaji-patak	35,28	19,20	16,08	3,92	2,19	36,08	4,10	7,32	0,13	0,41	0,34	1,71	7,08	10,45
Kánya-patak	39,55	22,65	18,50	3,11	2,13	46,17	5,94	8,65	0,11	0,38	0,23	2,07	11,39	12,97
Laskó	94,71	24,39	21,83	5,02	4,33	56,71	4,34	5,03	0,19	0,50	0,37	1,64	6,33	6,28
Szóláti-patak	38,98	18,98	17,79	3,30	2,19	41,56	5,38	8,12	0,12	0,39	0,28	1,87	8,96	9,24
Kígyós-patak	45,86	24,08	18,60	4,98	2,46	51,53	3,73	7,54	0,13	0,41	0,21	2,14	12,39	12,64
Eger-patak	102,55	35,17	26,56	5,04	3,86	67,59	5,27	6,88	0,14	0,43	0,28	1,88	9,02	12,06
Tárkányi-patak	23,42	11,13	9,83	3,79	2,38	31,91	2,59	4,13	0,24	0,55	0,28	1,86	8,75	5,29
Szoros-patak	15,92	8,89	8,58	2,26	1,85	20,69	3,79	4,63	0,21	0,52	0,46	1,46	4,50	4,96
Cseresznyés-p	5,24	6,25	5,03	1,27	1,04	13,41	3,95	4,83	0,20	0,51	0,36	1,65	6,42	7,45
Hór-patak	65,19	23,02	18,02	5,82	3,61	54,53	3,09	4,98	0,20	0,50	0,27	1,90	9,29	8,12
Gyilkos-árok	23,36	4,50	8,50	3,56	2,74	22,52	2,38	3,09	0,32	0,64	0,57	1,31	3,10	0,87
Cserépváraljai-p	12,17	7,38	7,51	2,41	1,62	19,12	3,11	4,63	0,21	0,52	0,41	1,54	5,32	4,48
átlag	37,11	15,80	14,09	3,63	2,46	36,82	3,98	5,85	0,19	0,48	0,34	1,76	7,79	7,43

6. táblázat. A Bükkalja vízgyűjtőinek főbb méretei és alakrajzi mérőszámai

A mérőszámok számítási módjai a következők:

-formatényező: a vízgyűjtő nagyságából (A) és hosszából (L<sub>b</sub>) számítható:  $R_f = A/L_b^2$ 

-elnyújtottsági arányszám: a vízgyűjtővel azonos területű kör átmérőjének ( $D_{ea,c(A)}$ ) és a vízgyűjtő hosszának ( $L_b$ ) hányadosa:  $R_e = D_{ea,c(A)}/L_b$ 

-cirkularitás: a vízgyűjtő terület (A) és az azonos kerületű kör területének ( $A_{eq,c(P)}$ ) hányadosa:  $R_c = A/A_{eq,c(P)}$ -kompaktsági tényező: a medence kerületének ( $P_b$ ) és a vízgyűjtő területével azonos területű kör kerületének ( $P_{eq,c(A)}$ ) hányadosa:  $k = P_b/P_{eq,c(A)}$ 

-egyenértékű téglalap oldalhosszainak aránya:  $R_{br} = B_{eq(A)}/L_{eq(A)}$ , ahol  $B_{eq(A)}$  és  $L_{eq(A)}$  annak a téglalapnak a rövidebb és hosszabb oldala, amelynek területe és kerülete megegyezik a vízgyűjtő területével és kerületével.

-Galgóczy-féle mérőszám:  $r = L_r^2/A$ , ahol  $L_r$  a fővölgy vízválasztóig mért hossza, A a vízgyűjtő területe.

A területen a vízgyűjtők átlagos szélesség adatokkal számolt elnyújtottsági értékeinek átlaga 5,85. Legnagyobb  $\gamma_a$  értékekkel a Kígyós- (7,54), Szóláti- (8,12), Novaji- (7,32), Kánya- (8,65), és leginkább a Tardi-patak (8,980) rendelkezik, mindegyikük hossza legalább hétszerese átlagos szélességüknek. A legkisebb elnyújtottsági értékek a Gyilkos- árok (3,09), a Geszti-patak (3,34), és a Kis-Csincse (3,81) vízgyűjtőjén mérhetők. Ez utóbbiak mind az összesült ignimbritsávtól délre erednek (20. ábra).



20. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek elnyúltsága (ya)

A hegylábfelszínen keresztülhúzódó kemény kőzetsávok elhelyezkedése a rajtuk kialakult vízgyűjtők alakját erősen befolyásolja. A legtöbb bükkaljai patak esetében kijelenthető, hogy a magas elnyújtottsági értékű vízgyűjtők az ellenállóbb kőzetsávokon keresztül húzódnak, míg a kevésbé elnyúltak, "kerekdedebbek" azoktól teljes egészükben délre helyezkednek el. A közvetlenül az ignimbritsávtól délre kezdődő Száraz-tó-ér (5,53) és Nyéki-patak (6,72) elnyújtottság értéke viszonylag magasabb. Ez a többi hasonló helyzetben lévő patakhoz képest nagyobb hosszúsággal és a szomszédos vízgyűjtők hátravágódó oldalvölgyeinek térhódításával magyarázható, ami egyre elkeskenyíti e két patak vízgyűjtőjét.

# 7.2.2. A vízgyűjtők főbb morfometriai (alakrajzi) adatainak elemzése

A vízgyűjtők alakjának jellemzői mellett vizsgáltam azok egységnyi távolságra eső (fajlagos) esését, relatív relief (függőleges tagoltság), völgysűrűség értékeit, valamint völgyszám és völgyhossz adatait is (7. táblázat).

A Bükkalján az átlagos esés értéket (17,4 m/km) jelentősen meghaladó, legnagyobb eséssel a Hór-patak két jobb oldali mellékvizének, a Szoros- (29,20 m/km) és Cseresznyéspataknak (36,85 m/km) a vízgyűjtői rendelkeznek (a vízfolyások között is ennek a két pataknak a legnagyobb az esése!). Ennek oka az, hogy a Bogács-Cserépfalui-medence bezökkenése miatt viszonylag rövid út megtétele után egyesülnek a Hór-ral. Legkisebb esése a nyugaton kialakult, a Bükkalja ignimbritmentes részén keresztülfolyó leghosszabb patakok vízgyűjtőinek van: Laskó- (9,73 m/km), Kígyós- (10,33 m/km), Eger-patak (10,46 m/km), a terület vízfolyásai közül is ugyanennek a 3 pataknak a legkisebb az esése (részletesebben: 7.5. alfejezet, 10. táblázat).

vízgyűjtő	esés m/km	relatív relief (m/km <sup>2</sup> )	völgysűrűség km/km <sup>2</sup>	völgyhossz (km)	völgy szám (db)	átlag völgyhossz (m)
Tardi-patak	18,09	76,5	1,89	42,40	62	706
Száraz-tó-ér	22,32	43,8	1,23	28,45	31	917
Kácsi-patak	20,61	72,7	1,81	72,64	123	654
Sályi-patak	17,66	71,6	2,11	75,72	107	721
Geszti-patak	18,03	47,2	1,26	45,42	54	841
Csincse	20,54	83,2	2,05	89,56	161	570
Kis-Csincse	11,23	29,0	1,17	30,78	18	1 710
Kulcsár-vp.	10,96	63,8	2,30	74,40	131	567
Nyéki-patak	12,05	63,8	1,90	34,14	44	776
Ostoros-patak	14,07	52,3	1,77	65,58	102	643
Novaji-patak	13,30	59,9	2,22	78,31	138	571
Kánya-patak	15,09	53,8	1,85	73,46	109	686
Laskó	9,73	66,7	2,39	226,74	423	536
Szóláti-patak	11,42	79,6	2,94	114,95	200	574
Kígyós-patak	10,33	53,3	1,90	87,32	134	651
Eger-patak	10,46	60,4	1,70	175,05	287	609
Tárkányi-p.	21,69	84,5	2,78	65,24	119	548
Szoros-patak	29,20	92,3	2,70	43,05	79	544
Cseresznyés	36,85	87,6	1,98	10,42	14	744
Hór-patak	14,54	45,8	0,97	63,69	98	649
Gyilkos-árok	13,40	23,7	1,17	27,55	22	1 225
Cserépváraljai	25,78	91,6	2,71	33,08	69	479
átlag	17,40	63,8	1,95	70,82	113	725

7. táblázat. A bükkaljai patakok vízgyűjtőinek főbb adatai

Legmagasabb függőleges tagoltságértékekkel (relatív relief) a Szoros- (92,3 m/km<sup>2</sup>), a Cserépváraljai- (91,6 m/km<sup>2</sup>) és a Cseresznyés-patak (87,6 m/km<sup>2</sup>) vízgyűjtőterületei rendelkeznek (7. táblázat, 21. ábra). A legkisebb relatív relief a Gyilkosárok (23,7 m/km<sup>2</sup>), a Kis-Csincse (29,0 m/km<sup>2</sup>) vízgyűjtőjén, ahol még az átlagos tagoltság (63,8 m/km<sup>2</sup>) felét sem éri el (7. táblázat, 21. ábra). A legtagoltabb vízgyűjtőterületekről megállapítható, hogy azok túlnyomó része (Cserépváraljai-patak), vagy teljes egésze (Szoros-, Cseresznyés-patak) az ignimbritektől északra fekszik. A teljes területükkel e sávtól délre elhelyezkedő vízgyűjtők függőleges tagoltsága kisebb.



21. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek relatív relief értékei

A hegylábfelszín vízgyűjtőinek átlagos völgysűrűség értéke 1,95 km/km<sup>2</sup> (7. táblázat). Mindegyik ignimbritsávtól délre kezdődő vízgyűjtő (Kis-Csincse, Nyéki-p., Gyilkos-árok, Geszti-p., Száraz-tó-ér) sűrűségértéke átlagérték alatti (22-23. ábra). Legalacsonyabb a völgysűrűség a Hór-patak vízgyűjtőjén (0,97 km/km<sup>2</sup>), ami meglepőnek tűnik, de magyarázható azzal, hogy a patak már a Bogács-Cserépfalui-medencében széles – és nagy területű – völgytalpon folyik. További magyarázat az, hogy a Hór két legfőbb bükkaljai mellékvizének, a Szoros- és a Cseresznyés-pataknak vízgyűjtőit önálló vízgyűjtőként külön vizsgáltam. A következő négy legalacsonyabb völgysűrűség érték egyértelműen elkülöníthető a többitől (23. ábra), ezek az ignimbritvonulat gerincénél kezdődő, főként csekély lejtésű térszínen, pleisztocén üledékeken kialakult vízgyűjtők: Kis-Csincse (1,18 km/km<sup>2</sup>), Gyilkos-árok (1,18 km/km<sup>2</sup>), Száraz-tó-ér (1,24 km/km<sup>2</sup>), Geszti-patak (1,27 km/km<sup>2</sup>). Az öt közül a Nyéki-patak völgysűrűség értéke a legnagyobb (1,91 km/km<sup>2</sup>), de még mindig az átlag alatti (23. ábra). A legmagasabb völgysűrűség érték a Szóláti-patak vízgyűjtőjén mérhető (2,95 km/km<sup>2</sup>). Ez főleg azzal magyarázható, hogy ennek a vízgyűjtőnek nincs a tufáknál délebbre fekvő, gyengébben tagolt felszínre eső részvízgyűjtője, ami csökkenthetné a teljes vízgyűjtő völgysűrűségét. Emellett a Felnémeti Riolittufában kialakult nagyszámú, rövid völgyből, vízmosásból álló völgyrendszerének jelentős összhossza is növeli a völgysűrűséget. A Szóláti-patakot sorrendben követő három vízfolyás (Tárkányi-, Cserépváraljai-, Szoros-patak; 23. ábra) vízgyűjtője csaknem teljes egészében tufaterületen található, ami az összesült ignimbritek völgysűrűség alakítómeghatározó szerepét hangsúlyozza. A Laskó magas völgysűrűség értékét a Demjén és Egerszalók között bevágódott nagyszámú völgy okozza. A hasonló földtani helyzetű Szoros- és Cseresznyés patakok vízgyűjtőin megfigyelhető jelentős völgysűrűség különbség oka a Szoros-patak mentén a Kőkötő-hegy északi lejtőjén, a Tamás-laposadűlőben kialakult fejlett vízmosásrendszer (Hevesi A. 2005), ami e vízgyűjtő völgysűrűségét jelentősen növeli (24. ábra).



22. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek völgysűrűsége



23. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőinek völgysűrűség értékei



24. ábra. A Kőkötő-hegy északi oldalán kialakult vízmosásrendszer a Szoros-patak vízgyűjtőjében

A vízgyűjtőterületek teljes völgyhosszából és a völgyek számából kiszámítható az egyes vízgyűjtőkre jellemző átlagos völgyhossz értéke (7. táblázat, 25. ábra).



25. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek átlagos völgyhossza

Leghosszabb völgyhálózattal a Laskó rendelkezik (226,7 km), ami a völgyek számát tekintve is első a patakok között (423). Völgyei ezért az átlagnál (725 m) rövidebbek: átlagos hosszuk 536 m, aminek oka az, hogy a völgyek többsége a Demjén körüli riolittufa felszínt (Felnémeti Riolittufa Formáció) tagoló rövid vízmosás. Hasonló értékekkel rendelkezik az ugyanilyen földtani felépítésű Eger- és Szóláti-patak vízgyűjtője. A legrövidebb völgyhossz (10,4 km) és legkevesebb völgy (14) a legkisebb vízgyűjtőben, a Cseresznyés-pataknál alakult ki. A legnagyobb átlagos völgyhosszú vízgyűjtők sorrendben a Kis-Csincse (1710 m), Gyilkos-árok (1225 m), Száraz-tó-ér (917 m), Geszti-patak (841 m) és a Nyéki-patak (776 m). Közös jellemzőjük, hogy mindegyikük teljes területe a tűzárkövek vonulatától délre helyezkedik el (25. ábra). Ez arra utal, hogy az átlagos völgyhosszak alakulásában fontos tényező a kőzetminőség. A déli, homogén, pannonpleisztocén üledékeken jellemző, menedékes völgyközi hátak kedveznek a hosszú völgyek kialakulásának. Ezzel szemben a gyakran meredeken a környezetük fölé magasodó tűzárköveken és a nem összesült tufákon gyakoriak a rövid völgyszakaszok, vízmosások, itt az átlagos hossz értéke jelentősen csökken. Legkisebb a Cserépváraljai- (479 m), Laskó-(536 m) és a Szoros-patak (545 m) esetében.

A morfometriai adatok alapján az összesült ignimbritsávoktól délre kezdődő vízgyűjtők különböznek a többitől. Mindezek alapján e kőzeteknek a vízgyűjtők tulajdonságaiban betöltött meghatározó szerepére következtetek.

## 7.2.3. A részvízgyűjtők alakjának és főbb alakrajzi (morfometriai) adatainak elemzése

Hat, az összesült ignimbriteket keresztező vízgyűjtő mérőszámait részletesebben is elemeztem. Ezek a Bükkalja keleti felén, az ignimbritvonulatok területén találhatók: Novaji-, Kánya-, Tardi-, Kácsi-, Sályi- és a Csincse-patak (26. ábra).



26. ábra. A vizsgált részvízgyűjtők elhelyezkedése

A vizsgálat során a 6 vízgyűjtőt É-i és D-i részvízgyűjtőre osztottam, melyek között a határ az ignimbritvonulat gerince. Azt a terepi megfigyelést próbáltam adatokkal is alátámasztani, hogy a vízgyűjtők ignimbritsáv északi előterében és attól délre fekvő részvízgyűjtőinek alakja és főbb tulajdonságaik eltérő (8. táblázat).

	$\gamma_{\mathrm{a}}$	esés (m/km)	relatív relief (m/km <sup>2</sup> )	völgysűrűség (km/km <sup>2</sup> )	völgyhossz (km)	völgy szám (db)	átlagos völgyhossz (m)
Csincse dél	5,27	16,66	60,6	1,88	52,58	94	559
Csincse észak	1,22	63,94	123,1	2,32	36,84	67	549
Sályi dél	6,14	13,28	54,6	1,69	38,95	44	885
Sályi észak	1,29	55,25	102,4	2,84	36,30	63	576
Kácsi dél	4,46	19,44	52,4	1,53	43,69	53	824
Kácsi észak	1,30	65,50	122,8	3,14	36,35	70	519
Tardi dél	5,90	20,74	58,9	1,57	26,01	32	813
Tardi észak	3,35	45,43	126,1	2,85	16,69	30	556
Kánya dél	4,43	15,96	32,4	1,40	34,07	29	1 174
Kánya észak	4,17	27,29	87,5	2,81	43,21	80	540
Novaji dél	4,64	13,97	38,0	1,87	35,53	52	683
Novaji észak	2,77	26,56	85,4	2,74	44,71	86	519

8. táblázat. A vizsgált részvízgyűjtők főbb mérőszámai

A részvízgyűjtők alakját leíró hossz – átlagos szélesség ( $\gamma_a$ ) értékekből kitűnik, hogy a megfigyeléseknek és várakozásoknak megfelelően a déli értékek a magasabbak, tehát ezek az elnyúltabbak. A leghosszúkásabb a Sályi-patak vízrendszerének déli része ( $\gamma_a$ =6,14) és a Tardi-patak déli fele ( $\gamma_a$ =5,90); ezeknél a részvízgyűjtőknél a hossz a szélesség ~6 szorosa.

A Kánya-pataknál az ignimbritsáv fölött fekvő rész  $\gamma_a$  értéke (4,17) jelentősen eltér a többi vízfolyás északi részvízgyűjtőjének értékeitől. Nagymértékű elnyúltságát véleményem szerint annak köszönheti, hogy ez a részvízgyűjtő a Bükkalján egyedüliként háromszor is keresztezi a sajátos település miatt többször ismétlődő ignimbritsávokat (27. ábra).



27. ábra. A Kánya-patak részvízgyűjtői és az ignimbritvonulatok helyzete

A területet alkotó, nehezebben pusztuló kőzetrétegek elhelyezkedése miatt ez a vízgyűjtő többször is "kénytelen" összeszűkülni, ami megmagyarázza nagy elnyúltságát. A Tardi- és Novaji-patak északi részvízgyűjtői is többször érintik a kemény kőzetsávokat és az átlagosnál (átlag  $\gamma_a$ =2,35) magasabb  $\gamma_a$  értékkel rendelkeznek (Tardi: 3,35; Novaji: 2,77). Az ignimbritsávok száma és az elnyúltság mértéke között tehát összefüggés figyelhető meg: *azok az északi részvízgyűjtők, amelyeket többször kereszteznek az ignimbritek, elnyúltabbak a többinél, ami igazolja a kőzettípus völgyhálózatra gyakorolt hatását*.

Az északi és déli részvízgyűjtők fajlagos esés értékei is határozottan elkülönülnek (8. táblázat): az ignimbritvonulatok fölött elhelyezkedők esése többszörösen meghaladja a déli részvízgyűjtőkét. Érdekes összefüggés figyelhető meg az ellenállóbb kőzetsávok száma és az északi részvízgyűjtők esése között is. Azoknál az északi részvízgyűjtőknél, amelyek többször is keresztezik a tűzárkősávokat és nem csak a déli határukon vannak ilyen kőzetek (26. ábra), az esés kisebb. Ennek oka az, hogy az ellenállóbb kőzetrétegek "alatt" az esés lecsökken (ez jól látszik a vízfolyások esésgörbéin is!). Az esés ezért a több tűzárkősávot átszelő északi vízgyűjtőknél kisebb, mivel az ignimbrit területen belüli megjelenése miatt – rövidebb szakaszon – az többször is csökkenhet. Ennek következtében az érintett részvízgyűjtő esése összességében kisebb.

Az északi és déli részvízgyűjtők elkülönülése a relatív relief, átlagos völgyhossz adatokban is megjelenik (8. táblázat). Hasonlóan a völgysűrűség értékek is különbözőek: minden vízgyűjtő északi részén nagyobb, mint délen (28. ábra). Ennek oka az, hogy az összesült ignimbritektől északra, azok völgyösszpontosító hatásának köszönhetően a dél felé utat kereső, gyakran kanyargó, állandó, vagy időszakos vízfolyások völgyei sűrű hálózatot alkotnak. További magyarázat, hogy a Bükkalján éppen az ignimbritekkel fedett hegyek meredek, északi oldalain a legnagyobb a völgyhálózat sűrűsége (lásd 7.7.1. alfejezet). A déli részgyűjtőkben az összesült ignimbriteken túljutott fővölgyhöz már kevesebb oldalvölgy csatlakozik. A nyomók dél felé enyhén lejtő hátáról "táplálkozó" kevés állandó, több időszakos vízfolyás az egyveretű, főként lejtő- (deluvium) és időszakos vízfolyások által lerakott (proluviális) üledékekből felépülő felszínen akadálytalanul, gyakori irányváltás nélkül a fővölggyel ~párhuzamosan halad, ami kis völgysűrűség értéket eredményez.



28. ábra. A vizsgált részvízgyűjtők völgysűrűség adatai

A bükkaljai vízgyűjtők és részvízgyűjtők alakrajzi adatainak elemzése arra a megállapításra vezetett, hogy az összesült ignimbritek kőzetminőségének és elhelyezkedésének fontos hatása volt a vízgyűjtők kialakulására.

### 7.3. A vízfolyások rendűsége és magnitúdója

A vízrendszerek felépülésének matematikai leírása Horton, R. E. (1945), majd az őt követő Strahler, A. M. (1957) és Shreve, R. L. (1966) nevéhez fűződik. A rendűség meghatározásával elvégezhető a vízfolyásszakaszok kategorizálása: a vízfolyások forráságai elsőrendűek, két összefolyó elsőrendű szakaszból másodrendű, két másodrendűből harmadrendű lesz, stb. A Bükkalja állandó vízfolyásszakaszainak rendűség szerinti megoszlását a 29. ábra és a 9. táblázat tartalmazza.



29. ábra. A Bükkalja vízfolyásainak rendűség értékei

A rendszám növekedésével a vízfolyásszakaszok száma fokozatosan csökken, ami azt jelenti, hogy a torkolattól a forrás felé haladva a vízrendszer egyre inkább "szétágazik". A hegylábfelszín területén a legnagyobb rendűség értékkel (4-es), a Laskó-, Eger-, Novajiés Kácsi-patak alsó szakaszai rendelkeznek. Ezek mindegyike egy másik 3-as rendszámú állandó vízfolyást vesz fel még a Bükkalja határain belül: a Laskó a Szóláti-patakot, az Eger-patak a Tárkányi-patakot, a Novajiba az Ostoros-patak, ugyanígy a Sályi a Kácsipatakba csatlakozik. A legalacsonyabb rendszámokkal rendelkező vízfolyások, a Tardi- és Cserépváraljai-patak kivételével, mind a tufaterületektől délre erednek. A terület egyetlen egyes rendszámú – tehát más állandó vízfolyás völgyével nem találkozó – állandó vízfolyása a Gyilkos-árok (29. ábra). Legmagasabb magnitúdója, azaz legtöbb forrásága az Eger-pataknak van (29 db), amit tovább növel legnagyobb mellékvize, a Tárkányi-patak 11-es magnitúdója (9. táblázat).

A vízrendszer feltűnő sajátossága, hogy azok a vízfolyások, amelyek a miocén tufák elterjedési területétől délre, vagy annak déli határán erednek legfeljebb kettes rendszámúak. Ebbe a csoportba tartozik a Nyéki-patak, a Kis-Csincse, a Gyilkos-árok; a

tufaterületnek csak peremét érintő Geszti-patak, és Száraz-tó-ér; valamint a Kígyós-patak. A legtöbb, tűzárkövektől délre fakadó oldalág rendszáma – mivel beléjük másik tápláló ér a befogadó patakba érkezésig már nem csatlakozik – egyes, ami e területrész völgyhálózatának ritkaságára enged következtetni.

A hegylábfelszín északi harmadában eredő állandó vízfolyások rendszáma a terület déli határára érve 3-as vagy 4-es. Ez az útjuk során keresztezett összesült ignimbritek völgyösszpontosító hatásának tulajdonítható, hiszen ennek következtében az itt sűrűbben egymásba torkolló forráságak rendszáma "gyorsabban" növekszik. Sok esetben a rendszám éppen az ignimbritek közvetlen előterében nő 3-asra két összeterelődő 2-es rendű vízfolyással (pl. Novaji-, Kánya-, Kácsi-, Sályi-patak, 29. ábra).

vízfolyások	magnitúdó (Shreve)	vízfolyásszakaszok száma rendűség (Strahler) szerint 1 2 3 4			vízfolyásszakaszok rendűség szerinti átlaghossza (m)				
		1	2	3	4	1	2	3	4
Cserépváraljai	3	3	1			790	5 227		
Tardi	2	2	1			4 701	7 614		
Cs-T összesen	5	5	1			2 354	12 841		
Csincse	7	7	2	1		1 582	2 782	10 019	
Eger	29	29	8	3	1	925	1 890	2 051	23 692
Tárkányi	11	11	5	1		936	1 717	7 466	
E-T összesen	40	40	13	4	1	928	1 824	3 405	23 692
Geszti	7	7	1			1 561	8 229		
Gyilkos-árok	1	1				10 142			
Hór	4	4	1	1		1 702	6 600	12 306	
Cseresznyés	1	1				6 253			
Szoros	14	14	3	1		708	1 298	6 222	
H-Cs-Sz össz.	19	19	4	1		1 209	2 624	1 852	
Kácsi	12	12	3	1	1	571	1 243	11 415	1 510
Kánya	7	7	2	1		1 584	2 822	12 787	
Kígyós	4	4	1			1 261	20 654		
Kis-Csincse	4	4	1			3 984	5 686		
Kulcsár-völgyi	5	5	1	1		961	12 426	3 507	
Laskó	19	19	3	1	1	1 423	4 205	10 527	7 690
Novaji	10	10	2	1	1	1 114	3 867	8 274	3 087
Nyéki	2	2	1			393	11 021		
Ostoros	6	6	2	1		1 501	2 120	12 999	
Sályi	12	12	3	1		772	1 925	12 111	
Száraz-tó-ér	2	2	1			3 466	5 427		
Szóláti	7	7	2	1		977	2 667	12 461	

9. táblázat. A Bükkalja vízfolyásainak magnitúdó, rendszám és elágazási (bifurkációs) arány és vízfolyáshossz adatai

A vízfolyásszakaszok rendűség szerinti átlaghosszának elemzése alapján kijelenthető, hogy azok a vízfolyások, amelyek vízgyűjtője az ignimbritektől délre, kevésbé ellenálló pannon-pleisztocén kori üledékeken alakult ki (30-31. ábra, pirossal jelölve), általában hosszabb 1. és 2. rendű vízfolyásszakaszokkal rendelkeznek, mint azok, amelyek területe a vulkanitokkal fedett térszínekig felnyúlik (9. táblázat). Ennek oka az, hogy délen, a homogén kőzetfelépítésű, kisebb tagoltságú völgyközi hátakon kedvezőbbek a feltételek a hosszú völgyszakaszok kialakulására, mint északon.



30. ábra. Az elsőrendű vízfolyásszakaszok átlagos hossza



31. ábra. A másodrendű vízfolyásszakaszok átlagos hossza

A vízfolyások rendűségének vizsgálatával igazolható a kőzetminőség vízhálózatra gyakorolt hatása. Az ellenállóbb ignimbritsávok szerepe elsősorban a forráságak egymás felé terelésében nyilvánul meg, és fontosak azért is, mert meredekebb északi oldalukat gyakrabban tagolják rövid völgyek, vízmosások, amelyek szintén hozzájárulnak az őket átszelő patakok rendszámának növekedéséhez.

### 7.4. A vízhálózat rajzolata

A torkolattól a forráságak felé haladva az egyre alacsonyabb rendszámú vízfolyásszakaszok darabszámának növekedése azt jelenti, hogy a hegylábfelszín vízrendszere egyre inkább szétágazik. Ez alapján a teljes bükkaljai vízhálózat rajzolata az eróziós térszínek (Gábris Gy. 1987a in. Szabó J. 1993) ágas rajzolattípusába sorolható.

Az egyes vízfolyások rendűségeit külön-külön vizsgálva és azt a vízhálózat térképpel összevetve azonban feltűnik, hogy az alacsonyabb rendszámúak (legfeljebb kettes) rajzolata a Gábris Gy. (1987a, in. Szabó J. 1993) által bevezetett kategóriák közül leginkább a párhuzamos típusba sorolható (29. ábra, 9. táblázat).

Azok a vízfolyások, amelyek vízgyűjtője kiterjed a Bükkalja tűzárkövektől északra és délebbre eső részére is (tehát az északi harmadában erednek, majd az összesült ignimbritvonulatokat átvágva dél felé haladnak) magukon viselik mindkét, eltérő földtani adottságokkal, domborzattal rendelkező terület hatását, ami rajzolatuk összetettségében is megnyilvánul. Ennek megfelelően a hegyláb ignimbritsávjai fölötti szakaszukon az összeterelődések miatt rajzolatuk még ágas, amit attól délre a párhuzamos típus vált fel, tehát összességében egyik alap rajzolattípusba sem sorolhatók be. Ezért e vízrendszereket közös jellemzőik alapján egy, a földrajzi szakirodalomban eddig még nem alkalmazott, új rajzolattípusba soroltam, aminek a "kőzethatás miatt összetett" nevet adtam. Ezekre tehát két különböző alaptípusból kialakult összetett völgyhálózat jellemző (32. ábra).



32. ábra. A kőzethatás miatt összetett rajzolattípus általánosított magyarázó ábrája (saját szerkesztés)

A Bükkalja vízfolyásai rajzolattípusuk alapján az alábbi csoportokba sorolhatók:

- párhuzamos típus: az ignimbritsávoktól délre, a pannon-pleisztocén üledékekből felépülő térszíneken kialakult kis rendszámú vízrendszerek tartoznak ide: Nyéki-patak, Kis-Csincse, Geszti-p., Száraz-tó-ér, Gyilkos-árok, Kígyós-patak. A Tardi-patak és a Cserépváraljai-patak a tűzárkövektől északra ered, de mivel beléjük tápláló vízfolyás egyáltalán nem, ill. csak egy csatlakozik, rajzolatuk ezeknek is párhuzamos.
- kőzethatás miatt összetett típus: az ignimbritek északi előterében erdő vízfolyások sorolhatók ebbe: Kulcsár-völgyi-, Csincse-, Sályi-, Kácsi-patak, a Hór vízrendszer (magában foglalva a Szoros- és Cseresznyés-patakot is), továbbá a Kánya-, Novaji- és az Ostoros-patak.
- részaránytalan típus: a terület nyugati harmadának vízfolyásai (Laskó, Szóláti-, Eger-, Tárkányi-patak) sorolhatók be e kategóriába. Ezek vízgyűjtőin sem egyveretű a földtani felépítés, elsősorban az itt települt tufaformáció (Felnémeti Riolittufa Formáció) kőzeteinek felszíni megjelenése miatt. E kőzettest túlnyomó része a Laskó és Egerpatak völgye között helyezkedik el (2. ábra). Rajta nagyon sok forráság fakad, amelyek a Laskó bal-, ill. az Eger jobb oldali mellékvizeiként csatlakoznak befogadójukhoz (29. ábra). Ennek következtében e két vízgyűjtőn erősen részaránytalan vízhálózat alakult ki. Ehhez hasonló a Szóláti-patak rajzolata is: itt sokkal kisebb az említett formáció elterjedési területe, de kevés elsőrendű vízfolyásszakaszának többsége ezen jött létre, és mivel legtöbbjük jobb oldali, itt is – ugyan kevésbé típusos, de – részaránytalan a rajzolat.

### 7.5. A Bükkalja vízfolyásainak esése

A vízfolyások esésviszonyainak elemzésével a vizsgált terület földtani felépítésére, szerkezetére, a patakok szakaszjellegére, hordalékviszonyaira, korára, valamint fiatal szerkezeti mozgásokra is következtethetünk (Gábris Gy. 1986).

A Bükkalja vízfolyásainak főbb esésadatait elemezve (10. táblázat) feltűnő mind a teljes, mind a fajlagos (egységnyi távolságra eső) esés értékeinek változatossága. A patakok teljes esésének átlaga mindössze 107 m (a patakoknak csak a bükkaljai szakaszát vizsgáltam!). A domborzatnak megfelelően a Déli-Bükk pereméről induló vízfolyások esése az átlagnál általában nagyobb (pl. Kánya-, Tardi-patak). Az alacsonyabb esésértékű patakok vagy a hegylábfelszín derekán, alacsonyabban fekvő területen erednek (pl. Gyilkos-árok, Geszti-patak), vagy a Bükkalja nyugati harmadán keresztülfolyó, az északi szomszédságból (Ózd-Pétervásárai-dombság) érkező vízfolyások (pl. Kígyós-, Laskó-patak).

	hossz (km)	teljes esés (m)	fajlagos esés (m/km)
Cserépváraljai-patak	7,38	73	9,88
Cseresznyés-patak	6,25	95	15,29
Csincse	19,59	125	6,41
Eger-patak	35,17	114	3,26
Geszti-patak	9,70	49	5,10
Gyilkos-árok	4,50	24	5,46
Hór-patak	23,02	134	5,86
Kácsi-patak	13,66	97	7,12
Kánya-patak	22,65	224	9,90
Kígyós-patak	24,08	87	3,62
Kis-Csincse	11,02	73	6,70
Kulcsár-völgyi-patak	16,77	68	4,09
Laskó	24,39	80	3,29
Novaji-patak	19,20	143	7,47
Nyéki-patak	11,39	57	5,08
Ostoros-patak	14,89	129	8,67
Sályi-patak	16,81	92	5,47
Száraz-tó-ér	11,56	110	9,58
Szóláti-patak	18,98	94	4,96
Szoros-patak	8,89	172	19,45
Tardi-patak	16,50	186	11,27
Tárkányi-patak	11,13	126	11,38
átlag		107	7,70

10. táblázat. A Bükkalja vízfolyásainak esésadatai

Az egységnyi távolságon mért esés értékeinél még határozottabb az elkülönülés. Az átlagosnál (7,7 m/km) nagyobb fajlagos esésű patakok a miocén tufatípusokon, vagy azoktól északra erednek, míg a kisebb értékek az azoktól délre kezdődő, vagy a nyugati rész patakjaihoz tartoznak (10. táblázat).

#### 7.5.1. A bükkaljai vízfolyások esésgörbéinek elemzése

A Bükkalján található tűzárkövekből felépülő vonulatoknak a vízfolyások irányának kialakulásában betöltött szerepét a patakok esésgörbéjének megszerkesztésével is megkíséreltem szemléltetni. Minden vízfolyásnak csak a bükkaljai szakaszát vizsgáltam, hiszen a kőzetminőség hatása az esésre ezen a területen belül érvényesül. A hagyományos, egyenközű koordináta-rendszerben történő ábrázoláson kívül a Gábris Gy. (1986) által ismertetett, a vízszintes tengelyt logaritmusos beosztású skálára cserélő szelvényeket is megszerkesztettem (33. ábra).

Valamennyi patak egyenközű beosztású koordináta rendszerben ábrázolt esésgörbéjén láthatók kisebb-nagyobb megtörések. "Szabályos", teljesen kiegyenlített esésgörbéjű vízfolyás a területen nincsen, még a legidősebbek közé tartozó Eger-, Laskó-(Láng S. 1954, Pinczés Z. 1957, Hevesi A. 1978) és Hór-patak (Pinczés Z. 1955) esetében is megfigyelhetők kisebb változások. *Az esésgörbék meredekségének hirtelen változásai a földtani térképekkel történő összevetés alapján elsősorban a kőzethatárokhoz köthetők*, a legtöbb patak esésgörbéjén tehát kimutathatók a kőzethatárok. A vízfolyások völgyeit keresztülszelő törésvonalak ugyanakkor a görbék alakján nem mutatkoznak közvetlenül (közvetve igen, hiszen a vízfolyásokra merőlegesen húzódó törések mentén sok helyütt kőzettestek emelkedtek északi előterük fölé, a hegylábfelszín Kácsi- és Ostoros-patak közé eső részén egymással párhuzamosan több sávban is, egyúttal kőzethatárt is képezve).



33. ábra. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi



33. ábra folytatása. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi



33. ábra folytatása. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi



33. ábra folytatása. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi



33. ábra folytatása. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi

A legkevésbé kiegyenlített, sok esetben többször is megtörő esésgörbék azoké a vízfolyásoké, melyek keresztezik а Bükkalja legkeményebb, legellenállóbb képződményeinek tekinthető összeolvadt ignimbritvonulatokat (33. ábra). Az esésváltozás éppen e kőzetsávok határain a legnagyobb. A patakok esése jelentősen csökken az ellenálló kőzetek északi előterében, ahol gyakran kénytelenek az útjukat álló vonulat(ok) tagjait kerülgetni. E kényszerű irányváltások során viszonylag hosszabb távolságokon nagyon csekély szintkülönbséget tesznek meg. Az ignimbritvonulat(ok)on keresztülvezető, erősen bevágódó szakaszukon esésük hirtelen megnő, majd annak déli peremére érve újra lecsökken. A leglátványosabb ez a Tardi-patak felső folyásán, ahol az esésgörbéken egyértelműen kirajzolódnak a kőzethatárok (34-35. ábra): a Felső-szoros ~1,4-2 km között, 265 m-ről 205 m-re) és az Alsó-szoros is (~4,5-5,6 km között, 175 m-ről 155 m-re). Az esésgörbéken megfigyelhető töréspontok kaptúrákat is jelezhetnek (lásd 7.9.-es alfejezet).







35. ábra. A Tardi-patak Felső- és Alsó-szorosának földtani térképvázlata (Magyarország fedett földtani térképe 1:100 000 alapján, sorozatszerk. Gyalog L. 2005)

Hasonló figyelhető meg a Cserépváraljai-, Kácsi-, Kulcsár-völgyi-, Novaji-, Sályipatakok esésgörbéinél. Ám nem minden kemény kőzetsávot keresztező vízfolyás esésgörbéjén jelennek meg a kőzethatárok. A Hór-, Kánya- és Csincse-patak esetében csak alig, vagy egyáltalán nem láthatók, ami idősebb voltukkal és nagyobb vízgyűjtőterületükről összegyülekező nagyobb vízhozamukkal magyarázható. Ezek következtében e patakok esésgörbéjüket már (jobban) kiegyenlítették és a megtöréseket eltüntették. A Bükkalja vízfolyásai között soknak egyenletesen lejtő, csaknem teljesen egyenes az esésgörbéje (33. ábra). Ezek főleg a hegylábfelszín alacsonyabb, déli, egyveretű kőzetfelépítésű részein kialakult fiatalabb vízfolyások (Geszti-patak, Gyilkos-árok, Kis-Csincse, Kígyós- és Nyéki-patak). Ide sorolhatók a nyugati rész azon idősebb vízfolyásai is (Laskó-, Eger-patak), amelyek nagy esésű forrásvidéke a Bükkaljától északabbra fekszik, és a hegylábfelszínre eső alsóbb szakaszuk már sokkal kisebb esésű. Az ellenállóképességbeli különbségek viszonylagosságára e két utóbbi patak esésgörbéje hívja fel a figyelmet. Vízgyűjtőterületükről hiányzik ugyan a legnagyobb tűzárkő tartalmú dácittufa összlet (Tari Dácittufa Formáció), de a Felnémeti Riolittufa Formáció képződményei is tartalmaznak ignimbrites szinteket (Pentelényi L. 2005). Ennek következtében a környékükön lévő pannon üledékeknél valamennyivel ellenállóbbak. A formáció északi és déli kőzethatára a Laskó esésgörbéjéről leolvasható (~7,5-15 km között).

A vízfolyásokat logaritmikus esésgörbéjük profilja alapján Gábris Gy. (1986) osztályozta oly módon, hogy a többé-kevésbé szabálytalan alakú görbék egyes szakaszait szabályos geometriai elemekhez hasonlította. Így egyenes, homorú, domború, és az előbbiekből álló összetett típust határozott meg. Ez alapján a Bükkalján megpróbáltam a vizsgált 22 vízfolyás logaritmusos esésgörbéjét valamely fenti típusba csoportosítani, köztük szabályosságot, a csoportokon belüli egyező feltételeket, közös jellemzőket meghatározni.

A legtöbb vízfolyás esésgörbéjének szabályos alakzatokkal való helyettesítése és besorolása nem okoz nehézséget, de néhány patak esetében (pl. Sályi-patak) a csoportosítást megnehezítik az esésgörbék apró, piroklasztok határait jelző hullámzásai (33. ábra).

A patakok legtöbbjének logaritmusos beosztású esésgörbéje domború (33. ábra). Azok tartoznak ide, amelyek nem kereszteznek hirtelen esésbeli változást előidéző kőzethatárokat (pl. Nyéki,- Geszti-, Kígyós-patak), vagy az említett idősebb és/vagy nagyobb vízhozamú patakok (pl. Hór-, Eger-, Laskó) közé sorolhatók. A domború esésgörbe a vizsgált vízfolyásszakasz területének fiatal emelkedését (Gábris Gy. 1986), a Bükkalja esetében az alföldi előtér süllyedését is jelezheti.

Az összetett típusba sorolható vízfolyások logaritmusos esésgörbéi a Bükkalján egyenes, domború és homorú szakaszok váltakozásából állnak. E patakok mindegyike az ignimbritekkel tagolt területen folyik keresztül (Kácsi-, Tardi-, Sályi-, Novaji-, Kulcsár-völgyi-patak).

A vízfolyások logaritmusos beosztású esésgörbéik alakja alapján történő csoportosításával sikerült igazolni a terület földtani felépítésének, szerkezetének meghatározó fontosságát.

# 7.5.2. A vízfolyás-esésviszonyok numerikus meghatározásának lehetőségei

A vízfolyások számszerű esésviszonyait legegyszerűbben azok tényleges failagos (egységnyi távolságra vonatkoztatott) (abszolút), vagy esésadatainak meghatározásával lehet bemutatni. Ekkor minden egyes vizsgált vízfolyáshoz egyetlen értéket rendelünk hozzá, ami jellegéből adódóan nem alkalmas arra, hogy a vízfolyások részletes esésviszonyairól képet kapjunk (vízfolyásonként egyetlen adat túl kevés ehhez, ráadásul ezek abszolút-, ill. átlagértékek lévén nem érzékeltetik a vízfolyások mentén megfigyelhető kisebb-nagyobb esésváltozásokat). Részletesebb adatok állíthatók elő oly módon, hogy a vízfolyás mentén mérőpontokat kijelölve meghatározzuk a vízfolyás adott pontban mérhető esését (mérőpontok lehetnek az esésgörbék megszerkesztéséhez magasságadatukkal már felvett pontok is), így egy patakot már nem csak egyetlen átlagadat jellemez, hanem minden egyes vízfolyásszakasz saját értékkel rendelkezik!

Az esésviszonyok számszerű jellemzésére a Hack, J. T. (1973) által kidolgozott, a hazai szakirodalomban a Gábris Gy. (1986) által ismertetett esésindex (SL) alkalmas. Ez az index a vízfolyás egy adott szakaszán az esést a vízfolyáshosszal veti össze és hasonlítja más szakaszokhoz, tehát az esésgörbe viszonylagos lejtésének számszerű értékét adja meg. Az SL index tehát a vízfolyások esésének változásait számszerűsíti. Különösen "érzékeny" a kőzethatárokra és a szerkezeti vonalakra, törésekre, alkalmazásával a kisebb függőleges szerkezeti mozgások is kimutathatók (Brookfield, M.E. 1998; Chen, Y-C. et al. 2003; Bishop, P. et al. 2005; Goldrick, G. – Bishop, P. 2007; Pérez-Peña et al. 2008; Troiani, F. – Della Seta, M. 2008; Tsodulos, I.M. et al. 2008).

Kiszámításának módja a következő:

$$SL = \frac{dH \times L}{dL}$$

, ahol dH a szakasz magasságkülönbsége, dL a szakasz vízszintes hossza, L a mérőpont és a vízfolyás leghosszabb forráságának vízválasztója között mért távolság.

A Bükkalján megpróbáltam az esésviszonyokat és az abból levonható esetleges felszínalaktani következtetéseket ezzel a hazai kutatásokban igazán elterjedtnek nem tekinthető módszerrel is meghatározni. Azt tapasztaltam, hogy a vízfolyások esésindexeinek adatsora számos hibát tartalmazott. Hiba abból adódhat, hogy az esésindex képletének számlálójában szereplő "L" értéke a torkolat felé szakaszról szakaszra növekszik. Ez tapasztalataim szerint szélsőséges esetben azt okozhatja, hogy két egymást követő vízfolyásszakasznál a kissé nagyobb, vagy körülbelül ugyanakkora vízszintes távolságra (dL) eső egységnyi lejtés (dH=5 m) – tehát valójában kisebb, vagy csaknem ugyanakkora esés – esetén az esésindex értékei növekedhetnek az L-el történő szorzás következtében (11. táblázat)!

magasság	dH	dL (m)	L (m)	esésindex	új mérőszám
145	5	509,24	5 243,48	51,48	9,81
140	5	1 079,50	6 322,98	29,28	4,63
135	5	1 536,27	7 859,25	25,57	3,25
130	5	2 060,14	9 919,39	24,07	2,42
125	5	1 384,12	11 303,51	40,83	3,61
120	5	1 395,07	12 698,58	45,51	3,58

11. táblázat. A Tardi-patak mentén felvett néhány mérőpont adatai

Az "L" érték "hagyományos" képletben való alkalmazásából adódó további sajátosság, hogy a vízfolyások valóságban nagyobb esésű, meredek felső folyásán az esésindex értékek az adatsorokban kisebbek, mint a sokkal kisebb esésű torkolati szakaszukon. Chen, Y-C. et al. (2003) szerint e hibát az okozhatja, hogy SL index értékeit nagy mértékben befolyásolja a vízfolyáshossz, és a különböző hosszúságú vízfolyások SL értékei nehezen vethetők össze. Más szerzők (pl. Keller, E. A. – Pinter, N. 2002), azt tapasztalták, hogy az esésindex értékek a torkolatok felé, a legtávolabbi vízfolyásszakaszon egyre kevésbé megbízhatóak.

Ezeket a számomra zavaró körülményeket kizártam azzal, hogy *az eredeti esésindexhez hasonló, módosított mérőszámot alkalmaztam* (az eredeti képletét felhasználva és egyszerűsítve). Ez az egységnyi magasságkülönbség (rendre 5-5 m) értékének és a vizsgált pontok távolságának hányadosát határozza meg, ami hasonló az eredeti számítási módszerhez, de mentes az említett hibáktól.

Az alkalmazott mérőszám (SL<sub>M</sub>) képlete a következő:

$$SL_{M} = \frac{dH}{dL}$$

, ahol dH az egységnyi magasságkülönbség, dL a két pont vízszintes távolsága km-ben. A dL értékeket eredetileg méterben határoztam meg, ezért a velük történő osztás nehezen elemezhető, kis értékeket eredményez. Ennek kiküszöbölésére 1000-el szoroztam a számlálót, így az eredmények nagyobbak 1-nél (ha a vízszintes távolságot (dL) eleve km-ben rögzítjük, a képletből ez a művelet kihagyható), és az esés mértékét mérőpontonként m/km-ben határozhatjuk meg.

A vízfolyások részletes, számszerű adatainak feldolgozásával a terület földtani felépítésének esésváltozásokban is megnyilvánuló szerepét próbáltam kimutatni. Az ehhez kipróbált esésindex- és az új, módosított módszerrel számított esésértékek néhány patak esetében jelentős eltéréseket mutatnak (12. táblázat).

	esé	esésindex (SL)			módosított mérőszám (SLm)			
	átlag	min	max	átlag	min	max		
Tardi-patak	48,18	13,00	125,10	45,41	2,43	148,81		
Száraz-tó-ér	35,30	10,27	109,42	19,47	2,56	51,57		
Kácsi-patak	35,06	9,25	76,40	14,83	3,01	41,11		
Sályi-patak	28,31	10,55	51,73	12,79	2,63	31,12		
Geszti-patak	20,00	8,80	36,19	4,50	2,68	6,35		
Csincse	33,97	8,42	60,08	13,96	2,20	30,64		
Kis-Csincse	22,21	8,42	36,88	9,91	3,08	22,87		
Kulcsár-völgyi-p.	20,07	6,71	41,30	8,57	2,23	27,13		
Nyéki-patak	23,65	8,29	40,61	5,59	3,42	7,79		
Ostoros-patak	38,36	8,84	88,50	11,56	3,13	32,46		
Novaji-patak	34,24	9,05	66,49	10,63	3,18	24,96		
Kánya-patak	65,01	11,47	183,86	16,56	3,65	53,67		
Laskó	30,26	8,93	66,92	3,89	1,92	6,13		
Szóláti-patak	33,00	9,06	64,12	6,08	2,64	19,71		
Kígyós-patak	33,40	10,24	79,76	4,01	2,32	6,52		
Eger-patak	38,37	7,22	84,77	5,30	1,88	20,70		
Tárkányi-patak	42,78	7,07	101,18	12,39	5,82	38,98		
Szoros-patak	39,93	9,79	105,68	20,82	6,27	64,80		
Cseresznyés-p.	35,93	13,47	79,81	20,10	10,22	46,19		
Hór-patak	42,67	8,35	104,00	8,97	2,58	21,03		
Gyilkos-árok	13,47	8,52	16,07	5,08	4,29	6,86		
Cserépváraljai-p.	37,55	9,73	65,21	12,65	4,33	21,41		

12. táblázat. A vízfolyások különböző módszerekkel számított esésadatai

A Tardi-patak példáján (36. ábra) látható az eltérő módszerekkel számított esésértékek alakulása, a könnyebb értelmezhetőség miatt a patak logaritmikus esésgörbéjével kiegészítve. A két esésadat változásának tendenciája megegyezik, mindkét görbe jól tükrözi a patak esésgörbéjében is észrevehető meredekségbeli változásokat. Különbség abban nyilvánul meg, hogy az új mérőszám értékei tágabb határok között mozognak. Szembetűnő az eredeti képlettel számított görbénél annak bükkaljai vízfolyások vizsgálata során tapasztalt hibája: az esésértékek a torkolat közelében nagyobbak (az utolsó km-eken 24 és 45 között változik), mint forrása közelében, a legfelső szakaszon (5 és 34 közötti). Az általam kipróbált mérőszám értékei jobban érzékeltetik a valós

esésváltozásokat, az esésindextől eltérően a forrás közelében (26 és 96 közötti) az esésértékek meghaladják az alsó szakasz (2 és 4 közötti) értékeit.



36. ábra. A Tardi-patak esésgörbéje és az esés mértékét kifejező mérőszámok kapcsolata

#### 7.5.3. Az esésviszonyok térbeli elemzése – esésindex térkép

Az egyes vízfolyások esésgörbéinek két dimenzióban történő elemzésével a patakok közvetlen környékének földtani-, szerkezeti- és az azokból eredő domborzati viszonyaira vonatkozó következtetések vonhatók le. Az egymás mellett elhelyezkedő vízfolyások esésadatainak összevetésével már a völgyek közötti területrészekről is képet kapunk, így akár a teljes területre érvényes megállapításokat is tehetünk. Az esésadatok térbeli változásának elemzése ugyanis a vizsgált területen lezajló felszínalaktani folyamatok, jellegzetességek megismerését teszi lehetővé. Az esésadatok felhasználásával eséstérkép szerkeszthető, melynek elemzésével a vízhálózat már három dimenzióban vizsgálható (Gábris Gy. 1986).

A Bükkalja kis magasságkülönbségei, ill. a vízfolyások nem túlságosan nagy esése miatt, valamint annak érdekében, hogy kellő számú adat álljon rendelkezésemre, a mérőpontokat minden vízfolyás mentén 5 m-es szintvonalközökkel vettem fel. A 897 km<sup>2</sup> kiterjedésű területen így összesen 406 db pont került felvételre (átlagosan 0,45 pont/km<sup>2</sup>). Gábris Gy. (1986) szerint ez a pontsűrűség már lehetővé teszi egy kellően pontos esésindex térkép megszerkesztését. Az esésindex térkép és a domborzatmodellből előállított lejtéstérkép között fennáll egyfajta kapcsolat (ezt a kapcsolatot korrelációszámítással meg is vizsgáltam, lásd később 13. táblázat). Minél több (mellék)völgy esésindex adatait használjuk fel ugyanis az eséstérkép interpolálásához, az eredmény annál jobban fog egyezni a lejtés térképpel. A nagy területre kiterjedő, regionális folyamatok és jellegek (szerkezeti mozgások, kőzetminőség) azonban könnyebben vizsgálhatók e kevésbé részletes esésindex térképpel. Ezért a térkép előállításakor csak az állandó vízfolyással rendelkező fővölgyek esésindex adatait használtam fel az interpolációhoz.

A bükkaljai vízfolyások mentén felvett mérőpontokat a koordinátáik ismeretében térben jelenítettem meg. Az esésértékekből térinformatikai szoftver alkalmazásával eséstérképként értelmezhető felületeteket állítottam elő (37-38. ábra). Az eséstérképeket a fentebb ismertetett eredeti, Hack-féle módszerrel számított esésindex-, és a módosított képlettel kapott esésértékek alapján is elkészítettem, azért, hogy a két eltérő módszer eredményeiként kapott adatok közötti különbség térben is összevethető legyen. A mérőpontok eredeti esésindex értékei 5 és 184, a módosított képlettel számított értékek 2 és 149 között változnak. A felületek előállításának első lépéseként a patakonként külön-külön felvett vízfolyás esésadatokat egyetlen állományban egyesítettem, mely az összes mérési pontot tartalmazta. Ebből az állományból az ArcGIS 9.2 szoftver Spatial Analyst programcsomagjának "Spline With Barrier" parancsát felhasználva készültek az interpolált felületetek. Határként (Barrier) a Bükkalja poligonként digitalizált határát használtam, az interpolált felszínek pixelmérete 100 m volt. A felület pontosságát jelentősen befolyásolja a mérőpontok száma és elhelyezkedése. Az alkalmazott adatgyűjtési módszer miatt a völgyekben sűrűsödő pontok az azokban lejátszódó folyamatokról pontosabb képet adnak, míg az olykor több km széles völgyközi hátakon ezekre nehezebben lehet következtetni. A könnyebb elemezhetőség érdekében a felületeken az azonos esésű helyeket összekötő izovonalakat is feltüntettem 5, ill. 20 m-ként (37-38. ábra). A két eltérő módszerrel számított értékekből szerkesztett térkép közötti legszembetűnőbb különbség az alacsony és magas értékek nagyon különböző elhelyezkedése.



37. ábra. Az eredeti képlettel számított esésindex értékekből előállított esésindex térkép

Az eredeti esésindexekből származtatott állományon a magasabb esésértékek a Bükkalja déli, alacsonyabb, részén jelennek meg (37. ábra). Ez nyilvánvalóan hibás eredmény, amit a terepi megfigyelések tapasztalatai, valamint a domborzatmodellből származtatott lejtőkategória térkép is igazol, hiszen a hegylábfelszín déli részén mind a vízfolyások völgyei, mind a közöttük fekvő völgyközi hátak esése lényegesen lecsökken.

Ezzel szemben a módosított képlettel nyert adatokból interpolált térképen (38. ábra) ezek az északi, magasabb területen láthatók. Mindkét térképen megfigyelhetők ugyanakkor – méghozzá térben is többé-kevésbé egyezően – a kis területre kiható, környékükhöz képest határozott esésbeli eltérések, változások.



38. ábra. A módosított képlettel számított esésértékekből előállított esésindex térkép

A Bükkalján tehát a hagyományos esésindex térkép adatai és a belőlük levonható következtetések nem minden esetben megbízhatóak: jól jelzik ugyan a helyi (lokális) változásokat, de a terület egészére érvényes tendenciák leírásakor már nem vehetők figyelembe. Ezt a térképet ezért a vízhálózat és az azt alakító folyamatok elemzésekor nem vettem figyelembe. A Hack, J. T. (1973) féle képlettel számított esésindex értékek néhol értelmezhetetlen változásának (torkolat felé növekvő esésértékek) egyik oka a hegylábfelszín más, élénkebb domborzatú területekhez képest (pl. Börzsöny) alacsonyabb tszf-i magassága, ill. a kisebb viszonylagos szintkülönbségek lehetnek. További ok lehet, hogy "L" értéke nem határozható meg megfelelően a terület azon vízfolyásai esetében, melyek a Bükkalja északi határán túlról érkeznek. Ezt az értéket ugyanis a "vízrendszer leghosszabb ágának vízválasztójától" (Gábris Gy. 1986) kell mérni, ami ezen patakok esetében nem megoldható, hiszen a mérés kiindulópontjául szolgáló vízválasztó valahol a Déli-Bükkben található. Meg kell jegyeznem ugyanakkor, hogy az eredeti esésindex

értékek említett "hibái" olyan vízfolyásoknál is jelentkeztek (pl. Tardi,- Cserépváraljaipatak), amelyek teljes vízgyűjtőjükkel a Bükkalján helyezkednek el, a számítás tehát pontosan elvégezhető volt.

A módosított képlettel számított esésértékekből előállított térkép (38. ábra) adatai alapján a Bükkalja területe az Eger-patak mentén két részre osztható. A nagyobb esésű területek zöme az Eger-pataktól keletre található, nyugatabbra az esés lényegesen kisebb. A legkiugróbb értékek a miocén ignimbritek (Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit Tagozat és Tari Dácittufa Formáció összesült ignimbritjei) elterjedési területeivel esnek egybe, ahol az esés mértéke 23-133 m/km közé esik. Különösen a Tardi-patak szurdokszerű völgyszakaszainál, a Szaduszka-tetőnél kialakult Felső-szoros és a Karud (371 m) közelében, az Alsó-szoros környékén nagy az esés. Mindkettő ignimbritben kialakult, erősen bevágódó völgyszakasz. A nagy esés a kőzetminőségbeli különbségeken kívül a domborzat adottságaival magyarázható: a hegylábfelszín középső része nagyobb átlagmagasságú, kevésbé tagolt felszín (Hegedűs A. – Vágó J. 2007), amelyet meredek lejtők határolnak. E terület nagyobb magassága fiatal kiemelkedéssel, és a déli előtér süllyedésével magyarázható. A Kánya- és Szoros-patak között a Borda-hegy (276 m) környékének átlagosnál (az interpolált felület átlagos esésértéke 8,2 m/km) magasabb esésértékei (23-42 m/km) szintén a tűzárkövek jelenlétének köszönhetők.

Az átlagot meghaladó esésértékek másik jellemző területe a Bükkalja keleti részén a Déli-Bükkre támaszkodó, szintén nagy átlagmagasságú északi sáv, ahol a patakokat tápláló források a hegység pereméhez közel fakadnak (pl. Sályi-, Kánya-, Csincse-patak). Itt az esés mértéke 15-32 m/km között változik (38. ábra).

Egyes patakok völgyeiben az esésértékek foltszerű megnövekedése figyelhető meg (38. ábra). A Kánya-patak völgye azonban nem csak felső szakaszán és az ignimbrites területeken nagyobb esésű szomszédjainál, hanem teljes bükkaljai szakaszán. Ennek oka az, hogy a Kánya a Bükkalja legmagasabban eredő vízfolyása, a legfelső mérőpont magassága 305 m, míg a terület déli peremén völgytalpa a szomszédos patakokéhoz hasonlóan 120 m magasságban található. A nagyobb szintkülönbséget – amint az esésgörbéjéről is leolvasható – nem rövid és kiemelkedően nagy esésű szakaszokon küzdi le, hanem bevágódása teljes hosszán nagyobb mértékű a szomszédjaihoz viszonyítva. Ez a fajta "kiegyenlített(ebb)" esés a patak nagyobb vízhozamával és/vagy idősebb voltával magyarázható.

A Száraz-tó-ér felső szakaszán a Harsányi Riolittufa Formáció könnyen pusztuló kőzetanyagába vágódik, esése itt a legnagyobb. Forrásától kb. 7 km-re, a hegylábfelszín déli szélének közelében megfigyelhető egy másik, környékétől határozottan elkülönülő, nagyobb esésű szakasz (15 m/km, a szomszédos vízfolyásszakaszok esésének 3-5-szöröse), ami a patak itteni hátravágódását mutatja (38. ábra). Ezt okozhatja az előtér (Mezőkövesd-Mezőkeresztesi süllyedék) süllyedése, és/vagy az északi térszín emelkedése. E feltételezést erősíti, hogy a keleti szomszédságban folyó Kácsi- és Sályi-patak ugyanezen szakaszai között, egészen a Geszti-patak torkolatáig terjedően az esés mértéke nagyobb, mint a környező területeken. A jelentős mértékű hátravágódás a vízfolyás fiatal voltára utalhat. Napjainkban a patak eróziója itt az egyik legnagyobb mértékű, a torkolattól a forrás felé egyre hátráló mederesés-lépcső jelenleg itt tart. A Száraz-tó-ér e szakasza fölött kb. 2 km hosszan a mintegy 120-150 m széles völgytalpon levágott meanderek kísérik a vízfolyást. Mivel itt már a patakot mesterséges mederbe kényszerítették, kialakulásuk nem egyértelmű. Lefűződésük lehetne a Száraz-tó-ér bevágódásának eredménye, de valószínűbb, hogy a nyílegyenesre épített szakaszok kialakítása során vágták át őket (3. kép).



3. kép. A Száraz-tó-ér meanderekkel övezett szakasza. Előtérben a patak mesterséges medre, a képen tőle jobbra (pirossal jelölve) egy átvágott kanyarulat

Az eséstérképen a Kis-Csincse völgyfőjének környékén, pannon-pleisztocén időszakos vízfolyások szállította-, ill. lejtő- (proluvális-deluviális) üledékekből felépülő térszínen található egy nagyobb esésű terület (38. ábra). Itt a Kis-Csincse hátraharapózó forrásága már néhány száz méterre megközelítette a völgyközi hát északi peremét, ahol völgyfője már egy nyeregbe mélyül. Ennek túlsó oldalán az a völgy húzódik, amiben a Miskolc-Harsány közötti országút épült.

Feltűnő a hegylábfelszín Eger-pataktól nyugatra eső harmadán az egyveretű, kis esésű területek nagy kiterjedése. A terület ezen részén, néhány kisebb foltot kivéve, mindössze 2-4 m/km az esés mértéke (38. ábra). Kivétel csak a Kígyós-, Szóláti-, Laskó-patak bükkaljai felső szakaszának környéke, ahol a tagolt, viszonylag nagyobb átlagmagasságú felszínen az esés 20-24 m/km, ami az Eger-pataktól keletre a legmagasabb érték. A bükkaljai átlagot meg sem közelítő esésértékek, amelyek ráadásul nagyon szűk határok között változnak, a vízfolyások idősebb korával, esetleg nagyobb vízhozamával magyarázhatók. A helyi, foltszerű, környéküktől eltérő esésű területek hiánya azt igazolja, hogy a nyugati harmadot felépítő kőzetek minősége, ellenállóképessége nem tér el jelentősen egymástól, legalábbis nem olyan mértékben, hogy a kőzethatárok átlépése esésváltozással járjon együtt.

Annak megállapítására, hogy az esésindex térkép mennyire tekinthető független jellemzőnek az ArcGIS 9.2. program "Band Collection Statistics" parancsával kiszámítottam a lejtőmeredekség- a relatív relief-, és a módosított esésindex térképek értékei közötti korreláció mértékét (13. táblázat). Eredményeim szerint a relatív relief és a lejtőmeredekség értékek között erős korreláció áll fenn (r=0,84) a területen. A módosított esésindex térkép és a lejtőmeredekség (r=0,28), valamint a módosított esésindex térkép és a relatív relief között (r=0,27) azonban csak gyenge korreláció figyelhető meg. Ezek alapján kijelenthető, hogy az esésindex egy, a fenn említettektől független, új változó, ami a domborzatot más megközelítésből jellemzi. Alkalmazásával más módszerekkel nem kimutatható felszínalakító folyamatok is igazolhatók.

Rozotti koncinence									
	módosított esésindex	lejtőmeredekség	relatív relief						
módosított esésindex	1,00	0,28	0,27						
lejtőmeredekség	0,28	1,00	0,84						
relatív relief	0,27	0,84	1,00						

13. táblázat. A módosított esésindex, lejtőkategória, és relatív relief értékek közötti korreláció mértéke

Az esésértékek térbeli ábrázolásával, a belőlük térinformatikai eljárással és eszközök felhasználásával szerkesztett eséstérkép elemzésével a Bükkalján a vízhálózat- és felszínfejlődési folyamatokra lehet következtetni. Az egyes vízfolyások szakaszjellege alapján fiatal szerkezeti mozgások feltételezhetők. Az esés nagyságából és a bevágódás mértékéből a vízfolyásszakaszok korára vonatkozó megállapítások is tehetők.

### 7.6. A völgytípusok kitettség szerinti osztályozása

A völgyfejlődés folyamatát a szerkezeti-földtani viszonyok erősen befolyásolják, így a völgyek futásirányának meghatározásában is kiemelkedő a jelentőségük. A domborzat lejtése és a völgyek futásiránya közötti viszony alapján 4 völgytípus különböztethető meg (39. ábra). A felszín általános lejtésirányának megfelelő irányban elnyúló völgy a konzekvens völgy. Ennek általában a könnyebben pusztuló kőzeteken hátravágódó – a Bükkalján a konzekvens völgyekre merőleges – mellékvölgyei a szubszekvens völgyek. E szubszekvens völgyeknek is kialakulhatnak hátráló oldalvölgyei, a legtöbb esetben ezek is megközelítően merőlegesek a szubszekvens völgyekre. Ezek, ha szintén az általános lejtés irányába esnek, reszekvens völgyről, ha azzal ellentétesek obszekvens völgyekről beszélhetünk (Pandey, S.N. 1987; Tüysüz, O. 2003; Twidale C.R. 2004; Lóczy D. 2005). Ez utóbbiak a terület törésekkel, gyűrt szerkezetekkel történő átformálódása következtében jöhetnek létre, esetleg az antecedens vízfolyásszakaszok irányának megfordulását is eredményezve (Fraefel, M. 2008).



39. ábra. Kitettség szerinti völgytípusok (Lóczy D. 2005 nyomán)

A Bükkalján az általános lejtésirány DDK-i, valamennyi fővölgy ebbe az irányba tart, ezek konzekvensek. Oldalvölgyeik iránya – az iránystatisztikai vizsgálat alapján (lásd 7.8. alfejezetben) – nagyrészt erre merőleges: NyDNy-i, vagy KÉK-i, ezek szubszekvensek. A szubszekvens völgyek döntően szintén merőlegesen érkező oldalvölgyei közül a DDK-felé tartók reszekvensek, az ÉÉNy-i irányt követők (e vizsgálat szempontjából legérdekesebbek) obszekvens völgyek.

Az ignimbritvonulat(ok) csapása a hegylábfelszín területén kb. 51°, tehát e rétegfejek megközelítőleg merőlegesek az általános lejtés irányára. A kevésbé pusztuló, ezért környékük fölé magasodó összesült ignimbritvonulatok északi, az általános lejtéssel ellentétes kitettségű lejtőin kiválóak a feltételek az obszekvens völgyek kialakulásához (természetesen homogén, kevésbé ellenálló kőzetekből felépülő térszínen is kialakulhatnak ilyenek). A völgytípusok kitettség szerinti osztályozásával azt vizsgáltam, hogy az obszekvens völgyek a másik három völgytípushoz viszonyítva a hegylábfelszín különböző részein milyen arányban vannak jelen. A völgyirányok alakulását tehát ez esetben nem csupán statisztikailag, hanem térben is vizsgáltam.

A területen a völgyhálózat tagjainak fenti völgytípusokba sorolása nem mindig oldható meg egyértelműen: az itt jellemző kanyargós, irányukat többször és jelentősen változtató völgyek sok esetben több kitettség osztályba is besorolhatók, így egy kategória kiválasztása meglehetősen szubjektív: pl. egy fővölggyel megközelítőleg párhuzamosan induló (DDK-i kitettségű, konzekvens) völgy, a fővölgy felé fordul (KÉK-i, vagy NyDNy-i kitettségű, szubszekvens), két kitettség kategóriába is besorolható. A völgyek utólagos, egyenkénti kategorizálásának hátránya, annak időigényes volta mellett, tehát az egyéni megítélésből fakadó szubjektivitás. E "kézi" módszert helyettesítheti a völgyhálózat domborzatmodell alapján történő osztályozása: ennek során a völgyeket a domborzatmodellből előállított lejtőkitettség térkép osztályaival csoportosíthatjuk.

A domborzatmodellből származtatott lejtőkitettség térképet több felbontásban is előállítottam (40. ábra). Ennek az volt az oka, hogy a domborzatmodellel egyező, 10 m-es felbontású kitettség térkép olvannyira részletes, mozaikos, hogy a nagyobb kiterjedésű, azonos lejtésirányú területrészek kijelölését lehetetlenné tette. Ezzel a nagy felbontással a legrövidebb völgyek kitettsége is megállapítható, ugyanakkor éppen a mozaikosság következtében gyakran megfigyelhető, hogy még a legkisebb völgyek különböző szakaszai is több kitettség-irány kategóriába is besorolódtak. Emiatt a kitettség térképet több "rosszabb" felbontással, 50, 100, 200, 500, 1000 és 2000 m-es pixelmérettel is elkészítettem (40. ábra). A felbontás "lerontásával" а felszín kitettségének "egyenetlenségei", apró részletei egyre jobban eltűnnek. Az 1 és 2 km-es felbontású térképen már nagyobb kiterjedésű, egységesebb kitettségű felületrészek jelentek meg, így e kisebb felbontású kitettség térképek az általános lejtésirány (fokban való) meghatározására már alkalmasak lehetnek. A felszín kisebb egyenetlenségeit, a kisebb völgyeket azonban a rosszabb felbontás "eltünteti", vagy nem a valós kitettség irányba sorolja be, ezért ezek leválogatásához a jobb térbeli felbontású térképek tűnnek alkalmasabbnak.

A völgyhálózat elemeinek leválogatása előtt elvégeztem a kitettség értékek 4 égtájba történő csoportosítását. Mivel a területen az általános lejtésirány nem D-i, nem használhattam a megszokott fő égtájakat, hanem azokat "elforgattam", s határértékeiket úgy módosítottam, hogy az általános lejtésirány pontosan, fokban meghatározva a DDK-ies osztály közepe legyen. Ehhez meg kellett határozni az általános lejtés értékét, amit több módszerrel is elvégeztem.

Kézenfekvő megoldás a kitettség térképeken alapuló módszer: ez a térképek képpontjaihoz rendelt kitettség (fok) adatok feldolgozását jelenti. (Ennek elvégzéséhez újraosztályoztam mindegyik kitettség térképet, így az egyes képpontok kitettség adatait már táblázatkezelővel fel tudtam dolgozni.) A módszer lényege az, hogy – egy keresőablak adatsoron történő végigfuttatásával – megkerestem azt a 90° "széles" iránytartományt, amelyikbe a legtöbb képpont tartozott. Ezen tartomány középértéke megfelel az általános lejtésiránynak. A középérték felbontásonként szabályosan változik: minél rosszabb a felbontás az irány keletiesről egyre inkább déliesre fordul (14. táblázat).















40. ábra. A vizsgált terület különböző felbontású, újraosztályozott lejtőkitettség térképei

leftestratiyok es az attalatos leftestratiy tattomatiyaba tattozo keppontok szanta									
felbontás (m)	10	50	100	200	500	1000	2000		
középérték (°)	91	91	109	109	130	137	167		
tartomány képpontjai (db)	2 373 253	120 436	31 962	8 522	1 608	463	108		

14. táblázat. Különböző felbontású kitettség térképek alapján meghatározott általános lejtésirányok és az általános lejtésirány tartományába tartozó képpontok száma

A nagyobb felbontású térképeken a keleties irány túlsúlya a Bükkalja részaránytalan fővölgyeinek kiterjedt, keleties kitettségű völgyoldalaival magyarázható. A felbontás csökkentésével ezek egymással egyre inkább "összeolvadnak", arányuk csökken, és a DK-ies irány válik uralkodóvá.

Az általános lejtésirány meghatározására pontosabb, egyéni megítéléstől független másik módszer a területre illesztett síkfelület kitettségének meghatározása. E felület térinformatikai szoftverrel, interpolációval állítható elő, 1:10 000-es léptékű topográfiai térképek alapján magasság értékükkel felvett digitalizált tetőpontokból. E módszerrel a pontok térbeli helyzetéhez legjobban illeszkedő síkot határoztam meg. Az ebből származtatott kitettség térkép szerint az általános lejtés iránya 161,3°, amit a DDK-ies osztály középértékeként használtam. E felosztás alapján az egyes völgytípusok az alábbi tartományokba esnek (41. ábra):



41. ábra. Az általános lejtés iránya és a kitettség szerinti völgytípusok határértékei a Bükkalján

Az egyes völgytípusok meghatározásának lépései a következők voltak: újraosztályoztam a – teljesség kedvéért valamennyi – különböző felbontású lejtőkitettség térképet, az így kapott rasztereken az egyes égtájakhoz rendelt pixelértékek a következők lettek: sík-0, ÉÉNy-ias-1, KÉK-ies-2, NyDNy-ias-3, DDK-ies-4 (40. ábra). A 10 m-es felbontású térképen a legtöbb képpont a sík kategóriához tartozik (2 233 528 db; 15. táblázat). Ennek az a magyarázata, hogy mivel ez a legrészletesebb felbontású modell, itt a Bükkalja helyenként több száz méter széles, gyakorlatilag sík völgytalpain kívül a keskenyebb völgyek talpai is megjelennek (40. ábra, 15. táblázat). A kisebb felbontású modelleknél a sík képpontok aránya kisebb, mivel a szűkebb (50 m-nél) völgyek talpai már valamelyik kitettség irányba esnek. Minden 10 m-esnél rosszabb felbontású modellnél az általános lejtésiránnyal egyező, DK-i kitettségű képpontok száma a legnagyobb (15. táblázat).

	- C,									
kitettség	képpontok száma felbontásonként									
	10 m	50 m	100 m	200 m	500 m	1000 m	2000 m			
Sík (0)	2 233 528	21 021	2 315	211	6	0	0			
ÉÉNy(1)	694 338	32 867	7 985	1 791	201	44	6			
KÉK (2)	2 139 460	103 053	26 793	6 895	1 108	211	41			
NyDNy (3)	1 973 311	93 825	24 305	6 280	1 019	224	48			
DDK (4)	1 908 076	107 084	28 103	7 196	1 242	417	129			

15. táblázat. A különböző felbontású, újraosztályozott kitettség térképek egyes irány kategóriákba eső képpontjainak száma

A völgytípusok meghatározásához a vektoros állományként digitalizált völgyhálózatot szintén raszterré kellett alakítani (ArcGIS/Conversion Tools/Feature to Raster parancs). Ennek felbontása 10 m-es volt, tehát a völgyeket 10\*10 m-es képpontokból álló vonalakkal helyettesítettem. A Bükkalja teljes völgyhálózatát összesen 216 776 db képpont alkotja, melyek 10 m-es völgyszakaszokként is értelmezhetők. Így lehetővé vált a kitettség- és völgyraszter állományok feldolgozásával a völgyek típusokba sorolása. Az osztályozott kitettség térképek közül a 10 m-es felbontásút választottam, mert az a legrészletesebb, a felszín valós adottságait legjobban megjelenítő felbontás.

Eredményként olyan osztályozott völgyhálózat térképet kaptam, melynél a raszterizált völgyek egyes képpontjaihoz az "alattuk" fekvő felszín kitettség értékei (0 - 4-ig) rendelődtek hozzá (42. ábra).



42. ábra. Az egyes égtájakba eső völgyhálózat-képpontok megoszlása a Bükkalján

Az alkalmazott módszerrel tehát az egyes völgyeket helyettesítő képpontokat soroltam kategóriákba (43. ábra). A részletes (10 m-es) felbontás alkalmazásának az a következménye, hogy egy kanyargósabb völgy különböző szakaszaihoz különböző kitettség értékek tartozhatnak, tehát nem az egész völgyet, csak adott szakaszait kategorizálhatjuk. A völgyek képpontokra bontásával és azok osztályozásával ez megoldódott.

Az egyes völgyhálózat-képpontok 4 völgytípusba sorolása ezzel a módszerrel azonban több problémát is felvet. A kitettség értékek jelentős hányada (kb. 24%-a) a 10 mes felbontásban a sík kategóriába esik. Ezek leggyakrabban a már említett völgytalpakon, ill. a terület déli peremén előforduló kis kiterjedésű, de összességében jelentős méretű felszínrészletek, ahol a felszín valóban egyáltalán nem, vagy csak nagyon kis mértékben lejt. A sík területekhez tartozó völgyhálózat-képpontok felszínalaktani helyzetük (fővölgyek talpai, déli, gyengén tagolt, kis lejtésű peremterületek, 42. ábra) alapján azonban a konzekvens völgyek közé sorolhatók. A továbbiakban ezért a sík képpontokat DDK-i kitettségűnek tekintettem, a számításokban őket a konzekvensekkel együtt használtam. Az alkalmazott módszer hátránya, hogy az általános lejtés irányába folyó konzekvens és reszekvens völgyek nem különíthetők el egymástól, hiszen képpontjaikhoz rendelt egyetlen érték a kitettségé, ami esetükben megegyezik. Elkülönítésük egy lehetséges módja lehet más paraméterek, pl. a lejtőmeredekség figyelembevétele (feltételezve, hogy a rövidebb, fiatalabb reszekvens völgyek meredekebb lejtőkön jönnek létre).

A kitettség szerinti völgytípusok egymáshoz viszonyított aránya (43. ábra) és lejtők egymáshoz viszonyított aránya (15. táblázat) hasonló. Ennek megfelelően legnagyobb arányban az általános lejtéssel egyező irányú konzekvens - reszekvens völgyek képpontjai vannak jelen: (47 243, ~21%, a sík képpontokkal együtt összesen 98 709, 43. ábra) ~45%. Az ebbe a típusba sorolt völgyek hossza tehát kb. 987 km (98 709\*10 m). Az obszekvens völgyszakaszok száma is arányos az ellenesésű lejtők nagyságával: ez a legkevesebb, mindössze 22 699 db, az összes képpont ~10%-a. A fővölgyekbe csatlakozó, általános lejtésirányra merőleges szubszekvens völgyek (KÉK-i, NyDNy-i) száma összesen 95 368 képpont (~44%), hosszuk kb. 954 km. A KÉK-i oldalvölgyek képpontszáma azonban jóval nagyobb (58 217), mint a NyDNy-i társaiké (37 151), tehát összhosszuk is jelentősen eltér: 582, ill. 372 km. Mivel e lejtők összes területe alig tér el egymástól (15. táblázat) kijelenthető, hogy a KÉK-i kitettségű lejtők völgysűrűsége nagyobb, mint a NyDNy-i lejtőké.



43. ábra. A raszterizált völgyhálózat egyes égtájakba eső képpontjainak száma a 10 m-es felbontású modell alapján

7.6.1. A kitettség szerinti völgytípusok jellemző elterjedési területének vizsgálata a Bükkalja teljes területén

A különböző kitettségű völgyszakaszok jellemző elterjedési területének megállapítására Bükkalját két részre osztottam: déli és északi részterületet alakítottam ki. Határvonaluknak a miocén összesült ignimbritek elterjedési területének déli határát választottam (44. ábra), így az északi az összesült ignimbritek jellemző részterülete lett, a délit kevésbé ellenálló kőzetek (egyéb, nem összesült tufák, ill. pannon-pleisztocén üledékek) építik fel. Célom annak megállapítsa volt, hogy az egyes völgytípusok hol, mekkora számban találhatók meg, hol a legjellemzőbbek, ill. a két részterületen belül is megvizsgáltam a különböző kitettség értékű képpontok megoszlását.

Mivel a részterületek mérete különböző, a bennük található, különböző kitettségű völgyszakaszok száma (képpontszám) közvetlenül nem használható fel az elemzéshez, ezért azok egységnyi területre átszámított értékét is (képpontsűrűség) meghatároztam.

Minden kitettség szerinti völgytípus képpontjainak száma és sűrűsége az északi részterületen a nagyobb, amit természetesen az itteni sűrűbb völgyhálózat magyaráz (16. táblázat). A két részterületen a konzekvens - reszekvens völgyszakaszok számának és sűrűségének különbsége a legkisebb. A szubszekvens, KÉK-i és NyDNy-i kitettségű völgyhálózat-képpontok száma között mindkét részterületen újra jelentős eltérés figyelhető meg (16. táblázat). A KÉK-i kitettségű völgyszakaszok száma és sűrűsége meghaladja a NyDNy-it. Mindkét kitettség irány északon a leggyakoribb, de a KÉK-i kitettségűek gyakorisága északon nagyobb (16. táblázat). E völgyirány túlsúlyának oka az, hogy a Bükkalja keleti felén, a Sály és Kisgyőr közötti kiterjedt, nagyjából összefüggő, enyhén lejtő ignimbrit (Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit Tagozat) felszínek találhatók. Az ezeken húzódó völgyek túlnyomó részét a KÉK-i osztályba sorolta a számítógép. A két területen az obszekvens völgyszakaszok száma között legnagyobb a különbség. Egységnyi területre vetített számuk (sűrűség) északon jóval nagyobb, mint délen (41, ill. 9 képpont/km<sup>2</sup>), tehát az obszekvens völgytípus leginkább az összesült ignimbritek előfordulási területén jellemzőbb, ami azt bizonyítja, hogy az általános lejtésnek ellenesésű lejtőoldalak itt a leggyakoribbak. Az obszekvens völgyszakaszok gyakoribb előfordulása figyelhető meg a Laskó vízgyűjtőjében is. Ennek magyarázata az, hogy itt a Felnémeti Riolittufa Formáció könnyen erodálódó tufatestébe eleve nagyon sok völgy vágódik (lásd: völgysűrűség), amelyek között nagy számban fordulnak elő ellenesésű völgyszakaszok is.

<b>7 1 1 1</b>	Terület	Obszekvei	ns (ÉÉNy)	Szubszekvens (KÉK)			
reszterület	$(km^2)$	Képpontszám	Képpontsűrűség	Képpontszám	Képpontsűrűség		
Északi	463	18 765	41	43 930	95		
Déli	434	3 931	9	14 256	33		
		Konzekvens+res	szekvens (DDK)	Szubszekvens (NyDNy)			
		Képpontszám	Képpontsűrűség	Képpontszám	Képpontsűrűség		
Északi	463	55 736	120	25 052	54		
Déli	434	42 973	99	12 082	28		

16. táblázat. Az egyes völgytípusokba tartozó völgyhálózat-képpontok számának megoszlása a vizsgált részterületeken


Az eleve eltérő völgysűrűség miatt a területrészek között a különböző völgytípusok megoszlása nehezen vethető össze. Ezért mindkét részterületen belül is megvizsgáltam a völgytípusok számának egymáshoz viszonyított arányát (45.ábra).



45. ábra. Az egyes völgytípusok aránya a vizsgált részterületeken belül

Az egyes völgytípusok megoszlása jelentősen eltér a két részterületen belül. Az ignimbritektől északra az erős tagoltságot okozó nagyszámú oldalvölgy miatt a szubszekvens a leggyakoribb völgytípus (48%). Az obszekvens völgyek aránya az összesült ignimbritek hatásának köszönhetően északon jóval nagyobb, mint délen (13%). Délen lényegesen nagyobb a konzekvens/reszekvens völgyszakaszok aránya (59%). Mivel a szubszekvens és az obszekvens völgyek aránya itt kisebb (36%, ill. 5%), tehát a felszín oldalvölgyekkel kevésbé tagolt, valószínűsíthető, hogy az 59%-nyi DDK-i kitettségű völgytípus túlnyomó része konzekvens és csak kevés a reszekvens oldalvölgy. Az ignimbritsávok völgyösszpontosító hatása tehát a kitettség szerint osztályozott völgytípusok elterjedésében is megmutatkozik: tőlük északra az oldalvölgyek minden fajtája nagyobb arányban fordul elő, mint délen, ahol az általános lejtésnek megfelelő, konzekvens völgyek a meghatározók.

A konzekvens - reszekvens, és a velük ellenesésű obszekvens völgyek területre vetített számának (sűrűségének, 16. táblázat) hányadosa is kiszámítható. Ezzel olyan dimenzió nélküli mérőszámot kapunk, amellyel a földtani felépítésben megmutatkozó különbségekre és az – esetleg – abból következő domborzati adottságokra (pl. vízszintes tagoltság), lehet következtetni. A magasabb érték az obszekvens típus gyakoribb jelenlétét jelenti. A 16. táblázat adatait felhasználva az így (obszekvens völgyszakaszok száma / konzekvens - reszekvens völgyszakaszok száma) képzett arányszám az északi részterületen a magasabb: 0,33, lényegesen kisebb délen: 0,09. Mivel az összesült ignimbritsávtól északra fekvő területen nagyságrenddel nagyobb az ellenesésű völgyszakaszok előfordulása, mint attól délre; e mérőszámot alkalmasnak tartom az egyes speciális földtani szerkezetek (pl. réteglépcsők) elhelyezkedésének igazolására.

7.6.2. Az obszekvens völgytípus és az összesült ignimbritek elterjedési területének vizsgálata

A Bükkalja teljes területén elvégzett vizsgálat eredményére alapozva külön elemeztem azon völgyhálózat-képpontok kitettség szerinti megoszlását (völgytípusát) is, amelyek a poligonként vektorizált összesült ignimbrit felszínek területére esnek (17. táblázat).

a Dakkalja obszesati iginnörit teiszineni							
Vitattaáa	Ignimbrit poligonok alatti völgyhálózat-képpontok száma						
Kitettseg	összes	min.	max.	átlag			
obszekvens (ÉÉNy)	652	0	185	18,1			
szubszekvens (KÉK)	1 941	0	795	53,9			
szubszekvens (NyDNy)	515	0	134	14,3			
konzekvens - reszekvens (DDK)	1 342	0	563	37,2			

17. táblázat A völgyhálózat-képpontok főbb statisztikai adatai kitettség irányonként, a Bükkalja összesült ignimbrit felszínein

Az ignimbrit testeken kialakult völgyszakaszok legtöbbje KÉK-i kitettségű, szubszekvens völgy (1 941 db képpont, ~43%; 17. táblázat) – valószínűleg a már említett, az ÉK-i részen fekvő nagy kiterjedésű ignimbrit hátaknak köszönhetően. Az egy poligonba eső legtöbb képpont (795 db) és az átlagérték (53,9) is ennél az iránynál a legnagyobb. [Előfordulnak olvan kis kiterjedésű ignimbrit felszínek is, melyeken (még) egyáltalán nem alakultak ki völgyek, ezeken természetesen 0 a minimális képpontszám minden kitettség irány esetében]. Feltűnő a másik szubszekvens irány, a NyDNy-i völgyszakaszok kis száma, ami kb. negyede az KÉK-i iránynak (515, ~11%). A Bükkalja ignimbritekkel fedett területein a leggvakoribb, szubszekvens völgyszakaszok száma összesen 2 456 (~55%). Az általános kitettség irányú, DDK-i, konzekvens - reszekvens képpontok száma valamivel kevesebb: 1 342 (~30%). A vizsgálat szempontjából különösen fontos obszekvens, ÉÉNy-i kitettségű völgyhálózat-képpontok száma meglepően alacsony (652, ~14%; 17. táblázat), az ignimbrit réteglépcsők, "nyomók" földtani-felszínalaktani felépítésével ami magyarázható: Az összesült ignimbritek ugyanis általában csak a nyomók legtetején, a réteglépcsők peremén bukkannak elő, felszíni kiterjedésük a nyomók teljes területéhez képest meglehetősen kicsi. Emiatt völgyhálózatuk is rövid, az összes völgyhálózatképpontból (216 776) csak nagyon kevés (4 450) esik az összesült ignimbritek területére. A nyomók ÉNy-ias, ellenesésű, obszekvens völgyszakaszok kialakulására alkalmas lejtőit azonban nem ezek a kőzetek, hanem csaknem mindenhol a fekűjükben található kevésbé ellenálló riolittufák (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) alkotják (46. ábra).



46. ábra. Az obszekvens völgyszakaszok és az összesült ignimbritek elhelyezkedése Sály és Kisgyőr között, a Tarizsa-völgyben és a Csincse mentén

Az egyes völgytípusok, és a terület földtani felépítésének összevetésével megállapítható, hogy a völgyhálózat obszekvens szakaszainak döntő része elhelyezkedésében tehát kötődik az összesült ignimbritekhez, de nem magukon az ignimbrit felszíneken alakultak ki, hanem azok közvetlen északi előterében, a fekűjüket alkotó könnyebben pusztuló "puhább" képződményeken (46. ábra).

## 7.7. A Bükkalja völgy-, vízfolyás- és torkolatsűrűsége

A völgy- és vízfolyássűrűség alakulását több tényező befolyásolja. Közülük a földtani felépítés és a domborzati viszonyok a legfontosabbak. E tényezők egyike sem játszik kizárólagos szerepet a völgysűrűség kialakulásában, egymással összefüggve alakítják azt (Gábris Gy. 1987). A völgy- és vízfolyássűrűség alakulásában az éghajlat, különösen a csapadék, ill. csapadékintenzitás is szerepet játszhat (Gábris Gy. – Mari L. 1995).

A Bükkalja völgyhálózatának a terület különböző részein eltérő tulajdonságai régóta ismertek (Láng S. 1954, Székely A. 1997, Hevesi A. 1997, 2002). Magyarország kistájainak katasztere (Marosi S. – Somogyi S. 1990, Dövényi Z. 2010) a kistájakra vonatkozó völgysűrűség adatokat is tartalmaz, ezek azonban a terület egészére számított átlagértékek, melyek a Bükkalján belüli különbségek kimutatásara nem alkalmasak. Korábban Ádám L. (1984) is végzett alakrajzi számításokat az Észak-magyarországi hegyvidéken, így a Bükkalján is, adatai azonban szintén csak átlagértékek.

A Déli-Bükkből kilépő és a Bükkalja északi határán eredő patakokat a nagyobb ellenálló-képességű kőzetek alkotta réteglépcsők (az összesült ignimbritek vonulatai, "tűzárkősávjai") a legtöbb helyen eltorlaszolják, irányváltoztatásra és több kisebb patakkal, oldalvölggyel való egyesülésre kényszerítik. Így az egyesülések miatt csak egy-egy nagyobb patak jut át a riolit- és dácitignimbritekből felépülő kőzetsávon, pl. Kánya-, Kácsi- és Csincse-patak (Láng S. 1954, Székely A. 1997, Hevesi A 1997, 2002). Emiatt az ignimbritsávoktól északra eső, illetve az azok közötti területen a keményebb, ellenállóbb kőzetek völgyösszpontosító hatása eredményeként sűrűbb völgyhálózat alakult ki, mint az azoktól délre fekvő területeken.

Célom a völgy-, vízfolyás- és torkolatsűrűség értékek pontos meghatározása, a sűrűség értékek térbeli megoszlásának vizsgálata, valamint az azokat alakító tényezők, különös tekintettel a földtani felépítés szerepének elemzése volt. A Bükkalja kistájain az éghajlat főbb mérőszámaiban (hőmérséklet, csapadék, napsütéses órák száma) alig figyelhető meg különbség (Marosi S. – Somogyi S. 1990), ezért az éghajlat (csapadék) értékeket nem vettem figyelembe.

A völgy- és vízfolyássűrűség értékek kiszámítása során az egész hegylábfelszínt megvizsgáltam, függetlenül attól, hogy az összesült-összeolvadt ignimbritek túlnyomó része csak az Eger-patak völgyétől keletre fordul elő a felszínen. Nyugatabbra az ignimbritsávok jellemzően nem terjednek át, csupán néhány kisebb, nem összefüggő foltban figyelhetők meg.

A sűrűségértékek kiszámítása egységnyi, 1 km<sup>2</sup> területű négyzetekből (poligonokból) álló négyzetrács-hálón történt az ArcView 3.2. program "FeatureDensity" nevű kiegészítő eszközével. A sűrűség értékeket minden egyes km<sup>2</sup>-ben, a bennük található (völgy- és vízfolyásszakasz) vonalak hosszának, ill. a (torkolat) pontok számának összegzésével határoztam meg (47-49. ábra). Az elemezhetőség megkönnyítése érdekében az összesült ignimbritek déli határát is feltüntettem, a km<sup>2</sup>-es hálóhoz igazítva. Az így végzett számítások a vízgyűjtőnként mért völgysűrűségnél sokkal részletesebb eredményt szolgáltatnak, jobban kimutatják a területi változatosságot, ezáltal a vízgyűjtőkön belüli különbségek is vizsgálhatók.

#### 7.7.1. A Bükkalja völgysűrűsége

A völgysűrűség kiszámításához minden állandó és időszakos vízfolyásszakasz hosszát felhasználtam, beleértve a legrövidebb vízmosásokat és eróziós árkokat is. A hegylábfelszín területén az átlagos völgysűrűség értéke 1,8 km/km<sup>2</sup>, 18. táblázat). A legmagasabb völgysűrűség érték (5,4 km/km<sup>2</sup>) a Tari Dácittufa Formáció összesült ignimbritjéből felépülő kácsi Vár-hegy (325 m) északi előterében mérhető (47. ábra). (A Kácsi-patak völgyhálózatának itteni sajátosságaival a 7.9-es alfejezetben részletesebben is foglalkozok.)



47. ábra. A Bükkalja völgysűrűsége

10	4 <u>1</u> 1 <u>1</u> <u>-</u> <u>-</u> <u>+</u>		D::1-11:	- 4 - 1:		1		<u> </u>	A =1 - = 1 - A = "		4 4 4 1 -	:
IX	raniazar	Α	виккана	а тепес	s terinetenek	$V \cap I \sigma V_{-}$	V17TO V9S-	ρç	TORKOIATSH	ruseo	ertek	' <b>P</b> 1
10.	tuoluzut.	11	Durran		, toruittenen	. voigy,	v 12101 y as	$\mathbf{v}$	tornolatsu	IUSUE	ULUN	.v1
				.,			2			<u> </u>		

		Sűrűség	
	völgy (km/km <sup>2</sup> )	vízfolyás (km/km <sup>2</sup> )	torkolat (db/km <sup>2</sup> )
legkisebb	0,0	0,0	0,0
legnagyobb	5,4	2,9	16,0
átlag	1,8	0,5	2,6

A legritkább völgyhálózat (0-1 km/km<sup>2</sup>) általában a hegylábfelszín gyengén tagolt völgyközi hátain figyelhető meg. Az 1-2 km/km<sup>2</sup>-es sűrűség osztály a völgyközi hátakat egymástól elválasztó széles fővölgyek völgytalpára jellemző leginkább. A 2-3 km/km<sup>2</sup>-es völgysűrűség főként a völgyközi hátak kevésbé, a 3-4 km/km<sup>2</sup>-es érték a jobban tagolt oldallejtőin mérhető. A 4 km/km<sup>2</sup>-nél sűrűbb völgyhálózat leginkább az ignimbrit tetők északi előterében jellemző. DK-en, a Harsány közelében látható nagyobb sűrűségű folt oka

az, hogy a Csincse, a Kulcsár-völgyi-patak oldalvölgyei és a Kis-Csincse völgyfője egymást nagyon megközelíti, csupán egy nyereg választja el azokat. A Laskó-patak Demjén és Egerszalók közötti szakaszán is nagy a völgysűrűség, amit a Felnémeti Riolittufa Formáció könnyen erodálódó kőzetanyagába mélyült számos vízmosás és rövid völgy okoz.

A sűrűségértékek megoszlása feltűnően eltérő az ignimbritektől északra és délre, ezért az ignimbritek határvonala mentén a Bükkalját két részterületre osztottam. A legnagyobb és legkisebb völgysűrűség értékek között nincs számottevő különbség; északon a legnagyobb völgysűrűség értéke 5,4 km/km<sup>2</sup>, az ignimbritektől délre 4,4 km/km<sup>2</sup> (19. táblázat). Mindkét részterületen található olyan egységnyi terület, melyben egyáltalán nem húzódik völgy (völgysűrűsége ezért 0). Legtöbbjük délen, a Bükkalja Borsodi-Mezőségre ereszkedő, csaknem teljesen sík részén található, de északabbra, a Kígyós-patak és a Tarna közötti területen is megfigyelhetők ilyenek (47. ábra).

Lényegesen nagyobb az eltérés az átlagos völgysűrűség értékek között: a hegylábfelszín ignimbritvonulat(ok)tól északra fekvő területén 2,4 km/km<sup>2</sup>. A déli, pannon-pleisztocén üledékekkel fedett részén 1,2 km/km<sup>2</sup> 19. táblázat).

		Sűrű	Sűrűség	$(db/km^2)$		
	völgy É	völgy D	vízfolyás É	vízfolyás D	torkolat É	torkolat D
legkisebb	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
legnagyobb	5,4	4,4	2,9	2,3	16,0	13,0
átlag	2,4	1,2	0,7	0,4	3,9	1,2

19. táblázat. A Bükkalja részterületeinek völgy-, vízfolyás és torkolatsűrűség értékei

A kőzetminőség völgyösszpontosító hatásának köszönhetően az ignimbritsávokon átjutva a patakok széles völgyközi hátakra tagolják a Bükkalja felszínét. A hátakat felépítő üledékek dél felé egyre fiatalodnak és annak ellenére, hogy az északi rész miocén kori képződményeinél – főleg az erősen összesült-összeolvadt ignimbriteknél – lényegesen puhábbak, jóval ritkább völgyhálózat alakult ki rajtuk. A völgyközi hátakon megfigyelhető völgyek (főleg deráziós völgyek), völgykezdemények általában annyira laposak, hogy azok a felszín tagolása szempontjából nem jelentősek.

Az egyes völgysűrűség kategóriákba eső területek nagyságát vizsgálva (20. táblázat) megállapítható, hogy a völgysűrűség a Bükkalja egészének kb. 80%-án kisebb 3 km/km<sup>2</sup>-nél, kb. felén az átlagot (1,8 km/km<sup>2</sup>) sem éri el.

völgysűrűség	Teljes terület arány	Északi részterület	Déli részterület
$(km/km^2)$	(%)	arány (%)	arány (%)
0-1	24,8	8,0	41,4
1-2	32,2	26,6	37,8
2-3	26,0	36,6	15,4
3-4	13,0	21,9	4,3
4-5	3,7	6,3	1,0
5-	0,3	0,6	0,0

20. táblázat. Az egyes völgysűrűség kategóriákba tartozó területek nagysága és aránya

Nagyon jelentős eltérés látható az északi és déli részen az egyes osztályokba tartozó területek nagyságában. Északon a terület mintegy 2/3-án az átlagot meghaladó a völgysűrűség! A 4 km/km<sup>2</sup>-nél sűrűbb völgyhálózat kiterjedése megközelíti a legritkább osztályét. Ezzel szemben az ignimbritektől délre a nagyobb völgysűrűség aránya egyre csökken, kb. 80%-án nem éri el az átlagértéket sem. Mindössze a terület 1 %-án haladja meg a sűrűség a 4 km/km<sup>2</sup>-t (20. táblázat).

#### 7.7.2. A Bükkalja vízfolyássűrűsége

A vízfolyássűrűség kiszámításához csak az állandó vízfolyással rendelkező völgyek hosszát vettem figyelembe. A Bükkalja átlagos vízfolyássűrűsége 0,5 km/km<sup>2</sup> (18. táblázat). Az északi és déli részterület legkisebb és legmagasabb vízfolyássűrűség értékeiben nem figyelhető meg számottevő különbség (48. ábra). A legkisebb érték mindkét területen 0 km/km<sup>2</sup>. A legnagyobb érték az ignimbritsávtól északra mérhető, 2,9 km/km<sup>2</sup> (18-19. táblázat), a völgysűrűséghez hasonlóan ez is a Kácsi-patak felsőbb szakaszán, Kács közelében (48. ábra). Délen a legnagyobb sűrűség ettől kevesebb, 2,3 km/km<sup>2</sup>. Az átlagérték esetében a völgysűrűségnél tapasztalt nagy eltérés azonban már nem jellemző: északon 0,7; délen 0,4 km/km<sup>2</sup> (19. táblázat).



48. ábra. A Bükkalja vízfolyássűrűsége

A Bükkalja több mint 50%-án a vízfolyássűrűség nem éri el az átlagot (21. táblázat). A két részterületen az egyes vízfolyássűrűség osztályokhoz tartozó területek aránya nem tér el jelentősen, a kisebb sűrűségű területek túlsúlya figyelhető meg.

21. táblázat. Az egyes vízfolyássűrűség kategóriákba tartozó területek nagysága és aránya

vízfolyássűrűség	Teljes terület arány	Eszaki részterület	Déli részterület
$(km/km^2)$	(%)	arány (%)	arány (%)
0-0,5	56,0	49,7	62,4
0,5-1	13,2	16,1	10,4
1-1,5	22,3	23,1	21,5
1,5-2	5,3	6,1	4,8
2-2,5	2,4	3,7	1,2
2,5-	0,6	1,2	0

Az 1,5 km/km<sup>2</sup>-nél nagyobb sűrűségű osztályok azonban északon már nagyobb aránnyal vannak jelen. A vízfolyássűrűség értékeken tehát, bár a völgysűrűséghez viszonyítva kevésbé kifejezetten, szintén megjelenik az ellenállóbb kőzetsávok völgyösszpontosító hatása.

#### 7.7.3. A Bükkalja torkolatsűrűsége

A torkolatsűrűség (egységnyi területen lévő torkolatok száma) értékek kiszámítása a völgysűrűség adatok kiegészítésére alkalmas. Utóbbi az egységnyi területre jutó völgyek hosszát mutatja, míg a torkolatok számából a völgyek számára következtethetünk: ahol nagyobb a torkolatsűrűség, nagyobb mértékű a völgyek összeterelődése is.

A vizsgált sűrűségértékek közül legegyértelműbben a torkolatsűrűség igazolja az összesült ignimbritek völgyhálózatra gyakorolt hatását. A mért adatok közötti különbségek ennél a mutatónál a legnagyobbak (49. ábra). A teljes terület átlagos torkolatsűrűsége 2,6 db/km<sup>2</sup> (18. táblázat). A legkisebb sűrűség ez esetben is 0. A legnagyobb 16 db/km<sup>2</sup>, ami az ignimbritek határától északra, Demjén közelében, a Felnémeti Riolittufa Formáció kőzeteiből felépülő völgyközi háton található. A két részterületen a legkisebb és legnagyobb értékek között nincs jelentős különbség. Az átlagértékek különbsége (északon: 3,9, délen: 1,2 db/km<sup>2</sup>; 19. táblázat) azonban ennél a mutatónál a legnagyobb!



49. ábra. A Bükkalja torkolatsűrűsége

A Bükkalja mintegy 2/3-án a torkolatsűrűség értékek átlag alattiak (22. táblázat). A nagyobb torkolatsűrűségű területek aránya mindkét részterületen és természetesen a terület egészén is egyre csökken. A déli rész kb. 90%-a a legkisebb sűrűség osztályba tartozik, az átlagot meghaladó sűrűségű területek aránya elenyésző. Északon átlag alatti értékek a terület kb. felén mérhetők, a nagyobb sűrűség osztályok részesedése tehát meghaladja az 50%-ot (22. táblázat).

torkolatsűrűség	Teljes terület arány	Északi részterület	Déli részterület
$(db/km^2)$	(%)	arány (%)	arány (%)
0-3	69,52	48,47	90,45
4-6	20,28	33,74	6,91
7-10	7,95	14,11	1,83
11-13	2,04	3,27	0,81
14-16	0,20	0,41	0,00

22. táblázat. Az egyes torkolatsűrűség kategóriákba tartozó területek nagysága és aránya

A mért sűrűségértékek alapján a Bükkalja völgy- ás vízfolyáshálózata két különböző sűrűségű részterületre osztható a felszínt felépítő kőzetek (elsősorban az erősen összesült tufák kőzetminősége, illetve azok településviszonyai) következtében.

A kőzetminőség szerepének igazolásához külön kiszámítottam a terület összesült ignimbritekből felépülő részének sűrűség adatait is (23. táblázat). A kapott adatok megerősítik az eddigi eredményeket. A völgy- és vízfolyássűrűség maximális értéke is az ignimbritek északi előterére esik. Kivétel csak a torkolatsűrűség, melynek fentebb említett maximuma a Felnémeti Riolittufa Formációhoz tartozik. Az ignimbriteken is találhatók olyan helyek, ahol a vízfolyás- és torkolatsűrűség 0 (de ezek gyakorisága sokkal kisebb: 37, ill. 13 km<sup>2</sup>). A völgysűrűség minimuma a tűzárköveken 0,5 km/km<sup>2</sup>. Az átlagértékek az összesült kőzetek esetében mindhárom mutatónál meghaladják a bükkaljai átlagot.

	teljes terület	összesült ignimbrit részterület
Völgysűrűség (km/km <sup>2</sup> )		
Legkisebb	0,0	0,5
Legnagyobb	5,4	5,4
Átlag	1,8	2,6
Vízfolyás-sűrűség (km/km <sup>2</sup> )		
Legkisebb	0,0	0,0
Legnagyobb	2,9	2,9
Átlag	0,6	0,7
Torkolat-sűrűség (db/km <sup>2</sup> )		
Legkisebb	0,0	0,0
Legnagyobb	16,0	15,0
Átlag	2,6	4,2

23. táblázat. A Bükkalja tűzárkő területeinek völgy-, vízfolyás- és torkolatsűrűség értékei

#### 7.8. A Bükkalja völgyirányainak vizsgálata

Valamely terület völgyeinek irányát elsősorban a szerkezeti (tektonikai) és a domborzati-morfológiai adottságok határozzák meg (Egyed L. 1957, Gábris Gy. 1986). A Bükkalján a völgyek irányát két, egymástól nem mindig elválasztható tényező befolyásolja: törés- és vetősíkok, és az ellenálló, kemény, összesült ignimbritekből felépülő réteglépcsők. A Bükkalja egyes részein vetők mentén bezökkenések, kibillenések történtek (3-4. ábra; Pentelényi L. 2002, 2005). A kibillent rétegfejek tetejéről a pannonnál fiatalabb üledékek lehordódtak, további alacsonyodásukat a kibukkanó ignimbritek lassítják. Itt az

ignimbrit réteghatárok és a törések egybeesnek, tehát az ezek mentén húzódó völgyek irányának alakulását mindkét tényező befolyásol(hat)ta.

Az ignimbritek völgyösszpontosító, a völgyeket irányváltoztatásra kényszerítő szerepét többek között Láng S. (1954), Székely, A. (1997), Hevesi A. – Papp S. (1979), Hevesi A. (1997, 2002) is megemlíti. Pinczés Z. (1955, 1957) szerint a Bogács-Cserépfalui-medence patakjainak (Hór-, Cseresznyés-, Szoros-, Mész-patak) és az Egerpatak völgyét szerkezeti vonalak jelezték előre.

A rendelkezésemre álló földtani és topográfiai térképek alapján a Bükkalja minden vízgyűjtőjén elvégeztem az iránystatisztikai vizsgálatokat. Az elemzést kiegészítve, a teljes völgyhálózatból kiválogatott, valamelyik tényező által irányított völgyek főbb adatait is meghatároztam.

A terület törésvonalait vonalas digitális formában rögzítettem. Ennek alapjául a MÁFI által készített legújabb, 2005-ben megjelent, 1:100 000-es méretarányú fedett földtani térképe [Pelikán P. (szerk.)] szolgált. Választásom az indokolja, hogy e kiadás a 2002-ben megjelent 1:50 000-es léptékű földtani térkép feldolgozásával, az összes eddigi földtani tudást összegezve a legpontosabb információt tartalmazza.

A digitalizált törésvonalak végpontjainak koordinátáiból megállapítható azok hossza, valamint iránya. Az így előállított adatokból kiszámítható, hogy milyen gyakorisággal fordulnak elő a különböző irányú törésvonalak (előfordulási iránygyakoriság), valamint az azonos irányokba eső vonalak hosszának összege (összhossz-iránygyakoriság) is (Hegedűs A. 2009).

A Bükkalját ÉK-DNy-i irányú, valamint arra merőleges, ÉNy-DK-i irányú szerkezeti vonalak tagolják (4. ábra). Közülük az ÉK-DNy-iak lényegesen gyakoribbak. Összhossz tekintetében hasonló a megoszlás, de ez az irány már kevésbé domináns. Az ÉNy-DK-i irányú törések (köztük a leghosszabb fővölgyek némelyikét kijelölők) összhossza gyakoriságukhoz képest nagyobb, tehát az ÉK-DNy-i töréseknél átlagosan hosszabbak (50. ábra). Az ignimbritvonulatok csapása nagyjából megegyezik az ÉK-DNy-i törésvonalak irányával.



50. ábra. A Bükkalja szerkezeti vonalainak iránystatisztika diagramja a: a földtani térképen ábrázolt törésvonalak gyakorisága, b: összhossza

#### 7.8.1. A vízgyűjtőterületek völgyeinek iránystatisztikai vizsgálata

Az általában kanyargós völgyek iránya oly módon határozható meg, hogy azokat egyenes szakaszokra bontjuk (Gábris Gy. 1986). A völgyek digitalizált vonalai a töréspontok közötti rövid, elemi szakaszokkal helyettesíthetők, melyek hossza és iránya a törésvonalakhoz hasonló módon meghatározható (Hegedűs A. 2009). A statisztikai

ingadozások kiküszöbölése érdekében a szakaszokat az Egyed L. (1957) és Gábris Gy. (1986) által alkalmazott módszer alapján 5° szélességű osztályokba soroltam, melyek mindegyikében kiszámítottam az ölelkező középértéket. (Az osztály ölelkező közepe egy érték és két szomszédjának számtani átlaga:  $(I_{n-1}+I_n+I_{n+1})/3$ ), ahol "I" az osztály elemeinek értéke, "n" az osztály sorszáma (Egyed L. 1957).

A bükkaljai patakok<sup>4</sup> irányrózsáján (51-53. ábra) – a Hór-, és a Kánya patakén többé, a Novaji-patakén kevésbé – két csúcs ismerhető fel.



51. ábra. A Novaji-patak teljes, valamint a déli ignimbritsávtól É-ra, ill. D-re eső részének iránystatisztikája; a: összhossz-iránygyakoriság, b: előfordulási-iránygyakoriság

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Az iránystatisztikai vizsgálatokat a Bükkalja teljes területén, valamennyi vízgyűjtőterületen elvégeztem. Terjedelmük miatt itt csak három vízgyűjtőterület völgyhálózatának irányítottságát mutatom be.

A déli, 150-170° közötti maximum kb. megegyezik az általános lejtés irányával (ami 161,3°, lásd: 7.6. alfejezetben). A másik maximum erre nagyjából merőleges, megfeleltethető a törések, illetve az ignimbritsávok csapásirányával.

A két csúcs a vízgyűjtők különböző részein érvényesül. A patakok vízgyűjtőit – melyek területén a tűzárkövek megtalálhatóak – e kőzetek elterjedésének déli határa mentén kettéosztottam. A részvízgyűjtőkön külön-külön megvizsgáltam a völgyek iránystatisztikai megoszlását. A diagramokat elemezve szembetűnő, hogy a részvízgyűjtőkben a völgyek iránya összhossz és gyakoriság tekintetében is jelentősen különbözik (51-53. ábra). A déli részvízgyűjtők mindegyikén az uralkodó völgyirány megegyezik az általános lejtés (161,3°) irányával. Az északi részvízgyűjtőkön azonban (különösen a Hór-patak esetében) az általános lejtés irányára nagyjából merőleges maximumok is megfigyelhetők, amelyek az ilyen irányú szerkezeti vonalaknak és a szintén ilyen csapású ignimbritvonulatok hatásával magyarázhatók (51-53. ábra).



52. ábra. A Kánya-patak teljes, valamint a déli ignimbritsávtól É-ra, ill. D-re eső részének iránystatisztikája; a: összhossz-iránygyakoriság, b: előfordulási-iránygyakoriság



53. ábra. A Hór-patak teljes, valamint a déli ignimbritsávtól É-ra, ill. D-re eső részének iránystatisztikája; a: összhossz-iránygyakoriság, b: előfordulási-iránygyakoriság

## 7.8.2. A völgyhálózat elemeit irányító tényezők

A törés- és vetősíkok, valamint az ellenálló, összesült ignimbritekből felépülő réteglépcsők irányító hatásának megállapítására a völgyeket szétválogattam a rájuk ható irányítótényezők szerint. A szétválogatás a völgyhálózat földtani térképpel való összevetésével történt. Azokat a völgyeket, amelyek egyértelműen egybeesnek valamelyik szerkezeti vonallal, törésvonal által irányítottnak minősítettem. Az ignimbritvonulatok északi peremei mentén kialakult völgyeket, ha közelükben törésvonal nem húzódik kőzetminőség által irányított völgyek csoportjába soroltam. Néhány esetében a kőzethatár és a szerkezeti vonalak egybeesnek (kibillenés következtében, pl. Cserépfalu mellett, az Őr-hegy (271 m) északi oldalán), az itt futó völgyek esetében mindkét tényezőnek lehet irányító hatása, ezért ezeket egy harmadik osztályba soroltam. Az így elvégzett csoportosítás meglehetősen szubjektív és talán nem is kellően megalapozott, de a völgyek irányítottságának okairól valamennyi tájékoztatást ez a módszer is biztosít. A vizsgált

völgyek legtöbbjét csak a két hatótényező egyike irányította (54. ábra, 24. táblázat). A fenti módszerrel a teljes völgyhálózatból 306 (kb. 11%) völgyet nyilvánítottam irányítottnak. Ezek túlnyomó hányada (269, 88%) az összesült ignimbritek előterében húzódó, kőzetminőség által irányított völgy. A szerkezeti vonalak, és a két tényező által együttesen befolyásolt irányú völgyek száma 1, ill. 2 nagyságrenddel kisebb. Arányaiban a darabszámokhoz hasonló az egyes csoportokba sorolt völgyhosszak megoszlása is.

Az átlagos völgyhossz a törésvonalakhoz igazodó völgyek esetében jóval nagyobb, mint a kőzetminőség irányította völgyek esetében. Noha a leghosszabb völgy irányát a kőzetminőség határozza meg, a számos rövid völgy miatt az átlagérték kicsi (24. táblázat).

		<u> </u>	0,		
	összes völgy	irányított völgy	törésvonalak	kőzetminőség	törésvonalak + kőzetminőség
				irányította völgy	
darabszám	2 739	306	31	269	6
összhossz (km)	1 712	160	26	129	5
átlaghossz (m)	627	734	829	478	895
legrövidebb (m)	12	52	126	52	126
leghosszabb (m)	23 607	3 332	2 019	3 332	1 795

24. táblázat. A Bükkalja irányított völgyeinek főbb hosszúság adatai



54. ábra. A törésvonalak, az összesült ignimbritek és az általuk irányított völgyek elhelyezkedése a Bükkalján

### 7.9. Völgylefejezések (kaptúrák)

A Bükkalja vízfolyásainak feltűnő sajátossága a már említett, számos hirtelen irányváltás. A Kánya-patak Pinczés Z. (1955) által ismertetett, Noszvaj és Szomolya között kialakult irányváltoztatatása a mai Sárosd-patak felől hátravágódó (regresszió) vízfolyás miatt következett be. A Tardi-patak mély szurdokának és kaptúrájának kialakulása a Szaduszka-tető (333 m) előterében Pinczés Z. (1955) szerint szintén hátravágódás következménye. Némelyik regresszió okozta pataklefejezés kialakításában valószínűleg törésvonalak menti elmozdulások, bezökkenések is részt vettek. Székely A. (1958) szerint a Kígyós-patak Aldebrőtől keletre kialakult derékszögű elkanyarodásának oka egy NyDNy-i irányú vető, ill. az ettől délre "horsztszerűen" magasodó Honvédhalom irányító hatása. Pinczés Z. (1955) a Hór-patak Cserépfalu előtt megfigyelhető elfordulását ópleisztocén kaptúrával, vagy a Szoros-patak "töréses árkának" kialakulásával, tehát szerkezeti mozgásokkal (Bogács-Cserépfalui-medence bezökkenése) magyarázza: A Hór elhagyott "medrét kijelölő ÉNy – DK-i irányú törésvonal" szerinte Cserépváralja irányában folytatódik "és egy patak" (a Cserépváraljai) folyik benne.

A feltételezett kaptúrák minden kétséget kizáró igazolása még terepi vizsgálatok elvégzésével is nehéz feladat. Az elhagyott egykori mederben/völgyben kialakult párkánysíkok (teraszok), folyóvízi üledékek egyértelműen igazolnák, ugyanakkor hiányuk nem zárná ki egyértelműen a kaptúrákat (mert pl. nem minden völgyben keletkeznek teraszok, vagy a deráziós folyamatok, időszakos vízfolyások már elszállíthatták az üledékeket). A vízfolyások esésgörbéinek megtörései – vetődéseken kívül – jelezhetnek kaptúrákat is. Önmagukban azonban nem bizonyító erejűek (Montgomery D. R. – López-Blanco J. 2003, Mikesell, L. R. et al. 2010), mindössze a pataklefejezések lehetőségét vetik fel: megtört esésgörbe töréspontja jelölhet kaptúrát; kiegyenlített, töréspont nélküli esésgörbe kizárja azok létét (pontosabban a viszonylag fiatal kaptúrák létét).

A Csincse-patak Kisgyőr és Mocsolyástelep között kialakult irányváltását (4. kép) terepi megfigyeléseim és a patak esésgörbéjének elemzése alapján kaptúrával magyarázom.



4. kép. A Csincse feltételezett kaptúrája a Halomvár (317 m) előterében

Véleményem szerint a patak "eredeti" iránya É-D-i volt, egykori medrét a Mocsolyástelep felett magasodó Meredek-hegy (277 m) és a Halomvár (317 m) között feltételezem. A két hegyet, és a köztük kialakult É, ill. D felé nyitott völgyeket elválasztó nyereg tszf-i magassága 215 m (55. ábra). A nyeregtől délre az elhagyott meder jelenleg a Geszti-patak vízgyűjtőjéhez tartozik. A patak keletre térülését a Kisgyőri-medence besüllyedése okozhatta. E bezökkenés következtében az összesült ignimbrittel fedett, délről határoló réteglépcsők viszonylagos magassága megnőtt, ezért a Csincse nem tudta "egyenesen" folytatni útját, irányváltásra kényszerült. A kiemelkedett réteglépcsőn a megnövekedett esés miatt délkeletről erősen hátravágódó vízfolyás a vonulatot átréselve magához vonzhatta a patak felső szakaszát, kialakítva a medence vizeit levezető Csincse mai folyását. A patak esésgörbéjén (lásd 7.5.1-es alfejezet, és 56. ábra) megfigyelhető enyhe megtörés alátámasztja (de minden kétséget kizáróan nem igazolja!) feltevésem.



55. ábra. A Csincse- és Geszti-patak kaptúrája



56. ábra. A Csincse-patak esésgörbéje

Az ignimbritsávoktól délre a mai szárazvölgyek egy részét is – formájuk alapján – vízfolyás alakította ki (Pinczés Z. et al. 1993). A Geszti-patak Meredek-hegytől nyugatra húzódó viszonylag kis esésű, jelenleg állandó vízfolyás nélküli felsőbb szakaszának felszínalaktani helyzete és tekintélyes szélessége alapján arra lehet következtetni, hogy ezt a szakaszt is állandó(bb) vízfolyás járta. Az "eredeti", lefejezett és mára szárazzá vált völgyszakasz még a tűzárkősáv viszonylagos magasságának megnövekedése előtt formálódott (5. kép). Kaptúráját és a Déli-bükk felől érkező felső szakasza vizeinek elhódítását valószínűleg a Sályi-patak felől hátravágódó, a mai Tarizsa-völgyben nyugati irányba utat találó vízfolyás alakította ki (55. ábra).



5. kép. A Geszti-patak szárazzá vált szakasza a Meredek-hegy nyugati oldalán

Rendkívül érdekes a Kácsi-patak vízgyűjtőjének Kácstól nyugatra, a Várhegy (325 m) előterében fekvő, a Gyulakeszi Riolittufa Formáció tufáiból felépülő része, ahol számtalan derékszögű irányváltás figyelhető meg (57. ábra). *Ez a kusza völgyhálózat is keletkezhetett sorozatos pataklefejezések eredményeként*. Kialakulásuk oka lehet a kőzetminőség (ellenállóképesség): az összesültebb tufatestek eltérítik a vizeket, és a kevésbé ellenálló tufaváltozatokból álló részeken mélyültek be a völgyszakaszok. Az is elképzelhető, hogy egy fiatalabb, puhább, pannon összleten kialakult egyensúlyi állapotú (kanyargó) vízhálózat miocén tufákra átöröklött utóda.

A Kácsi-patak vízgyűjtőjének a közelben található másik sajátos, kaptúraként magyarázható pontja a Várhegy (325 m) és a Szentkereszt-bérc (323 m) közötti ÉNy és DK felé nyitott völgy (57. ábra). Völgyi vízválasztóként szolgáló nyergének tszf-i magassága 255 m, vagyis a völgy legkisebb mélysége kb. 70 m. Az ignimbritsáv (melynek tagja a két nevezett hegy) kiemelkedését megelőzően ez a völgyszakasz a mai Köszörű-völgy felől érkező vízfolyás elhagyott völgye lehet, amit a Kácsi-patak Várhegy előterében hátravágódó oldalvölgye fejezhetett le.



57. ábra. A Kácsi-patak oldalvölgyeinek irányváltoztatásai és feltételezett kaptúrája a Várhegy (325 m) előterében

## 7.10. Deráziós völgyek vizsgálata

A magyarországi hegylábfelszínek mai arculatának kialakításában jelentős szerepe volt a jégkörnyéki (periglaciális) övezetben hatékonyan végbemenő deráziónak. A deráziós folyamatok egyik legszembetűnőbb, tájképileg legmeghatározóbb formája a deráziós völgy [korráziós völgy (Bulla B. 1954), mart völgy (Székely 1961), lejtőmarás létrehozta völgy (Hevesi A. 1997b)]. Mivel e völgyek az állandó, és időszakos vízfolyások völgyeivel együtt a Bükkalja völgyhálózatának részét képezik ezek vizsgálatát is elvégeztem. Összesen 230 deráziós, és eróziós-deráziós völgy (58. ábra) alakrajzi tulajdonságait és elhelyezkedését, valamint környékük domborzati, földtani jellemzőit elemeztem.

Az alakrajzi tulajdonságok között a méretet, az alaprajzot, a völgyek összetettségét, a környezeti tulajdonságok között földtani felépítésen kívül a völgyek talpmagasságát vizsgáltam. A völgyek felszínalaktani helyzete nagyon hasonló: túlnyomó részük közvetlenül állandó vízfolyással rendelkező fővölgybe, vagy állandó vízfolyással rendelkező nagyobb oldalvölgybe torkollik (58. ábra).

Alaprajzuk vizsgálata alapján kijelenthető, hogy a Bükkalja deráziós völgyeinek kétharmada (67%) elnyúlt, hosszúkás alakú (25. táblázat). Ezek egyik legszebbje, a Noszvaj és Szomolya között, a Czakó-földön kanyargó deráziós völgy (6. kép). A kerekded típus aránya 25%, a völgyek mindössze 8%-a tartozik az összetettebb, elágazó fajtába.



58. ábra. A vizsgált deráziós- és eróziós-deráziós völgyek elhelyezkedése

deráziós völgy	db	összterület (ha)	átlagos terület (ha)
alak			
elnyúlt	154	500	3,24
kerekded	58	277	4,77
elágazó	18	100	5,56
összetettség			
nincs fiókvölgy	220	807	3,66
1 fiókvölgy	8	56	7,02
2 fiókvölgy	2	13	6,90
nincs oldalvölgy	219	804	3,67
1 oldalvölgy	11	73	6,61
földtani felépítés			
oligocén agyagos üledékeken	19	110	5,80
miocén tufákon	130	384	2,95
miocén és pannon-pleisztocén üledékeken	81	383	4,72

25. táblázat. A deráziós, eróziós-deráziós völgyek főbb adatai

A völgyek összetettségét a bennük kialakult fiókvölgyek száma adja meg. A deráziós völgyek 96%-a egyetlen fiókvölggyel sem rendelkezik, mindössze 3%-nyiban található egy; és összesen 1%-uk olyan, melyben a fiókvölgyön belül is kialakult egy másik kisebb fiókvölgy. A fiókvölggyel rendelkező deráziós völgyek átlagos területe csaknem kétszerese a fiókvölgyek nélküliekének (25. táblázat). Összefüggés mutatható ki tehát a méret és az összetettség között: minél nagyobbak a deráziós völgyek, annál nagyobb az elágazó típus és a fiókvölgyek kialakulásának valószínűsége.



6. kép. A Novaji-patakba torkolló, 700 m hosszú, elnyúlt, völgytalp nélküli deráziós völgy a Bükkalja egyik leghosszabb deráziós völgye, Czakó-föld

A hazánkban végzett geomorfológiai vizsgálatok alapján Pécsi M. (1964) kijelentette, hogy a deráziós völgyek nem kapcsolódnak egy bizonyos kőzettípushoz, megfigyelhetők dolomiton, mészkövön, vulkanikus kőzeteken, agyagon, lejtős üledékeken is. Székely A. (1961, in Ádám L. 1966) szerint a deráziós völgyek kőzetminőséghez kötött formák, amelyek csak könnyen pusztuló kőzeteken jönnek létre, ott viszont gyakoriak.

A deráziós völgyek és a földtani-kőzettani felépítés összefüggéseit elemezve szembetűnő a miocén tufákon – pontosabban az azok lepusztulásából keletkezett törmeléktakarón – kialakult deráziós formák nagy száma (25. táblázat). Különösen sok völgy alakult ki a Gyulakeszi Riolittufa Formáció összletein, de a másik könnyebben pusztuló tufaformáción, a Harsányi Riolittufán is gyakoriak. *A völgyek csaknem 2/3-a tufákon alakult ki.* A többi az idősebb oligocén, és fiatalabb pannon-pleisztocén üledékeken figyelhető meg. Lényeges különbség mutatkozik az átlagméret tekintetében: a nagy kiterjedésű, zömmel agyagos és homokos üledékek kiválóan alkalmasak a deráziós folyamatok lejátszódására, ezért az itt kialakult deráziós völgyek átlagosan nagyobbak (4,7-5,8 ha), mint a tufákon megfigyelhetők (2,95 ha), (25. táblázat).

Legnagyobb számban a miocén tufák vonulatától északra alakultak ki, ami alátámasztja azt, hogy a deráziós, eróziós-deráziós völgyek kialakulásukban és elhelyezkedésükben felépítő kőzetek közül leginkább a miocén tufákhoz kötődnek (58. ábra).

A deráziós formák morfometriai - összetettségi vizsgálatának elvégzésével arra a megállapításra jutottam, hogy a Bükkalja eróziós, - eróziós-deráziós völgyeinek túlnyomó többsége egyszerű, nem összetett forma, melyek egymás mellett, elnyúlva helyezkednek el. Leggyakrabban közvetlenül a fővölgybe torkollva, a miocén tufák törmeléktakaróján alakultak ki.

# 8. Összegzés, eredmények

Az értekezés célja a bükkaljai vízgyűjtők, a völgy- és vízhálózat elemzésén kívül a területet felépítő változatos kőzetminőségű földtani képződmények – különösen a miocén tufák – felszínfejlődésben (felszínalaktani szintek kialakulásában) betöltött szerepének feltárását végeztem el. A vizsgálat morfometriai mérőszámok eredményei alapján kijelenthető, hogy a terület völgy- és vízhálózatának kialakulásában és tulajdonságaiban meghatározó szerepet töltenek be a miocén tufák – és különösen azok erősen összesült-összeolvadt változatai (tűzárkövek).

A terület felszínalaktani szintjeinek létezése a szakirodalomból (Martonné Erdős K. 1974, 2002; Dobos A. 2001a, 2006) jól ismert és a hegylábfelszín egyes részein részletesen kutatott téma. A Bükkalja teljes területén azonban még nem történt meg e felszínalaktanimagassági szintek elhelyezkedésének, kiterjedésének részletes megállapítása. Kutatásom célja részben ennek pótlása volt, ezen túl a kőzetminőség (az összesült ignimbritek keménysége) és a szintek elhelyezkedése, kialakulása közötti összefüggést elemeztem. A Bükkalja hegylábi szintjeit az SRTM hisztogramra legjobban illeszkedő függvény (polinom) matematikai elemzésével vizsgáltam. A domborzatmodell hisztogramjára illesztett függvény inflexiós pontjait a magasság osztályok határértékeiként használva, a Bükkalja összesült ignimbritek által meghatározott részét két magassági (felszínalaktani) szintre különítettem, ezáltal térinformatikai módszer alkalmazásával igazoltam a szakirodalomban korábban leírt szintek létét és megjelenítettem azok elhelyezkedését (1. tézis). Az alacsonyabb szint 151 – 243 m, a magasabb 243 – 426 m tszf-i magasság között található, amelyek a fiatalabb, ill. idősebb hegylábfelszín maradványainak felelnek meg. A tűzárkövekből felépülő tetők túlnyomó része a felső hegylábfelszín maradványa, ami megerősíti azt az észrevételt, hogy e szint elsősorban az ellenállóbb összesült ignimbriteken alakult ki.

A "Topographic Position Index" (TPI), (Weiss, A. 2001) meghatározásán alapuló módszerrel is elkülönítettem a geomorfológiai szinteket. A hegylábfelszín napjainkra erősen lepusztult és felszabdalódott, eredeti magasságát leginkább gerincek és tetők őrzik, ezért a hegylábi szintek kimutatásához nem a teljes felszínt, hanem csak az abból TPI értékek alapján "kiválogatottakat" vettem figyelembe. Ezek magassági szintekbe sorolását automatikusan, statisztikai alapon, irányítatlan osztályozással végeztem el (IsoCluster).

A gerincek és tetők magasságuk alapján ezzel a módszerrel is két osztályba sorolhatók, az alsó szint 136 – 266 m, a felső 266 – 524 m tszf-i magasság között helyezkedik el. Meghatároztam a felszínalaktani szintekhez tartozó gerincek és tetők területét, elhelyezkedését és ezeket jegyzékbe foglaltam. A morfológiai szintek elhelyezkedésében jelentős különbség figyelhető meg az Eger-pataktól nyugatra és keletre fekvő részterületeken. A Bükkalja keleti részén a felső hegylábfelszín maradványai, az összesült ignimbritek KÉK-NyDNy-i csapását követve, 2-3 egymással párhuzamos vonulatba rendeződnek, amelyek a terület legmagasabb részén – az alsó szintet megszakítva – összeérnek. Nyugaton az összesült ignimbrit réteglépcsők hiánya miatt a gerincek folytonosan alacsonyodnak dél felé, ezért a felső szint gerincei a hegylábfelszín részletei keleten legnagyobb részt a magasabb, idősebb szinttől délre és a magasabb szint vonulatai között, bezökkent helyzetű medencékben húzódnak.

A tufaterületek alakrajzi vizsgálatának célja az összesült ignimbritek felszínfejlődésben betöltött szerepének elemzése volt. Azt vizsgáltam, hogy az ignimbritvonulatok területén a domborzat fő tulajdonságai (átlagos tengerszint feletti magasság, lejtésviszonyok és átlagos relatív relief) mennyire térnek el környékük domborzatától és a Bükkalja "átlagától". Ennek eredményeként azt tapasztaltam, hogy a Tari Dácittufa Formáció tűzárkövekkel fedett "nyomói" átlagosan a legmagasabbak (259 m), valamint, hogy a Tari Dácittufa Formáció és a Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit Tagozat kőzetein kiemelkedően a legnagyobb a lejtés. A tufákból felépülő térszínek domborzata jelentősen különbözik a Bükkalja felszínének egészétől. Különösen az összesült ignimbritsávok különülnek el jól a hegylábfelszín többi részétől, ami a kőzettípus felszínfejlődésben betöltött meghatározó szerepét tükrözi (3. tézis).

A tűzárkövek keménysége a vízgyűjtők, ill. völgy- és vízhálózat tulajdonságait, sőt elhelyezkedését is alapvetően meghatározza. Az összesült ignimbritek nagyobb ellenállóképessége miatt, a rajtuk áthaladó vízfolyások vízgyűjtői e kőzetek között tölcsérszerűen beszűkülnek. Két összeszűkülő vízgyűjtő között több helyen egy harmadik vízgyűjtőterület alakult ki, amelyek északi határa az ignimbritsáv gerincén fut (4. tézis). A Geszti-patak, a Száraz-tó-ér és valószínűleg a Gyilkos-árok vízgyűjtője is ilyen módon keletkezhetett.

A vízgyűjtők alakjának vizsgálata igazolta, hogy az nagymértékben függ attól, hogy a vízgyűjtők a tűzárkövek sávjához képest hol terülnek el. A magas elnyújtottsági értékű vízgyűjtők az ellenállóbb kőzetsávokon keresztül húzódnak, míg a kevésbé elnyúltak, "kerekdedebbek" azoktól teljes egészükben délre helyezkednek el (5a. tézis). A Bükkalja hat, összesült ignimbriteket keresztező vízgyűjtőjének (Novaji-, Kánya-, Tardi-, Kácsi-, Sályi- és Csincse-patak) alakját részletesebben is elemeztem. Azok az északi részvízgyűjtők, amelyeket többször szelnek át az ignimbritsávok, elnyúltabbak a többinél, ami igazolja a kőzettípus völgyhálózatra gyakorolt hatását (5b. tézis).

A bükkaljai vízgyűjtők morfometriai vizsgálatában azok egységnyi távolságra eső (fajlagos) esését, függőleges tagoltságát (relatív relief), völgysűrűség értékeit, valamint völgyszám és völgyhossz adatait határoztam meg. Vizsgálataim főbb eredményei a következők:

- A legnagyobb függőleges tagoltságú vízgyűjtők területének túlnyomó része vagy teljes egésze a tűzárkövektől északra fekszik.
- Az ignimbritsávtól délre kezdődő vízgyűjtők völgysűrűség értéke átlagérték alatti.
- A legnagyobb átlagos völgyhosszú vízgyűjtők teljes területe a tűzárkövek vonulatától délre helyezkedik el.

A morfometriai adatok alapján kijelenthető, hogy az összesült ignimbritsávoktól délre kezdődő vízgyűjtők tulajdonságai különböznek a többi vízgyűjtőtől. Mindezek alapján e kőzeteknek a vízgyűjtők tulajdonságaiban betöltött meghatározó szerepére következtetek.

A vízfolyások rendűségének (Strahler, A. M. 1957) vizsgálatával igazoltam a kőzetminőség vízhálózatra gyakorolt hatását. Az ellenállóbb ignimbritek szerepe elsősorban völgyösszpontosító hatásukban, a forráságak egymás felé terelésében nyilvánul meg, ami a rendszám növekedését okozza. Az ignimbritek fontosak azért is, mert a belőlük kialakult réteglépcsőket gyakran tagolják rövid völgyek, vízmosások, amelyek hozzájárulnak a patakok rendszámának növekedéséhez.

A kőzetminőség hatása a vízhálózat rajzolatában is megmutatkozik. A Bükkalja tűzárkövektől északra fekvő részén a vízfolyások rajzolata jellemzően az ágas, míg délre a párhuzamos típusba sorolható. A Bükkalja azon vízfolyásai, amelyek vízgyűjtője kiterjed a terület tűzárkövektől északra és délre fekvő részére is, magukon viselik mindkét, eltérő földtani-felszínalaktani adottságú terület hatását, ami rajzolatuk összetettségében is megnyilvánul: a hegyláb ignimbritsávjai fölötti szakaszukon még ágas, azoktól délre párhuzamos rajzolatú vízfolyásait egy új rajzolattípusba soroltam, aminek a "kőzethatás miatt összetett" nevet adtam (6. tézis).

A bükkaljai patakok esésgörbéin a meredekség hirtelen változásai a földtani térképekkel történő összevetés alapján elsősorban a kőzethatárokhoz köthetők. A

legkevésbé kiegyenlített, többször is megtörő esésgörbe azon patakokra jellemző, amelyek keresztezik a Bükkalja összesült ignimbritsávjait.

A vízfolyások esésének jellemzésére használt hagyományos mutatók (tényleges-, fajlagos esés) nem alkalmasak arra, hogy a vízfolyások részletes esésviszonyairól képet adjanak, ezért értekezésemben megpróbáltam az esésviszonyokat új módszerrel is meghatározni. A vízfolyások esésének részletesebb meghatározásához egy korábbi mérőszám (esésindex, Hack, J. T. 1973) módosításával új mérőszámot alkalmaztam, ami az egységnyi lejtés értékének és a vízfolyás mentén felvett pontok távolságának hányadosát határozza meg, képlete a következő:

$$SL_{M} = \frac{dH}{dL}$$

, ahol dH az egységnyi esés, dL a két pont vízszintes távolsága km-ben (7. tézis).

Az egymás mellett elhelyezkedő vízfolyások esésértékeinek összevetésével az esésadatok térbeli változásának és ezáltal a völgyek közötti területrészeken ható felszínalaktani folyamatoknak az elemzése is elvégezhető. A bükkaljai vízfolyások mentén felvett mérőpontokban – az új mérőszámmal (SL<sub>M</sub>) – számított esésértékekből térinformatikai eszközökkel, interpolációs eljárást alkalmazva esésindex térképet szerkesztettem. E térkép alapján a Bükkalja területe az esésviszonyokat tekintve az Eger-patak mentén két részre osztható. A nagyobb esésű területek zöme az Eger-pataktól keletre található, nyugatabbra az esés lényegesen kisebb. A legkiugróbb esésértékek az összesült ignimbritek elterjedési területeivel esnek egybe (8. tézis). A térkép értékelésével azt is kimutattam, hogy a Kánya-patak völgye teljes bükkaljai szakaszán nagyobb esésű szomszédjainál. A Száraz-tó-ér forrásától kb. 7 km-re megfigyelhető, környékétől határozottan elkülönülő, nagyobb esésű szakasz a patak erőteljes hátravágódását mutatja, amit az előtér süllyedése vagy az északi térszín emelkedése vagy a kettő együtt okozhat.

A bükkaljai patakokat az ignimbrit réteglépcsők gyakran irányváltoztatásra és több kisebb patakkal, oldalvölggyel való egyesülésre kényszerítik, rajtuk keresztül már csak egy-egy egyesült, nagyobb vízfolyás jut át (Láng S. 1954, Székely A. 1997, Hevesi A 1997a, 2002). A Bükkalja völgy-, vízfolyás- és torkolatsűrűség értékeinek pontos meghatározása és a sűrűség értékek térbeli megoszlásának vizsgálata ezt alátámasztotta. A **mért sűrűségértékek alapján a Bükkalja völgy- és vízfolyáshálózata a felszínt felépítő** kőzetek (főleg az összesült tufák "keménysége", illetve településviszonyai) következtében két különböző sűrűségű részterületre osztható (9. tézis).

Földtani és topográfiai térképek felhasználásával a Bükkalja vízgyűjtőin iránystatisztikai vizsgálatokat végeztem. A völgyek irányát a szerkezeti vonalak és/vagy a kőzetminőség határozza meg. A patakok irányrózsa diagramján két csúcs ismerhető fel, melyek a vízgyűjtők különböző részein jellemzőek. A déli részvízgyűjtőkön az uralkodó völgyirány megegyezik az általános lejtés irányával. Az északi részvízgyűjtőkön az általános lejtés irányára merőleges csúcsok is megfigyelhetők, amelyek az ilyen irányú szerkezeti vonalaknak és a szintén ilyen csapású ignimbritvonulatok irányító hatásával magyarázhatók (10. tézis).

Terepi megfigyeléseken alapuló, esésgörbék és domborzatmodell elemzésével alátámasztott vizsgálat alapján a Csincse-patak Kisgyőr és Mocsolyástelep között kialakult irányváltását, valamint a Geszti-patak Meredek-hegytől nyugatra húzódó széles, viszonylag kis esésű, jelenleg állandó vízfolyás nélküli völgyszakaszának kialakulását kaptúraként magyarázom (11. tézis).

## 9. Summary

The main goal of my dissertation was the comprehensive hydrogeographic characterization of Bükkalja. Beside the analysis of catchment areas and the drainage network, the role of Miocene tuffs (especially the welded tuffs) were also examined, which affected the evolution of the surface (development of geomorphologic levels). These volcanic materials have very different rock quality. According to the results of examined morphometric indices the Miocene tuffs – mainly the welded-melted variations, ignimbrites – had taken a decisive part in the evolution and characteristics of the drainage network.

The existence of the Bükkalja's geomorphologic levels is well-known in the literature (Martonné Erdős, K. 1974, 2002; Dobos, A. 2001a, 2006) and in some parts of the pedimentation it is researched in details. However, in the entire area of Bükkalja the location and the range of these levels were not determined.

The geomorphologic levels of Bükkalja were examined by the mathematical analysis of the SRTM histogram's best-fit polynomial function. **Classifying the digital elevation model by the inflection points of the histogram's polynomial function, the eastern part of Bükkalja, which is determined by the welded ignimbrites, can be divided into two height (geomorphologic) levels. Hereby the existence of these levels was confirmed and their location was visualized by applying geoinformatic method (Thesis 1).** The lower level is situated between 151 - 243 m, the higher between 243 - 426 m, these are the remnants of the younger and the older pedimentation. Great majority of the welded ignimbrite hilltops is situated on the upper pediment level. It confirms the observation that the remnants of this older level formed primarily on the welded ignimbrites, which are more resistant to the erosion.

The geomorphologic levels were also separated by the method based on the calculation of "Topographic Position Index" (TPI), (Weiss, A. 2001). Today the pedimentation is strongly eroded and dissected, its original height is preserved only by the ridges. Therefore in this analysis not the entire surface, but only the ridges were taken into account, which were selected on the base of TPI values. These ridges were classified into height levels by applying the automatic, statistical method of unsupervised classification (IsoCluster).

The ridges were classified into two morphologic levels on the basis of this method as well: the lower level is situated between 136 - 266 m, the higher between 266 - 524 m. The area, location of the levels and the catalog of the ridges were also determined. There are significant differences in the location of morphological levels to the west and to east from Eger-creek. On the eastern part of Bükkalja, following the ENE-WSW direction of welded ignimbrites, the remnants of upper pediment level are arranged into 2-3 parallel stripes. On the highest zone of the pediment, the stripes of the upper pediment level are merged. On the west, due to the lack of welded ignimbrite cuestas the ridges are lowering constantly to the south, so the ridges of the upper level are restricted to the northern edge of the Bükkalja (Thesis 2). Portions of the younger, lower pediment level are located mainly to the south of the upper level and between the stripes of the upper level or in the downcast basins.

By the morphometric examination of areas determined by tuffs, the role of welded ignimbrites in the landscape evolution was also examined. The differences of the terrain's main features (average altitude above sea level, average slope conditions and average relative relief) were examined on the territory of welded ignimbrites and on the entire area of Bükkalja. As a result, I found that the hills covered by the welded ignimbrites of Tar Dacite Tuff Formation are the highest (259 m), and the slope is the steepest on the rocks of Tar Dacite Tuff Formation and Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation Kisgyőr Ignimbrite Member. The topography of areas built up by tuffs differs significantly from the surface of the whole Bükkalja. Particularly the stripes of welded ignimbrites are different from the rest of the pedimentation, which confirms the decisive role of this rock type in the landscape evolution (Thesis 3).

The hardness of ignimbrites basically determines the attributes of drainage basins and drainage network. Due to the more resistant welded ignimbrites, the catchment areas of rivers passing them are narrowing in the stripes of these rocks. Between two narrowed drainage basins a third catchment area formed, which northern boundary is running on the edge of welded ignimbrite cuesta (Thesis 4). Probably the watersheds of Geszti-, Száraz-tó- and Gyilkos-creek were formed in this way.

The shape analysis of catchment areas confirmed that the shape highly depends on the location of watersheds and the surface occurrence of welded ignimbrites. The narrowest catchment areas pass the more resistant ignimbrite stripes, while the less narrow, round shaped ones are situated entirely south of these rocks (Thesis 5a). The shape of 6 creeks of the Bükkalja passing the welded ignimbrites (Novaji-, Kánya-, Tardi-, Kácsi-, Sályi- and Csincse-creek) were analyzed more thoroughly. The subwatersheds, which are passing the welded ignimbrite cuestas repeatedly are narrower than the others, which demonstrates the effect on the drainage network (Thesis 5b).

In the morphometric analysis of the drainage basins the relative gradient values (given in m/km), relative relief (vertical fragmentation), drainage density and the valley length were determined. The main results are the following:

- The catchment areas with the highest relative relief values are situated north of the welded ignimbrites.
- Drainage density of each watershed situated south of the welded ignimbrites is below the average.
- Watersheds with the highest average valley length are situated south of the ignimbrite stripes.

The morphometric analysis suggests that drainage basins south of the welded ignimbrites are different than the rest. Consequently, these rocks had taken decisive role in the characteristics of watersheds.

The examination of stream order confirmed the impact of rock quality on the drainage network. The waters coming from the north are forced to change their direction due to the ignimbrite ridges and they flow into bigger streams. Because of this confluence the stream order is increasing directly in front of these welded rock cuestas. These ridges are often dissected by short valleys and torrents, which may also contribute to the increasing stream order.

The effect of rock quality is apparent in the drainage pattern as well. On the northern part of the Bükkalja the drainage pattern is typically trellis, while on the south the parallel type is the dominant. Streams of the Bükkalja whose catchment areas cover both the northern and the southern area are affected by the characteristics of these two different geological and geomorphologic areas. It is confirmed by the complexity of their drainage pattern. I classified the streams with trellis pattern on the north and parallel pattern on the south into a new pattern type, which is called "complex by rock quality" (Thesis 6).

According to geological maps the definite breaks in the stream profiles can be explained mainly with the position of boundaries of different rock stripes (junctions). Those creeks have the least graded, multiple broken profiles which flow across the "hardest", welded ignimbrite cuestas of Bükkalja.

The traditional stream gradient values (total and relative stream gradient) represent the whole watercourse. These values are awkward to describe the detailed conditions and changes in the steepness, therefore I tried to determine the gradient conditions by developing and applying a new method.

For the calculation of stream gradient with the modification of the stream gradient index (Hack, J.T. 1973) a new parameter was used, which determines the ratio of the relative relief and the horizontal distance of the examined points with the following formula:

$$SL_{M} = \frac{dH}{dL}$$

where dH is the change of elevation, dL is the horizontal length of the segment in kilometers ((Thesis 7).

Comparing the slope gradient data of the adjacent streams, we can determine the character of the areas between the valleys. Analyzing the spatial variation of the stream gradient data allows the recognitions of geomorphologic processes and regional characteristics in the whole area. On the basis of stream gradient values ( $SL_M$ ) calculated in measuring points, a surface was interpolated by geoinformatic methods, which can be analyzed as a stream gradient map.

On the basis of this map the territory of the Bükkalja can be divided into two differing parts along the Eger-creek. Most of the high gradient values can be found east of the creek, while on the western part the values are much lower. The highest values coincide with the occurrence of the welded ignimbrites (Thesis 8). Analyzing this map I managed to confirm, that the gradient of Kánya-creek is higher than the surroundings not only at its headwaters, but on its whole section as well, running across the Bükkalja, so its incision is higher along the whole valley compared to the surroundings. 7 km away from the headwater of the Száraz-tó-creek, an area with relatively high gradient can be observed. This shows the strong, local incision of the creek, which can be caused by the lowering of the southern foreground, or the uplift of the northern terrain.

The side valleys – running parallel with the main valleys – in front of the ignimbrite cuestas are forced to change their direction. These valleys turn to the east or to the west, and almost rectangularly join to the main valleys (Láng, S. 1954, Székely, A. 1997, Hevesi, A 1997a, 2002). Because of this confluence the drainage- density is very different in the Bükkalja. According to the measured values, the drainage- and valley network of the Bükkalja – depending on the hardness and occurrence of welded ignimbrites – can be divided into two parts, which are characterized by different density values (Thesis 9).

The direction of the pediment's streams was examined on the basis of geologic and topographic map. The flow direction of streams is determined by faults and/or rock quality. Two peaks can be identified on the streams' flow direction diagram, which are specific to different parts of the watersheds. In the southern subwatersheds the flow direction generally coincides with the general aspect of the Bükkalja. In the northern subwatersheds the flow direction is mainly perpendicular to the general aspect, which is caused by the faults and the strike of welded ignimbrite cuestas (Thesis 10).

According to my field observations – confirmed by the analysis of digital elevation model and the streams' longitudinal profiles– the flow direction change of Csincse-creek between Kisgyőr and Mocsolyástelep; and the development of the wide, relatively low gradient valley section of Geszti-creek to the west of Meredek-hill are formed by stream captures (Thesis 11).

## Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet mindazoknak, akik segítették kutató munkámat és hozzájárultak az értekezés megírásához: Legelőször tudományos vezetőmnek, Dr. Hevesi Attilának mondok köszönetet, aki iránymutatásával, alapos ellenőrző, javító munkájával nagyban hozzájárult a dolgozat elkészüléséhez.

Hegedűs Andrásnak rendkívül hasznos tanácsaiért, a fontos technikai segítségéért és fáradhatatlan segítőkészségéért mondok köszönetet.

A Földrajz Intézet valamennyi oktató, kutató munkatársának is köszönöm támogatását, segítségét, mellyel hozzájárultak kutatásom és értekezésem befejezéséhez.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm családomnak, feleségemnek és kisfiamnak a türelmet, a biztatást és megértést, ami biztos támaszt nyújtva mindvégig segített doktori munkámban.

# Ábrák, táblázatok és képek jegyzéke

1. ábra. A Bükkalja elhelyezkedése és tájbeosztása (kék színnel Hajdú-Moharos J. – Hevesi A. 1979; pirossal Marosi S. – Somogyi S. 1990 és Dövényi Z. 2010 szerint) (SRTM alapján saját szerk)	. 7
2 ábra A Bükkalia egyszerűsített földtani térkéne (Magyarország fedett földtani térkéne	• •
1.100.000 alanián sorozatszerk Gyalog I. 2005)	10
3 ábra A Bükkalia földtani szelvénye Bükkzsérc és Tard között (Pentelényi L. 2005)	13
4 ábra A Bükkalja főbb szerkezeti vonalai (Magyarország fedett földtani térkéne 1.100.000 alanián	10
sorozatszerk Gualog I 2005)	19
5 ábra A hisztogramra illesztett nolinom elemzésével kiszámított felszínalaktani szint határértékek a	17
szélsőértékek alanján	23
6 ábra. A hisztogram minimum és maximum pontiai alanián osztálvozott domborzatmodell	$\frac{23}{24}$
7. ábra A hisztogram a illesztett nolinom elemzésével kiszámított, inflexiós nontok	24
7. dora. A hisztogramia meszteti pomon elemzesever kiszamtott "innexios pontok 8. ábra - A hisztogram inflexiós pontiai alanján osztályozott domborzatmodell	27
5. aora. A nisztogram mitexios pongai alapjan osztaryozott domoorzatmoden	25
9. dola. Az Igninolti telok inagassag adatalool interpolati tendietulet	20
no. aora. A bukkaija moriologiai (leiszinalakiani) szintjel a germeek pixelemek tengelszint leietti	77
magassag szerinti osztatyozasa atapjan	21
11. aora. A vulkani formaciok es a Bukkaija teljes teruletenek aliagos magassag adata	3U 21
12. abra. A vulkani formaciok es a Bukkaija teljes teruletenek atlagos lejtes adatai	31 21
13. abra. A vulkani formaciok es a Bukkaija teljes teruletenek atlagos relativ relief adatai	31
14. abra. A Bukkalja volgy- es vizhalozata	33
15. ábra. A Novaji-patak és bal oldali völgyeinek találkozása a Pipis-tető és az Ispán-hegy összesült	~ .
ignimbritjenek előterében	34
16. ábra. A Novaji-patak jellemző völgykeresztmetszetei az összesült ignimbritek sávjában és az	
összesült 1gn1mbritsávok között	35
17. ábra. A Bükkalja állandó vízfolyásai és azok vízgyűjtőterületei	36
18. ábra. A Geszti-patak vízgyűjtőjének elhelyezkedése a tűzárkősávban összeszűkülő Csincse- és Sályi-	
patak vízgyűjtője között	36
19. ábra. A legnagyobb (maximális) és az átlagos szélességgel számolt $\gamma$ érték közötti kapcsolat	37
20. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek elnyúltsága (γ <sub>a</sub> )	39
21. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek relatív relief értékei	41
22. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek völgysűrűsége	42
23. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőinek völgysűrűség értékei	42
24. ábra. A Kőkötő-hegy északi oldalán kialakult vízmosásrendszer a Szoros-patak vízgyűjtőjében	43
25. ábra. A Bükkalja vízgyűjtőterületeinek átlagos völgyhossza	43
26. ábra. A vizsgált részvízgyűjtők elhelyezkedése	44
27. ábra. A Kánya-patak részvízgyűjtői és az ignimbritvonulatok helyzete	45
28. ábra. A vizsgált részvízgyűjtők völgysűrűség adatai	46
29. ábra. A Bükkalja vízfolyásainak rendűség értékei	47
30. ábra. Az elsőrendű vízfolyásszakaszok átlagos hossza	49
31. ábra. A másodrendű vízfolyásszakaszok átlagos hossza	49
32. ábra. A kőzethatás miatt összetett rajzolattípus általánosított magyarázó ábrája	50
33. ábra. A bükkaljai patakok egyenközű és logaritmusos beosztású esésgörbéi	52
34. ábra. A Tardi-patak esésgörbéje és az összesült ignimbrityonulatok elhelyezkedése	57
35 ábra. A Tardi-natak Felső- és Alsó-szorosának földtani térkényázlata	
(Magyarország fedett földtani térkéne 1.100 000 alanián, sorozatszerk, Gyalog L, 2005)	57
36 ábra A Tardi-natak esésgörbéie és az esés mértékét kifejező mérőszámok kapcsolata	61
37 ábra. Az eredeti kénlettel számított esésindex értékekből előállított esésindex térkén	62
38. ábra. A módosított kénlettel számított esésértékekből előállított esésindex térkén	63
30. ábra. K itettség szerinti völgytínusok (Lóczy D. 2005 nyomán)	66
10. ábra A vizsgált terület különböző falbontású, újraosztályozott laitőkitettság tárkánai	68
40. aora. A vizsgan terurei kuronoozo renoontasu, ujraosztaryozon rejtoknetiseg terkeper	60
41. dola. Az altalallos lejtes ilallya es a kitetiseg szellílti volgytípusok ilataletteket a bukkaljall	70
42. dora. Az egyes egiajakoa eso voigynaiozai-kepponiok megosztasa a Bukkaijan	/0
+5. aora. A raszterizait volgynalozat egyes egtajakba eső keppontjainak szama a 10 m-es	71
reidontasu modell alapjan	/1
44. abra. Az obszekvens völgyszakaszok és az összesült ignimbritek, valamint a vizsgált részterületek	
elhelyezkedese a Bükkaljan	73
45. abra. Az egyes völgytípusok aránya a vizsgált részterületeken belül	/4
46. abra. Az obszekvens völgyszakaszok és az összesült ignimbritek elhelyezkedése Sály és Kisgyőr	
kozott, a Tarizsa-volgyben es a Usincse mentén	15

47 ábra A Bükkalia völgysűrűsége	. 77
48 ábra A Bükkalja vízfolvássűrűsége	.79
49 ábra A Bükkalja torkolatsűrűsége	80
50 ábra A Bükkalja szerkezeti vonalainak iránystatisztika diagramia a a földtani térkénen ábrázolt	
törésvonalak gyakorisága h. összhossza	82
51 ábra A Novaii-natak telies valamint a déli ignimbritsávtól É-ra ill D-re eső részének	. 02
iránystatisztikája: a: összhossz irányovakoriság h: előfordulási-irányovakoriság	83
52 ábra A Kánya-natak teljes valamint a déli ignimbritsávtól É-ra ill D-re eső részének	. 05
jrányetatisztikája: a: öcszhossz irányayakoriság h: előfordulási irányayakoriság	8/
53 ábra A Hór natak teljes valamint a déli jonimbritsávtól É ra ill. D re eső részének	. 04
iránystatisztikája: a: összhossz iránygyakoriság, b: előfordulási iránygyakoriság	85
54 ábra A törásvonalak az összesült ignimbritek és az általuk irányított völgyek elhelyezkedése	. 85
a Bükkalián	86
55 ábra A Coincea ás Gaszti patak kantúrája	. 00 . 00
55. abra. A Csinese- es Oeszu-patak kapturaja	. 00 00
50. abra. A Concerpatak esesgoroeje	. 00
37. abra. A Kacsi-palak oldarvoigyemek iranyvanozialasar és renelelezett kapturaja a varnegy (525 m)	00
elolereden	. 90
58. abra. A vizsgait derazios- es erozios-derazios volgyek einelyezkedese	. 91
	17
1. tablazat. Nehany Bukkben elotordulo kozettipus atlagos nyomoszilardsag erteke	.1/
2. táblázat. A Bűkkalja területén előforduló tuták átlagos nyomószilárdsága	. 18
3. táblázat. Az idősebb, felső hegylábfelszínhez tartozó gerincek jegyzéke	. 28
4. táblázat. A fiatalabb, alsó hegylábfelszínhez tartozó gerincek jegyzéke	. 29
5. táblázat. A magasság osztályokba sorolt gerincek (képpontszámból számított) adatai	. 29
6. táblázat. A Bükkalja vízgyűjtőinek főbb méretei és alakrajzi mérőszámai	. 38
7. táblázat. A bükkaljai patakok vízgyűjtőinek főbb adatai	. 40
8. táblázat. A vizsgált részvízgyűjtők főbb mérőszámai	. 45
9. táblázat. A Bükkalja vízfolyásainak magnitúdó, rendszám és elágazási (bifurkációs) arány és	
vízfolyáshossz adatai	. 48
10. táblázat. A Bükkalja vízfolyásainak esésadatai	. 51
11. táblázat. A Tardi-patak mentén felvett néhány mérőpont adatai	. 59
12. táblázat. A vízfolyások különböző módszerekkel számított esésadatai	. 60
13. táblázat. A módosított esésindex, lejtőkategória, és relatív relief értékek közötti korreláció mértéke	. 66
14. táblázat. Különböző felbontású kitettség térképek alapján meghatározott általános lejtésirányok és az	
általános lejtésirány tartományába tartozó képpontok száma	. 69
15. táblázat. A különböző felbontású, újraosztályozott kitettség térképek	. 70
egyes irány kategóriákba eső képpontjainak száma	. 70
16. táblázat. Az egyes völgytípusokba tartozó völgyhálózat-képpontok számának megoszlása a vizsgált	
részterületeken	. 72
17. táblázat A völgyhálózat-képpontok főbb statisztikai adatai kitettség irányonként, a Bükkalja összesült	
ignimbrit felszínein.	. 75
18. táblázat A Bükkalia teljes területének völgy- vízfolvás- és torkolatsűrűség értékei	.77
19 táblázat A Bükkalia részterületeinek völgy- vízfolvás és torkolatsűrűség értékei	78
20. táblázat. Az egyes völgysűrűség kategórjákha tartozó területek nagysága és aránya	78
20. tablázat. Az egyes vorgysárássűrűség kategóriákba tartozó területek nagysága és aránya	79
21. tablázat. Az egyes viziofyassaráség kategóriákba tartozó területek nagysága és aránya	81
22. tablázat. A Bükkalia tűzárkő területeinek völgy, vízfolvás, és torkolatsűrűség értékei	81
24. táblázat. A Bükkalja tuzárko területemek volgy-, vizioryas- és torkolatsuruseg ertekei	. 01 86
25. táblázat. A deráziós erőziós deráziós völgyeltek több hosszuság adatat	. 00
25. tablazat. A uerazios, erozios-uerazios vorgyek 1000 auatar	. 91
1. kép. Előtérben a Nyomó-hegy (340 m) és az Ör-hegy (271 m) északi peremének	
látképe a Gyűr-hegy (264 m) felől, háttérben a Déli-Bükk vonulatai	. 16
2. kép. Hasábos elválású, kifagyással keletkezett összesült ignimbrit	
tornyok a Tardi-patak Felső-szorosában	. 18
3. kép. A Száraz-tó-ér meanderekkel övezett szakasza. Előtérben a patak mesterséges medre, a képen tőle	
jobbra (pirossal jelölve) egy átvágott kanyarulat.	. 65
4. kép. A Csincse feltételezett kaptúrája a Halomvár (317 m) előterében	. 87
5. kép. A Geszti-patak szárazzá vált szakasza a Meredek-hegy nyugati oldalán	. 89
6. kép. A Novaji-patakba torkolló, 700 m hosszú, elnyúlt, völgytalp nélküli	
deráziós völgy a Bükkalja egyik leghosszabb deráziós völgye, Czakó-föld	. 92

## Irodalomjegyzék

- ÁDÁM L. MAROSI S. SZILÁRD J. (1969): A magyarországi dombságok negyedkori felszínfejlődésének főbb vonásai. Földrajzi Közlemények XVII. 3. pp. 255-271.
- ÁDÁM L. (1984): Az Észak-magyarországi-hegyvidék alakrajzi jellemzése. Földrajzi Értesítő XXXIII. 4. pp. 321-332.
- BALOGH K. (1963): A Bükk hegység és környékének földtani térképe 1:100.000. MÁFI
- BALOGH K. (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. MÁFI Évkönyve. XLVIII. pp. 1-719.
- BARÁZ Cs. (2002): Kaptárkövek a Bükkalján. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 365-378.
- BARÁZ CS. (2005): A bükkaljai kaptárkövek felszínalaktani vizsgálata és a kaptárfülkék korának meghatározása. In: Földtani és felszínalaktani értékek védelme. Szerk.: Dobos A., Ilyés Z. Eszterházy Károly Főiskola Földrajz Tanszéke, Eger. pp. 203-215.
- BISHOP, P. HOEY, T.B. JANSEN, J.D. ARTZA, I.L. (2005): Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in E Scotland. Earth Surface Processes and Landforms 30. John Wiley & Sons Ltd. pp. 767-778.
- BORSOS B. (1991): A bükkaljai kaptárkövek földtani és felszínalaktani vizsgálata. Földrajzi Közlemények 115. 3-4. pp. 121-137.
- BROOKFIELD, M.E. (1998): The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic IndianAsia collision: rivers draining southwards. Geomorphology 22. Elsevier B V. pp. 285-312.
- CAPACCIONI, B. CORADOSSI, N. HARANGI R. HARANGI SZ. KARÁTSON D. SAROCCHI, D. – VALENTINI, L. (1995): Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) – A preliminary stratigraphic report. Acta Vulcanologica – Vol. 7 (2). pp. 119-124.
- CHEN, Y.-C. SUNG, Q. CHENG, K.-Y. (2003): Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. Geomorphology 56. Elsevier B V. pp.109-137.
- COLTORTI, M. DRAMIS, F. OLLIER, C.D. (2007): Planation surfaces in Northern Ethiopia. Geomorphology 89. Elsevier B V. pp. 287-296.
- CSILLAG, G. (2004): Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei.– A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2002 (2004). pp. 95-110.
- CSONTOS L. (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. Földtani Közlöny. 129/4. pp. 611-651.
- DEMETER G. SZABÓ SZ. (2008): Morfometriai és litológiai tényezők kapcsolatának kvantitatív vizsgálata a Bükkben és északi előterén. A statisztikus felszínelemzés alkalmazásának lehetőségei a geomorfológiában. Debrecen. pp. 1-183.
- DEMETER G. SZABÓ SZ. (2010): Litológiai elemek és felszínfejlődési típusok azonosítása DTM-ből generált morfometriai paraméterek alapján (az IDRISI, SAGA és TAS összevetése). HunDEM 2009 konferencia, Miskolc. CD Kiadvány.
- DOBOS A. (2000): A Hór-völgy fejlődéstörténete és természetvédelmi szempontú tájértékelése, Doktori (PhD) értekezés, Debreceni Egyetem Természettudományi Kar, Debrecen. pp. 1-119.
- DOBOS A. (2001a): Az átmeneti (puffer)-zóna geológiai értékvédelemben játszott szerepének bemutatása egy bükkaljai mintaterület alapján. "A földrajz eredményei az új évezred küszöbén", A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos eredményei, SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged. Letöltve: geography.hu/mfk2001/cikkek/DobosA2.pdf

- DOBOS A. (2001b): A pleisztocén periglaciális formák kialakulásnak geológiai és szerkezetföldtani alapjai a Déli-Bükkben. "A földrajz eredményei az új évezred küszöbén", A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos eredményei, SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged. Letöltve: geography.hu/mfk2001/cikkek/DobosA1.pdf
- DOBOS A. (2002): A Bükkalja II. Felszínalaktani leírás. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. pp. 217-228.
- DOBOS A. (2006): Az átmeneti (puffer)-zóna geológiai értékvédelmében játszott szerepének bemutatása az Egri-Bükkalja mintaterülete alapján OTKA beszámoló. Eszterházy Károly Főiskola, Környezettudományi Tanszék, Eger. Letöltve: *real.mtak.hu/420/1/37967\_ZJ1.pdf*
- DÖVÉNYI Z. (szerk.) (2010): Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. pp. 748-755.
- EGYED L. (1957): Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. Földtani Közlöny LXXXVII. pp. 69-72.
- FENG, J. CUI, Z. (2002): The reconstruction of fossil planation surface in China. Chinese Science Bulletin 47. (5). pp. 434-440. Letöltve: http://www.springerlink.com/content/ k2447v4105147x8t/
- FRAEFEL, M. (2008): Geomorphic response to neotectonic activity int he Jura Mountains and the southern Upper Rhine Graben. Inauguraldissertation zur Erlangung der Würde eines doktors der Philosophie vorgelegt der Philosopisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel. Basel. Letöltve: edoc.unibas.ch/897/1/DissB\_8560.pdf
- GAJDOS I. PAP S. (1996): Bükkaljai Lignit Formáció. In: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Szerk.: Gyalog L. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187.
- GÁBRIS GY. (1986a): A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. Földtani Közlöny CXVI. pp. 45-56.
- GÁBRIS GY. (1986): A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata. Földrajzi Értesítő XXXV. 3-4. füzet. pp. 269-278.
- GÁBRIS GY. 1987a: A vízhálózat geomorfológiai célú elemzése. Kand. Értekezés. Budapest, 136p.
- GÁBRIS GY. (1987b): Néhány gondolat a vízhálózatsűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról. Földrajzi Közlemények XXXV. 1-2. pp. 26-34.
- GÁBRIS GY. MARI L. (1995): Vízhálózat-sűrűség és éghajlat. Földrajzi Értesítő XLIV. 1-2. pp. 110-115.
- GÁBRIS GY. (2007): Földfelszín és éghajlat, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. pp. 129-133.
- GALGÓCZY ZS. (2004): Morfometriai paraméterek vizsgálata a Nagy-Szamos forrásvidékén. Földrajzi Közlemények CXXVIII. (LII.). 1-4. pp. 89-103.
- GÁLOS M. VÁSÁRHELYI B. (2006): Kőzettestek osztályozása az építőmérnöki gyakorlatban. A Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Építőmérnöki Kar Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék kiadványa, Budapest. pp 27-32.
- GOLDRICK, G. BISHOP, P. (2007): Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). Earth Surface Processes and Landforms 32. John Wiley & Sons Ltd. pp. 649-671.
- GROHMANN, C.H. RICCOMINI, C. ALVES, F.M. (2007): SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. Computers & Geosciences 33. Elseveier B V. pp. 10-19.

- GYALOG L. BUDAI T. (2004): Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése, 2002 (2004). pp. 195-232.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005: Magyarország földtani térképe L-34-5 Eger 1:100000. (Szerk.: Rónai A. – Pelikán P. – Pentelényi L.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005: Magyarország földtani térképe M-34-138 Miskolc 1:100000. (Szerk.: Rónai A. Less Gy.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L. (sorozatszerk.) 2005: Magyarország földtani térképe M-34-138 Mezőkövesd 1:100000. (Szerk.: Rónai A. – Less Gy. – Pelikán P. – Pentelényi L.). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HACK, J.T. (1973): Stream-profile analysis and stream gradient index. Journ. Res. U.S. Geol. Survey, Vol.1. No 4. July-Aug. pp. 421-429.
- HAJDÚ-MOHAROS J. HEVESI A. (1997): A kárpát-pannon térség tájtagolódása. In: Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. Szerk.: Karátson D. Kertek 2000 könyvkiadó, Budapest, pp. 274-284.
- HARANGI SZ. (2001): Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region a review., Acta Geologica Hungarica, 44/2-3, pp. 223-258.
- HARANGI SZ. (2004): A Kárpát-Pannon Térség vulkáni kőzeteinek kutatása geokémiai megközelítés. Magyar Kémiai Folyóirat 109-110. évfolyam, 4. pp.173-182.
- HARTAI É. (2003): A Változó Föld. Miskolci Egyetem Kiadó Well-Press Kiadó, Miskolc. pp. 36-37.
- HÁMOR G. BALOGH K. RAVASZNÉ B. L. (1976): Az észak-magyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora. A MÁFI Évi Jelentése az 1976. évről. pp. 61-72.
- HÁMOR G. RAVASZNÉ B. L. BALOGH K. ÁRVÁNÉ S. E. (1980): A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. MÁFI Évi Jelentése az 1978. évről pp. 65-73.
- HÁMOR G. (1996): Gyulakeszi Riolittufa Formáció. In: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Szerk.: Gyalog L. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187.
- HÁMOR G. (1997): Tari Dácittufa Formáció. In: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Szerk.: Császár G. MÁFI-MRB. Budapest.
- HÁMOR G. (1998): A magyarországi miocén rétegtana. In: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Szerk.: Bérczi I. Jámbor Á. A MOL rt. És a MÁFI kiadványa. Budapest. pp. 437-452.
- HEGEDŰS A. VÁGÓ J. (2007): The Examination of the Bükkalja using digital elevation model, microCAD International Science Conference, 2007. Miskolc. pp. 47-52.
- HEGEDŰS A. (2009): Felszínalaktani vizsgálatok az Ózd-Pétervásárai-dombságon. Doktori (Ph.D.) értekezés. Miskolc. pp. 41-48.
- HEVESI A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. Földrajzi Értesítő. XXVII. 2. pp. 169-203.
- HEVESI A. (1986a): Gondolatok dr. Tóth Géza "A központi-Bükk és geomorfológiai körzetei" c. tanulmányáról. Földrajzi Értesítő XXXV. 3-4. pp. 375-386.
- HEVESI A. (1986b): A Bükk-hegység felszínfejlődése és karsztja. Kandidátusi Értekezés. Budapest. pp.1-187.
- HEVESI A. (1990): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra. A Magyar Földrajzi Társaság kiadványa, Budapest. pp. 1-67.
- HEVESI A. (1997a): A Bükk. In: Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. Szerk.: Karátson D. Kertek 2000 könyvkiadó, Budapest. pp. 337-344.

- HEVESI A. (1997b): Természetföldrajzi Kislexikon. PannonKlett Könyvkiadó, Budapest. pp. 5-194.
- HEVESI A. (2001): A Kárpát-medence és a Kárpátok természetföldrajzi tájtagolásáról. "A földrajz eredményei az új évezred küszöbén", A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos eredményei, SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged. CD-ROM kiadvány.
- HEVESI A. (2002a): Fejlődéstörténet II. Felszínfejlődés. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 83-108.
- HEVESI A. (2002b): A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 15-22.
- HEVESI A. (2002c): Felszínalaktani jellemzés, karsztformakincs. In: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. In: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 109-148.
- HEVESI A. (2005): Adatok a Bükkalja és a Bükk-hát eddig "védetlen" (védtelen), de védelemre érdemes felszínalaktani-földtani és kultúrtörténeti értékeinek jegyzékéhez. In: Földtani és felszínalaktani értékek védelme. Szerk.: Dobos A., Ilyés Z. Eszterházy Károly Főiskola Földrajz Tanszéke, Eger. pp. 189-202.
- HEVESI A. (2006): Néhány gondolat a kőzetalakzattanról. Földrajz Tiszteletkötet Hahn György 70. születésnapjára. A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat 69. pp. 81-88.
- HEVESI A. PAPP S. (1979): Evaulation of Natural Potentials of a Microregion Bükkalja (Based on Sample Area, Scale: 1:10 000. Contemporary Geography and Integrated Landscape Research II. Slovak Academy of Sciences Institute Geographical Society, Bratislava. pp. 267-275.
- HORTON, R. E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophisical approach to quantitativ morphology. Bulletin of Geological Society of America 56. pp. 275-370.
- IDŐKÉP.HU (2010): Újabb földrengés. http://www.idokep.hu/hirek/ujabb-foldrengesmiskolc. Letöltve: 2010. 08.20.
- JASKÓ S. (1986): A Mátra, a Bükk és a Tokaji-hegység neotektonikája. Földtani Közlöny 116. pp. 147-160.
- JASKÓ S. (1988): A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. Földtani Közlöny 118. pp. 325-332.
- JÁMBOR Á. (1996): Csákvári Agyagmárga Formáció. In: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Szerk.: Gyalog L. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187.
- JÁMBOR Á. (1996): Edelényi Tarkaagyag Formáció. In: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Szerk.: Gyalog L. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187.
- JOHANSSON, M. (1999): Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in southwestern Sweden. Geomorphology 26. Elsevier B V. pp. 279-295.
- JUHÁCS GY. GAJDOS I. PAP S. NÉMETH G. (1996): Zagyvai Formáció. In: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Szerk.: Gyalog L. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187.
- KARÁTSON D. (1997): Vulkanológia. In: Pannon Enciklopédia. Magyarország földje. Szerk.: Karátson D. pp. 424-425.
- KARÁTSON D. (2007): A Börzsönytől a Hargitáig. Vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz. Typotex Kiadó, Budapest. pp. 1-463.

- KELLER, E. A. PINTER, N. (2002): Active Tectonics: Earthquakes, Upliftand Landscape. Prentice Hall, New Jersey.
- KERTÉSZ Á. (1972): Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában a Tetves-árok és a Péli-völgy példáján. Földr. Értesítő XXI. 4. pp. 487-502.
- KERTÉSZ P. (1959): Vulkáni tufa mérnökgeológiai feltárása Andornaktályán és Nógrádverőcén. Építőanyag 1-2. pp. 59-67.
- KLEB B. (szerk.) 1976: Észlelési Magyarázó Eger 1:10 00-es építésföldtani térképsorozatához. Eger-Lajosváros. Közlekedési dokumentációs vállalat, Budapest. pp. 399-407.
- KLEB B. (1999): Vulkáni tufafalak mérnökgeológiai vizsgálata. Földtani kutatás XXXVI. 3. pp. 24-26.
- KLEB B. VÁSÁRHELYI B. (2003): Test results and empirical formulas of rock mechanical parameters of rhyolitic tuff samples from Eger's cellars. Acta Geologica Hungarica, Vol. 46/3. pp. 301-312.
- LÁNG S. (1953): Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi középhegységben. Földrajzi Közlemények. I. (LXXVII). 1-2. pp. 21-64.
- LÁNG S. (1954): Hidrológiai és morfológiai megfigyelések a Bükkben. Hidrológiai Közlemények 34. pp. 70-81.
- LESS GY. (2005): Paleogén. In.: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50000). Szerk.: Pelikán, P. MÁFI, Budapest. pp. 94-108.
- LÓCZY D. (2005): A folyóvizek felszínformálása. In.: Lóczy D., Veress M.: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialog Campus Kiadó, Budapest-Pécs. pp. 17-130.
- LUKÁCS R. (2009): A Bükkalja miocén szilíciumgazdag piroklasztjainak petrogenezise: következtetések a magmatározó folyamatokra. Doktori (PhD.) értekezés, ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest. pp. 1-158.
- LUKÁCS R. CZUPPON GY. HARANGI SZ. SZABÓ CS. (2002): Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary textutre and geochemistry. Acta Geologica Hungarica, Vol. 45/4. pp. 341-358.
- LUKÁCS R. HARANGI SZ. NTAFLOS, T. KOLLER, F. PÉCSKAY Z. (2007): A Bükkalján megjelenő felső riolittufaszint vizsgálati eredményei:a harsányi ignimbrit egység. Földtani Közlöny 137/4. pp. 487-514.
- LUKÁCS R. HARANGI SZ. RADÓCZ GY. KÁDÁR M. PÉCSKAY Z. NTAFLOS, T. (2010): A Miskolc-7, Miskolc-8 és Nyékládháza-1 fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel. Földtani Közlöny 140/1. pp. 31-48.
- MAROSI, S. SOMOGYI, S. (szerk.) (1990): Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. pp. 851-860.
- MARTONNÉ ERDŐS K. (1972): A Déli-Bükk középső részének felszín és völgyfejlődési problémái. Doktori értekezés részlete.

Letöltve: http://geo.science.unideb.hu/taj/dokument/

- MARTONNÉ ERDŐS K. (1974). Areális és lineáris folyamatok egyidejűsége egy vulkáni hegylábtérségben, a Déli-Bükkben, Acta Geographica Debrecina 1973. XII. pp. 75-114.
- MARTONNÉ ERDŐS K. (2002). A Bükkvidék. Letöltve: geo.science.unideb.hu/taj/dokument/ bukk.doc.
- MÁRTON E. PÉCSKAY Z. (1998): Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. Acta Geologica Hungarica 41. pp. 467-476.

- MIGOŃ, P. GOUDIE, A. ALLISON, R. ROSSER, N. (2005): The origin and evolution of footslope ramps in the sandstone desert environment of south-west Jordan. Journal of Arid Environments 60. Elsevier B V. pp. 303-320.
- MIKESELL, L. R. WEISSMANN, G. S. KARACHEWSKI, J. A. (2010): Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. Geomorphology 115. Elsevier B V. pp. 267-277.
- MOLDVAY L. (1972): A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. MÁFI Évi Jelentése az 1969. évről pp. 587-637.
- MONTGOMERY, D. R. LÓPEZ-BLANCO, J. (2003): Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. Geomorphology 55. Elsevier B V. pp. 235-247.
- NAGYMAROSY A. (1981): Chrono- and Biostratigraphy of the Pannonian Basin: A Review Based Mainly on Data from Hungary. Earth Evolution Sciences 3-4. pp. 183-194.
- NAGYMAROSY A. (1996a): Kiscelli Agyag Formáció. In: Gyalog L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI Alkalmi Kiadványa 187. Budapest.
- NAGYMAROSY A. (1996b): Egri Formáció. In: Gyalog L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI Alkalmi Kiadványa 187. Budapest.
- NOSZKY J. (1930): A magyar középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei: II. A miocén. Ann. Mus. Nat. Hung. 27. pp. 160-236.
- ORIGO.HU (2010): Földrengés volt Miskolcon. http://www.origo.hu/itthon/20101215-foldrenges-volt-miskolcon.html. Letöltve: 2011.01.07.
- PANDEY, S.N. (1987): Principles and applications of photogeology. New Age International. pp. 154-174.
- PANTÓ G. (1961): Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei XXIX. 1-4. pp. 295-332.
- PANTÓ G. (1964): Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. Földtani Közlöny XCIV. 3. pp. 313-320.
- PANTÓ G. (1965): Miozäne tuffhorizonte ungarns. Acta Geologica Hungarica. IX. pp. 225-233.
- PEJA GY. (1956): Suvadástípusok a Bükk északi (harmadkori) előterében. Földrajzi Közlemények IV. (LXXX). 3. pp. 217-240.
- PEJA GY. (1957): Korráziós formák felszínalakító hatása a Bükk észak-északkeleti előterében. Földrajzi Közlemények V. (LXXXI). 2. pp. 109-132.
- PEJA GY. (1975): Geomorfológiai megfigyelések az Északi-középhegység laza kőzetű törmelékmozgásos lejtőin. Földrajzi Értesítő XXIV. pp. 123-140.
- PELIKÁN, P. (szerk.) (2002): A Bükk hegység földtani térképe 1:100000. In.: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz, Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger.
- PELIKÁN P. (2005a): A Bükk és az Upponyi-hegység földrajzi helyzete. In.: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000). Szerk.: Pelikán, P. MÁFI, Budapest. pp. 13-15.
- PELIKÁN P. (2005b): Mezozoikum. In.: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükkhegység földtani térképéhez (1:50000). Szerk.: Pelikán, P. MÁFI, Budapest. pp. 45-93.
- PENTELÉNYI L. (2001): A bükkaljai földtani reambulálás eredményei. In: Program és kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat 2001. június 8-10-i vándorgyűléséhez, Miskolc. pp. 40-45.
- PENTELÉNYI L. (2002): A Bükkalja I. Földtani vázlat. In.: A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz, Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. pp. 205-216.

- PENTELÉNYI, L. (2005): A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. In.: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000). Szerk.: Pelikán, P. MÁFI, Budapest. pp. 110-125.
- PÉCSI M. (1961): A negyedkori korráziós folyamatok hatása a felszínalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- PÉCSI M. (1962): A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. Földrajzi Értesítő XI. 1. füzet. pp. 19-36.
- PÉCSI M. (1963): Hegylábi (Pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. Földrajzi Közlemények 87. (3). pp. 195-212.
- PÉCSI M. (1964): A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. Földrajzi Értesítő. XIII. (1). pp. 1-29.
- PÉCSI M. (1969): Az elegyengetett felszínek főbb kutatási és nómenklatúrai problémái. Földrajzi Értesítő. XVIII. (2). pp. 153-176.
- PÉCSI M. (1991): A magyar középhegységek lepusztulás szintjei, különös tekintettel a pedimentképződésre. In: Geomorfológia és domborzatminősítés. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Budapest. pp. 139-146.
- PÉCSI M. (1996): Geomorhological regions of Hungary, Geographical research Institute, Budapest, 87p.
- PÉREZ-PEÑA, J.V. AZAÑÓN, J.M. AZOR, A. DELGADO, J. GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (2008): Spatial analysis of stream power using GIS: SLK anomaly maps. Earth Surface Processes and Landforms 34. John Wiley & Sons Ltd. pp. 16-25.
- PINCZÉS Z. (1955): Morfológiai megfigyelések a Hór völgyében. Földrajzi Értesítő IV. pp. 145-156.
- PINCZÉS Z. (1957): Az Eger-völgy problémái. Földrajzi Értesítő. VI. pp. 29-43.
- PINCZÉS Z. (1968): A Bükk-hegység tönk és pediment felszínei. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Természetföldrajzi Dokumentáció. 7. pp. 32-39.
- PINCZÉS Z. (1977): A hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei. Földrajzi Közlemények. XXV. (CI.) 1-3. pp. 41-45.
- PINCZÉS Z. (1978): Geomorfológiai vizsgálatok a Bükk-hegység déli előterében. Alföldi Tanulmányok. Békéscsaba. pp. 49-69.
- PINCZÉS Z. MARTONNÉ ERDŐS K. DOBOS A. (1993): Eltérések és hasonlóságok a hegylábfelszínek pleisztocén felszínfejlődésében. Földrajzi Közlemények CXVII. (XLI.) 3. pp. 149-162.
- PINCZÉS Z. MARTONNÉ ERDŐS K. DOBOS A. (1998): A rétegzett homokos-kavicsos (grézes litées) lejtőüledékekről. Földrajzi Értesítő XLVII. 1. pp. 5-18.
- ROESSNER, S. STRECKER, M.R. (1997): Late Cenozoic tectonics and denudation in the Central Kenya Rift: quantification of long-term denudation rates. Tectonophysics 278. Elsevier B V. pp. 83-94.
- SCHRÉTER Z. (1916): A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1915-ről. pp. 348-363.
- SCHRÉTER Z. (1939): A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évei Jelentése az 1932-34. évekről. pp. 511-526.
- SCHRÉTER Z. (1952): Földtani vizsgálatok a Bükk-hegység déli részében. A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1944-ről. pp. 45-49.
- SHREVE, R. L. (1966): Statistical law of of stream numbers. Journal of Geology 74. pp. 17-37.
- STRAHLER, A. M. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transaction of the American Geophysical Union 38. pp. 913-920.
- SZABÓ J. (1998): A víz földrajza. In: Általános Természetföldrajz (szerk: Borsy Z.) pp. 160-250.
- SZAKÁCS A. ZELENKA T. MÁRTON E. PÉCSKAY Z. PÓKA T. SEGHEDI I. (1998): Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations, Acta Geologica Hungarica, Vol. 41/4. pp. 413-435.
- SZÉKELY A. (1958): A Tarna-völgy geomorfológiája. Földrajzi Értesítő. VII. 4. pp. 389-414.
- SZÉKELY A. (1969): A Magyar-középhegyvidék periglaciális formái és üledékei. Földrajzi Közlemények. XVII. 3. pp. 272-289.
- SZÉKELY A. (1972): Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példákon. Földrajzi Közlemények. XX. 1. pp. 43-59.
- SZÉKELY A. (1973): A Magyar-középhegyvidéki negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. Földrajzi Közlemények. XXI. 2. pp. 185-203.
- SZÉKELY A. (1977): Periglaciális domborzatalakulás a magyar középhegységekben. Földrajzi Közlemények. XXV. 1-3. pp. 55-59.
- SZÉKELY A. (1987): Vulkáni hegységeink a legújabb kutatások tükrében. Földrajzi Közlemények XXXV. (CXI.) 3-4. pp. 134-142.
- SZÉKELY A. (1992): Vulkánmorfológia In: Általános Természetföldrajz (szerk: Borsy Z.) pp. 518-544.
- SZÉKELY A. (1997): Vulkánmorfológia (tűzhányó-felszínalaktan). ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. pp. 114-115.
- TARI G. (1988): Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough, Northeastern Hungary. Acta Geologica Hungarica. Vol. 30/1-2. pp. 101-109.
- TELBISZ T. (2001): Felszínfejlődési modellezés módszerei. "A földrajz eredményei az új évezred küszöbén". A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos eredményei, SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, CD-ROM kiadvány. pp. 1-17.
- TIMÁR G. TELBISZ T. SZÉKELY B. (2003): Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis (Space technology in digital terrain modelling). Geodézia és Kartográfia. pp. 11-15.
- TOKAREV, V. SANDIFORD, M. GOSTIN, V. (1999): Landscape evolution in the Mount Lofty Ranges: implication for regolith development. In Proceedings of regolith '98 Eds. G. Taylor and C. Pain, New Approaches to an Old Continent. CRC LEME, Perth, Australia. pp. 127-134.
- TROIANI, F. DELLA SETA, M. (2008): The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. Geomorphology 102. Elsevier B V. pp. 159–168.
- TSODULOS, I. M. KOUKOUVELAS, I. K. PAVLIDES, S. (2008): Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). Tectonophysics 453. Elsevier B V. pp. 211-232.
- TÜYSÜZ, O. (2003): Fluvial Systems. Lecture notes. Eurasia Institute of Earth Sciences, Istanbul.
   81p.
   Letöltve:

www.eies.itu.edu.tr/dersnotlari/notlar/.../Fluvial%20systems.pdf

- TWIDALE, C. R. (2004): River patterns and their meaning. Earth-Science Reviews 67. Elsevier B V. pp. 159- 218.
- VAN BALEN, R.T. HOUTGAST, R.F. VAN DER WATEREN, F.M. VANDENBERGHE, J. (2002): Neotectonic evolution and sediment budget of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 81. (2). pp. 211-215.
- VARGA GY. (1981): Újabb adatok az összesült tufatelepek és ignimbritek ismeretéhez. MÁFI Évi Jelentése az 1979. évről. pp. 499-508.

- VÁGÓ J. (2006): A vulkanitok szerepe a völgyhálózat kialakulásában a Bükkalján, III. Magyar Földrajzi Konferencia, Budapest, CD-ROM kiadvány.
- VÁGÓ J. (2011): Csuszamlásveszélyes domboldalak kijelölése domborzatmodell felhasználásával. HunDEM 2009 konferencia, Miskolc. CD-ROM kiadvány.
- VÉGH S. (1967): Nemércek Földtana. Tankönyvkiadó, Budapest. pp. 1-283.
- WEISS, A. (2001): Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA.
- ZELENKA T. (1999): A magyarországi miocén tufatípusok és az azokból képződött partfalak állékonysága. Földtani kutatás XXXVI. 3. pp. 22-23.
- ZELENKA T. PÓKA T. MÁRTONNÉ SZALAY E. PÉCSKAY Z. (2004): A Tari Dácittufa Formáció típusszelvényének felülvizsgálata. A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése, 2004. pp. 73-84.

## A szerző értekezés témájával kapcsolatban megjelent publikációi

- VÁGÓ JÁNOS (2003): A Bükkalja völgyhálózatának kialakulása és jellemzése, Földrajz, A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 64. kötet. pp. 187-202.
- VÁGÓ JÁNOS (2005): Vulkanitok szerepe a völgy- és vízhálózat kialakulásában a Bükkalján, Doktoranduszok Fóruma, Miskolci Egyetem. (szerk.: Dr. Tihanyi L.). pp. 115-120.
- VÁGÓ JÁNOS (2006): The effects of miocene volcanic rocks on the surface dissection system of the Bükkalja, microCAD 2006 International Science Conference, Miskolc, pp. 147-152.
- VÁGÓ JÁNOS (2006): A vulkanitok szerepe a völgyhálózat kialakulásában a Bükkalján, III. Magyar Földrajzi Konferencia, Budapest, CD-ROM kiadvány.
- HEGEDŰS ANDRÁS, VÁGÓ JÁNOS (2007): The Examination of the Bükkalja using digital elevation model, microCAD 2007 International Science Conference, Miskolc, pp. 47-52.
- VÁGÓ JÁNOS (2008): Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások a Bükkalja keleti részén, IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen. pp. 99-104.
- VÁGÓ JÁNOS, HEGEDŰS ANDRÁS (2008): A bükkaljai ignimbritvonulatok morfometriai vizsgálata domborzatmodell alapján, IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen, 154.p.
- HEGEDŰS ANDRÁS, VÁGÓ JÁNOS (2009): Deráziós formák vizsgálata a Bükkalján. 100 éves a jégkorszak. A jégkorszaki klímaváltozások kutatása Penck-Brücknertől napjainkig (1909-2009) Konferencia (szerk.: Fábián Szabolcs Ákos – Görcs Noémi Lívia). Pécs, 29.p.
- VÁGÓ JÁNOS: Csuszamlásveszélyes domboldalak kijelölése domborzatmodell felhasználásával. HunDEM2009 Konferencia és kerekasztal Kiadványa, 2010, CD-ROM kiadvány.
- VÁGÓ JÁNOS (2010): Térinformatikai módszerek alkalmazási lehetőségei vízfolyások esésviszonyainak vizsgálatában. Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás "Az elmélet és gyakorlat találkozása", Debrecen, 2010.június 10-11. 445.p.
- VÁGÓ JÁNOS (2010): Stream Gradient investigation in the Bükkalja using interpolated surfaces. AGD Landscape and Environment 4. (editor: Szilárd Szabó), Debrecen. pp. 23-36.

VÁGÓ JÁNOS, HEGEDŰS ANDRÁS (2011): DEM based examination of pediment levels: a case study in Bükkalja. Hungarian Geographical Bulletin. Bp. Vol. 60 No. 1. pp. 24-44.