

Demeter Gábor

**MORFOMETRIAI ÉS LITOLÓGIAI TÉNYEZŐK
KAPCSOLATÁNAK KVANTITATÍV VIZSGÁLATA A BÜKKBEN
ÉS ÉSZAKI ELŐTERÉN**

**Debrecen
2008**

Tartalomjegyzék

1. Célkitűzések, a témaválasztás indoklása, szakirodalmi áttekintés.....	4
1.1 Bevezetés	4
1.2 A kvantitatív morfológia-morfometria néhány eredménye	5
1.2.1. A statisztikus felszínelemzés problémái	5
1.2.2. Felszínfejlődési modellek	11
1.3 Célkitűzések.....	19
2. Anyag és módszer.....	22
2.1 A mintaterület kiválasztása, jellemzése	22
2.2 Az adatbázis szerkezete	23
2.2.1 A DTM-ből származtatott adatbázis felépítése.....	23
2.2.2 A földtani adatbázis szerkezete	32
2.3 Általános módszertani megjegyzések.....	33
3. A morfometriai és litológiai paraméterek közötti kapcsolat	36
3.1 A litológiai paraméterek kiválasztása	36
3.1.1. Az egyirányú nyomószilárdság (UCS)	36
3.1.2 További – az építőmérnöki gyakorlatban alkalmazott – litológiai paraméterek és UCS-sel való kapcsolatuk.....	39
3.1.3 A kőzetek koptathatósága és kapcsolata az UCS-sel.....	45
3.1.4 A kőzetek klimatikus hatásoknak való ellenállóképessége	51
3.2 A morfometriai paraméterek kiválasztása	55
3.2.1 Az átlagmagasság és a relatív relief, mint morfometriai paraméter kritikája	55
3.2.2 A magasság, a lejtés és a kőzetkeménység kapcsolata	57
3.2.3 Az erózióbázistól való távolság, a lejtőmeredekség és a magasság egymással való kapcsolata és morfológiai következményei	60
3.3 A morfometriai és litológiai paraméterek közötti kapcsolat	66
4. A litológiai és morfológiai paraméterek kapcsolatának részletes vizsgálata.....	72
4.1 Az UCS és a lejtőmeredekség közti összefüggés és mérnöki alkalmazásának lehetőségei	72
4.2 A felbontás és a statisztikai paraméterek szerepe a felszínelemzésben	77
4.3 A statisztikus lejtőprofil és a relatív denudációs ellenállás meghatározásának módszerei.....	79
4.4 A kopásállóság és a lejtőmeredekség, valamint a fagyállóság és a lejtőmeredekség kapcsolata és mérnöki alkalmazásának lehetőségei.....	84

4.5 Az eredmények relevanciája a vizsgálati terület szűkítése esetén	86
4.6 Regionális felszínelemzés: a felszínérettség és a tájegységek hasonlósága morfológiai, litológiai paraméterek alapján	92
5. Felszínfejlődési modellek	96
5.1 Egy- és többtényezős denudációs modellek relevanciájának vizsgálata a mintaterületen	96
5.1.1 Dinamikus modellek: előrejelzési és anyagvesztés-becslési kísérletek	96
5.1.2 Statikus modellek: a potenciális denudáció	106
5.2 A morfológiai és litológiai paraméterek közti kapcsolat változása denudációs egyenletek segítségével előállított DTM-eken.....	107
6. A maradványfelszín kimutatása	111
6.1 Módszertani bevezető, célkitűzések.....	111
6.2 A geoinformatikai vizsgálatok eredményei részterületeken	113
6.3 A térinformatikai vizsgálatok eredményei a teljes területen	115
6.4 Felszínmaradványok kimutatása keresztmetszvények alapján	121
7. Törés- és völgyirány-statisztikai vizsgálatok interpretációja.....	124
7.1 Célkitűzések, módszertani megfontolások	124
7.2 A darabszám szerinti és a völgyhosszal súlyozott völgyirány-megoszlás különbségei	126
7.3 A völgyhosszak, domináns völgyirányok, lejtésirány és a töréshálózat közötti kapcsolat.....	128
7.4 A völgyhosszon és rendűsége alapján besorolás sajátosságai ...	131
7.5 A kőzettípusok, tektonikai blokkok és vízgyűjtők völgyirány-megoszlásának vizsgálata	134
7.6 A törésirányok és a völgyirányok kapcsolata. A hibridmodell és a szoftveresen generált lefolyási modell összevetése	140
7.7 A völgyirányok és törésirányok értelmezése	142
8. Összegzés	146
9. Summary	152
10. Irodalom.....	163

1. Célkitűzések, a témaválasztás indoklása, szakirodalmi áttekintés

1.1 Bevezetés

A *geológiai adottságok és a felszíni formakincs közötti összefüggés* vizsgálata régóta áll mind az analitikus, mind a szintézisteremtő kutatások középpontjában (GERASIMOV 1946; BIROT 1958; TWIDALE 1971, BURBANK-ANDERSON 2000; KELLER-PINTER 2002). Ez a jelenség az alapkutatások mellett a gyorsan teret nyerő alkalmazott kutatásban is megfigyelhető: az elmúlt évtizedekben a gyakorlati alkalmazásokban élenjáró műszaki tudományok is egyre nagyobb érdeklődést mutattak a *geológia*, illetve a *morfológia közötti kvantitatív kapcsolatok* és törvényszerűségek kutatása iránt (GOKCEOGLU-AKSOY 1996, GOODMAN-KIEFFER 2000, PÜSPÖKI et al. 2005). A geomorfológia társadalmasítása – a társadalom igényeinek előtérbe kerülése, a természeti folyamatok hatása a társadalomra, illetve a társadalmi tevékenységek természetes folyamatokra gyakorolt hatásainak elemzése – új arculatot adtak a geomorfológiának (katasztrófavédelem, antropogén geomorfológia). Éppen ezért hasznos lehet annak vizsgálata is, hogy a műszaki tudományok eszköztára mit adhat a morfológiának a szemléletformálás terén, illetve a morfológiai-morfometriai vizsgálatok milyen eredményeket hozhatnak a műszaki tudományok számára.

A fenti szemléletre alapozva e munka egyik alapvető célja hasonló – a litológiai és morfometriai paraméterek közötti kapcsolatok értékelését célzó – vizsgálatok folytatása, esetlegesen újabb összefüggések feltárása, lehetőség szerint az eredmények mérnöki szempontú felhasználása, illetve ezen megállapítások általánosíthatóságának továbbá korlátainak, azaz alkalmazhatóságának vizsgálata. Ezért módszertani szempontból a hagyományos, leíró geomorfológia helyett a morfometriai paraméterezés vizsgálata, azaz a már létező paraméterek relevanciájának és kapcsolatának vizsgálata (pl. kőzetkeménység és lejtőmeredekség), illetve új paraméterek és lekérdezési eljárások kialakítása került előtérbe. E munka elsősorban *módszertani megfontolások* miatt született, így eredményei – a regionális morfológiai kutatások elősegítése, a kőzetmorfológiai szemléletű megközelítés mellett – főként módszertani szempontból lehetnek értékesek. Mindemellett vizsgálataink remélhetőleg új eredményekkel gazdagítják a mintaterületként kiválasztott Bükk és északi előtere felszínfejlődésének kutatását, a *hagyományos és a térinformatikai* alapú morfológiai vizsgálatok szemlélet- és léptékbeli különbözőségéből fakadóan.

A *statisztikai analízis*, a valószínűségszámítás, korrelációs vizsgálatok, regresszió-analízis módszereinek alkalmazása a *kvantitatív geomorfológiában* már az 1960-as években is általánosan elterjedt volt (KERTÉSZ Á. 1972, CHORLEY ed. 1972), azonban nagy területre kiterjedő regionális vizsgálatokban ritkábban alkalmazták (GALABOV 1968, KING, C. A. M. 1968, GÁBRIS 1987), elsősorban a korlátozott számítógépes kapacitás miatt.

A morфомetriai paraméterezés vizsgálatának választása azért is érdekes problémakör, mert bár a *morfometriai paraméterek és a felszíni formakincs kapcsolatának kvantifikációjával*, és modellezésével számos kutató foglalkozott, de más-más tényezőkre koncentrálnak, modelljeik természetesen különböző eredményt adtak, s az eredményeik nem feltétlenül általánosíthatók vagy terjeszthetők ki más mintaterületekre (GÁBRIS 1987, TELBISZ 1999, SCHEIDEGGER 1990, CLAYTON & SHAMON 1998a, 1998b). E *modellek összevetése* és pontosítása, előnyös tulajdonságaik ötvözése, az alkalmazhatóság korlátainak felderítése továbblépési lehetőséget jelentenek.

Emellett, az *általánosíthatóság* és *kiterjeszthetőség* kritériumait lehetőség szerint szem előtt tartva, az itt alkalmazott módszereket teszteltük mind nagyobb, mind kisebb terület egységeken, s a kapott eredményeket összevetettük egymással. A különbségek elvezettek a *léptékválasztás* érintőleges vizsgálatához is (mind a felbontást, mind az „ideális” méretű vizsgálati egységet illetően), mely alapvetően befolyásolja egy kutatás eredményét (SZABÓ G. 2006). A térinformatikát elsősorban a regionális érvényű törvényszerűségek, az összefüggések rendszerszemléletű kutatására, s nem egy kis terület nagy pontosságú rekonstrukciójára használtuk, így modelljeinkkel célunk nem a valóság élethű reprodukciója, hanem ellenkezőleg, annak egyszerűsítése, absztrakciója volt; e modellek viszont csak az adott léptékben érvényesek.

A léptékválasztási problémákon túl hasonló szempont volt a hagyományos *manuális-terepi és a térinformatikai* alapú vizsgálatok eredményeinek összevetése. A szerzők nem állítják, hogy a térinformatika maradéktalanul alkalmas a terepi kutatások kiváltására, vagy hogy alapvetően megkérdőjelezhetővé teszi a korábbi eredményeket, de paradigmabeli sajátosságát statisztikai szemlélete, kvázi-objektivitása jelenti: a térinformatikai alapú kutatás ugyanis egyrészt *reprodukálható*, másrészt *nagy adatmennyiség* együttes kezelését teszi lehetővé. A hagyományos módszerek által leszűrt tapasztalatok és azok interpretációja viszont egyénfüggő, és az adathalmaz előállítása esetenként időigényes. E reprodukálhatóság szintén célként jelentkezett.

1.2 A kvantitatív morfológia-morfometria néhány eredménye

1.2.1. A statisztikus felszínelemzés problémái

Az 1960-as években a statisztikus felszínelemzés hívei (MELTON 1958, MATHER-DOORNKAMP 1970) a következő problémák megoldását tartották szem előtt: (1) a felszínt jellemző formakincs számszerűsítése és ehhez a megfelelő (valós és egyetlen fizikai tartalommal bíró, lehetőleg független változóként definiálható) morфомetriai paraméterek kiválasztása, (2) a morфомetriai paramétereket jellemző statisztikai paraméterek kiválasztása, helyettesíthetősége, (3) továbbá a paraméterek számának csökkentése, a felszínfejlődés matematizálása, *egyetlen, általános érvényű*

egyenlettel történő jellemzése, valamint (4) az említett statisztikai és morfológiai paraméterek használhatósága a 3D számítógépes felszínábrázolásban (KING L. J. 1969, CHORLEY ed. 1972).

CHORLEY (1972) a harmadik célt elhibázott célkitűzésnek tekintette, jóllehet az itt alkalmazott módszer, a korrelációs vizsgálatok elterjedése ellen nem volt kifogása, hiszen lehetővé tették a morfológiai paraméterek számának redukálását és az indexek sokasága közül a valódi, független változók kiválasztását. Az első és második célkitűzés esetében ugyanis a problémát éppen az okozta, hogy a különböző kutatók nem ugyanazokat a morfológiai paramétereket választották ki a statisztikus felszínelemzés során, és különböző statisztikai változókat (szórás, átlag, módusz, stb.) alkalmazták ugyanazon tényező esetében. E problémaforrásnak, illetve az eltérő léptékválasztásnak köszönhetően a regionális kutatások nem voltak összevethetők egymással.

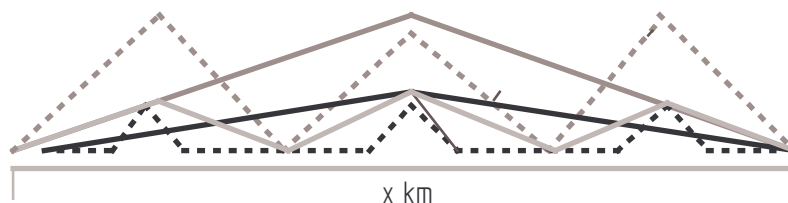
A harmadik cél kutatása során sikerült az előbbi problémákat megoldani, sőt a matematikai apparátus elterjedésével részben a 3D modellezés nehézségein is felülkerekedni. Ez viszont különböző – eltérő jelenségekre fókuszáló – felszínfejlődési modellek elterjedéséhez vezetett, amelyek nem feltétlenül voltak egymással kompatibilisek.

A fent említett célkitűzések a viták mellett eredményt is hoztak, ezért áttekintésre érdemesek. Klasszikus példa a relatív relief, mint morfológiai paraméter használhatósága és tartalma. Sokáig folyt a vita arról, hogy a lejtőszög vagy a vertikális felszabdaltság rejlik inkább e morfológiai paraméter mögött, avagy mindkettő (KERÉNYI 1976) (**1.1. ábra**). A relief esetében az értelmezési kérdésen túl problémát jelenthet a területegység mérete is: ha az egységnyi terület túl kicsi (a textúra meghatározásához szükséges topográfiai hullámhosszhoz képest), akkor a relatív relief nem fogja tartalmazni a teljes lejtőt, így csupán a lejtőszög „kifejezőjévé” válik. Egyes szerzők éppen ezt a tulajdonságát helyezték előtérbe (SWAN 1967, 1970), míg DURY (1951) éppen a felszabdaltság, a felszíntagoltság kifejezőjének tartja.

WOOD (1967) azt bizonyította, hogy a korrelációs együtthatók leromlanak, ha túl nagy területegységet választunk: a *relief és a vízhálózat-sűrűség* közötti kapcsolat erőssége $r=0,4$ -ről $r=0,1$ -re zuhan, miközben a területegység nagysága $1,6 \text{ km}^2$ -ről 414 km^2 -re nőtt. Ez azt jelenti, hogy a horizontális tagoltság mérőszámaként szóba kerülő völgy-sűrűség és a relief nem ugyanarra a fizikai tartalomra vonatkoznak. A *relief és a lejtőszög* közötti kapcsolat erőssége ugyanakkor drasztikusan nem zuhan a területegység növelése során: $r=0,95$ -ről $r=0,83$ -ra változott – holott az **1.1 ábra** alapján a kapcsolat erőssége nem szükségszerű. Wood szerint tehát a relief nem más, mint a lejtőmeredekség egyik kifejeződése, s a reliefben a felszabdaltság csekély szerepet játszik. Wood így elutasította a kettős meghatározottság elméletét, de a reliefet ő sem tartotta hasznosíthatónak (független változónak) a statisztikus felszínelemzés során, hiszen a területegységre jellemző (átlagos) lejtőszög és a relief a terület ugyanazon minőségére vonatkozik.

Az átlaglejtés és a vízhalózat sűrűsége közötti korreláció a felbontástól függetlenül $r=0,5$ körül ingadozott, tehát nem tekinthető igazán erősnek.

Egyik fenti vizsgálati módszer sem vette figyelembe az eltérő kőzetminőséget, sem a klíma (pl. vízhalózatsűrűséget befolyásoló), vagy az idő szerepét, csupán a léptékválasztásra koncentrált, holott az **1.1 ábrán** bemutatott domborzattípusok létrejöttében ezeknek nyilván szerepe van.



1.1. ábra. A lejtőszög és a völgsűrűség szerepe a relief meghatározásában: területegységen kialakult eltérő domborzattípusok (saját szerk.).

Nagy relief, nagy völgsűrűség, nagy lejtés; Nagy relief, kis völgsűrűség, kis lejtés

Kis relief, nagy völgsűrűség, nagy lejtés; Kis relief, kis völgsűrűség, kis lejtés

Kis relief, nagy völgsűrűség, kis lejtés

Problémás az átlagmagasság és a lejtőszög közötti kapcsolat jellege is, hiszen elméletileg egy magasabb forma is jellemezhető kisebb átlagos lejtővel (**1.1. ábra**). GALABOV (1968) azonban a magasság és a lejtőszög kapcsolatát vizsgálva Bulgáriában rendre egyértelmű, $r=0,92$ és $r=0,73$ közötti korrelációs értékeket kapott: a legkisebb érték a Sztara Planina középső vidékein jött ki, ahol a legmagasabb lejtőszögek és relief- illetve átlagos magassági értékek jelentkeztek. Hasonló vizsgálatot folytatott KATSUBE - OGUCHI (1999) is. A magasság és a lejtés kapcsolatára már PELTIER (1954) felfigyelt, aki 70 térkép alapján a következő képletet (1.1) találta igaznak:

$$Z=0,08 \times R-0,66 \quad (1.1)$$

ahol a Z = átlagos meredekség (fokokban), R = a magasság átlagos terjedelme egy $2,6 \text{ km}^2$ -es területen

Mivel Peltier szerint viszont a meredekség a vízhalózat sűrűségétől is függ (de látható az **1.1. ábrán**, hogy nemcsak attól, hanem a relief-től is), általánosabb alakra hozta az összefüggést (PELTIER 1955):

$$\text{tg}Z=\text{tg}60 \times (2h/w) \quad (1.2)$$

ahol Z = átlagos lejtés, h =átlagos magasság és w = átlagos távolság a gerincek között

EVANS bizonyította (in: CHORLEY ed. 1972), hogy számos itt bemutatott paraméter visszavezethető a magasságra: pl. a lejtőmeredekség a magasságváltozás (ütemének) első deriváltja a távolság függvényében, a textúra a mély- és magaspontok közötti távolságon alapszik, a relief pedig magasságkülönbségen, de a relief (mint energia) értelmezhető a lejtőszög tangenseként is (KERÉNYI 1976). Igaz viszont, hogy a magasságeloszlásból lejtőgyakoriság nem számítható, s ez további lökést adott a kutatásoknak elsősorban a lejtőfejlődés modellezése és a denudációs folyamatok vizsgálata terén (AHNERT 1966, KIRKBY 1971).

EVANS (in: CHORLEY ed. 1972) szerint nem is az átlagos lejtés, hanem a *lejtésgyakoriságok, ill. azok eloszlása a lejtőprofilon* az, ami valóban független változóként jelentkezik, s nem a lejtő magassága vagy a lejtőprofil konkáv-konvex mivolta. Mivel az 1960-as évekig az átlagos lejtés használata kifejezetten egy nagyobb (négyzetkilométernyi) egységre vonatkozott, így annak relatív relieffel való összefüggése egyáltalán nem meglepő. Mint azt WOOD (1967) kimutatta, mivel a reliefen alapuló vizsgálatokban azonos térképi hosszakról van szó, s mivel a lejtő magasságának növekedésével azonos hossz esetében nő a lejtőszög, így nyilvánvaló a kapcsolat a *relatív relief és az átlagos lejtés* között.

Az említett korrelációs vizsgálatok a morfolometriai paraméterek közötti kapcsolat jellegét kifejezetten a különféle morfolometriai tényezők függvényeként ábrázolták, s nem számoltak egy fontos tényezővel, a kőzetminőség különbségeinek módosító hatásával. AHNERT (1966) az elsők között volt, aki a lejtőfejlődés kőzetminőségbeli különbségeit modellezte homogén és inhomogén lejtőkön az idő függvényében. KIRKBY (1971) matematikai modelljében bizonyította, hogy a végső lejtőalak a kiindulási lejtőalaktól független, viszont függ a lejtőt felépítő kőzet ellenállásától. (Az aktuális lejtőalak pedig függ a felszínfejlődésben eltöltött időtől, így azonos kőzeten is kialakulhat eltérő lejtőmeredekség, és eltérő kőzeteken is találkozhatunk azonos lejtőszöggel). Ez viszont azt is jelenti, hogy ha igaz is a korábbi állítás, hogy az átlagmagasság és az átlaglejtés között van matematikai kapcsolat, ugyanez igaz a kőzetminőség és az átlaglejtés kapcsolatára is (ebből következően a kőzetminőség és a magasság között is lesz kapcsolat).

Vizsgálataik szerint keményebb kőzeten ugyanannyi idő alatt meredekebb lejtők alakulnak ki, mint puha kőzeten, így egyforma völgsűrűséget feltételezve nagyobb reliefhez jutunk az előbbi esetben. A kisebb kőzetkeménység ugyanakkor kisebb állékonysághoz, a kisebb lejtés miatt esetenként szélesebb formákhoz vezet, s ez maga is befolyásolhatja a völgsűrűséget (a növényzeti és klimatikus adottságok mellett). Így különböző völgsűrűség és lejtés mellett végeredményben hasonló relief is kialakulhat eltérő kőzeteken, s mindez az idő függvényében is módosul. Ez az **1.1 ábra** számos sajátosságát magyarázza.

E problémák, a felszíni elemek közötti távolság (gerinc- és völgsűrűség), illetve ismétlődésük és egymástól való kölcsönös függésük vezettek el a geomorfológiai hullámmélet kidolgozásához, amely a dombsági felszíni formákat ismétlődő „fagyott hullámoknak” tekintette, s a sinus-görbe alakjával közelítette (CHORLEY ed. 1972). Ez sem nyújtott kielégítő megoldást a hullámhossz és amplitúdó részben kőzetminőségen, részben tektonikán alapuló lokális eltérései, illetve a hullámok gyakori aszimmetricitása miatt, de a matematikai apparátus, melyet a „relief-vita” és a „hullámmélet-vita” során alkalmaztak, nagy lépést jelentett a térinformatikában a 3D domborzatábrázolás terén, és a korrelációs vizsgálatok előtérbe kerülését segítette elő.

A fentiekből kiindulva a kötetben a morfológiai tényezőkkel leírható folyamatok közül zömmel a *denudációs lejtőfolyamatokra* (lejtőmeredekség-változásra) koncentrálnak, melynek (át)értékelése és modellezése a szakirodalomban szintén

jelentős szerepet kapott (AHNERT 1976, 1987, 1996, BROOKS 2003, FRIEND 2000, KERTÉSZ Á. 1979, KIRKBY 1976, 1989). Felfogásunk annyiban különbözik a STRAHLER által megfogalmazottól (1956), hogy míg ő arra helyezi a hangsúlyt, hogy lejtőszög meghatározza a végezhető munkát, ill. a végzett munka az idő függvényében meghatározza a lejtő alakját, mi regionálisan mindenütt közel azonos külső erőket, azaz azonos végzett munkát feltételezve, vizsgálatunkban a lejtőszöget módosító legfontosabb tényezőnek a *kőzetminőséget* (az egyenletes eloszlású erőhatással szembeni ellenállóképességet) tekintettük. A regionális lejtőfolyamatok vizsgálatát egyrészt a korábbi vizsgálatoknál jóval finomabb felbontásban, másrészt kőzetmorfológiai szempontból végezzük el, elsősorban a *morfológiai és litológiai tényezők közti kapcsolat* korrelációs vizsgálatára alapozva.

Az első korrelációs vizsgálatok – melyek az eddigi általánosító törekvésekkel szemben már regionális különbségek kimutatását kísérelték meg – explicite nem tartalmazták a kőzetminőségbeli különbségeket, hanem eltérő mintaterületekre vonatkoztak, melyek a kőzetanyagon kívül még számos más tulajdonságban is különböztek.

KING, C. A. M. (1968) 5x5 km-es alapterületű négyzeteket használva 1:63360-es méretarányú térképeken 6 régióban 120 minta segítségével vizsgálta a morfológiai tényezők közötti összefüggést (**1.1. táblázat**). (Az abszolút számértékek helyett a területegységre jutó értékek vagy a völgy-sűrűség használata vízfolyássűrűség helyett a még realiztikusabb eredményt adott volna). Az egyes területek közül a Lake District és a Solway Lowland esetében volt a legerősebb a korreláció ($r=0,2-0,9$) a különféle morfometriai paraméterek között, s a leggyengébb az Askrigg és Alston Pennine-blokkok esetében ($r=0-0,5$); az eltérő jellegű területek ellenére a litológiai felépítés nem jelentkezett külön tényezőként.

1.1 táblázat. Korrelációs együtthatók különböző morfometriai paraméterek között (KING 1968)

R é éke	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
1. Csúcsponatok átlagmag./km ²	x	0,81	0,45	-0,45	0,75	0,8	0,69
2. Magassági terjedelem (relief)	0,81	x	0,63	-0,35	0,91	0,44	0,42
3. Felföldi „csúcsok” száma	0,45	0,63	x	-0,35	0,74	0,26	0,22
4. Alföldi „csúcsok” száma	-0,45	-0,35	-0,35	x	-0,38	-0,4	-0,42
5. Átlagos lejtőszög tangense	0,75	0,91	0,74	-0,38	x	0,43	0,37
6. A források száma	0,8	0,44	0,26	-0,4	0,43	x	0,85
7. Vízfolyássűrűség	0,69	0,42	0,22	-0,42	0,37	0,85	x

A hazai kutatók közül GÁBRIS GY. (1987) az elsők között alkalmazta a több faktor vizsgálatán alapuló statisztikus felszínelemzést, s a vízhálózat-sűrűség, csapadék, relief mellett – túllépve a 60'-as évek angolszász gyakorlatán – immár a kőzetkeménység kapcsolatának számszerűsítését is megkísérelve (**1.2. táblázat**). E modell hátránya, hogy a kőzetkeménységet nem abszolút számokkal adta meg, csupán *relatív keménységüket* skálázta, részben emiatt a kőzetkeménység és az egyéb paraméterek és közti korreláció kimutathatósága nem volt sikeres. Okulva ezen tapasztalatokból, a litológiai tényezőket illetően *abszolút (számszerűsíthető) mérőszámokat* használtunk a relatív értékek helyett. Gábris a korrelációt kifejezetten

a közettípusokon *belül* vizsgálta, s nem ábrázolta a *különböző* közet- és tájtypusokhoz tartozó átlagértékeket *egy* kétváltozós diagramon, nem kísérelte meg a relief ill. völgsűrűség értékek közetminőségtől való függésének és trendjének kimutatását, amire e kötet keretein belül kísérletet teszünk (4.26-4.27. ábra).

1.2. táblázat. Korrelációs vizsgálatok a Börzsöny területén (GÁBRIS, 1987)

Teljes hegységi terület	Minta-szám	Korrelációs együttható	Átlag x	Átlag y
Közetminőség-vízhálózatsűrűség	580	-0,265	5,3	3,5 km
Relatív relief-vízhálózatsűrűség	628	0,355	132,6 m	3,1 km
Csapadék-vízhálózatsűrűség	625	0,109	680 mm	3,1 km
Tufa-agglomerátum				
Relatív relief-vízhálózatsűrűség	154	0,08	202 m	3,2 km
Csapadék-vízhálózatsűrűség	154	0,14	721 mm	3,2 km
Lösz				
Relatív relief-vízhálózatsűrűség	66	0,6	55,5 m	2,1 km
Csapadék-vízhálózatsűrűség	66	0,5	636 mm	2,1 km
Andezit				
Relatív relief-vízhálózatsűrűség	27	0,17	169 m	3,8 km
Csapadék-vízhálózatsűrűség	25	0,7	711 mm	3,9 km
Slir				
Relatív relief-vízhálózatsűrűség	16	-0,15	135 m	3,8 km
Csapadék-vízhálózatsűrűség	16	0,04	674 mm	3,8 km

1.3. táblázat. Korrelációs vizsgálat a relatív relief és a lejtősség között Borsodban (SZABÓ J. 1990 után)

Tájegység	Terület (km ²)	Átlagos relatív relief (m/km ²)	Átlagos lejtősség (0-2500)	R értéke	Elenkező szám (település határa alapján)
Iszterehát	909	60	677	0,87	69
Ózd-v. Jéki dombság	445	120	1200	0,77	26
Sze. dró-Rakacai ögvidék	135	83,5	1083	0,61	6
Aggtelek-karszt, Rudab.-M. rtonyi-rög	283	129	1451	0,12	18
Putnok-i-dombság	357	83,4	1105	0,85	24

Korreláción és egyéb matematikai módszereken alapuló vizsgálatokra a vízhálózat-rendüségű kutatásoknál szintén volt példa (KERTÉSZ Á. 1972), miként a lejtőprofil-analízis matematikai módszereinek alkalmazására is történt kísérlet a lejtőfejlődés kutatásában a Börzsönyben (KERTÉSZ Á. 1979), s a morfológiai tényezők (*a relatív relief és a lejtősség*) közti kapcsolat erősségének vizsgálatára is sor került tájegységenkénti bontásban (1.3. táblázat) (SZABÓ J. 1990).

A tudományos felfogás változását jelzi, hogy a lejtőfejlődés, illetve a morfológiai és a litológiai tényezők kapcsolata a modern geomorfológiában egyaránt *process-response* folyamatként értelmezett (AHNERT, 1976). Számos kutató foglalkozott a *lejtőfejlődést meghatározó tényezők* (process) kvantitatív vizsgálatával és azok ábrázolásával (STRAHLER 1950, 1952, 1956, SELBY 1982), így például az aktív *tektonika* felszín- és lejtőfejlődésre gyakorolt hatásával is

(BURBANK et al. 1996, NEMCOK 1977, MUGNOZZA 2004, KAWABATA ET AL. 2001, BROZOVIC 1996, KEEFER 1994; SCHEIDEGGER 1980, 2001; LANZHOU és SCHEIDEGGER 1981), amely a kőzetmorfológia szerepének felértékelődését jelzi.

A lejtőfolyamatok *geomorfológiai formakincset* befolyásoló szerepét (response) illetően említést érdemel DENSMORE et al. (1997), akik lejtőmeredekség és a tömegmozgások kapcsolatát vizsgálták, míg RENEAU-DIETRICH (1991) és MAQUAIRE et al. (2003) az *eróziós folyamatok és a lejtőszög kapcsolatát* elemezték. A *több tényező* vizsgálatán alapuló kutatások közül megemlítendő SORRISO-VALVO et al. (1999), akik a tömegmozgások, a geológiai adottságok és a morfológiai megjelenés (lejtőmeredekség, lejtőformák) kapcsolatát vizsgálták. Jelentős előrelépést hoztak ARMSTRONG, A. (1976) 3D és KIRKBY (1976) determinisztikus modelljei is. ARMSTRONG, J. S. (1967) bizonyította az *elsődleges hipotézisek szükségességét* a geomorfológiában, ellenkező esetben az eredmények interpretálása nehézségekbe ütközik. (A statisztikus felszínelemzést éppen ezért mindenképpen érdemes tesztelni olyan térségekben is, ahol terepismerettel rendelkezik a kutató).

1.2.2. Felszínfejlődési modellek

A kvantifikáció és a lejtőfejlődés természetének megismerése lehetőséget adott egyre jobb denudációs felszínfejlődési modellek alkotására (ANDERSON ed. 1988). SCHEIDEGGER (1961a, 1961b) 3 típusba sorolta a denudációs modelleket.

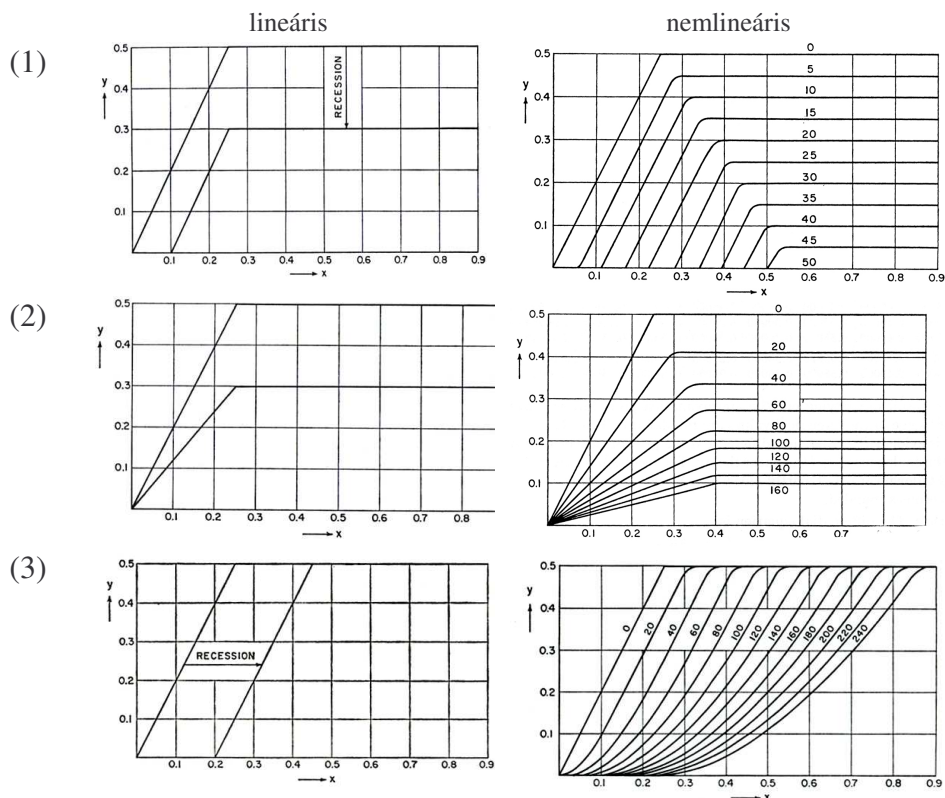
- (1) A denudáció független a lejtőszögtől, és a lejtő minden pontján egyenlő.
- (2) A denudáció a *terep erózióbázis fölötti magasságától* függ.
- (3) A denudáció a *lejtőszögtől* függ (**1.2. ábra**).

Mindhárom modell *egy tényező* függvényében mutatja be a felszín alacsonyodását, s mindhárom igaz bizonyos esetekben, de egyik sem általános érvényű: a 2. modell például csak olyan klimatikus körülmények között igaz, ahol a csapadék a magassággal arányosan növekszik. Itt tehát a csapadékmennyiség és a denudáció között van *ok-okozati* összefüggés, a magasság és a denudáció között mérhető erős korreláció nem ok-okozati, csupán az előbbi összefüggés eredménye. Az 1. modell feltűnően hasonlít a trópusi tönkösödés folyamatára Bulla értelmezésében. A 3. modell viszont eliminálja a klíma hatását, s mindhárom a kőzetminőségét.

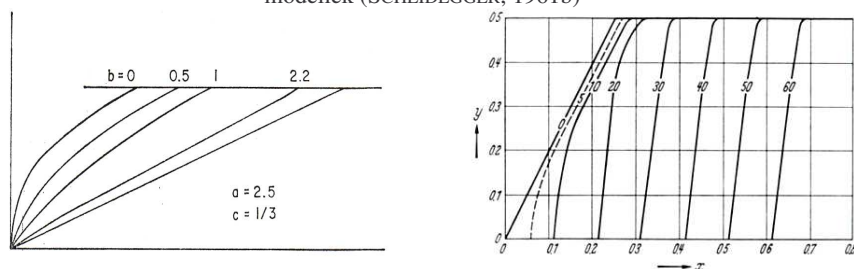
BAKKER és LE HEUX (in: SCHEIDEGGER 1961b) egyenletei különbséget tettek a centrális lineáris denudáció (amikor lejtőhátrálás – x tengely – és felszínalacsonyodás – y tengely – egyaránt bekövetkezik, de a lejtő alja stabilan a koordinátarendszer 0;0 pontjánál marad, tehát a denudáció, az anyagvesztés alapvetően lejtőszög-csökkenés formájában jelentkezik), és a bevágó erózió között, mely lejtőmeredekség-növekedést és lejtőhátrálást okoz (a lejtő alja elkerül a 0;0 ponttól) (**1.3. ábra**).

Scheidegger emellett elkülönítette a lineáris és nemlineáris modelleket. A lineáris modell alkalmazása a fenti 1. esetben felszínalacsonyodáshoz,

völgyhátráláshoz és völgszélesedéshez vezet egyaránt. A 2. esetben felszínalacsonyodás és lejtőhátrálás következik be, völgszélesedés nem. A 3 típusnál felszínalacsonyodás nem, csak recesszió jelentkezik. A nemlineáris modellnél ugyanezek lesznek érvényesek, Scheidegger szerint a 3. nemlineáris modell a legvalószerűbb/legáltalánosabb formula (1.2. ábra). 1990-ig egyik említett Scheidegger-modell sem számolt a kőzetminőségbeli különbségekkel.



1.2. ábra. Független (1), reliefből (2) és lejtőszögtől függő (3) lineáris és nemlineáris iterált denudációs modellek (SCHEIDEGGER, 1961b)



1.3. ábra. Centrális és bevágó-laterális denudáció modellezése (SCHEIDEGGER, 1961b)

A denudációs modellek tehát lehetnek egyfaktoros, vagy többtényezős modellek is, az egytényezős modellek tovább csoportosíthatók attól függően, hogy a relatív

relief, a kőzetminőség, avagy a lejtőszög a denudációt meghatározó tényező. E modellek a már említett egyszerűsítési szándékkal jöttek létre, azonban a paraméterek számának csökkentésekor megszabadultak a független változók egy részétől is. A relief ugyan kifejezhető a lejtésből, de az utóbbi függ a kőzetminőségtől is (ezt parciális korrelációval és faktoranalízissel bizonyítjuk is: **4. fejezet**). A modellek érvényességét ezen kívül alapvetően beszűkíti a minta- és a kontrollterület jellege, s a különböző modellek között nagy eltérések lehetnek a végeredményt illetően ugyanazon területen.

AHNERT (1970, 1996) kutatásai szerint a denudációs ráta a lejtőszög szinuszával arányos, (1.4), de a denudáció az átlagreliefből (területegységen lévő legalacsonyabb és legmagasabb pont magasságkülönbségének középértéke) is kiszámolható (1.3) egy harmadik képlet alapján (1.5):

$$D=1,535 \times 10^{-4} \times h - 0,011 \text{ (m/1000 év)} \quad (1.3)$$

(D: denudáció méterben, h: átlagrelief= a területegységen - 20x20 km² - lévő legalacsonyabb és legmagasabb pont magasságkülönbségének középértéke)

$$D=0,967 \times \sin a - 0,007 \text{ (m/1000 év)} \text{ (a: közepes lejtőszög)} \quad (1.4)$$

$$\text{ahol } \sin a = 0,005 + 0,00015 \times h \quad (1.5)$$

(h: átlagrelief= a területegységen lévő legalacsonyabb és legmagasabb pont magasságkülönbségének középértéke)

A lejtőszög explicite ugyan nem, de Kirkby elmélete alapján impliciten tartalmazza a kőzetminőséget, igaz a lejtőszög az időtől is függ. Kérdés, hogy ez az implicit feltétel mennyire igaz a reliefen alapuló denudációs modell esetében (a keményebb kőzetre nagyobb relief jellemző, de az eltelt idő ezt is módosítja). Ahnert képleteivel ellentétben viszont Scheidegger szerint a reliefen/magasságon, illetve a lejtőszögön alapuló denudáció eredménye különbözik. Feltételezhető, hogy a különféle módszerek alkalmazása egy választott mintaterületen is eltérő eredményt hoz, s vizsgálándó, hogy az így kapott, iterált felszín mennyire reális, azaz a módszerek közül melyik használható (lásd: **5. fejezet**).

PINET ÉS SOURIOU (in: BURBANK-ANDERSON 2000) az átlagmagasság és a denudáció kapcsolatát vizsgálták, tehát közvetlenül nem vették figyelembe a kőzet keménységét (1.6, 1.7), de a kőzet (a denudáció előrehaladtát, a formakincset) igen:

$$D=4,19 \times 10^{-4} \times h - 0,25 \text{ (Pinet-Souriou, fiatal orogének)} \quad (1.6)$$

$$D=0,63 \times 10^{-4} \times h - 0,02 \text{ (Pinet-Souriou, idős orogének)} \quad (1.7)$$

Ahol h= magasság, D= denudáció (mm/év, v. m/1000 év)

SCHEIDEGGER (1990) egyenlete (1.8) tartalmazza a kőzetkülönbségeket is, igaz számításaiban főként relatív értéket (erőssorrendet) alkalmazott:

$$D= -(1-c) \times \tan a \times (1 + (\tan a)^2)^{1/2} \quad (1.8)$$

(D: a felszín alacsonyodása egységnyi idő alatt, $\tan a$: dy/dx a két koordináta-érték, c: a kőzet keménysége, 0= puha, 1=nagyon kemény)

A denudáció során kifejezetten a *kőzetminőség*beli különbségekre helyezte a hangsúlyt LÁNG (1969), de modellje lineáris trendet feltételezve a lejtőszöget csak implicit módon (keményebb kőzet = meredekebb lejtő) tartalmazta (**1.4. táblázat**).

1.4. táblázat. Kőzetek denudációs pusztulása (lineáris trendet feltételezve) LÁNG S. (1969) szerint

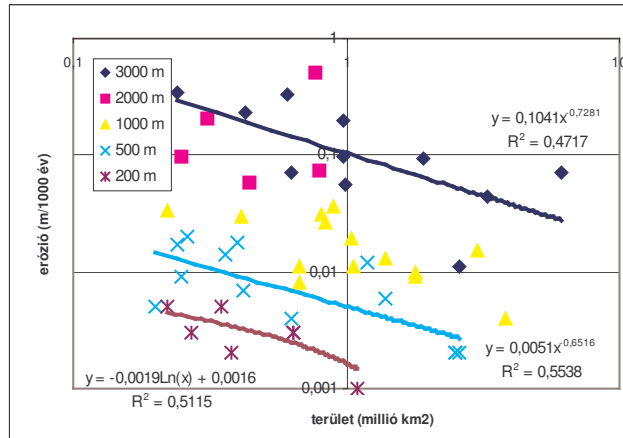
Denudáció (m)	gránit	gneisz	kristályos pala	triász mészkő	jura-kréta mészkő	flis	kréta márga	harmadkori márga, agyag	löss és laza kőzetek
1 millió év alatt	15	20	25	10	15	30	35	45	60
Oligocén eleje óta	570	760	950	380	570	1140	1330	1710	2280
Lepusztulási ráta	1,5	2	2,5	1	1,5	3	3,5	4,5	6

A reliefen, magasságon és lejtőszögön túl további tényezőket is figyelembe vettek 50, nagy kiterjedésű vízgyűjtő anyagáttelepítő hatásának vizsgálatakor (**1.5. táblázat, 1. melléklet**). A – részben *klimatikus viszonyokat* is reprezentáló – felszíni lefolyás értéke és az erózió esetében gyenge kapcsolatot mutattak ki, ami viszont implicit a *litológiai háttér* szerepére is utal. A vízgyűjtő nagyságának növekedésével a denudáció csökken (a kapcsolat $r=0,7$ körüli, ha a vízgyűjtők magassága szerint csoportosítjuk adatainkat) (**1.4. ábra**). E vizsgálat szintén nem számolt a kőzetminőség különbségeivel, bár annak becslésére van mód. A lefolyás értékének és a szállított anyag hányadosa segít elkülöníteni egymástól az egyes vízfolyástípusokat: a grániton futó Szt. Lőrinc-folyó esetében e hányados 119, míg az Ob, Jenyiszej, Léna – hasonló klimatikus adottságokkal és magassági viszonyokkal, bár nagyobb vízgyűjtővel jellemezhető folyók – esetében csupán 20-50 között mozog.

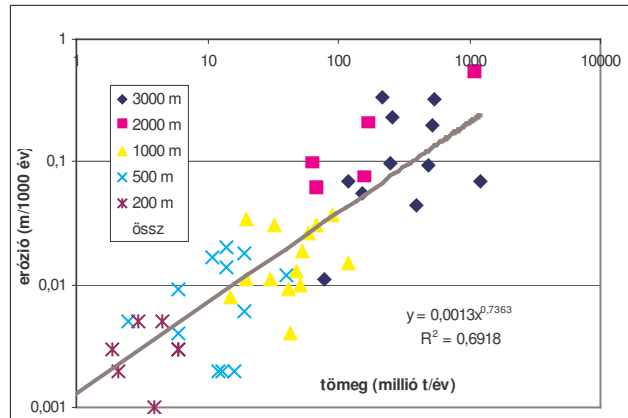
1.5. táblázat. Összefüggés a Föld 50 nagyobb vízgyűjtőjének tulajdonságai és a denudáció között (BURBANK-ANDERSON 2000 adatai alapján saját számítás)

r értéke	vízgyűjtő ter. (millió km ²)	szállított anyag	erodált anyag/km ²	denudáció (m/1000 év)	lefolyás (mm/év)	magassági régió
vízgyűjtő ter. (millió km ²)	1,000	0,433	-0,133	-0,128	-0,200	0,241
szállított anyag	0,433	1,000	0,693	0,680	-0,014	0,625
erodált anyag/km ²	-0,133	0,693	1,000	0,992	0,255	0,588
denudáció (m/1000 év)	-0,128	0,680	0,992	1,000	0,258	0,588
lefolyás (mm/év)	-0,200	-0,014	0,255	0,258	1,000	0,357
magassági régió	0,241	0,625	0,588	0,588	0,357	1,000

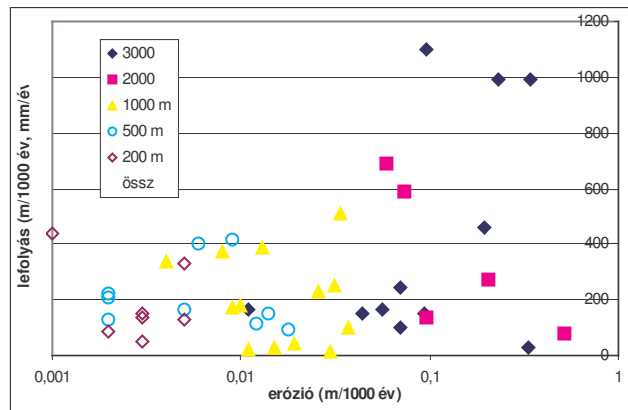
A fent bemutatott példák - SCHEIDEGGER, AHNERT és LÁNG S. modellje - tehát eltérő megközelítéseket jelentenek. Léteznek olyan, lejtőfejlődést szimuláló



Összefüggés a denudáció és a vízgyűjtő terület nagysága között 50, különböző magasságú régiókban



Összefüggés a szállított anyag össztömege és a denudáció között 50, különböző magasságban elhelyezkedő vízgyűjtő alapján

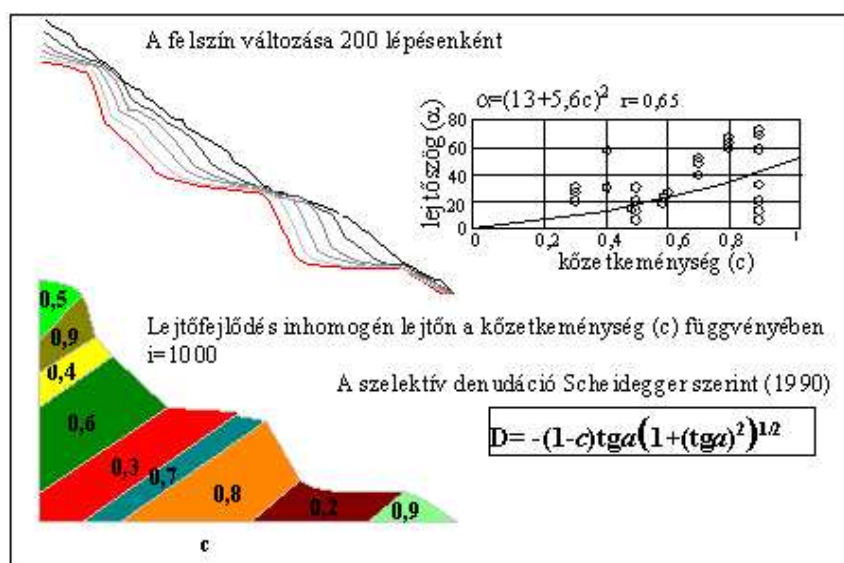


Összefüggés a denudáció és az éves lefolyás között 50, különböző magasságú vízgyűjtő alapján

1.4. ábra. (BURBANK-ANDERSON 2000 adatai alapján saját szerk.)

számítógépes modellek is (TELBISZ 1999), amelyek a kőzetek keménységének (eróziós ellenállásának), rétegvastagságának, rétegdőlésüknek figyelembe vételével inhomogén lejtők keresztmetszetén vizsgálják a felszín meredekségének időbeli alakulását (1.5. ábra). Ez a lejtőfejlődés és - mérnöki szempontból - a felszínstabilitás szempontjából nagy jelentőségű, viszont pontszerű, lokális jellegű, keresztmetszeti vizsgálatokat részesít előnyben. Telbisz modellje ugyan alkalmas lenne 3D-modellezésre, de modelljében nem lejtésvizsgálatainak eredményeit terjesztette ki regionális léptékben, hanem a csapadék és az erózió felszínalakító hatását vizsgálta (TELBISZ 2001), és akárcsak Scheidegger, modelljében nem abszolút kőzetkeménységet vizsgált.

Telbisz egy egyenlet ismeretében határozta meg a lejtők fejlődését, bemutatásra kerülő modellünk (4-5. fejezet) viszont éppen a pillanatnyi lejtőalak jellemzésére keres egy képletet a lejtőszög és kőzetkeménység függvényében. Telbisz inhomogén lejtőket is modellez, a mi vizsgálati eredményeink egy része viszont csak homogén lejtőkre érvényes. Telbisz modellje fejlődésorientált, programalapú, a miénk részben a múltban lezajlott fejlődés eredményét (a különbségeket a kőzettípusok lejtőformái között) mutatja be, illetve statikus vizsgálatok esetében ismeretlen paraméter ismert paraméterekkel való helyettesítésére tesz kísérletet adatbázis kiértékelésével. Telbisz modelljében az erózióbázis magasságát nem változtatta, azaz a felszínalacsonyodás helyett inkább a hátrálásra helyezte a hangsúlyt - mi mind a regressziós, mint az általános denudációs folyamatokat vizsgáltuk az idő függvényében.



1.5. ábra. Lejtőfejlődés inhomogén lejtőkön a kőzetkeménység és az idő függvényében (TELBISZ, 1999)

A kvantitatív fejlődési modellek száma tehát nagy, de ezeknek csak egy része alapul egy nagyobb terület térinformatikai adatbázison alapuló statisztikai elemzésén (ROWBOTHAM-DUDYCHA 1998, IWAHASHI et al. 2001, MAFFEI et al. 2005). Az ilyen vizsgálatok mind (1) a lokálisan igazoltnak tekinthető eredmények összevetése és kiterjesztése, mind (2) a nagyobb térszínre *korábban* már – nem térinformatikai analízissel, hanem zömmel hagyományos módszerekkel kimutatott – általános érvényűnek elfogadott feltételezések igazolása miatt indokoltak lehetnek.

A *regionális léptékű* kvantitatív vizsgálatok nélkülözhetetlen feltétele egy számítógépes adatbázis. Előnyei mellett a regionális analízis bizonyos korlátokkal is jár, hiszen lokális adatokból lehet ugyan regionális jellemzőkre következtetni, regionális (átlagolt) jellemzőkből azonban specifikus vonásokra aligha. Nagy-Britanniában néhány újabb vizsgálat hasznos eredményeket hozott a különböző közettani egységek eróziós-denudációs ellenállását illetően (CLAYTON & SHAMOON 1998a; 1998b; 1999).

(1) A domborzat vizsgálata során fontos eredménynek bizonyult azoknak a litológiai és morfológiai paramétereknek a *kiválasztása*, melyek alkalmasak a *felszínfejlődés* (forma-folyamat) és a *litológia* (anyagi minőség) közötti kapcsolat vizsgálatára, számszerűsítésére;

(2) valamint az ezekhez rendelhető *releváns statisztikai mérőszámok* (szórás, módusz, medián stb. – ezek paraméterenként, s vizsgálat típusonként változhatnak, azok érzékenységeinek függvényében; alkalmazhatóságuk a statisztikai sokaság eloszlásjellegétől is függ) meghatározása (CLAYTON & SHAMOON, 1998a; b; 1999). A nagy adatszám miatt ugyanis ezek kifejezőbbek, mint a tényleges adathalmaz. Nem metrikus skála esetén a gyakorisági eloszlások, a módusz használható; nem metrikus, sorrendiséget kifejező skála esetén a medián és a kvartilis, míg metrikus intervallumskála esetén a terjedelem, átlag, szórás a megfelelőbb. Metrikus arányskála esetén a mértani és harmonikus átlag lehetnek jó statisztikai mérőszámok (BACKHAUS et al., 1994, SAJTOS – MITEV, 2007).

Az átlaglejtés sokkal kifejezőbb, mint a módusz, vagy a maximum lejtés (GERRARD és ROBINSON, 1971). A szórás pedig jobb statisztikai paraméter, mint a terjedelem, de az átlag helyettesítheti a szórást (EVANS, in: CHORLEY ed. 1972), ugyanis Evans és a mi véleményünk szerint is az átlag és a szórás között $r=0,9$ -es korreláció mérhető a lejtés és a magasság esetében (**1.7. ábra.**). S bár EVANS az indexek és változók helyett a faktor- és főkomponens-analízist ajánlja, mint olyan módszereket, amelyek nem „előre kiválogatott” változók szubjektív, preconcepción alapuló hipotetikus, hanem valódi kapcsolatokon alapulnak, ő maga szkeptikus az utóbbiak használhatóságával kapcsolatban.

(3) Még fontosabb azon folyamatok és az őket tükröző paraméterek elkülönítése, melyek *genetikai, ok-okozati kapcsolatot* mutatnak az *anyag- forma-folyamat rendszer* elemei között, mert a korreláció egymással tényleges összefüggésben nem lévő tényezők között is erős lehet.

CLAYTON ÉS SHAMOON a kőzetek erodáltságát (ellenállóképességét) vizsgálták különböző tényezők figyelembe vételével, illetve a denudációt, az izosztázia

szerepét a denudációban és a denudáció szerepét az izosztatikus folyamatok sebességében (1.10, 1.11). A kőzetek ellenállóképességét az 1x1 km-re vonatkoztatott átlagos tengerszint feletti magasság és a folyóvizektől való távolság függvényében ábrázolták. Az itt bemutatott **1.6. ábra** abból a tényből indul ki, hogy az erózióbázistól távolodva nő a felszín magassága, és ez képlettel is meghatározható (AHNERT 1996) (1.9). A két szerző ezt az összefüggést vizsgálta különböző kőzettípusokra leválogatva. Megállapításuk szerint *a kőzetkeménység növekedésével a különféle kőzetek által alkotott felszínformák magassága is nő az erózióbázistól távolodva. Azaz az erózióbázistól azonos távolságra lévő formák közül a keményebb kőzetekből álló forma lesz magasabb.* Az általuk levont következtetések azonban nem feltétlenül általános érvényűek, mert speciális peremfeltételek szükségesek hozzá, amit a geológiai keret határoz meg (lásd **3.2 fejezet**). Hipotézisünk szerint ezért a lejtőszög-gyakoriság jobban tükrözi a kőzetkeménység és a morfológia kapcsolatát, mint a magasság, ezért a kötetben vizsgáljuk e kapcsolat, ill. a Clayton-Shamoon-modell általánosíthatóságát, érvényességét. A modell ugyanis Nagy-Britanniára, mely szigetország és az erózióbázistól távolodva valóban magasodik, hiszen a hegyek a tengelyében húzódnak, valóban érvényes, de igaz-e más körülmények között?

$$H=2626,8 \times \ln Q - 23524 \quad (r=0,95) \quad (1.9)$$

H= magasság a hegységelőtér felett (m), Q= a hegységperemtől való távolság (m)

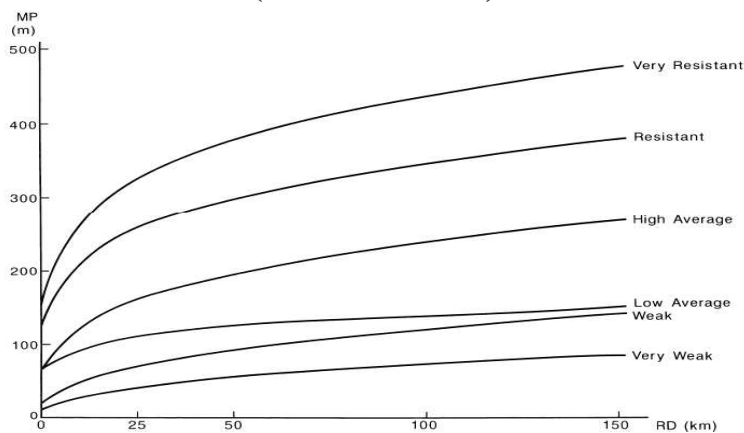
Izosztatikus emelkedés a denudációnak köszönhetően:

$$(HIP11 - MP) \times 0.82 \quad (1.10)$$

(HIP11: legmagasabb pont (11x11km²); MP: átlagmagasság, ahol átlagmagasság = legmagasabb és legalacsonyabb pontok átlaga/km²)

Az izosztázia szerepe a denudációban:

$$MP - ((HIP11 - MP) \times 0.82) \quad (1.11)$$



1.6. ábra. Kőzetkeménységi csoportok CLAYTON & SHAMOON szerint (1998b, 1999) az átlagos magasság és a folyótól (erózióbázis) való távolság függvényében

1.3 Célkitűzések

Munkánkban a fentiekhez hasonló vizsgálatok eredményeit és következtetéseit bemutatva igyekszünk azonosítani olyan statisztikai paramétereket ill. független változókat, melyek alkalmasak lehetnek a litológiai viszonyok és morfológiai vetületük közti kapcsolat bemutatására, egyben a statisztikus felszínelemzés használhatóságát és korlátait kívánjuk bemutatni. A statisztikai szemléletű vizsgálatok a geomorfológiában eddig – a bemutatott példák ellenére – alárendelt szerepet játszottak, csakúgy mint a közetmorfológiai szemléletű megközelítés.

A kötet hármasság tagolódást mutat: a módszertani és vizsgálati léptékben lévő különbségek mellett az átfogóbb jellegű 2-5. fejezet az általános felszínelemzésre (korrelációs vizsgálatokra), denudációs és lejtőfolyamatokra, míg a specifikusabb 6. fejezet a tetőszintek, a 7. pedig a völgyek problémáira koncentrál. A **2. fejezet** a mintaterület bemutatásán túl az adathalmazt tartalmazó adatbázis létrehozásának módszertanát és szerkezetét tartalmazza. A **3. fejezet** a korrelációs vizsgálatokhoz kiválasztott morfometriai és litológiai paraméterek alkalmazhatóságát és kapcsolatukat elemzi, illetve kísérletet teszünk az eredmények gyakorlati (mérnöki) hasznosítására. A **4. fejezetben** a paraméterekhez rendelt abszolút mérőszámok és a digitális terepmodell, illetve a belőle generált lejtőkategória-térkép segítségével vizsgáljuk a közetkeménység és a lejtőmeredekség közötti statisztikai összefüggést. Az **5. fejezet** az eddigi statikus (3D) vizsgálatok eredményeire építve, a különböző denudációs egyenletek felhasználásával 4D-szemléletű vizsgálatokat tartalmaz, s a morfológiai és litológiai tényezők denudációban játszott szerepét, kapcsolatuk időtől való függését, a kapcsolatok erősségének változását tárgyalja dinamikus felszínfejlődési modellek segítségével az adatbázis alapadataira (azok módosulására) támaszkodva.

Célkitűzéseink (és eredményeink is) három fő területet érintenek: foglalkozunk *módszertani problémákkal*, ezen belül vizsgáltuk a *térinformatikai eljárások* alkalmazhatóságát; továbbá célunk volt a *mérnökgeomorfológia és a műszaki tudományok* számára hasznosítható módszerek kidolgozása (alkalmazott kutatás) az építőmérnökök által már régóta használt, de csak szűk területen alkalmazott és nem kifejezetten geomorfológiai vizsgálatokra kialakított eszközök segítségével; végül az így nyert eredmények birtokában a *mintaterületre vonatkozó ismeretek* érvényességéről teszünk megállapításokat (alapkutatás).

Kutatásaink fő iránya a 2-5. fejezetben a következőképpen összegezzük:

- a statisztikus felszínelemzés érzékeny és kevésbé érzékeny paramétereinek tekinthető *morfológiai és litológiai változók* kiválasztása;
- a felszínelemzés érzékeny paramétereinek tekinthető *statisztikai paraméterek* vizsgálata;
- a kiválasztott paraméterek közötti *kapcsolatok erősségének vizsgálata* (átszámíthatóság, interdependencia, redukálhatóság), az ok-okozati viszonyok

feltárása és az egyes tényezők szerepe a kapcsolatok alakulásában, az összefüggések minőségi és mennyiségi jellemzőinek meghatározása;

– a regionális léptékű adatok lokális érvényességének vizsgálata, a vizsgálati eredmények kiterjeszthetősége;

– a statisztikus felszínelemzés optimális körülményeinek meghatározása (adatmennyiség, adathalmaz szűrése) és a különböző léptékű adatok megbízhatóságának vizsgálata (felbontás, általánosíthatóság);

– a nem geomorfológiai célból született, műszaki tudományokban használt mérőszámok (a kőzetkeménység mérése) és kísérleti eszközök geomorfológiai célú hasznosítása (és fordítva), ezáltal a geomorfológiai térképezés eszköztárának fejlesztése, az erózióérzékeny területek kijelölése, a geomorfológiai térképezést segítő;

– új módszertani eljárások kidolgozása, ill. a korábbi módszerek használhatóságának, relevanciájának vizsgálata az új eredmények tükrében;

– a különböző elven alapuló denudációs előrejelzések összehasonlítása és relevanciája a mintaterületen;

– az időtényező szerepe a paraméterek közötti kapcsolat módosulásában;

térinformatikai módszerek érzékenysége, a hagyományos és térinformatikai módszerek eredményének különbségei, nem morfometriai célból született szoftverek alkalmazhatósága a geomorfológia területén (**6-7. fejezet**).

A **6. fejezet** klasszikus geomorfológia egyik területével, a maradványszintek kimutatásával foglalkozik, a **7. fejezet** pedig a reneszánszát élő szerkezetmorfológia egyik központi kérdésének újraértelmezésére tesz kísérletet. Célkitűzéseink itt részben eltérnek a korábbi fejezetekben megjelöltektől.

Maradványszintek kimutatása:

A klasszikus geomorfológiai kérdéskört modern, térinformatikai eszközökkel vizsgáló fejezet célja:

(1) összevetni a hagyományos és a geoinformatikai adatbázison alapuló vizsgálatok eredményét a maradványszintek elhelyezkedésére vonatkozóan;

(2) a lokális és regionális léptékű vizsgálatok eredményeinek összevetése;

(3) a maradványfelszín eltérő definíciói és a hozzá kapcsolódó eltérő vizsgálati módszerek közül a legmegfelelőbb kiválasztása;

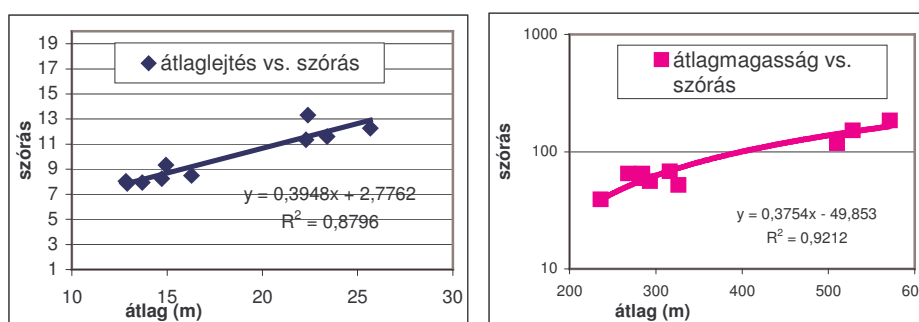
(4) bemutatni egy nem kifejezetten morfológiai célra fejlesztett szoftver ilyen irányú alkalmazásának lehetőségeit;

(5) a mintaterület adottságaitól függetlenül alkalmazható módszerek kialakítása.

Völgyirány-statisztikai vizsgálatok:

Célkitűzéseink két csoportba sorolhatók: egy részük módszertani megfontolásokon alapul, részint pedig egy – a regionális felszínfejlődésre vonatkozó ismereteinkre is hatást gyakorló – kutatás eredményeit mutatják be összevetve az új és régi módszereket.

- (1) Módszertani jellegű célunk volt összehasonlítani:
 - a, a hagyományos, „kézi”, térképes völgyhálózat és rácshálózat alapján szerkesztett modellt,
 - b, továbbá ennek félautomatizált számítógépes hibridmodelljét (SZALAI 2004),
 - c, a reprodukálhatóság követelményének megfelelően, az Idrisi által generált lefolyástérképen kimérhető völgyirányok statisztikai megoszlását, a három eljárás módszertani különbségeit, alkalmazhatóságának korlátait, relevanciáját;
- (2) vizsgálni, hogy van-e összefüggés a mért törésirányok és a völgyirányok gyakorisága és eloszlása valamint a völgyrendűség között;
- (3) hogyan változik a kapcsolat erőssége, ha a völgyhosszal súlyozott völgyirány-gyakoriságot használjuk a hagyományosabb darabszám szerinti völgyirány gyakorisággal szemben;
- (4) a kőzetek kora és keménysége mi módon befolyásolja a kapcsolat erősségét és a völgyirány-gyakoriságok és törésirány-gyakoriságok móduszértékeit;
- (5) más célokra fejlesztett térinformatikai szoftverek alkalmasak-e ilyen irányú vizsgálatok lefolytatására;
- (6) a kapott eredmények hogyan befolyásolják a terület szerkezetfejlődésére vonatkozó ismereteinket.



1.7. ábra. Az átlag és a szórás, mint helyettesíthető statisztikai paraméterek kapcsolata a Bükkben és északi előterén (saját szerk.)

2. Anyag és módszer

2.1 A mintaterület kiválasztása, jellemzése

A vizsgálati terület lehatárolása során egy jelentős relieffel és változatos litológiai adottságokkal rendelkező, a felszínfejlődés hasonló stádiumában lévő tájegységekből felépülő térszín kiválasztása volt a cél, biztosítandó a reprezentatív mintavételezés lehetőségét az egyes litológiai típusok összehasonlításához.

A mintaterület 1500 km² kiterjedésű, magában foglalja a Bükk-hegység északi részét és északi hegylábi előterét a Sajó-allúviumig (**2.1. ábra**). A terület egy részén (Bükk és Upponyi-hegység) a kiemelt, *paleo-mezozóos alaphegység* kőzetei alkotják a felszínt. A mintaterület nyugati felén önálló blokkot alkot a *konszolidált paleogén* kőzetekből álló Heves-Borsodi-dombság. A Darnó-vonalhoz kapcsolódó előtéri dombsági régiókat zömmel kevésbé konszolidált *neogén tengeri üledékek* alkotják (pl. Tardonai-dombság). A három fő geológiai egységet felépítő formációk részesedése sorrendben: 21%, 29% és 50 %.

A terület a felső-miocéntől átmeneti megszakításokkal, de eredőjében folyamatosan emelkedett, s az elmúlt 5 millió év során, a harmadidőszak vége óta a denudáció határozta meg az egész terület arculatát (Badeni Agyag Fm. – tengerelőntés, szarmata/pannon – szárazföld). A denudáció és a tektonika szerepét bizonyítja, hogy a badeni üledékek elterjedése foltszerű, sok esetben csak a bezökkenett medencékben található meg. A szarmata abráziós andezitkavicsok jelenleg 270-300 m magasságban helyezkednek el, ami megadja a szarmatától lezajlott kiemelkedés és tengerszint süllyedésének mértékét a Bükk északi előterének egyes régióiban. Az *előtér* a pliocénben – részben akkumulációs – hegylábelőtéri helyzetben volt, erre utalnak az Utasi Zoltán által bazaltoszlopokban talált gömbölyített kvarckavicsok, amelyek éppen üdeségük miatt valószínűsíthetően felszínközeli, s nem aljzateredűiek. Mivel a térségben autochton kvarcos kőzet nincs, lehordási térszínként a Szepes-Gömöri-érchegység jelölhető meg. A Rima-völgy bezökkenésével az akkumuláció lehetősége korlátozódott. A tetőszinti, akkumulációra utaló rétegek hiánya a lepusztulás (váltakozó alacsonyodás illetve felszabdaldódás) szerepének erősödésére utal.

A negyedidőszak során a területen a periglaciális felszínformálódás inkább tömegmozgások kísérte anyagáthalmazáshoz, völgyszélesedéshez, areális lepusztuláshoz, réteglehámozódáshoz vezetett. A pleisztocén meleg-nedves periódusai viszont a bevágódás, a lineáris erózió felerősödésével az összefüggő paleo-térszínnek felszabdaldódását eredményezték, amit több szakaszban kiemelkedés kísért a tektonikailag erősen igénybevett térszínen. A számunkra a *lejtőfejlődés* szempontjából fontos külső feltételeket tekintve a terület egészén általánosságban véve hasonló körülmények uralkodtak az utolsó 2,5 millió év során: hegységeink ekkor váltak középhegységi jellegűvé (PÉCSI 1987). Összehasonlítva az erősen emelkedő orogén (pl. alpi) és a teljesen lepusztult-elegyengetett (pl. balti) területekkel, a mintaterület a szárazföldi felszínfejlődés köztes állapotát foglalja el.

2.2 Az adatbázis szerkezete

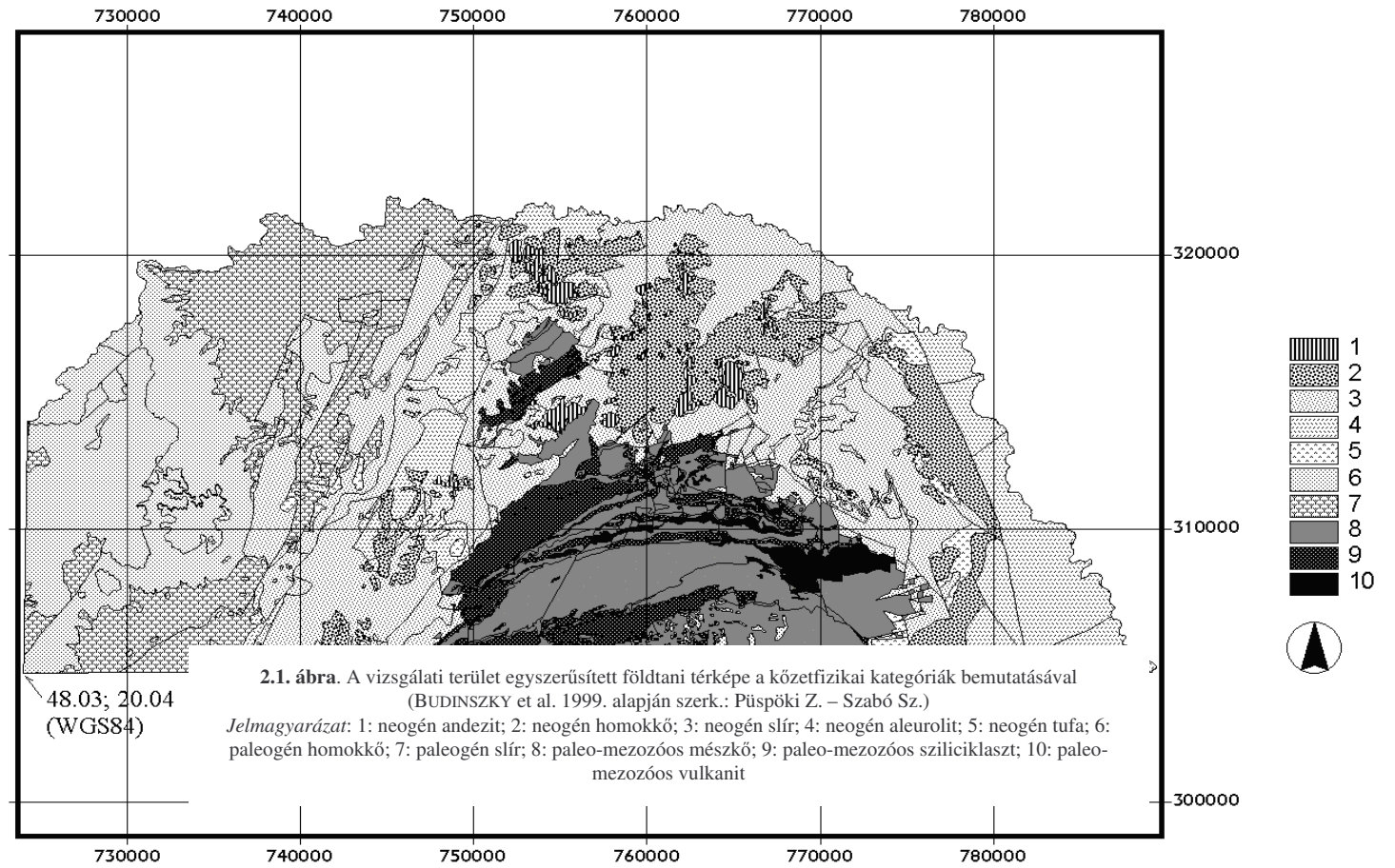
2.2.1 A DTM-ből származtatott adatbázis felépítése

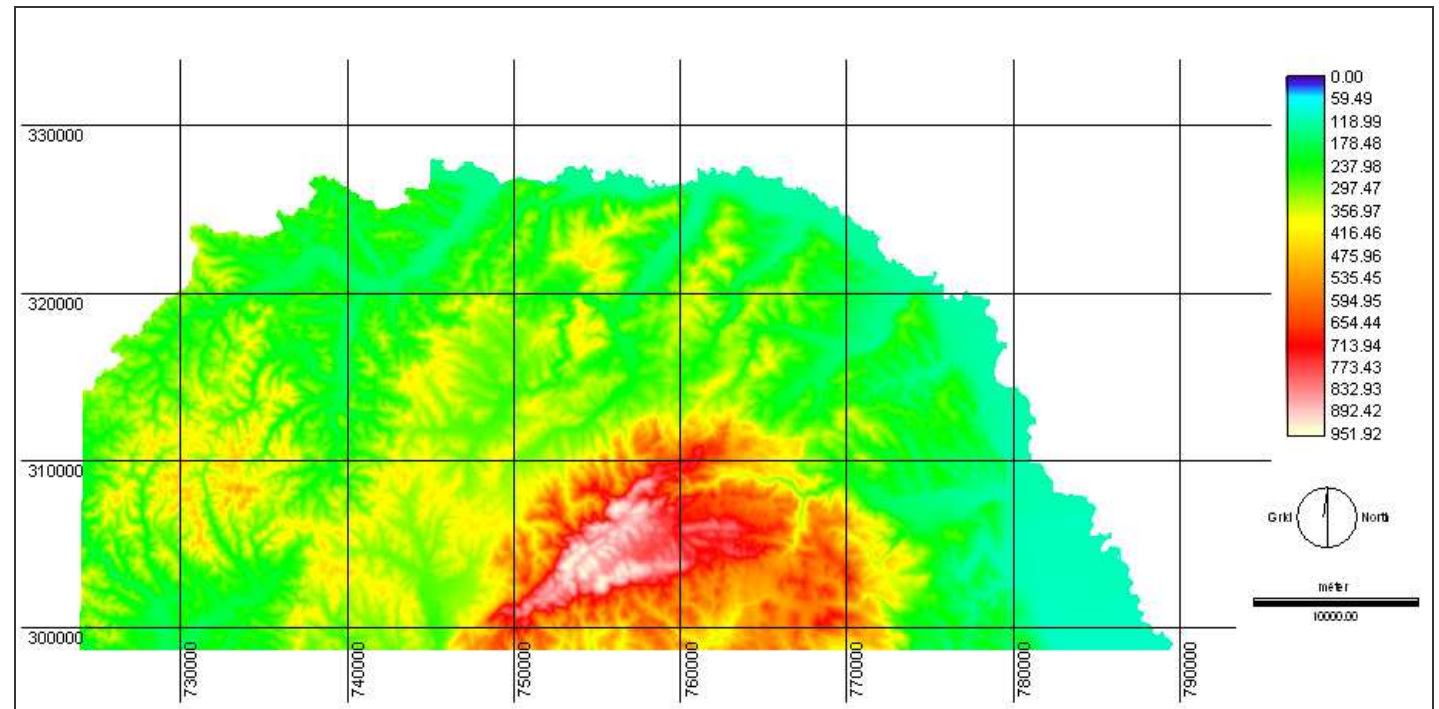
A vizsgálatok alapját egy részletes adatbázis szolgáltatta. A *digitális topográfiai adatbázis* alapját 1:50 000 léptékű térképek 10 m-es digitalizált szintvonalai jelentették. A szintvonalak digitalizálása GeoMedia 4.0 segítségével készült. Ezt követően az állományt raszteressé konvertáltuk. Idrisi 32 szoftver felhasználásával Szabó Sz. segítségével három különböző léptékű digitális terepmodell (DTM) készült el a mintaterületre 25x25, 50x50 és 100x100 m/pixel felbontásban (**2.2. ábra**). A pixelek száma így rendre 2.373.000, 593.000 és 148.000 volt. A 25x25 m/pixeles felbontásnál részletesebb adatbázisépítésre nem került sor, egyrészt, mert a megnövelt adatsokaság feldolgozása a számítógép korlátozott kapacitása miatt sikertelennek bizonyult, másrészt pedig a választott felbontás megfelel a szakirodalom (HUTCHINSON-GALLANT 2000) és az alaptérkép méretaránya által támasztott kívánalmaknak.

Az előállított raszter alapú adatbázisban rekordként minden egyes pixelhez tartozott *egy közetfizikai jellemző*, a közettípus (**2.1. ábra**), illetve az ezt reprezentáló litológiai tényező: a nyomószilárdság, koptatottság, vízfellevőképesség, fagyállékonyság értéke számmal kifejezve, egy *magasság* (**2.2. ábra**), illetve a *lejtőmeredekség-érték* %-ban kifejezve (**2.3. ábra**), továbbá az *erózióbázistól való távolság* m-ben megadva (**2.4-2.5. ábra**). E három fő morfológiai mérőszám mellett megvizsgáltuk a *kitettséget* (**2.6. ábra**), és az alapadatokból derivált *lefolyási értékszámot* (**2.7. ábra**) és az ún. *costpush* értéket (**2.8. ábra**). A morfológiai változók esetében minden pixel saját, a DTM-ből származtatott értékkel rendelkezett (kivéve a denudációs rátát), a litológiai tényezők esetében viszont egy közettípuson belül minden pixel azonos értéket kapott. Ennek oka a rendelkezésre álló litológiai adatok nagyságrendekkel kisebb száma volt: így az adathalmazban két adatfelbontási lépték szerepel.

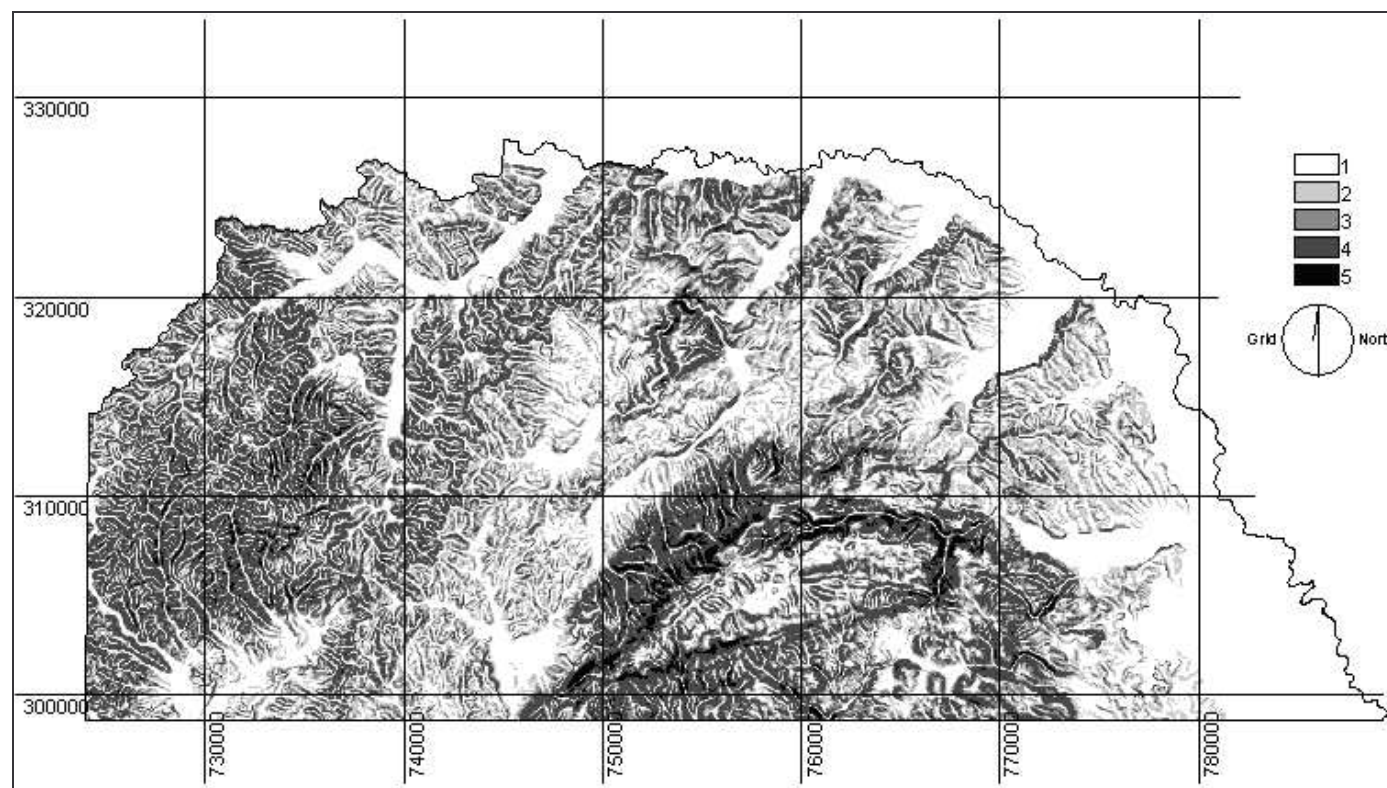
A *lokális erózióbázistól való távolság* meghatározásához a DTM segítségével szoftveresen generált lefolyástérkép készült – ebből került meghatározásra a *lefolyási értékszám* is. A művelet során a runoff és pitremoval algoritmus segítségével az Idrisi a magasságkülönbségek alapján meghatározza a lejtés/lefolyás irányát 3x3 pixelenként, az egyes pixelekhez hozzárendelve a szomszédos pixelekről történő hozzáfolyás kumulált értékét. A legnagyobb kumulatív értékekkel rendelkező pixelek tekinthetők leginkább vízjárta területnek, azaz völgyként definiálhatók. Az így kijelölt lefolyásirányoktól való távolság jelentette a lokális erózióbázistól való távolságot. A regionális erózióbázist a Sajó vonala jelentette.

A *costpush* módszer a DTM alapján kiszámolja a célterülethez való eljutás „költségét” (akár időben, akár az energiaráfordítást figyelembe véve), amelyet a kezdőponttól (völgytalpak mélyvonalai) való távolság és a lejtő meredeksége és magassága egyaránt befolyásol, így e morfológiai paraméter nem egyetlen fizikai tartalommal bír (miképp a relief sem).

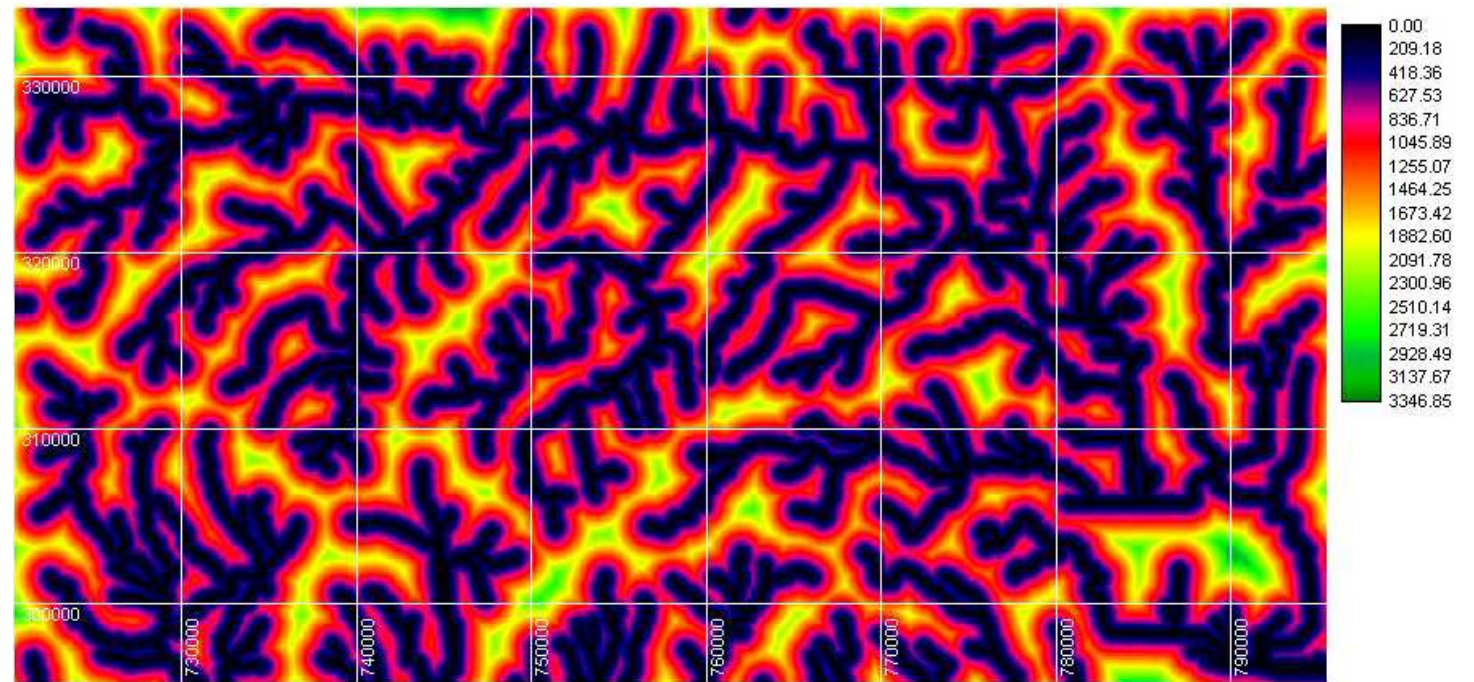




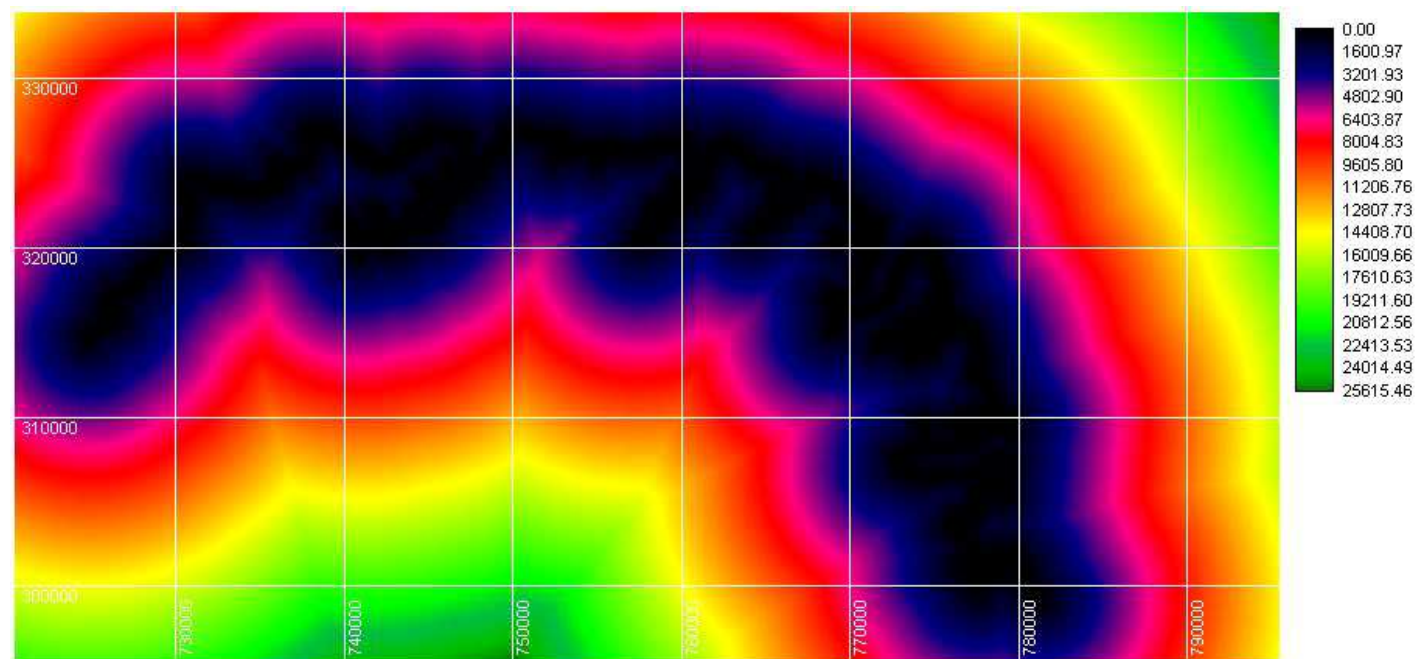
2.2.ábra. A vizsgálati terület digitális terepmodellje (tszf. magasság m-ben) (saját szerk.)



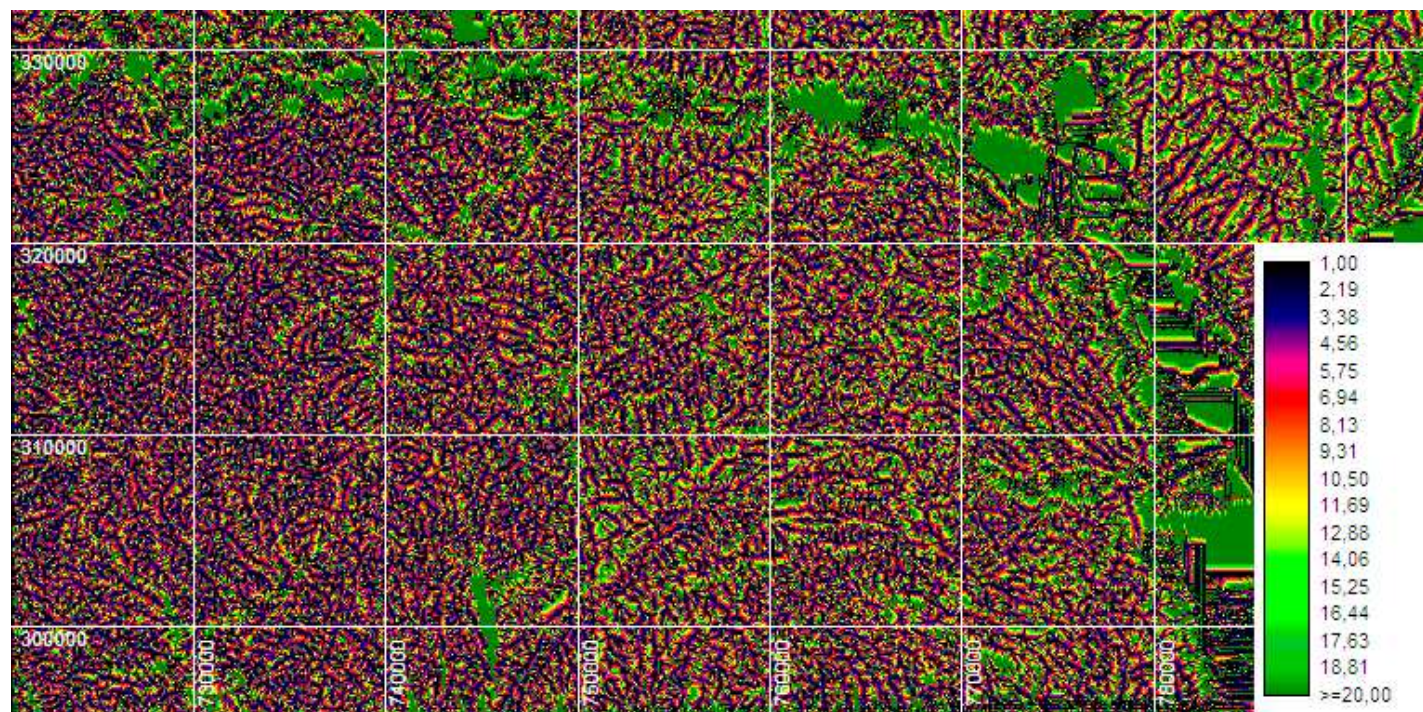
2.3. ábra. A vizsgálati terület lejtőkategória-térképe (saját szerk.)
 Jelmagyarázat: 1: 4-10 %; 2: 10-16 %; 3: 16-22 %; 4: 22-44 %; 5: 44 % fölött



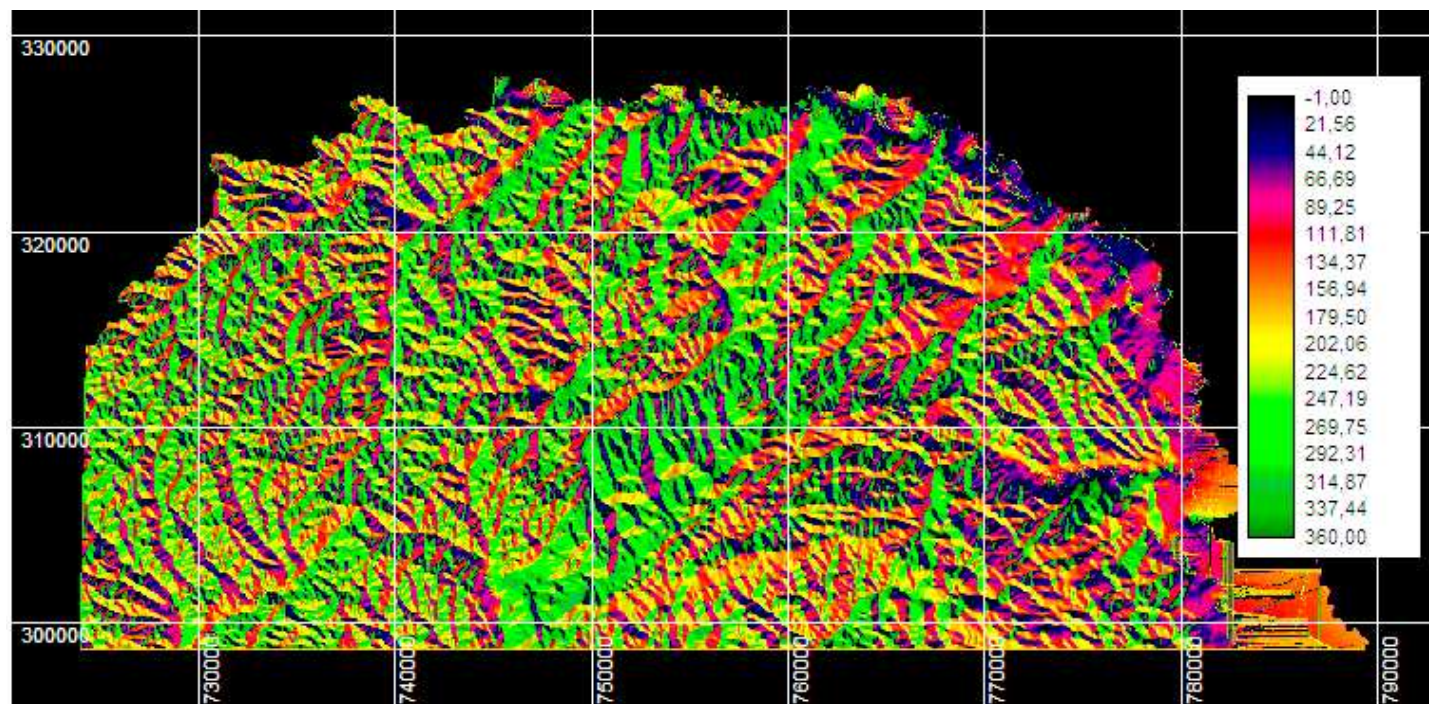
2.4. ábra. A lokális erózióbázistól való távolság (m) (Szabó Sz. szerk.)



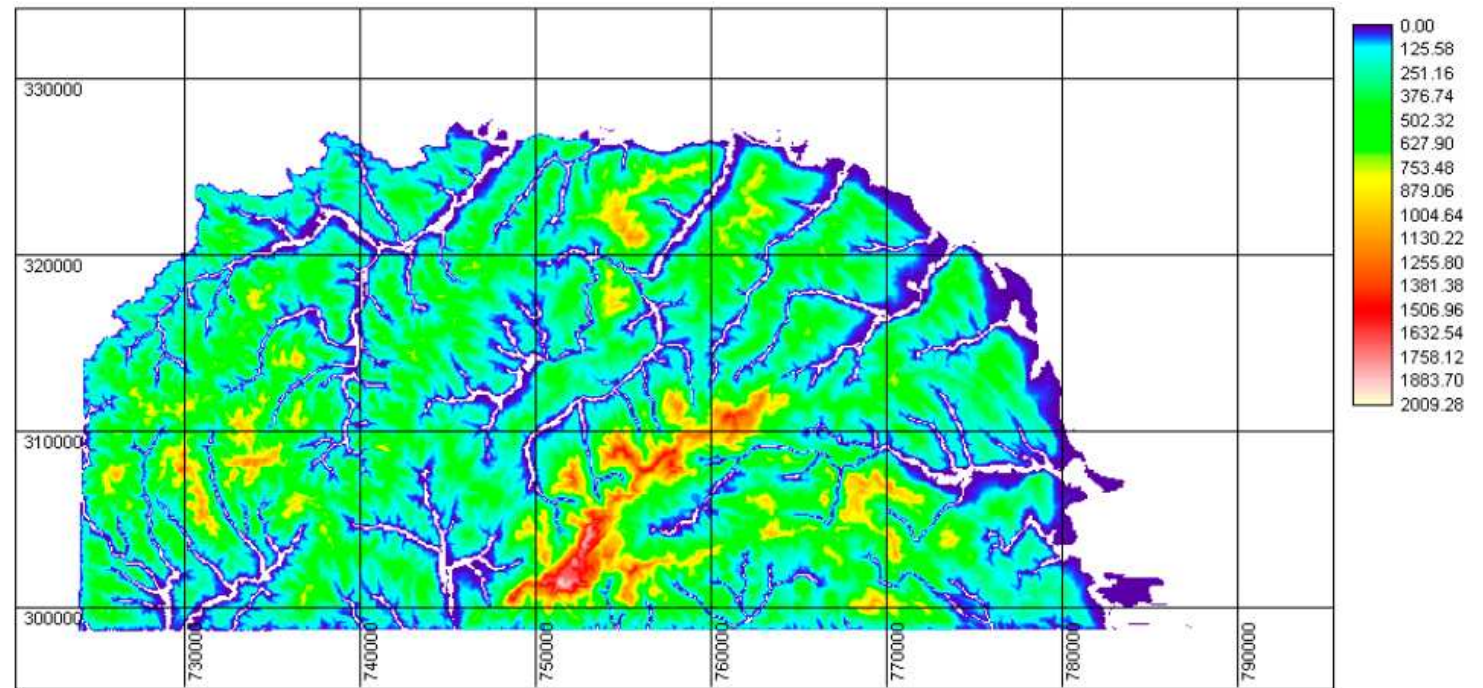
2.5. ábra. A regionális erózióbázistól való távolság (m) kartogramja (Szabó Sz. szerk.)



2.6. ábra. A Bükk és előterének kumulatív lefolyástérképe (saját szerk.)



2.7. ábra. A Bükk és északi előterének lejtőkiettség-térképe ($^{\circ}$) (saját szerk.)



2.8. ábra. A terület costpush térképe (Szabó Sz. szerk.)

A *lejtőkategória-térképek* is a DTM-ből készültek Idrisi 32 szoftver segítségével mindhárom felbontásban. A lejtőmeredekség leolvasása 1%-onként történt (így szerepel az adatbázisban és a statisztikai elemzésekben is), s csak ezt követően soroltuk a pixeleket lejtőkategóriákba részben a vizuális megjelenítést megkönnyítendő. A statisztikai analízist SPSS 15.0 és MS-Excel szoftverekkel végeztük, a vizuális megjelenítés Idrisi 32-ben történt.

E paraméterek adták az analízis függő és független morfológiai és litológiai változóit, melyek kapcsolatát vizsgálni kívántuk. A parciális korrelációs és a denudációs vizsgálatokhoz hasznos lett volna független tényezőként a csapadék és a kiemelkedés területi jellemzőinek bevonása az adathalmazba, de a kis számú – a litológiai adatmennyiséget sem megközelítő – adat nem tette lehetővé a korrekt interpolációt, ezért bevonásuktól eltekintettünk, s a terület egészén egyformának tekintettük őket. A **3-5. fejezetek** vizsgálatai zömmel a 25x25 m/pixel felbontású DTM-en alapultak. A mintaterület mellé a lokális vizsgálatokhoz, illetve esetenként kontrollként (pl. maradványfelszín kimutatása, völgyirány-statisztika) kiválasztottunk egy terepbejárásokból jól ismert, hagyományos morfológiai eszköztárral feldolgozott területet (DEMETER 2003), a Hódos-patak (Borsodnádasd-Ózd) geológiailag heterogén felső vízgyűjtőjét.

2.1. táblázat. Az adatbázis morfológiai változóinak statisztikai paraméterei és a denudációs értékek (saját szerk., a denudációs értékek LÁNG 1969 alapján)

Közzétípus	Átlag-lejtés (%)	Szórás	Átlag-magasság (m)	Szórás	Erózióbázistól való távolság (regionális, m)	Szórás	Pixel	Denudáció (m/mó év)	Átlagos lefolyás	Átlagos costpush
Neogén andezit	16,28	8,50	326	52	3877	2728	31489	30	59	476
Neogén homokkő	14,72	8,25	282	59	3789	5074	196936	45	48	370
Neogén slír	13,70	7,94	284	65	6979	6341	529553	60	32	247
Neogén aleurit	12,83	8,03	293	56	7671	5178	112907	45	31	218
Neogén tufák	12,91	7,85	268	65	6494	6473	31592	35	33	219
Paleogén homokkő	22,30	11,36	316	68	6705	4032	356651	30	38	371
Paleogén slír	14,93	9,34	236	39	6349	6117	301105	60	27	199
Paleo-mezozoós mészkő	22,40	13,33	571	184	9576	4772	306467	10	72	507
Paleo-mezozoós sziliklaszt	25,66	12,28	510	118	13224	5062	159121	25	44	495
Paleo-mezozoós vulkanit	23,40	11,60	528	152	7573	6524	37369	15	52	502

2.2.2 A földtani adatbázis szerkezete

A földtani adatbázis alapját az Észak-Magyarországi Régió (1:100 000) digitális fedetlen földtani térképe (BUDINSZKYNÉ-SZENTPÉTERY et al. 1999) jelentette. Az alaphegységi paleozoós és mezozoós kőzetek, a paleogén és neogén üledékes kőzetek 67 formációját *cementáltság, repedéssűrűség, kor és anyag* alapján Püspöki Z. segítségével 10 közetfizikai kategóriába soroltuk:

1. A *neogén homokkővek* csoportját 3, zömmel mérsékelten cementált homokot, kavicsot és konglomerátumot, helyenként agyag és aleurit közbetelepüléseket tartalmazó formációból alakítottuk ki.

2. A *neogén aleuritok* közetfizikai kategóriája 4, döntően agyagot, közetlisztet és sekélytengeri homokkő közbetelepüléseket tartalmazó formációt összegez.
3. A *neogén homokos slír* kategóriában 13, gyengén cementált sekélytengeri homokkőből és lignit és iszapos közbetelepülésekkel tarkított formáció került összevonásra.
4. A *neogén tufákat* 5, a neogén különböző fázisaihoz köthető önálló vulkáni tevékenységből származó riolit-riodacittufa formáció képviseli.
5. A *neogén andezit* tufák, tufitok, lávabreccsák és andezit-agglomerátumok jól elhatárolható vulkáni formációja.
6. A *paleogén slír kategória* 3 homoktartalmú, csillámos-agyagos aleurolit, agyagmárga és agyagos formációból áll.
7. A *paleogén homokkővek* csoportja 5 formációból áll, vékonypados és tömeges homokkő építi fel gyakran glaukonitos-szilikátos-karbonátos cementációval.
8. A *paleo- és mezozóos sziliciklasztok* 16 formációt foglalnak magukba. A változatos csoportot kovás homokkővek, kovapalák, lemezes radiolaritok és esetenként mészkő olisztosztróma testek alkotják.
9. A *paleo-mezozóos mészkővek* kategóriája 24 formációt vagy tagozatot foglal magába.
10. A kisebb foltokat alkotó *paleo-mezozóos vulkanitok* közé besorolást nyert 7 formáció, melyet elsősorban gabbró, dolerit, bazalt és kvarcporfír alkot.

2.3 Általános módszertani megjegyzések

A fejezet az általános módszertani megjegyzéseket tartalmazza, a kopásállósági, fagyállósági kísérletek részletes leírása, az egyirányú nyomószilárdság meghatározása, illetve a hosszabb összehasonlító elemzést igénylő módszertani részek a megfelelő fejezetek bevezetőjében kaptak helyet. Általános módszertani megjegyzéseink zöme az elméleti keretek kijelölésére, s ehhez kapcsolódóan az adatbázis kezelésére, a lekérdezések és a megjelenítés problémáira vonatkozik.

Közetmorfológiai vizsgálatainkban azzal a – csak nagyvonalakban igaz – kiindulási peremfeltétellel élünk, hogy a felszínen lévő közettípusok megközelítőleg azonos ideje vesznek részt a szárazföldi felszínfejlődésben (legalábbis annak legutolsó periódusában), és a felszínformálódás jellege a terület pontjain hasonló volt, akárcsak a kiemelkedés üteme. (A frissen exhumálódó kőzetekre ugyanis nem ugyanaz a lejtés jellemző, mint egy érettebb térszínen). A klíma és az erózióknak való kitettség lokális eltéréseivel nem foglalkoztunk. Vizsgálataink – mivel közetmorfológiai jellegűek – kompakt egysége nem vízgyűjtő, hanem maghegység és előtere.

Mivel célunk a denudációs ellenállás és *lepusztulási* folyamatok (elsősorban a lejtőfejlődés) kapcsolatának vizsgálata volt, a 200 m tengerszint alatt fekvő, ezért jelentős részben akkumulációs térszíneket (akkumulációs glaci, teraszok, völgytalpak, árterek) kihagytuk a *lejtőmeredekséget* érintő statisztikai vizsgálatból.

A 4%-alatti meredekségű lejtőket több vizsgálatnál szintén figyelmen kívül kellett hagynunk, mivel részint akkumulációs eredetűek (pl. terasz), részint elegyengetett maradványfelszínnek tekinthetők („trópusi tönk”, „pediment” „glacis”), ráadásul egy részük többször is átesett szárazföldi felszínformálódási perióduson – ezen formák genetikai vizsgálata és besorolása nem e munka tárgya.

A 200 m kiválasztása talán önkényes, de megfelel az „alföld” kategória magassági határának, és 20 méterenként (160-240 m között) vizsgálva a kutatásból kizárt pontok lejtőgyakoriságának eloszlását, ebben az esetben zártuk ki a legnagyobb arányban a kis lejtésű területeket és – terepi tapasztalatok alapján – az akkumulációs formákat. Nagyobb magasság választása eróziós formákat is kizárna a vizsgálatból. A formák egyedi azonosítás alapján történő leválogatása – az egységes alsó magassági határ helyett – a terület nagysága miatt nem volt lehetséges.

A 4% alatti lejtők és 200 m alatti térszínnek kihagyása mintegy 5-10%-os adatvesztéssel jelentett, a paleogén sílerek, neogén aleuritok és neogén sílerek esetében a 10%-ot meg is haladta (13%, 12%), részben kisebb eróziós ellenálló képességüknek köszönhetően, részben azért, mert a 200 m alatti térszín szálkőzeteit is ezek a formációk alkották. A nem lejtőfejlődést vizsgáló kutatások már tartalmazták a lejtőmeredekség során kizárt adathalmazt.

A vizsgálatok során gyakran *átlagértékekkel* számoltunk (**2.1. táblázat**): egyes esetekben a korreláció ugyanis csak ekkor értelmezhető (pl. lejtés és erózióbázistól való távolság esetén, hiszen a lejtőmeredekség az erózióbázis közelében is lehet kicsi – teraszok, lejtőlábak – és az erózióbázistól távol is – maradványszintek). A *módusz* szintén alkalmas paraméter lenne, de az adathalmazban (intervallumba sorolás nélkül) kevés olyan pixel van, melynek ugyanakkora lenne a lejtése, így az eloszlásgörbe túl lapos lesz. A *mediánon, móduszon és átlagon* alapuló korrelációs vizsgálatok nem mutattak jelentős eltérést (pl. lejtés és a keménység között $r=0,73$ ill. $r=0,74$ volt a korrelációs koefficiens értéke), de általában az átlag használatánál maradtunk. A szórás szintén helyettesíthető az átlaggal (**1.7. ábra**).

Korrelációs vizsgálatoknál az adatsor normáeloszlása kritérium lehet. A teljes adathalmaz változói nem mutattak normáeloszlást a Kolmogorov-Szmirnov próba tanúsága szerint (ami nem meglepő, hiszen elvben nem is szükségszerű, hogy két egyforma lejtőmeredekség-érték forduljon elő). Ebben az esetben a Pearson-féle korreláció használata helyett a Spearman-féle korreláció ajánlott, ezt viszont a processzor és a memória korlátozott kapacitása nem tette lehetővé. Így a lejtőmeredekséget, erózióbázistól való távolságot, magasságeloszlást *intervallumokba csoportosítottuk* (2%, ill. 10-10 m), s ezek után *a gyakorisági értékek* alapján ismét elvégeztük a Kolmogorov-Szmirnov próbát, mely immár a normáeloszlásnak megfelelő szignifikancia-szinteket ($>0,005$) mutatta. Az újraosztályozott és osztályzás nélküli lejtőmeredekség-értékek más tényezőkre vonatkozó korrelációs koefficiensei egyébiránt nem mutattak egymástól jelentős eltérést. Az átlagok esetében a Kolmogorov-Szmirnov teszt normáeloszlású adatsorra utalt, így a Pearson-féle korreláció használhatóvá vált (**2.2. táblázat**).

Amennyiben egy ábrán több görbe és egyenlet is szerepel, megnehezítve az átláthatóságot, ott az összetartozó képleteket és trendvonalakat azonos színnel jelöltük. Ott, ahol az adateloszlás sajátosságai miatt – a 10 közetcsoporthoz keménységi értékei 3-4 csoportba sorolhatók, mint azt a diszkriminancia-analízis bizonyította is – több trendvonal is értelmezhető volt ugyanazon adatsornál, s korrelációs koefficiensük között nem volt jelentős különbség, mindegyiket ábráztunk. Esetenként – helyhiánnyal küszködve – a paraméterek elnevezését ábrákon, táblázatokon rövidítettük (pl. slope, aspect, eroziobaz). A függvényillesztések során nem feltétlenül a legegyszerűbb megoldást választottuk (pl. lineáris), hanem gyakran azt, amely a legnagyobb R^2 értéket eredményezte. Korábban az egyszerűség vezette a kutatókat a formulák meghatározásában, de a mi célunk a pontosság volt. A klaszteranalízis során a standardizált (-1 – 1 intervallumba újraszámolt) és normálosztásúvá alakított $y = \lg(x+1)$ – adatsorokkal dolgoztunk. Korrelációs vizsgálatoknál mind az abszolút számértékekkel, mind a sorrendiségen alapuló skálával (1. 2. 3. 4. stb.) számoltunk (**3. fejezet**), de az eredményeket területi okokból az esetek többségében nem közöltük.

2.2. táblázat. Egy mintás Kolmogorov-Szmirnov teszt a lejtés eloszlásvizsgálatára (saját szerk.)

25 osztály (fokenként)	Neogén homokkővek	Paleogén slírek	Neogén sziltek	Neogén homokos slírek	Neogén tufák	Neogén andezitek	Paleogén homokkővek	Paleo- mezozoos szilicikusztok	Paleo- mezozoos mészakővek	Paleo- mezozoos vulkanitok
Asymp. Sig.	0,488	0,589	0,252	0,312	0,261	0,639	0,607	0,839	0,848	0,574

Egy mintás Kolmogorov-Szmirnov teszt az átlagértékek normálosztásának vizsgálatához közetenként

	UCS	lejtés	magasság	Eroziobázistól való táv	kopásállóság	Vízfelvétel- képesség	denudáció	fagyállóság	lefolvás	kitettség
Szig.	0,483	0,674	0,280	0,641	0,981	0,826	0,997	0,834	0,938	0,910

A vizsgálandó litológiai tényezők közé olyan paramétereket választottunk, melyek a Földtudományi Intézet vagy az Építőmérnöki Tsz. laboratóriumaiban mérhetők, s a műszaki tudományok is használják őket: így esett a választás a fagyállóságra és a kopásállóságra, valamint az egyirányú nyomószilárdságra. A kopásállósági és fagyállósági vizsgálatok esetében célunk az volt, hogy a kőzetek közötti különbség mihamarabb érzékelhetővé váljon. A fagyállósági vizsgálatok esetében nem valóságos körülményeket hoztunk létre a cél elérése érdekében.

A maradványfelszínek kimutatására irányuló vizsgálataink (**6. fejezet**) során szintén kénytelenek voltunk az adathalmazt szűkíteni bizonyos kritériumoknak megfelelően. Választásunk – pl. a puffereles, a völgytalptól bizonyos távolságra lévő pontok kizárása – során a következő irányelveket tartottuk szem előtt. Egyrészt minél több, a kritériumnak megfelelő pont benntartása az adathalmazban, s minél több irreleváns adat kizárása, másrészt több intervallum-szélességet, határértéket is vizsgáltunk, de a kötetben csak a legmegfelelőbbek kerültek feltüntetésre.

A völgyirány-statisztikai vizsgálatoknál (**7. fejezet**) az *eltérő hosszúságú völgyek* iránymegoszlásainak különbségét vizsgálva a völgyhosszak alsó/felső intervallum-értékeinek 100 m-es növelése után az iránymegoszlást mindig újra lekérdztük. A különböző kőzeteknél végül nem egyforma intervallumot alkalmaztunk, mert nem akartuk túlzottan redukálni adathalmazunkat, másrészt igyekeztünk a legnagyobb különbséget megjelölt intervallumhoz igazodni.

3. A morfológiai és litológiai paraméterek közötti kapcsolat

3.1 A litológiai paraméterek kiválasztása

Számos kutató (SELBY 1980; CENTAMORE et al. 1996; TELBISZ 1999; BEAVIS, 2000; SCHEIDEGGER 1990, 2002) egyetért abban, hogy a kőzetek ellenállóképessége döntő szerepet játszik a denudációs folyamatokban, és így a relief kialakításában. Ezért úgy döntöttünk, hogy a kőzetek ellenállóképessége (keménysége, mechanikai szilárdsága) és a morfológia közti korrelációt és kapcsolatuk minőségét, annak következményeit, azaz a litológiai tényezők denudációs folyamatokban játszott szerepét vizsgáljuk *nagy adattömeg* alapján, a *lokális* mellett *regionális* léptékben, ami általános érvényű törvényszerűségek meglétét igazolhatja.

A kőzetek *fizikai aprózódás*nak való ellenállását reprezentáló litológiai paraméterként első megközelítésben az egyirányú nyomószilárdság (σ , Unconfined Compressive Strength - UCS), másfelől a koptathatóság, illetve a több tényezőt figyelembe vevő, kőzet tagoltságával módosított UCS (σ_{mod}), a szintén több tényezőtől függő – gyakran szubjektív megítélés alá eső – módosított RMR-index, valamint a belső súrlódási szög (φ) került kiválasztásra.

A fenti tényezők nagy része aligha tekinthető egymástól teljesen függetlennek, hiszen részben egymásból is számolhatók, ugyanakkor szükséges e paraméterek egymáshoz és a különféle kőzettípusokhoz való viszonyának meghatározása. E tényezők, bár jelen munkában alapvetően a kőzetek eróziós ellenállóképességének bemutatására szolgálnak, valójában valamennyien egy-egy specifikus anyagi minőséget jelenítenek meg, s nem tekinthetők azonosnak (VÉGH 1969). Ezért vizsgáltuk a fenti *litológiai* paraméterek kapcsolatának jellegét és átszámíthatóságukat, mely a mérnökgeológiai gyakorlat számára fontos, meghatároztuk az UCS és a koptathatóság kőzettípusokkal való kapcsolatát, s hogy paraméterként alkalmazhatók-e regionális vizsgálatainkban.

A kőzetek ellenállóképességét az aprózódással szemben saját *belső, fizikai tulajdonságaik* mellett a külső hatás, pl. *klíma* is befolyásolja. A *fagyhatású*, illetve inszolációs aprózódás okozta tömegveszteség kőzettípusonként különbözik, de a kőzet keménységén túl a belső szerkezetétől (lemezesség, paláság), a kitettségétől (így a morfológiától) és a szomszédságban lévő kőzetek minőségétől is függ – ez utóbbiakat nem vettük figyelembe vizsgálataink során, mert értelmezésük megnehezítette volna a vizsgálatokat. A kőzetek ellenállását a *kémiai aprózódással (mállás) szemben* – jóllehet ez igen fontos – e munka nem vizsgálja, elsősorban idő-eszköz- és módszertani korlátok miatt.

3.1.1. Az egyirányú nyomószilárdság (UCS)

A műszaki tudományokban előszeretettel alkalmazott egyirányú száraz nyomószilárdság alkalmazhatóságát a morfológiai vizsgálatokban a következő megfontolások indokolhatják.

Ahhoz, hogy a lejtőkategória gyakoriságok és további morfológiai paraméterek alapján összehasonlítsuk a kőzetek és az általuk létrehozott lejtőformák hosszú távú eróziós ellenállását, szükség van egy olyan kőzetfizikai paraméterre, amely ezt *számszerű* módon írja le, és amely mind a kemény-konzolidált, mind a laza kőzetek esetében mérhető, de egyben jól *el is különíti* egymástól az egyes kőzetcsoportokat. A *nyírószilárdság* megfelelő választás lehet, mivel az minden, a mintaterületet jellemző anyagtranszportra (folyóvízi erózió, tömegmozgások stb.) hatással van és annak fizikai modelljében szerepet kap.

A *nyírószilárdság* meghatározható közvetlenül laboratóriumi mérések alapján, de az egyirányú *nyomószilárdság* (UCS) alapján is. Az utóbbi a mérnöki gyakorlatban a leggyakrabban használt kőzetfizikai paraméterek közé tartozik (építőipar, bányászat) (VÉGH, 1967) és már korábban is használták a regionális geológiát tekintve hasonló felépítésű területek morfológiai vizsgálatában (Törökországban: YAŞAR-ERDOĞAN 2004). Alkalmazása azért is célszerűnek tűnt, mivel használata Magyarországon is elterjedt és a hazai kőzetek jól jellemezhetők e paraméter segítségével, ill. mivel célunk részben a műszaki tudományok számára is hasznos információk előállítása volt. Az UCS értékeket a magyar kőzetfizikai gyakorlat, bányászati és mérnökgeológiai gyakorlat által javasolt szabványok alapján határozzák meg (MSZ 18282/4 1988, MSZ18285/1 1989), melyek részben az ISRM (1978), nemzetközi ajánlásait vették alapul. A nyomószilárdság egyrészt pontosan mérhető, másrészt segítségével más paraméterek kiszámolhatók (RMi, RMR, SMR, stb. tartalmazzák a nyomószilárdságot, lásd **3.1.2.**), viszont e több tényezőt magukban foglaló paraméterekből az UCS nem fejezhető ki pontosan – a kötetben ennek feloldására teszünk kísérletet.

Az Országos Földtani és Geofizikai adattárból és a szakirodalomból gyűjtött 351 UCS adat jelentette a *kőzetfizikai adatbázis alapját* (FODOR-KLEB, 1986; KLEB-VÁSÁRHELYI, 2003; RAINCSÁK, 1992; 1993; 1996). Az adatok rendezése során az egyes kőzetfizikai kategóriákat alkotó *formációkra* jellemző UCS átlagértékeket a formációk területi kiterjedésével arányosan súlyoztuk, majd ezek átlagát képeztük kategória-átlagként, s a földtani térkép alapján minden pixelhez hozzárendeltünk egy UCS átlagértéket (**3.1. táblázat**).

A kőzettípusra jellemző UCS valójában mindig egy értéktartományt jelent, hiszen a kőzetek lokális sajátosságokat mutatnak a keletkezési körülmények és a fejlődéstörténet függvényében (GÁLOS-KÜRTI, 1986), de ahhoz, hogy minden pixelt saját UCS érték jellemezzen, nem állt rendelkezésre elegendő mérési adat.

A statisztikai elemzés során száraz minták UCS értékeit használtuk, mert ezek voltak nagy számban elérhetők. Mintáink jelentős része nem felszíni (nem mállott), hanem felszínközeli. Bár ez befolyásolja a denudációhoz kapcsolódó vizsgálatok pontosságát, üde kőzet esetén az adott kőzetcsoport UCS értékei kevésbé szórnak, mint mállott minták esetében.

Az UCS mérése során egy megfelelően előkészített mintát helyezünk a gépbe, ahol a nyomást folyamatosan növelik, míg a minta el nem törik. A nyomás növekedése nem haladhatja meg a 1,5 MPa/sec sebességet. Az UCS számítása során

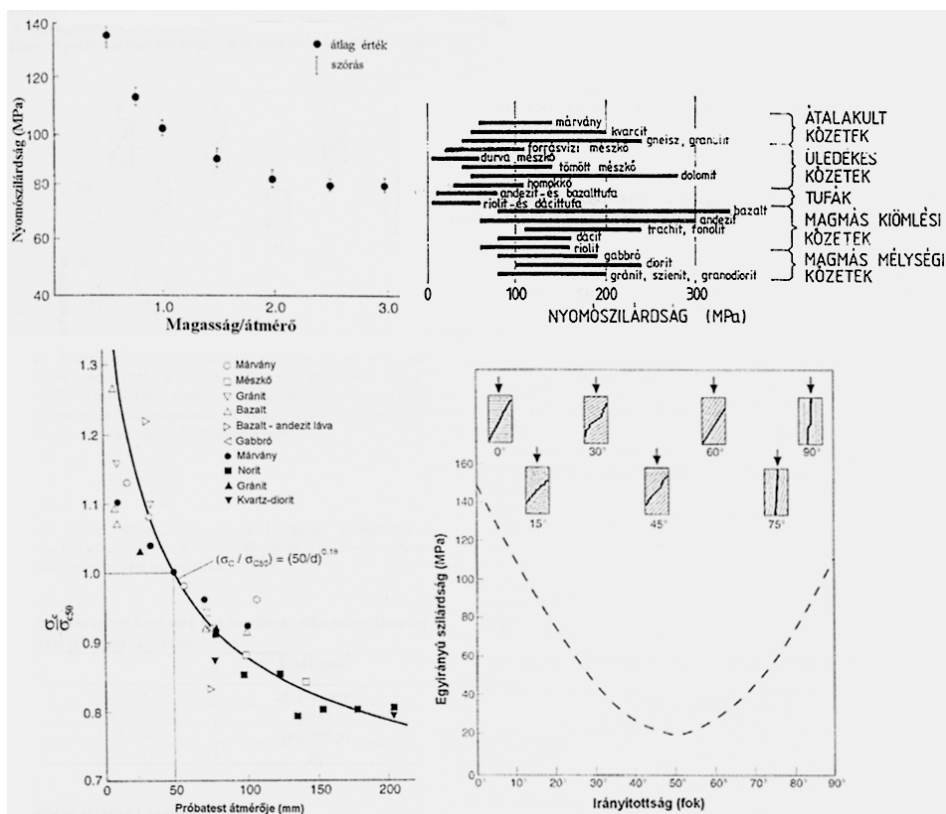
a $\sigma = F/A$ képletet alkalmazzák, ahol σ az UCS értéke, F a nyomóerő, A pedig a minta felszíne. HOEK ÉS BROWN (1980) és JOHN (1972) kísérletei szerint a legmegfelelőbb vizsgálati minta henger alakú, hosszának és átmérőjének aránya 1:2, ahol az átmérő leggyakrabban 5 cm vagy kevéssé homogén kőzetek esetében 7 cm. Puha kőzetek esetében a talajmechanikai gyakorlatnak megfelelően a magasság és átmérő aránya 1:1,5 az átmérő 4 cm.

3.1. táblázat. A szakirodalmi UCS adatok átlagértékei (saját szerk.)

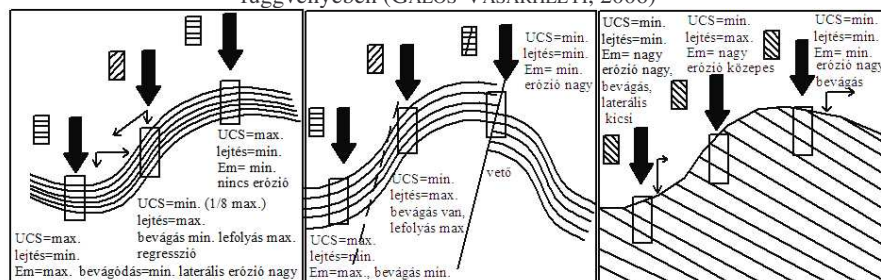
Formációként területi kiterjedéssel súlyozott átlag (irodalmi)		Egyéb hazai kőzetek irodalmi adatai (VÉGH, 1967)			
petrofizikai kategória	MPa	petrofizikai kategória	MPa	petrofizikai kategória	MPa
Neogén homokkővek	4,8	Mórággyi gránit	200	Tétényi mészkő	40
Paleogén slírek	5	Szarvaskői diabáz	300	Cák-Velemi fillit	80
Neogén sziltek (aleuritok)	6,5	Somoskőújfalu bazalt	220	Villányi mészkő	180
Neogén homokos slírek	6,52	Szandai andezit	330	Kővágóörsi vörös hkkő	160
Neogén tufák	7,29	Tállyai andezit	160	Nagybarcai dacittufa	70
Neogén andezitek	20	Dunabogdányi andezit	50-130	Óbudai dolomit	140
Paleogén homokkővek	35	Szokolyai andezittufa	50-70	Nemesgulácsi bazalt	170
Paleo-mezozoós sziliciklasztok	86	Tardonai riolittufa	83	Erdőbényei andezit	100-300
Paleo-mezozoós mészkővek	98	Szendrőládi mészkő	83	Nagybózscai andezit	200
Paleo- mezozoós vulkanitok	150	Sóskúti mészkő	40	Dachstein mészkő	140

A szilárdságot és így az UCS értéket is befolyásolja a kőzetek anizotrópiája, amely terepen a lokális változatosságban ölt testet. BROWN et al. (1977) devon kori agyagpalák vizsgálata során megállapították, hogy a szilárdság vízszintes irányítottság/rétegzettség esetén a legnagyobb (150 MPa), míg az UCS nyolcadára csökkent 45 fokos irányítottság esetén. Az erózió és a völgyformálódás gyorsabb a kisebb *lokális* UCS-sel jellemezhető területeken – ez pedig a tektonikának, kibillenésnek és az eredeti települési viszonyok, képződési körülmények változatosságának függvénye (palásság, lemezesség, rétegvastagság). Mintaterületünk kőzeteinek egy részére – a nyugati hegylábi előtérként leírható oligomiocén üledékösszletekre – a konzekvens és nagyjából vízszintes rétegzés a jellemző, de a Bükk tektonikailag erősen igénybevett területein a paleo-mezozoós sziliciklasztokra (Lökvölgyi Zsindelypala Fm.) a deformáltság jellemző, ami a csoportátlagot is befolyásolja.

Annak eldöntése érdekében, hogy az UCS valóban reprezentálja-e a kőzet fizikai tulajdonságait, s van-e erre alkalmasabb kőzetfizikai paraméter, összevetettük más, műszaki gyakorlatban használt változókkal. Megvizsgáltuk további litológiai tényezők (pl. töréssűrűség, rétegvastagság, rétegdőlés) módosító szerepét, azaz, hogy szükséges-e az UCS értékek korrekciója a korrelációs vizsgálatokban.



3.1. ábra. Az UCS mérésének sajátosságai a mintahossz, mintaátmérő, rétegzettség és kőzettípus függvényében (GÁLOS-VÁSÁRHELYI, 2006)



3.2. ábra. A rétegzés, a domborzat, a tektonika, a mozgási energia (Em), az UCS és az erózió viszonya néhány esetben (saját szerk.)

3.1.2 További – az építőmérnöki gyakorlatban alkalmazott – litológiai paraméterek és UCS-sel való kapcsolatuk

A mérnökgeológiai-geomorfológiai szemlélet megkülönböztet az UCS-ből számolható, de attól függetlenül is mérhető paramétereket, illetve származtatott, pontszámítási rendszer alapján működő (szubjektív), többtényezős litológiai

paramétereket. A következőkben ezek ismertetése, illetve egymással és az UCS-sel való kapcsolatuk, átszámíthatóságuk kerül bemutatásra.

Az egyik első szilárdsági osztályozást PROTOGYAKONOV (1969) állította fel (3.1). A nála szereplő szilárdsági tényező (f) segítségével kiszámolható a kohézió (c) a következő tapasztalati képlet alapján:

$$c=3xf, \text{ ahol } f=0,1x\sigma, \sigma(\text{UCS})>10\text{MPa esetén, azaz } c=0,3x\sigma \quad (3.1)$$

$$\text{másképpen } c=\sigma/2 \times \text{tg}(45-(\Phi/2)) \quad (\text{PUSZTAI-RÉMAI 2001})$$

PROTOGYAKONOV szerint tehát a c és az UCS között lineáris kapcsolat van, bár a másik képlet értékei sem térnek el jelentősen az első eredményeitől (3.2. táblázat). A rugalmassági modulus (E) és a nyomószilárdság (σ , UCS) hányadosa a következő ilyen mérőszám (DEERE 1969), mely ráadásul a vízhatástól (telített v. telítetlen minta) független. A húzószilárdság (Brazil-vizsgálat) (σ_t) szintén számítható a nyomószilárdságból (GÁLOS-KÜRTI 1986), gyakran annak egytizede (3.2):

$$\sigma_t=0,225x\sigma^{0,785} \quad (3.2)$$

A pontterheléses vizsgálat során a két szemben lévő felület helyett két szemben lévő pontra nehezedik a terhelés, ezért a kőzet tönkremenetele kisebb erőhatáson is bekövetkezik. A pontterheléses vizsgálat elvégzése nélkül az UCS-ből (σ) is következtethetünk az ellenállásra és fordítva (3.3):

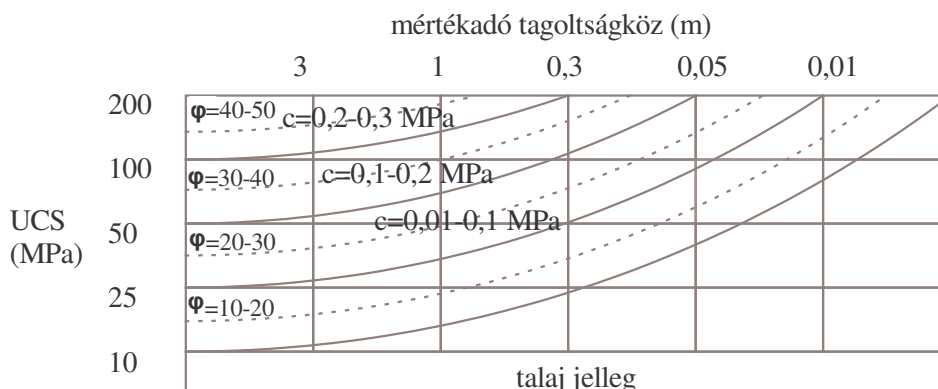
$$\sigma = axI, \quad (3.3)$$

ahol I a pontterheléses vizsgálat eredménye. Ha $I < 2$, akkor $a=15$, ha $I > 5$, akkor $a=25$, a kettő között $a=20$.

A fent (3.1.1. fejezet) kifejtettek értelmében a kőzet tagoltságának jelentős szerepe van a kőzetek keménységének (így a lejtőmeredekség) módosításában, azaz a felszínfejlődésben is. Az UCS és a tagoltság együttes vizsgálata korrigálja a pusztán az UCS alapján meghatározott összefüggéseket. Mivel kemény kőzet is lehet tagolt és puha kőzet is tagolatlan, így a két paraméter hányadosa, különbsége stb. nem dobja szét jól a kőzettípusokat. Éppen ezért a tagoltságot az UCS-t csökkentő tényezőként fogtuk fel (BIENIAWSKI 1989) és GÁLOS (1985), ill. GÁLOS - KERTÉSZ (1989), módszere és nomogramja (3.3. ábra) alapján a mértékadó tagoltsághozok felhasználásával módosított UCS értékeket állítottunk elő.

A mértékadó tagoltsághozok megállapítására (a mikrorétegzettség, lemezesség, palásság, s vízszintes padosság elhanyagolásával, de a látható lito- és diaklázisok figyelembevételével) terepi felvételezésre volt szükség. Vízszintes rétegzettség esetén a rétegzésre merőlegesen mért UCS érték (ill. a vertikális komponensű erózió) nem csökken a homogén kőzeten mérthez képest. Viszont tetszőleges lejtőszög esetén a vízszintes rétegek a felszínre kerülhetnek és a laterális komponensű erózióval szemben kevésbé ellenállóak (Homogén kőzet esetében a két

– egyébként eltérő erejű – eróziótípusnak való ellenállás között nincs lényeges különbség) (3.2. ábra).



3.3. ábra. A tagoltsággal módosított UCS nomogramja, az UCS és a belső súrlódási szög és a kohézió kapcsolata (KERTÉSZ-GÁLOS 1985)

A nyomószilárdság korrekciójához a *mértékadó tagoltság* megállapítására a pétervásárai (volt) benzinkút melletti feltárás (paleogén homokkő), a pétervásárai és istenmezeji bentonitbánya (sziltek, tufák), a szenterzsébeti Nagy-kő, az arlóói Gyepes-szurdokvölgy (paleogén homokkő), a tardosi kőfejtő, a szarvaskői gabbróbánya és a párnaláva-feltárás (paleo-mezozoós vulkanitok), az arlóói Csahó-hegy és a járdánházi csuszamlásfalak (neogén slírek, homokkövek), a bárnai Nagy-kő (neogén bazalt-andezit), a tihaméri kőfejtő (neogén tufa), a táblai (Ózd) buszforduló (slírek), a Wind-féle téglagyár (slír és homok), a dubicsányi Remete-emlékmű (andezit), a királdi Vár-hegy (andezit), a sajógalgóci és sajóvelezdi feltárások (paleozoós mészkő), a Lök-völgyi útbevágások (paleo-mezozoós sziliciklasztok) és az Egerbakta melletti fal (paleo-mezozoós vulkanit), a Berva és a felsőtárkányi Kőköz, az Odorvár és Füzerkő, a Mexikói úti kőfejtő és az Upponyi-szoros (paleo-mezozoós mészkő), a nagybarcai Csiga-tető, a sajóbábonyi bentonitfal és a szirmabesenyői szarmata kőzetbe mélyült pincék bányafalainak és feltárásainak vizsgálata (azonos kőzettípus esetén a kapott értékek átlaga) alapján került sor.

Az egyirányú nyomószilárdság (σ) korrekciója lehetséges az ún. RMI (Rock Mass index) tényező meghatározásával is, de ennek számítása bonyolult, mert az UCS-en túl a kőzettömb mérete, nyírási szilárdsága (a felület érdessége és mállottsága, j_R , j_A) és a tagoltság méretei (hosszúság és folytonosság, j_L) szerepelnek csökkentő tényezőként egy képletben (3.4). Ráadásul a regionális mintavételezéshez számos terepi mérésre lett volna szükség, ezen felül a paraméterekhez „szubjektív”, pontozásos számértékek tartoznak.

$$RMI = J \times \sigma \text{ és } J = 0,2 \times j_C^{1/2} \times (V)^D, \text{ ahol } D = 0,37 \times j_C^{-0,2} \text{ és } V \text{ térfogat (m}^3\text{) ill.} \\ j_C = j_L \times (j_R / j_A) \quad (3.4)$$

A tagoltság másik mérőszáma az úgynevezett RQD-érték (Rock Quality Designation), melyet eredetileg a fúrásmagok töredezettségének mérésére használtak, de használható feltárásfalak kőzetanyagának minősítésére. Mint azt PALMSTRÖM (2005) bizonyította, a módszernek vannak korlátai. A vizsgálat során a 10 cm-nél nagyobb hosszúságú darabok arányát vizsgálják a teljes hosszából (100 cm). Ezek alapján egy 9 törés mentén egyforma 10-10 cm-es darabokra tagolható kőzettest RQD értéke ugyanúgy maximális, mint egy teljesen homogéné, míg egy 10 töréssel darabolt (9 cm-es átlag) rendelkező kőzettest RQD értéke ugyanúgy minimális, mint egy 3 cm-enként törésekkel szabdalt szakasznak (33 törés), s ez eltér az UCS-vizsgálatok során kapott eredményektől. Éppen ezért az RQD értéket nem használtuk vizsgálatainkban, mely ráadásul erősen függ a feltárási kitérítéstől és a lokális viszonyoktól is, így az átlaghoz nagy mintaszámra lenne szükség, s számos más minősítési módszer, így az RMR is alkalmazza.

A tagoltság miatt nyírófeszültség lép fel a kőzettömbön belül, s ezért minden kőzettípus jellemezhető a nyírási szilárdsággal (τ) (3.5), amely szintén befolyásolja az eróziót (JAEGER - COOK 1969).

$$\tau = \sigma / 2 \times \cos \varphi \quad (\text{PUSZTAI-RÉMAI 2001}) \quad (3.5)$$

Kőzeteink φ értékét és a nyírási szilárdságot (τ) a **3.2. táblázat** tartalmazza. Ez tapadási felületek esetén kibővül a kohézió (c) értékével, sima (elcsúszó) felületek esetén az utóbbi elhanyagolható. A két képlet nem ekvivalens: keményebb kőzeteken jelentős az értékek közti különbség.

Az RSR (Rock Structure Rating) már három tényezőt (3.6), a kőzet szilárdságát, tektonikai igénybevételét, tagoltságát, illetve a vízhatást kombinálja értékszámok alapján (GÁLOS-VÁSÁRHELYI 2006). Ezzel átléptünk a kőzetek állékonyságát reprezentáló *származtatott mutatók* csoportjába.

$$\text{RSR} = 0,77 \times \text{RMR} + 12,4 \quad (3.6)$$

Az RMR (Rock Mass Rate) a nyomószilárdság, a szubjektív RQD-tényező, a mértékadó tagoltság, a tagoltság állapota és iránya és a vizek figyelembe vételével egy bonyolultabb, de pontszámításos (szubjektív) minősítést jelent. A módszernél legnagyobb súllyal a nem túl kifejező RQD-tényezőt veszik figyelembe (átlag 30%), a tagolófelületek szerepe átlagosan 18%, míg az UCS csak 14%-ot képvisel (GÁLOS-VÁSÁRHELYI 2006). BIENIAWSKI (1989) alapján a nyomószilárdsághoz rendelt pontérték $0,075 \times \sigma$.

Bár a módszert alapvetően vágatok biztosítása számára alakították ki, így főként felszín alatti, az aktuális morfológiára csak közvetett befolyást gyakorló (de a felszínfejlődés irányát mégis befolyásoló) kőzetekre érvényes, a lejtőalakot jobban megközelítő „sziklarézsűknél” pedig az SMR módszert (Slope Mass Rate) alkalmazzák (3.7); az utóbbit itt mégsem használtuk. Ennek oka, hogy az SMR számítása az RMR segítségével történik, amelyet a tagoltság csapásirányával és

dőlésszögével módosítanak, amelyek viszont lokális és nem regionális jellegzetességeket mutatnak.

$$SMR=RMR+ F_1+ F_2$$

$$F_1=(1-\sin\alpha)^2 \text{ ahol } \alpha= \text{ a felszín és a tagoltság csapásiránya közötti szög,}$$

$$F_2=\text{tg}^2\beta, \text{ ahol } \beta \text{ a tagoltság dőlésszöge} \quad (3.7)$$

Ha minden feltárás esetén kiszámítjuk a szükséges értékeket, a 25x25m/pixel felbontás jelentősen leromlik. Emellett az RMR számításánál elhanyagoltuk a víz és az antropogén tényezők szerepét, így valójában egy módosított RMR-értéket használtunk (3.2. táblázat). Az RMR segítségével megközelítőleg kifejezhető a c és a φ (3.8):

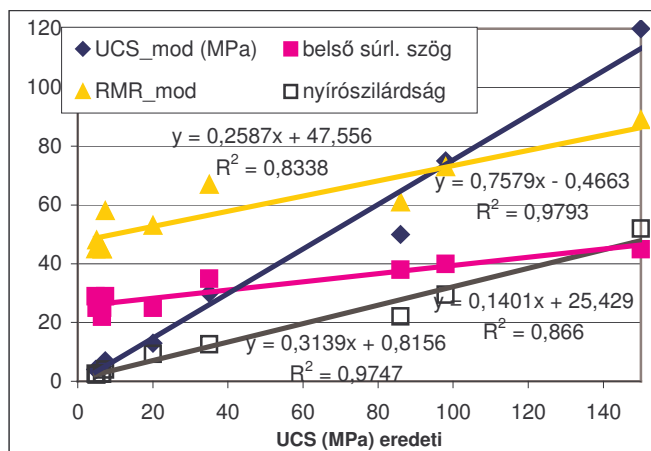
$$c=3,6 \times RMR; \varphi=25 \times (1+0,01 \times RMR) \quad (3.8)$$

Saját tapasztalat alapján az utóbbi RMR alapján számolt képlet nem ad hiteles eredményt, hiszen 25 foknál kisebb belső súrlódási szög kimutatására alkalmatlan.

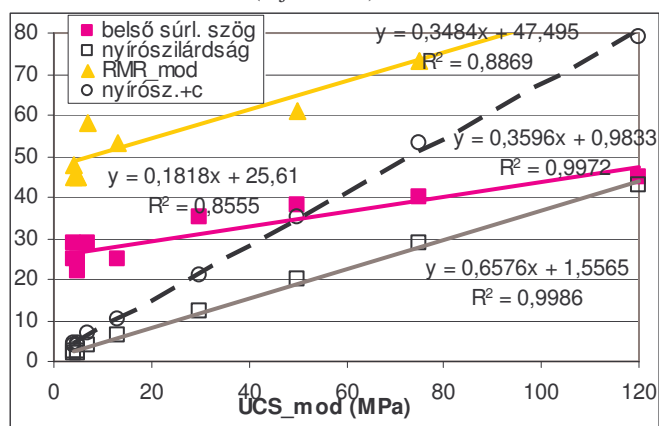
3.2. táblázat. A fontosabb litológiai változók értékei a területen (saját szerk.). A zárójeles számok a töréssűrűséggel módosított UCS-ből számolt értékeket jelentik

kőzettípus	UCS (σ , MPa)	Tagoltság- köz (m)	UCS (σ) mod.	Φ (írod)	c=3f mod és mod. nélkül
neogén homokkő	4,8	0,3	4	29	1,5
paleogén slír	5	-	4	25	1,5
neogén aleurolit	6,5	-	5	22	1,5
neogén slír	6,52	0,3	5	25	1,5
neogén tufák	7,3	1	7	29	2
neogén andezit	20	0,3	13	25	4 (6)
paleogén homokkő	35	0,4	30	35	9 (10)
paleo-mezozóos sziliciklaszt	86	0,3	50	38	15 (25)
paleo-mezozóos mészkő	98	0,5	75	40	24 (30)
paleo-mezozóos vulkanit	150	1	120	45	36 (45)
kőzettípus	$\tau=\sigma/2 \times \cos\Phi$	$c=\sigma/2 \times \text{tg}(45-(\Phi/2))$	RMR_mod	Φ (RMR alapján)	c=3,6*RMR (MPa)
neogén homokkő	1,8 (2,2)	1,45	45	30,59	0,16
paleogén slír	1,8 (2,25)	1,3 (1,6)	48	28,75	0,17
neogén aleurolit	2,3 (2,9)	1,6 (2,1)	45	28,75	0,16
neogén slír	2,3 (2,9)	2,1	45	28,75	0,16
neogén tufák	3 (3,25)	2,25	58	31,74	0,21
neogén andezit	6 (9)	4,1 (6,3)	53	33,81	0,2
paleogén homokkő	12,3 (15)	7,8 (9,1)	67	29,44	0,25
paleo-mezozóos sziliciklaszt	20 (33)	12,5 (21)	61	35,19	0,22
paleo-mezozóos mészkő	29 (37)	17,7 (22,8)	73	32,43	0,27
paleo-mezozóos vulkanit	43 (53)	25 (31)	89	38,87	0,34

Mindezek alapján pontatlansága miatt az RMR-tényező nem alkalmasabb vizsgálatokra, mint az UCS, ráadásul a korrelációs vizsgálatok során sem mutatott jobb eredményt (3.4. és 3.5. ábra). Az RCR (Rock Condition Rate) pedig kihagyja az UCS számértékeit és a tagoltság irányának pontértékeit az RMR összetevőiből, így számunkra vizsgálódásra alkalmatlan.



3.4. ábra. A tagoltsággal nem csökkentett UCS, illetve az RMR, a módosított UCS, a belső súrlódási szög és az eredeti UCS-ből számított kohézió nélküli nyírószilárdság kapcsolata a mintaterületen (saját szerk.)



3.5. ábra. A módosított UCS, a belső súrlódási szög, az RMR (eredeti UCS-ből számítva) és a módosított UCS-ből számolt, kohézió nélküli nyírószilárdság kapcsolata a mintaterületen (saját szerk.)

Ezt követően minden kőzettípusra meghatároztuk a (kohézió nélküli) nyírószilárdságot, irodalmi adatok alapján a belső súrlódási szöget és terepi tapasztalatokból a módosított UCS-értéket, ill. az RMR-értéket. Ezek alapján kapcsolat mutatható ki az UCS és az egyéb litológiai paraméterek között (3.4 és 3.5. ábra). A korreláció a litológiai tényezők között szoros: a többtényezős,

pontszámításos RMR, a belső súrlódási szög, a tagoltsággal korrigált UCS és az eredeti UCS között erős a kapcsolat, tehát *az UCS jól reprezentálja a kőzet tulajdonságait*. A közettagoltsággal módosított UCS és az eredeti UCS közötti kapcsolat jellege lineáris, azaz *a területen a törésgyakoriság nem mutat olyan eltéréseket, mely ezt a kapcsolatot módosítaná, a paraméterválasztás indifferens*. Kérdés, hogy a morfológiai paraméterekkel hogyan korrelálnak a litológiai paraméterek (3.2. fejezet).

3.1.3 A kőzetek koptathatósága és kapcsolata az UCS-sel

A fentiek alapján nyilvánvaló, hogy az említett paraméterek egyrészt egymásból is számíthatók, másrészt viszont az UCS nem az egyedüli tényező, mely a kőzet ellenállóképességét reprezentálja.

Ezért külön kísérletsorozatban vizsgáltuk a kőzetek koptathatóságát a koptatófelület minőségének és a koptatás hosszának függvényében. Vizsgáltuk a koptathatóság többi litológiai paraméterrel (így az UCS) való kapcsolatának és a morфомetriai paraméterekkel való kapcsolatának jellegét is.

A koptatottság-vizsgálatok legegyszerűbb vizsgálati eszköze az ún. Los Angeles-dob, mely egy vízszintes tengely körül percenként 30 fordulattal forgó 50 cm mély, 70 cm átmérőjű, kb. 1,8 m kerületű acélhenger. A vizsgálat során legalább 500 fordulaton keresztül (15-16 perc) koptatandó a vizsgálati anyag. A Los Angeles-dob paraméterei megfelelnek egy 600 W-os 100 literes betonkeverőnek.

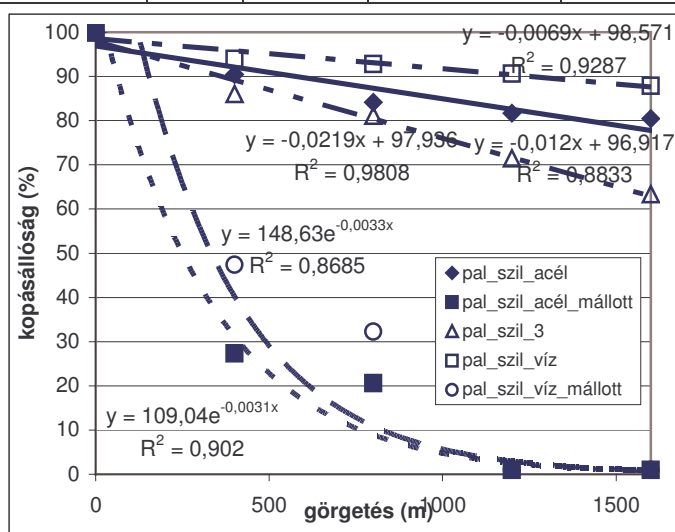
Az első kísérletsorozatban az acélhengerbe minden kőzettípusból megközelítőleg azonos mennyiségű (1-2 kg), egy tömbből álló anyagot tettünk és 7,5 percenkénti méréssel, 30 percen át vizsgáltuk az acélfelületen (Mohs-féle keménység 6,5) koptatott, épen maradt kőzet tömegét az eredeti tömeg %-ában és a mértékadó közettörmelék-méretet. A fordulatszám és a betonkeverő henger kerületének ismeretében a kopásnak megfelelő távolság számítható (30 perc = 900-1000 fordulat, 1,6-1,8 km). Az ütközésszám nem számolható ki. A minta élhosszainak aránya nem haladhatja meg a 2:1 arányt, továbbá nem tartalmazhat konkáv vagy hegyes éleket, mert ebben az esetben a minta törik, ami nagyobb felülethez, így nagyobb kopáshoz vezet. A törés után pedig a minta már nemcsak az acélhengerrel ütközik, hanem saját magán is kopik, s az ütközésszám is megnövekszik, befolyásolva a vizsgálati eredményeket. Ez a mérésorozat – bár az acél egyáltalán nem közelíti a természetes körülményeket – az azonos koptatófelület miatt jó standard sort ad a kőzetek keménységére.

A második kísérletsorozatban megközelítőleg egyenlő tömegű (2,5-3 kg), de 3 különböző méretű darabból álló (a legnagyobb nem haladja meg az össztömeg 50%-át), mintát helyeztünk el a bélelt belső felületű keverőhengerben, miáltal a henger falával való ütközések ereje tompult, a saját anyagon történő koptatás nagysága viszont mérhetővé vált. Ez egyrészt a valós körülményeket jobban közelíti, másfelől viszont lehetővé válik az anyag ellenállóságának vizsgálata nagyobb/tartósabb terhelés esetén, amit itt a megnövekedett ütközésszám fejez ki.

A harmadik méréssorozatban egy nedves (egy órán keresztül vízben áztatott) 1,5 kg súly körüli mintát helyeztünk el a 2 liter vízzel feltöltött keverőhengerbe. Így a kísérlet során a minta állandóan érintkezett a vízzel. A több mint 50 mérés átlagolt adatait a **3.3. táblázat** tartalmazza.

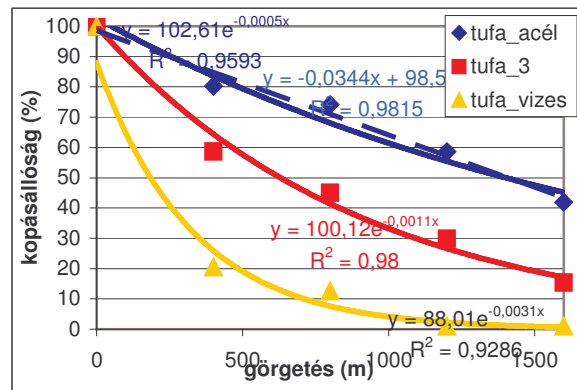
3.3. táblázat. A kopásállósági vizsgálatok eredményei (saját szerk.)

<i>kopásállóság (%)</i>	<i>acélon</i>	<i>3 egymáson</i>	<i>vizes minta (15 perc)</i>	<i>vizes minta (30 perc)</i>
neogén tufa	41,97	15,45	12,60	2,00
paleo-mezozoós sziliciklaszt	80,42	63,39	92,86	87,91
paleo-mezozoós vulkanit	98,66	94,87	99,20	98,40
paleo-mezozoós mészkő	93,61	61,10	84,30	79,65
paleogén homokkő	93,24	75,00	79,76	63,10
neogén andezit(tufa)	88,00	59,12	77,91	66,28
neogén slír	83,04	46,98	46,00	36,00
neogén homokkő	26,21	38,14	1,00	1,00
paleogén slír	29,6	35,31	37,21	23,26



3.6. ábra. Különbféle állapotú paleo-mezozoós sziliciklasztok kopásállósága a megtett úthossz (idő) függvényében (saját szerk.)

Egyes – az UCS alapján keménynek tekinthető – közettípusok széthullottak darabokra (mészkő, agyagpala), nem úgy, mint némely puhább kőzet. A 35 mm hosszt meghaladó törmelékét figyelembe vettük, jöllehet a víz által ez utóbbiak könnyebben elszállíthatók. Az ennél kisebb makroszkópikus, kavicsstartományhoz közeli törmelékét nem számítottuk bele az ellenálló kőzet tömegébe, mert ez a felszín stabilitását nem növeli. Ennek köszönhető, hogy az agyagpala és a mészkő kopásállósága a trendtől eltér (**3.13. ábra**). Hasonló mérettartományt választott határol vizsgálatában PINCZÉS (1994) és STEFANOVITS (1996).

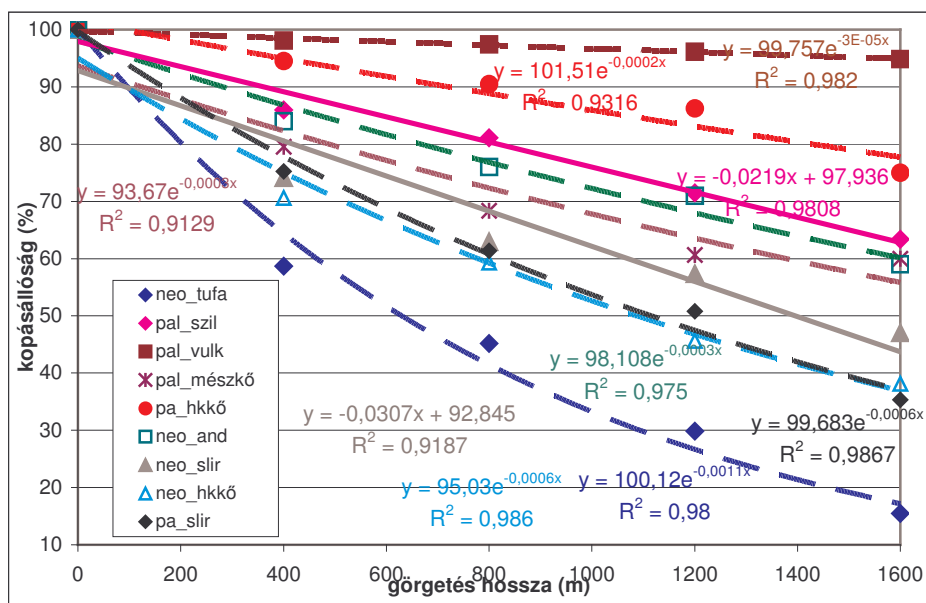


3.7. ábra. Különféle állapotú neogén tufák kopásállósága (saját szerk.)

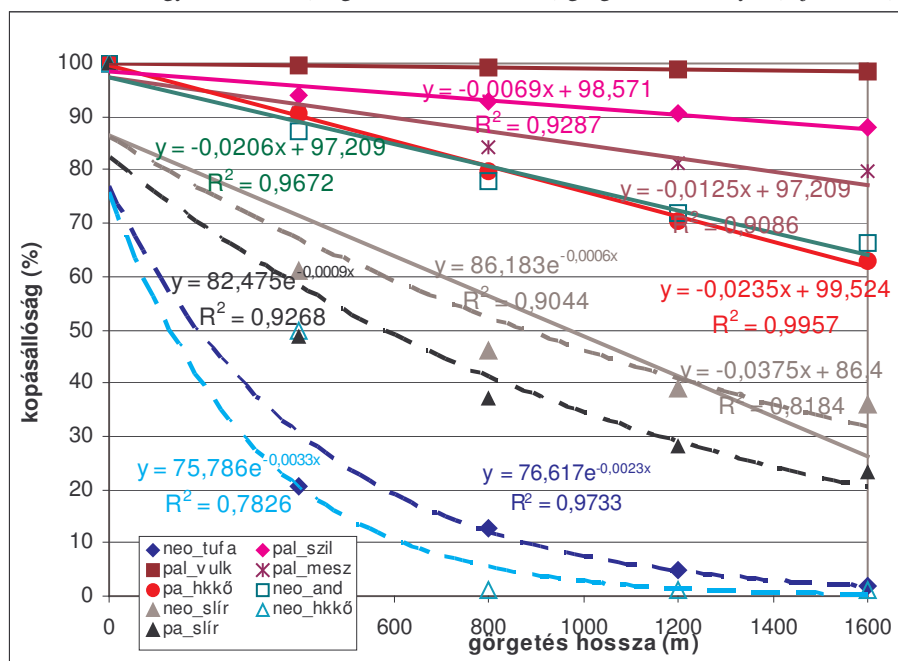
A vizsgálatnál fontos volt, hogy a közettípusok jól elkülönüljenek egymástól, így a három kísérletsorozatból azt a kopáshosszt választottuk ki, mely e célnak leginkább megfelel. A rövid idejű koptatásokat kizártuk, mert a kőzeteket nem különítette el eléggé; miként a nedves minták hosszú időn át történő koptatását is, mert egyes kőzetek teljesen eltérő tulajdonságokat mutatva száraz és nedves állapotban, a hosszú időtartamú nedves vizsgálatkor teljesen elkoptak (neogén homok, neogén tufák).

Így választásunk a második kísérletsorozat 30 perces (1,6 km) és a harmadik (vizes) kísérletsorozat 15 perces (0,8 km) értékeire esett (3.8-3.10. ábra). Ezt követően a három mérési sorozat eredményét korreláltuk egymással az idő függvényében, majd adott időpillanathoz (kopáshosszhoz) tartozó kopásálló közettömeget az UCS-sel, a módosított UCS-sel, a belső súrlódási szöggel, a nyírószilárdsággal, illetve az átlaglejtéssel és átlagmagassággal vetettük össze (3.12 – 3.14. ábra).

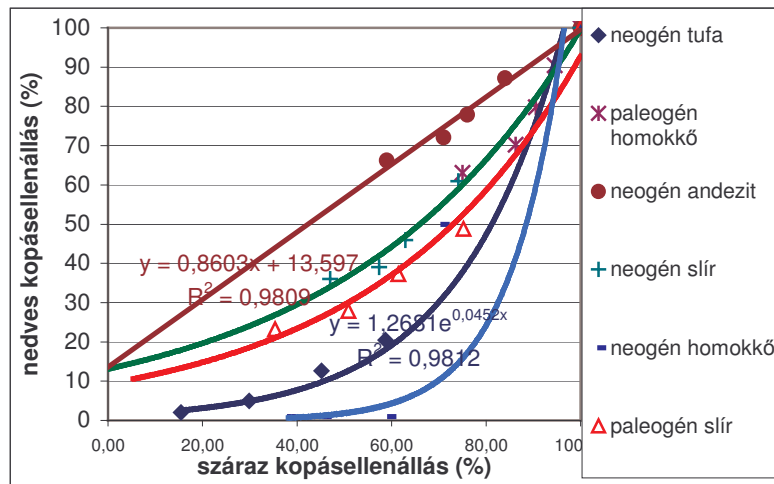
A görbék futása arról tanúskodik, hogy kezdetben viszonylag nagy az anyagvesztés, amely egyfelől a természetes repedéshálózat (oszlopos elválású andezit és bazalt), illetve a rétegzettség (pados mészkő, lemezes agyagpala) miatt létrejött éles sarkoknak, másrészt a mállottabb felszínnek köszönhető. Puha kőzetek esetében a görbe a vizsgálat során végig hiperbola jellegű (pontosabban exponenciális) maradt, a keményebb kőzetek esetében azonban a gyors pusztulást a lineáris anyagvesztés váltotta fel, amely csak akkor mutatott eltérést a szigorúan monoton csökkenő trendtől, ha a kőzet tört. Ez esetben ismét gyors anyagvesztés lépett fel. A vizsgálat során törekedtünk arra, hogy olyan időmetszetet válasszunk, ahol a kőzetek kopása felveszi a monoton (lineáris) csökkenő trendet.



3.8. ábra. Az egymáson való (magnövelt ütközésszámú) görgetés eredményei (saját szerk.)



3.9. ábra. A nedves állapotú görgetés eredményei (saját szerk.)



3.10. ábra. A száraz és nedves kopásállóság kapcsolata
(a nedvesen ill. szárazon ellenállóbb és indifferens kőzetek elkülönítése) (saját szerk.)

A diagramokról leolvasható, hogy száraz állapotban a neogén tufa kétszer gyorsabban pusztul, mint a neogén homokkő, s négyszer gyorsabban, mint a mészkő, de nedves állapotban a homokkő és a tufa hasonlóképpen viselkedik, a mészkő viszont nagyságrendekkel ellenállóbb. A neogén andezit(tufa) szárazon kétszer olyan gyorsan pusztul, mint a paleogén homokkövek, nedvesen viszont nincs különbség közöttük. A neogén homokkő 80%-os száraz kopásállóságához 25%-os nedves kopásállóság tartozik, 60%-os száraz kopásállósághoz csak 10%. A neogén tufánál 80%-os száraz kopásállósághoz 50%-os nedves kopásállóság tartozik, 60%-os száraz kopásállóság esetében a nedves kopásállóság 20%. A neogén andezit indifferensen viselkedik. Paleogén homokkő esetében az aktuális száraz kopásállóságnak 10%-kal kisebb nedves kopásállóság felel meg.

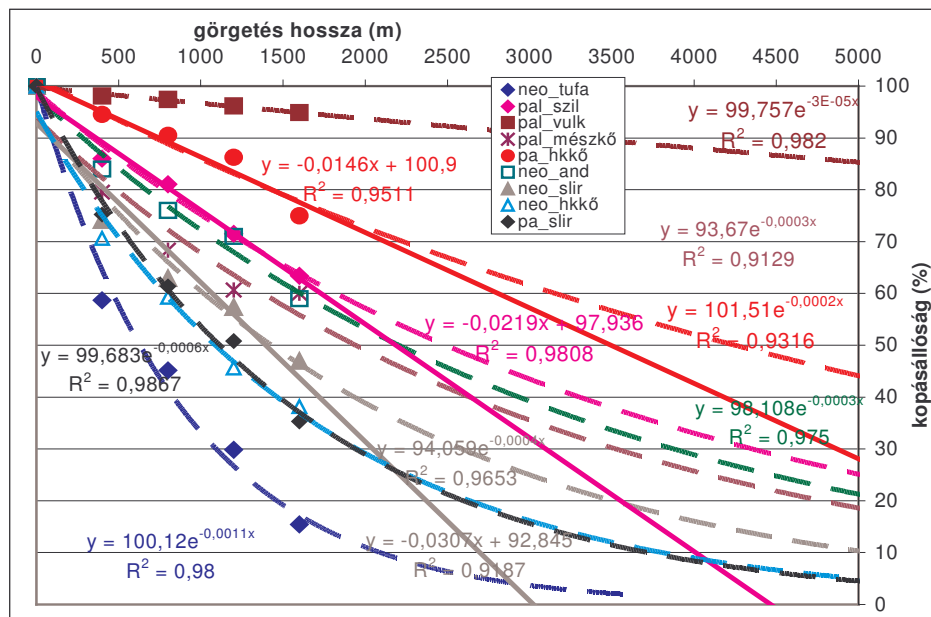
Bár kopási vizsgálataink csak 1,6-1,8 km-nek megfelelő úthosszt ölelnek fel, az egyenletek segítségével lehetőség van extrapolálásra. A lineáris és exponenciális trendvonalak alapján paleogén homokkövek tömegük 60-70%-át veszítik el 5 km alatt, a neogén andezitek 80%-ot, de a gabbró, dolerit és bazalt csak 10-20%-ot, míg a tufák és neogén homokkövek gyakorlatilag 3 km után elkopnak, az agyagpala pedig 3 cm-es kavicsokra esik szét. Ez egybevág a korábbi szakirodalmi adatokkal is: a 20 cm-es gránittömb 11 km alatt kopik 2 cm-esre, a gneisz és csillámpala 4-6, a homokkő 1,5 km alatt (STEFANOVITS 1996). A puhább kőzetek esetén a távolság növekedésével nő a bizonytalanság is.

Az ilyen típusú vizsgálat alkalmas a mintaterület általános keménységének bemutatására: inhomogén vízgyűjtőn (tehát nem geológiai, hanem morfológiai egységet választva, egyben szűkítve a mintaterületet) a kőzetek ellenállását területi kiterjedésükkel arányosan súlyozzuk és így egy mérőszámhoz jutunk, mely a másik vízgyűjtő hasonló módon számított értékével összevethető. Ezzel kapcsolatban eredményeinket a 4.7. részfejezetben foglaljuk össze.

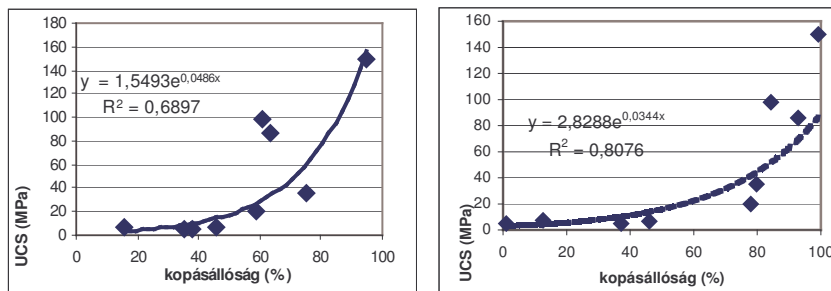
$$K = (k_1 \times a_1 + k_2 \times a_2 + k_3 \times a_3 + \dots k_n \times a_n) / (a_1 + a_2 + a_3 + \dots a_n),$$

ahol k az egyes kőzettípusok kopásállósága (vagy UCS-e), „a” pedig a területarány

Szintén értelmezhető eredményt ad a vízgyűjtő kopásállóságára, ha a kísérletet úgy végezzük el, hogy a berendezésben koptatott kövek tömegaránya megegyezik az adott vízgyűjtő kőzettípusainak területi elterjedésével (%). Ezirányú kutatásaink jelenleg is folynak. A koptatott anyag alkalmas a hagyományos koptatottsági indexek alapján történő vizsgálatra is (pl. Wentworth, Szádeczky-Kardoss-féle cpv). A pados mészkövek hajlamosak „koporsó” alakot felvenni, míg a puhább kőzetek jóval gömbölyítettebbek. Ott azonban, ahol az anyag maga is inhomogén (neogén andezittufa-breccsa), ott a keményebb részek védőzónát képeznek, emiatt a szfericitás kicsi lesz, jóllehet a koptatottság nagy.

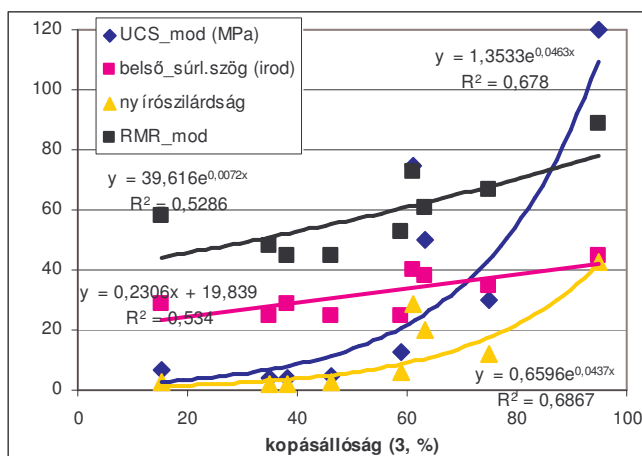


3.11. ábra. A kőzetek extrapolált (nedves) kopásállósága 5000 m-en lineáris és exponenciális csökkenést feltételezve (saját szerk.)

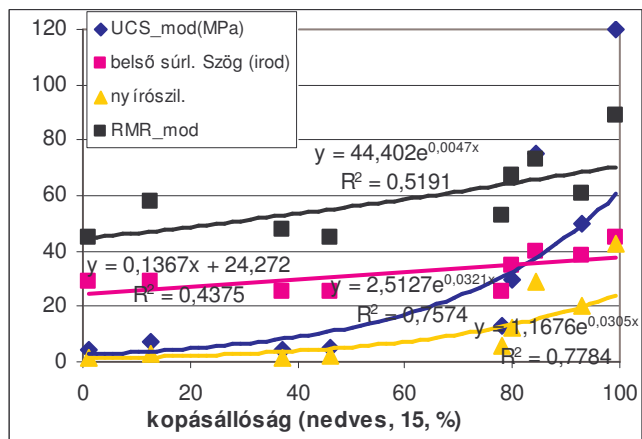


3.12 ábra. Az UCS és a kopásállóság kapcsolata (balra száraz, egymáson 30 percig koptatott, jobbra nedves, 15 percig koptatott) (saját szerk.)

Az UCS és kopásállóság és egyéb kőzetfizikai paraméterek között kapcsolat mutatható ki (3.12-3.14. ábra).



3.13. ábra. A száraz kopásállóság (egymáson görgetett, 30 perc) és az UCS-sel összefüggő mérnökgeológiai paraméterek kapcsolata (saját szerk.)



3.14. ábra. A nedves kopásállóság (15 perc) és az UCS-sel összefüggő mérnökgeológiai paraméterek kapcsolata (saját szerk.)

3.1.4 A kőzetek klimatikus hatásoknak való ellenállóképessége

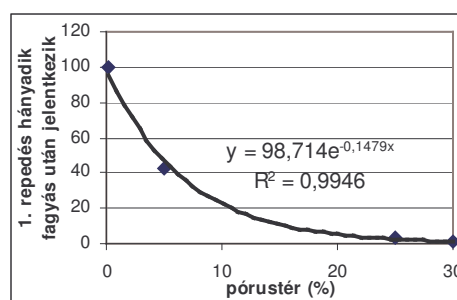
A kőzetek eróziós ellenállóképessége több tényező függvénye. Az eddigiekben a kőzet belső tulajdonságait reprezentáló paramétereket vizsgáltuk: a kőzet áványos összetételét, szerkezetét (repedéssűrűség, rétegzettség), korát (cementáltságát) vettük figyelembe az egyirányú nyomószilárdságot érintő terheléses vizsgálatokban. A koptatási vizsgálatok során az anyagvesztés és aprózódás dinamikáját, az aprózódott anyag méretét – ez az elszállítás ütemét, azaz erodálhatóságot is

szimbolizálja – vizsgáltuk. A belső tényezők közül nem foglalkoztunk a vízfelvevő-képesség és a kőzet eróziós ellenállásának kapcsolatával, a külső hatások közül pedig a klíma szerepével.

A klimatikus tényezők közül a fagy hatását emeltük be a vizsgálandó tényezők közé: ennek részben az az oka, hogy a Földtudományi Intézet saját fagykamrával rendelkezik és korábbi mérősorozatok adataira is támaszkodhattunk (PINCZÉS 1994, DOBOS 1996), másrészt SZÉKELY (1969) szerint a fagy hatását befolyásoló tényezők közé ugyanazok tartoznak, mint amelyek az UCS-t és a kopásállóságot is befolyásolják, harmadsorban azért, mert a porozitás és a kőzet fagyállóképessége közötti kapcsolat szintén jól vizsgálható (PINCZÉS 1994). Kérdés, hogy van-e szoros összefüggés az UCS és a fagyállóság, illetve az UCS és porozitás között.

Az üledékes kőzetek fagyra érzékenyebbek, mint a kristályos vagy metamorf kőzetek (OHLSON 1964). A dolomit és a mészkő, bár a szilánkos törmelékméretet elég hamar eléri fagyaprózódás hatására, további pusztulása mégis igen lassú. A törésekkel átjárt agyagpala, részben éppen szerkezeti adottságai miatt, részben pedig nagy iszap- és agyagtartalmának köszönhetően a vízzel és faggyal szemben nem ellenálló, hiszen duzzadóképesége a porozitást is megnöveli (KEIL 1970). A lemezesség, vékonypadosság szintén segíti a fagy munkáját, a réteglapok kapilláris hálózatként működnek. A homokkövek eleve porózusak, s nemcsak a nedvesség, de a fagy hatására is könnyen szétesnek, a tufák szintén duzzadóképesek, s a fagyott víz pórusaikat kitöltve rongálja a szerkezetüket. A kompakt kőzeteknek (vulkanitok) viszont porozitásuk kicsi, faggyal szembeni ellenállóképességük nagy. A vastagpados kőzetek vagy idősebb, tektonikailag nem igénybevett, kompakt agyagpalák szintén ellenállóak (LAUTRIDOU – OZOUF 1982).

3.4. táblázat. A pórustérfogat és a repedezettség, tömegveszteség kapcsolata (STEFANOVITS 1996)			
	Pórustér (%)	1. Repedés hányadik fagyás után jelentkezik	Tömegveszteség az első fagyás után (g/m ²)
neogén homokkő	25	3	2,7
paleogén homokkő	5	43	0,3
mezozoos mészkő	30	1	0,9
márvány, gabbro	0,2	100	0,05



Az iménti bevezető alapján lehetséges a mintaterületen előforduló kőzettípusok minősítése, mérhető a klimatikus hatásokkal szembeni ellenállásuk. A vizsgálat során minden kőzettípusból két vízzel telített mintát helyeztünk a fagykamrába, amelyben nappal +10, éjjel –20 Celsius fokos hőmérséklet uralkodott. E peremfeltételek egyik oka, hogy amennyiben az aktuális víztartalom a telítési víztartalom 90%-ánál kisebb, a legkeményebb kőzetek esetében rövid időn belül nem számolhatunk szétfagyási jelenséggel (VÉGH 1967), illetve, hogy a kapillárisokban a víz csak –10 Celsius fok alatt fagy meg, s nem a tartós hideg, hanem a nagy és gyors hőmérséklet-ingadozás okozza a kőzetek mechanikai

tönkremenetelét. A vizsgálat során ismét követelményként jelentkezett, hogy az egyes kőzetek jól elkülönüljenek a faggyal szembeni ellenállás szempontjából, a kísérletsorozat tehát nem minden kőzet esetében tartott a teljes szétesés állapotáig. Ez ugyanis 20 hetet is igénybe vehet, másrészt ennél tovább tartó fagy(ingadozás) hazánkban jelen éghajlati viszonyok között nem reális és a hazánk felszínformálódására (a lejtőképződésre) jelentős hatással bíró pleisztocén hideg klíma során sem volt domináns.

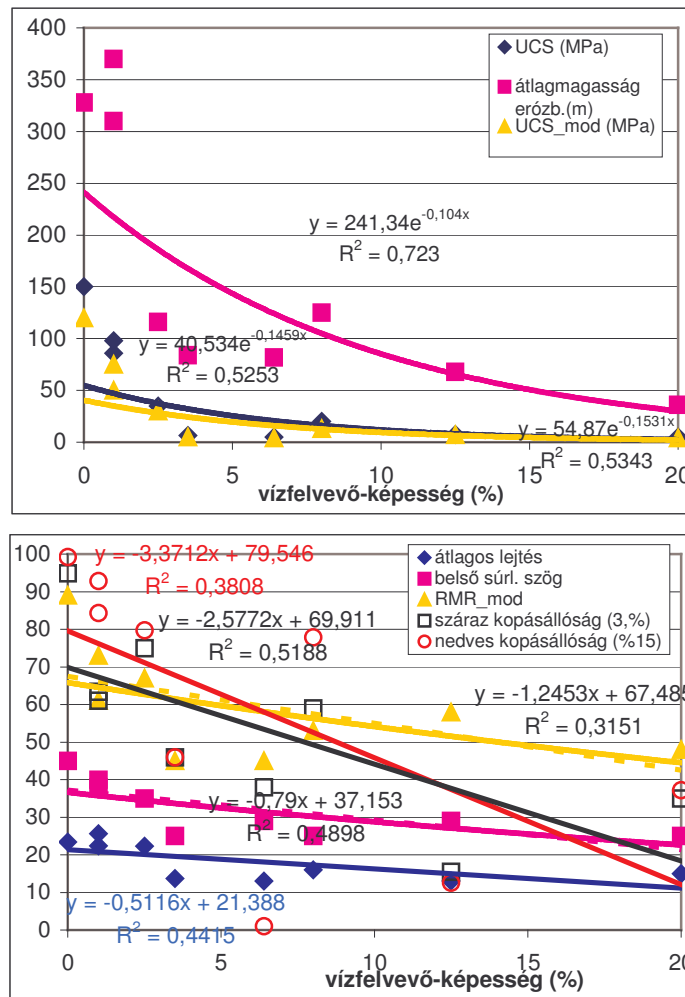
3.5. táblázat. Kőzetek nedves fagyállósága és vízfeltevő-képessége

Kőzettípus	Nedves fagyállóság (%)	vízfeltevő-képesség (%)
neogén homokkő	55	6,4
paleogén slír	15	20
neogén slír	15	3,5
neogén tufák	66	12,5
neogén andezit	81	8
paleogén homokkő	82	2,5
paleo-mezozóos sziliciklaszt	97	1
paleo-mezozóos mészkő	100	1
paleo-mezozóos vulkanit	100	0,1

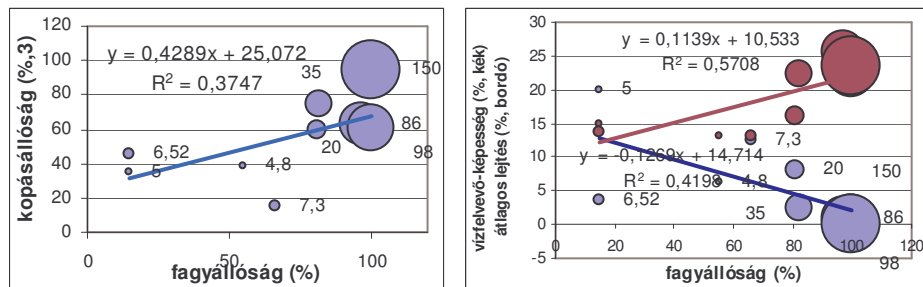
A vizsgálat 3 hete alatt nem a valós pleisztocén éghajlati viszonyok rekonstruálására törekedtünk, hanem arra, hogy a kőzetek minél hamarabb elkülönüljenek fagyállóság szempontjából. Nedves mintáinkat a fagykamrában vízbe helyeztük, így a fagyott víz feszítő hatása nemcsak a kapillárisokban érvényesült. Mérőszámként a nem aprózódott anyag tömegének %-os arányát választottuk. A porozitás helyett a vízfeltevő-képességet mértük (%) – ez ugyanis technikailag könnyebben kivitelezhető (**3.5. táblázat**).

A kapcsolat a vízfeltevő-képesség és a többi morfológiai és litológiai változó között nem olyan erős, mint az UCS vagy a kopásállóság esetében (3.15. ábra). A fagyállóság és a kopásállóság ill. a fagyállóság és a vízfeltevő-képesség kapcsolata sem volt erősnek nevezhető. Egyértelműbb trendjelleg mutatható ki viszont az átlagos lejtés és a fagyállóság kőzettípusonkénti értékei között, s még erősebb a kapcsolat az UCS ill. a hozzá kapcsolódó litológiai paraméterek között (3.16-3.17. ábra).

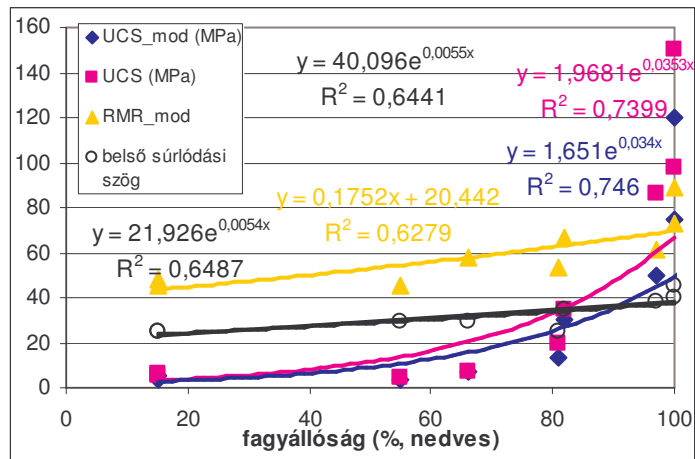
Az UCS választása azért is bizonyult előnyösnek, mivel értéke nem függ a minták vizsgálatban eltöltött idejétől, nem úgy, mint a kopás- vagy fagyállóság esetében; az utóbbiakat a vizsgálat más-más fázisában korrelálva az egyéb tényezőkkel, változik a kapcsolat jellege. Ez erősen korlátozza ez utóbbi kísérletek reprodukálhatóságát. Ugyanakkor a fent említett paraméterek a geomorfológiai és felszínstabilitási térképek hasznos elemei lehetnek, és a kőzettulajdonságok ábrázolása – amennyiben növeljük a mintaszámot, és a kőzeten belüli különbségeket is térképre visszük – segítséget nyújthat a mérnökgeomorfológiai és építőmérnöki tervezésnél (ÁDÁM – PÉCSI 1985).



3.15. ábra. A vízfelvevő-képesség (%) és a litológiai és morfometriai paraméterek kapcsolata a mintaterületen (saját szerk.)



3.16. ábra. A fagyállóság kapcsolata a kopásállósággal, vízfelvevő-képességgel és az átlagos lejtéssel a mintaterületen (saját szerk.)



3.17. ábra. Kapcsolat a fagyállóság és a köztérfizikai jellemzők között (saját szerk.)

3.2 A morfológiai paraméterek kiválasztása

3.2.1 Az átlagmagasság és a relatív relief, mint morfológiai paraméter kritikája

A lejtőmeredekség kiválasztása morfológiai paraméterként első megközelítésre egyértelműnek tűnik, hiszen az eltérő meredekségű lejtők gyakorisága tükrözi a kőzetminőség különbségeit (KIRKBY 1971, STRAHLER 1972, AHNERT 1966, 1970, 1987, SCHEIDEGGER 1990). Általánosságban igaz, hogy a keményebb kőzeten hosszú távon meredekebb lejtők képződnek, de ennek feltétele, hogy a kőzetek a felszínfejlődés azonos stádiumában legyenek. Számos eset képzelhető el ugyanis, ahol a keményebb kőzet kisebb lejtést mutat, mint a beágyazó puhább kőzet (pl. a Medves- vagy a Bükk-fennsík), s a felszínfejlődés során a kipreparálódó kemény kőzet fokozatosan veszi fel a rá „jellemző” maximális állékonyságot mutató lejtőalakot. Esetünkben a keményebb kőzetek átlaglejtése és módusza is nő (4.1. ábra, 2.1. táblázat).

A kutatók között azonban nincs általános konszenzus abban, hogy a kőzet *ellenállóképességét* a lejtők meredekségének gyakorisága, avagy átlagmagassága, vertikális kiterjedése reprezentálja-e inkább (vagy ezek összefüggnek). Az tény, hogy a lejtőmeredekség önmagában nem írja le a *domborzatot*, hiszen azt a felszabdaltság is befolyásolja (1.1. ábra). Egy alacsonyabb domborzati forma (Vajdavár-típusú domborzat) is jellemezhető ugyanolyan lejtőszög-gyakoriságokkal, mint egy magasabb (Bükk-típus). Az is igaz, hogy a lejtő eltérő lejtőszög esetén eltérő maximális magasságot érhet el (*állékonysági határproblémák*) (KETTNER, 1960). A lejtőfejlődésre a geológiai és klimatikus tényezőkön túl tehát a *lejtőszög*

(meredekség) és a lejtő magassága (a lejtő hossza) egyaránt befolyással bír (YOUNG 1975, SZABÓ J. 1996).

3.6. táblázat. A lejtőszög és az állékonyság kapcsolata homokkő esetén (KETTNER 1960)

Belső súrl. szög=15°	Lejtőszög	15°	20°	25°	30°	40°	50°	60°	70°	90°
$y = 67,421e-0,0401x$ $R^2 = 0,8105$	Magasság	vég-telen	35,3 m	18,8 m	13,3 m	8,3 m	6,4 m	5,2 m	4,3 m	3 m

Mind RAHN (1971) az új-angliai kőzetek esetében, mind FLINT (1963) Connecticut paleozoós térszínein kimutatta a kőzettípusok keménysége és tengerszint feletti magassága (illetve vertikális kiterjedése) közti összefüggést. Ugyanezt COSTA és CLEAVES (1984) Maryland piedmont régióiban és CLAYTON és SHAMOON (1998b) Anglia esetében is megerősítették.

Azonban az angoszász szakirodalom azon állítása, hogy a kőzetkeménység a kőzetek (átlag)magasságával mutat összefüggést, csak speciális esetekben igaz. Egy Pireneusok-Kárpátok típusú orogénél (ahol a gránitosodott kemény maghegységre a konsumálódott üledékgyűjtő mészkőve és flis-molassz üledéke támaszkodik) jó eséllyel igaz az összefüggés. Számos olyan eset lehetséges azonban, ahol az összefüggés inkább az eredeti települési viszonyoknak, a rétegvastagság különbségeinek, vagy a tektonikának köszönhető, mint az erózióknak.

3.7. táblázat. Az eltérő keménységű kőzetek vertikális magassági megoszlása Maryland hegylábfelcsúszásain COSTA és CLEAVES (1984) alapján

keménység	x	xx	xxx	xxxx
magasság (m)	márvány	gneisz	pala	kvarcit
180-210	0%	10%	60%	70%
150-180	0%	30%	30%	20%
120-150	40%	50%	10%	10%
90-120	10%	10%	0%	0%
átlagmagasság (m)	120	150	180	200

COSTA és CLEAVES (1984) eredményeinél szembevetünk, hogy a magasabban elhelyezkedő, keményebb kőzetek a kisebb tengerszint feletti magasságokból egyáltalán nem részesülnek, azaz e kőzetek rétegszerűen, horizontálisan települnek, így nem meglepő az eredmény, csak éppen a denudációval való összefüggése kérdőjelezhető meg. Az, hogy a kvarcit 70%-a nagy magasságban van, egyszerre köszönhető nagy ellenálló-képességének és települési helyzetének is, de a két tényező szerepe nem választható szét további vizsgálatok nélkül. (Például az is elképzelhető, hogy bár előfordul a kvarcit a kis magasságokban, de ott nem felszínalkotó, hanem fekszik egy másik kőzetnek. E táblázatból azonban a hegylábi térszín geológiája nem derül ki).

A Bükk és északi előtere esetében a magasság és a kőzetkeménység közötti erősebb kapcsolatra utal, hogy terület felpikkelyezett, így az egyes kőzettípusok

egymás mellett elhelyezkedő, laterálisan érintkező, önálló sávokat alkotnak, amelyeket erózióbázisként funkcionáló, törésvonalak mentén kialakult völgyek választanak el egymástól. A magasság (vertikális kiterjedés) és a lejtőmeredekség között esetünkben van értelme a korrelációs vizsgálatoknak, de ez területspecifikus adottságoknak köszönhető és nem általános érvényű.

A fejezet másik vizsgálati témakörére visszatérve, kritikai vizsgálatnak kell alávetni a *relatív relief* alkalmazhatóságát is. Az **1.1 ábra** különféle azonos magasságú domborzattípusai alapján megállapítható, hogy a relatív relief nem igazán alkalmas statisztikai vizsgálatokban, ugyanis láthatóan nem egyetlen minőségi tulajdonságra utal: a reliefet a lejtőmeredekség és a lejtőhossz együttesen határozza meg. Eltérő lejtőmeredekség eredményezhet ugyanakkora reliefet, s azonos lejtőmeredekség is vezethet különböző reliefhez. Mindez eltérő domborzattípusokat eredményez. Azonos völgyssűrűség mellett is létrejöhet eltérő relief, miként eltérő völgyssűrűség is eredményezhet azonos reliefet. A relatív relief alkalmazását a korábbiakban, az adatfeldolgozási lehetőségek korlátozottsága és a lejtőmeredekség-térképek előállításának nehézségei, illetve a paraméterek számának redukálása tették szükségessé (részben ezért csökkentették az adatszámot a „felbontás rontásával”), de ez a számítógépes kapacitás növekedésével megszűnt.

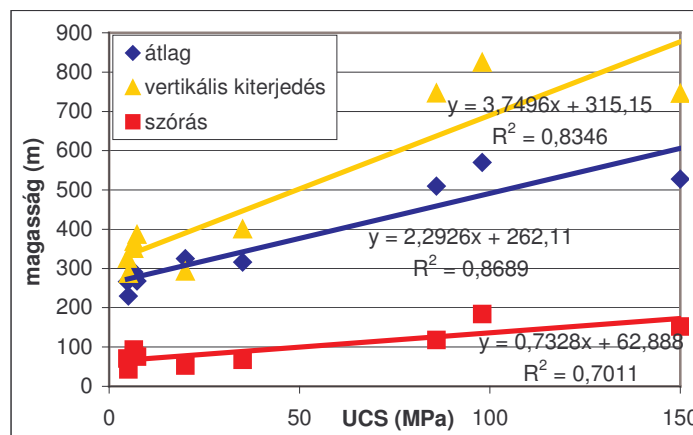
3.2.2 A magasság, a lejtés és a kőzetkeménység kapcsolata

Mintaterületünkön elvégeztük a kőzetek keménységének, illetve átlagos magasságának korrelációs vizsgálatát, vizsgáltuk a vertikális kiterjedés (regionális relief) és a lejtés összefüggését a keménységgel. A területen az említett geológiai sajátosság – az alaphegységnek támaszkodó, vagy általa a törésvonalak mentén magasba tolt, egymástól tektonikailag preformált völgyekkel elválasztott kőzetegységek – miatt az erózióbázis magasságában szinte minden kőzet előfordul, a kőzetek magassági minimumértékei 110 és 180 méter között szórnak.

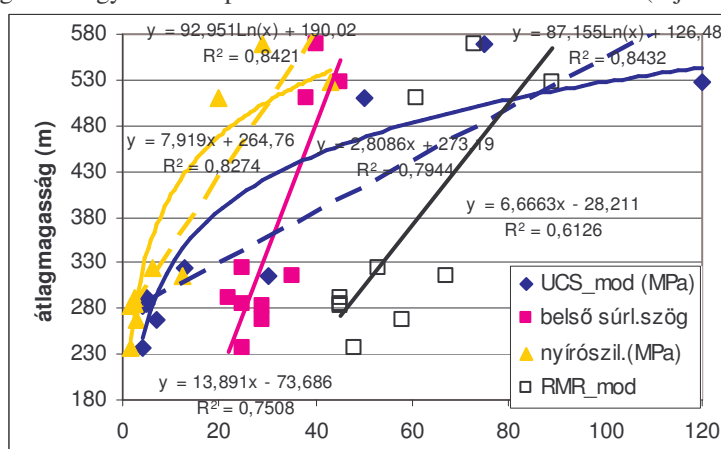
A rétegtan és a morfofenetika egyszerűsítése mellett (pl. a tufa hiába fordul elő kis és nagy magasságban egyaránt, ténylegesen nagy vertikális terjedelmet vékony rétegei és mállékonysága miatt sehol nem alkot) a mintaterületen *kimutatható a kapcsolat a kőzet keménysége ill. maximális, átlagos magassága valamint vertikális kiterjedése között (3.18. és 3.19. ábra)*. Ugyanez érvényes a móduszok esetében is. Az összefüggés erős: a korrelációs koefficiensek értékei $r=0,8-0,9$ között változnak. Ez azonban zömmel a kedvező geológiai helyzetnek köszönhető, ezért a vizsgálati területen túli általánosítást nem vonhatunk le.

Ezt követően a *kőzetek keménysége és átlagos lejtőmeredeksége közötti összefüggést vizsgáltuk meg, mely szintén erősnek bizonyult (3.20. ábra)*. A lejtőmeredekség szórása és a keménység közötti korreláció erőssége ($r=0,83$) adathalmazunk osztályozatlanságára utal, amelynek oka az, hogy a keményebb kőzetek esetében nő az értelmezett lejtőintervallum szélessége, a keményebb kőzetek kis és nagy meredekségű lejtőt egyaránt felépíthetnek. Az átlagos lejtés

helyettesíthető a teljes lejtőmegoszlást figyelembe vevő lejtősség értékével (SZABÓ J. 1984), de a korreláció erőssége ekkor sem nem változik.



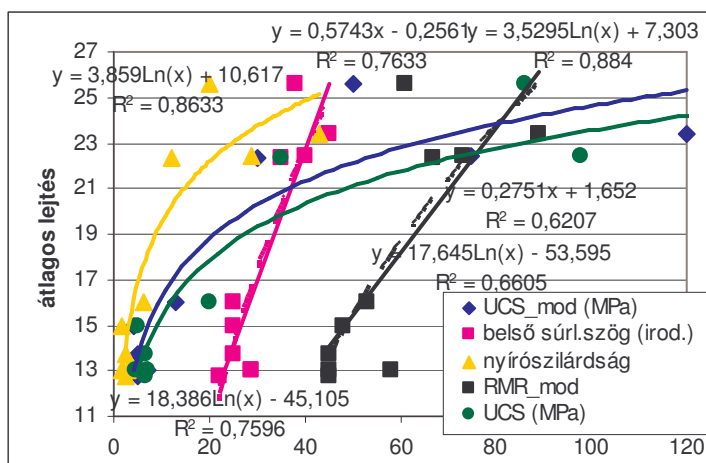
3.18. ábra. A kőzetkeménység és állékonyság (átlagmagasság, vertikális kiterjedés) összefüggése az egyes kőzettípusok esetében a Bükk északi előterén (saját szerk.)



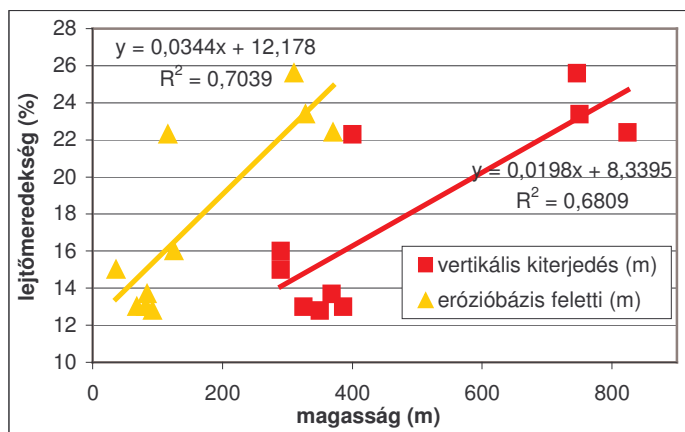
3.19. ábra. Az átlagmagasság és a litológiai paraméterek közötti kapcsolat (saját szerk.)

A kőzetkeménység és a vertikális kiterjedés (illetve az átlagmagasság) között hasonló összefüggés mérhető, mint a lejtőmeredekség és a kőzetkeménység között (3.18 és 3.20. ábra). Mivel azonban mintaterületünk az előbbi összefüggést illetően geológiai szempontból ideális, ritkán megvalósuló térszíntípus, az általánosabb megközelítést lehetővé tevő lejtést választottuk morfológiai paraméternek. Hipotézisünk szerint az átlagos lejtés nem feltétlenül a legjobb *statisztikai paraméter*: kell lennie egy olyan lejtőmeredekség-intervallumnak, mely az adott kőzetet jól jellemzi (mely nem feltétlenül a módusz), és olyanak is, mely kőzetfüggetlen, így irreleváns a korrelációs vizsgálatok szempontjából. Az átlagos lejtőmeredekség és a vertikális kiterjedés, illetve az erózióbázis feletti átlagmagasság között is kimutatható a kapcsolat (3.21. ábra). Az átlagmagasság és

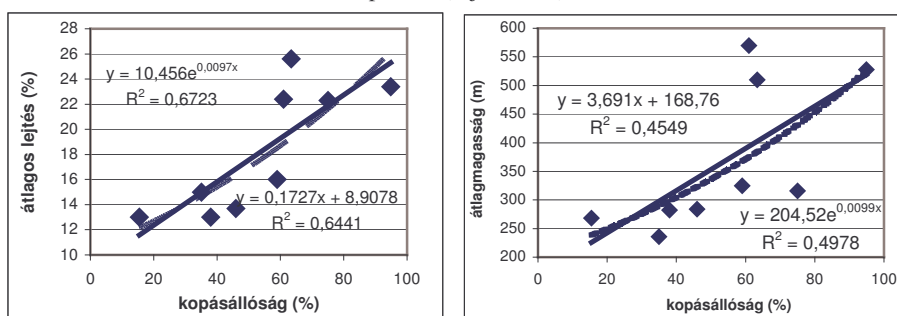
vertikális kiterjedés növekedésével nő a lejtőmeredekség is az egyes kőzettípusok esetében.



3.20. ábra. Az átlagos lejtőmeredekség és a litológiai paraméterek közötti kapcsolat (saját szerk.)



3.21. ábra. A lejtőmeredekség és a vertikális kiterjedés, illetve erózióbázis feletti átlagmagasság közti kapcsolat (saját szerk.)



3.22. ábra. A kopásállóság kapcsolata a morfológiai és litológiai paraméterekkel (saját szerk.)

Ezt követően a tényleges adatértékeket a rangsorban elfoglalt helyükkel helyettesítettük és a három eddig vizsgált változó korrelációját így is megvizsgáltuk. Ellentétben a korábbiakkal, a vertikális kiterjedés és az átlagos lejtés esetében nem mutatható ki összefüggés, míg az erózióbázis szintje feletti magasság és az átlagos lejtés között igen. Szintén érvényes a korábban megállapított korreláció az UCS és a lejtés és az UCS és az átlagmagasság között ($r=0,8$) (**2. melléklet**).

A kopásállóság és a lejtőmeredekség között közepes korreláció mérhető, míg a kopásállóság és átlagmagasság, illetve a kopásállóság és az erózióbázistól való távolság között nincs erős összefüggés (3.22. ábra).

3.2.3 Az erózióbázistól való távolság, a lejtőmeredekség és a magasság egymással való kapcsolata és morfológiai következményei

Az előző fejezetben az átlagértéket és egyéb statisztikai mutatókat vizsgáltunk. E részfejezetben bővítjük a változók körét, s kiterjesztjük vizsgálatainkat a teljes adathalmazra.

Általában elfogadott, hogy az erózióbázistól távolodva a domborzati formák magassága növekszik. CLAYTON és SHAMOON (1998a, 1998b, 1999) viszont ezen túlmenően azt állítják, hogy mindez közzétanilag is igazolható: az erózióbázistól való azonos távolság esetén a keményebb kőzet lesz magasabban (**1.6. ábra**).

Megvizsgálva mintaterületünkön az állítás valóságtartalmát, közetcsoportonként ábrázoltuk az erózióbázis feletti magasságot az erózióbázistól való távolság függvényében. Elemeztük továbbá az erózióbázistól való távolság és a lejtőmeredekség kapcsolatát az egyes közettípusok esetében, abból kiindulva, hogy az erózióbázistól távolodva a felszabdaltság csökken, azaz a meredek lejtők gyakorisága is ritkul (az erózióbázis közvetlen közelében a lejtés szintén kicsi). Szintén közettípusonként vizsgáltuk a magasság és a lejtőmeredekség kapcsolatát. Az elemzéshez 25x25 m/pixel felbontású adatbázisunkat használtuk fel. Az erózióbázis definiálásánál módszertani problémákba ütköztünk, különbséget kellett tenni a lokális és regionális erózióbázis között.

Lokális erózióbázishoz tartozónak vettünk minden, Idrisi szoftverben a teljes mintaterületre generált lefolyástérképen megjelenő völgyszakaszt, és az ettől való távolságot mértük (értelemszerűen a legközelebbi völgyszakasz tekintendő erózióbázisnak).

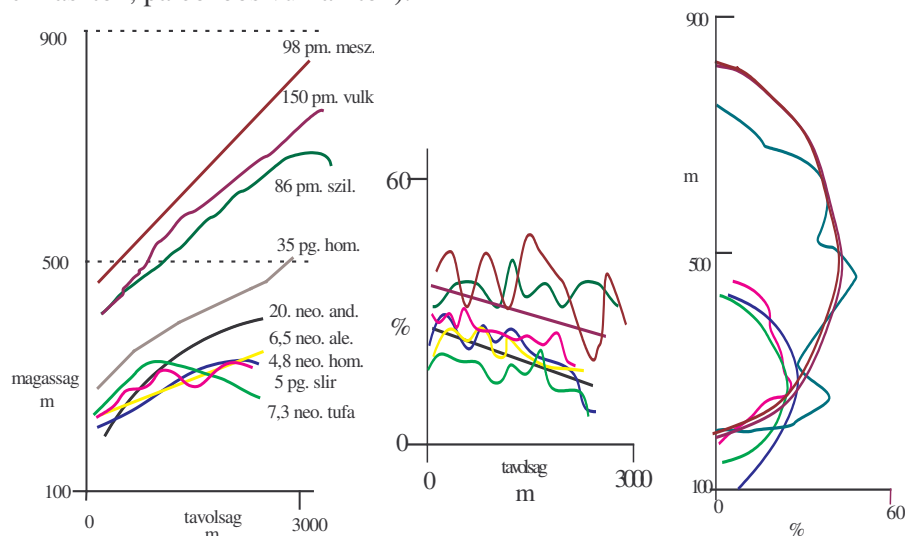
Ennek köszönhetően *egyetlen pixel sem volt 3000 méternél messzebbre valamely völgyszakasztól, ami a vizsgálati terület erős felszabdaltságára utal. (A völgyektől való távolság ugyanúgy a felszabdaltság mérőszáma, mint a völgyűrűség, csak mérése az informatika fejlődése előtt nehézkes volt).* Az erős felszabdaltság eredményeképpen a lokális erózióbázison alapuló kétváltozós diagramjaink nem mutattak egyértelmű trendjelleg, sem monotonitást. A maximum- vagy a minimumértékek eloszlása viszont helyenként trendjelleg mutatott, s ezek alapján

illesztettünk trendvonalat a ponthalmazra. A foltok alakja, illetve a maximum és minimumértékek lefutása alapján típusok különíthetők el, melyek alkalmasak – korlátok között – felszínfejlődési jellegzetességek azonosítására (3.25, 3.27. ábra).

Ahol a minimumértékek változatlanok, de a maximumérték növekszik, ott állítható, hogy a kőzet nem sajátos települési viszonyok (vető) miatt került magasra, hanem az erózióbázistól való távolsága miatt a központ magassága megőrződött, míg a peremek jobban erodálódtak. A centrumban bevágás, a peremen alacsonyodás (volt) a jellemző (paleogén homokkő).

Ott, ahol a maximumértékek változatlanok és a minimumértékek növekednek az erózióbázistól távolodva, a peremrégió felszabdaltságára, bevágódásra számíthatunk. A központi régióban elegyengetés dominál(t) (pl. mészkő), és/vagy a völgyregresszió még nem fejeződött be. A változatlan maximumértékek egy maradványfelszínre utalnak.

Amennyiben az erózióbázistól távolodva mind a maximum, mind a minimumértékek növekednek, úgy kisebb felszabdalo erózióra, befejezetlen regresszióra és nagyobb (egykori) kiemelkedésre lehet gyanakodni (neogén andezit, sziliciklasztok, paleozóos vulkanitok).



3.23. ábra. A magasság változása az erózióbázistól való távolság függvényében kőzettípusonként (balra)

A lejtőmeredekség és az erózióbázistól való távolság kőzetcsopontonként (középen)

A lejtőmeredekség változása a magasság függvényében a különböző kőzettípusoknál (jobbra)
(lokális erózióbázissal számolva, trendvonalas ábrázolás, saját szerk.)

Lokális különbségekre utal, ha a kétváltozós diagramon az adatok nem egy, hanem több foltszerű képződményt alkotnak. Ebben az esetben az adott kőzet települése nem folyamatos, hanem megszakított, ami – tekintve, hogy a mintaterületen valamely kőzetcsoport képződése jól behatárolható időhorizontot jelent – vagy utólagos tektonikát bizonyít, vagy az előbbi mellett a prevulkáni

felszín magasságkülönbségeinek is betudható (például a paleo-mezozóos vulkanitok és a neogén andezitek esetében) (3.27. ábra).

Az egyes közettípusokra jellemző trendvonalakat egy diagramon ábrázolva megfigyelhető, hogy a keményebb kőzetek azonos erózióbázistól való távolság esetén magasabban helyezkednek el (3.23. ábra), megerősítve CLAYTON és SHAMOON (1998b) állítását. Az esetek zömében szintén igaz, hogy a magasság növekedésével az átlagos lejtés eleinte nő, majd lecsökken. A távolság növekedésével a lejtőmeredekség a kezdeti emelkedés után csökkent.

Mivel a lokális erózióbázisok alapján készített kétváltozós diagramok nem voltak meggyőzők, redukáltuk az erózióbázist a Sajó völgyére, illetve a 200 m-nél alacsonyabban fekvő térszínekre. Ez megfelel a klasszikus geomorfológiai értelmezésnek. (A szoftveres lekérdezésnél az előzőtől eltérő módszer alkalmazására volt szükség. A 200 m-nél alacsonyabb térszinek határvonalát Idrisiben leválogattuk, majd vonalként definiáltuk, mint erózióbázist, végül egy fedvénnyel megszabadultunk a mintaterületen kívül eső pontoktól).

Megvizsgálva a kőzetenként leválogatott teljes adatsor korrelációs együtthatóit (SPSS), valóban csak az erózióbázistól való távolság és a magasság között volt erős kapcsolat, azaz vizsgálati területünkön az erózióbázistól távolodva nő a magasság (3.8. táblázat) (de ez nem feltétlenül szükségszerű, nem általános törvényszerűség, hanem egy speciális morfológiai kategóriát jelent: kiemelkedő térszín, erős bevágással).

3.8. táblázat. Korrelációs vizsgálatok a morфомetriai paraméterek között közettípusokra lebontva (saját szerk.)

R értéke	Neogén andezit	Neogén homokkő	Neogén slír	Neogén szilt	Neogén tufa	Paleogén homokkő	Paleogén slír	Paleo-mezozóos mészkő	Paleo-mezozóos sziliciklasz	Paleo-mezozóos vulkanitok
Magasság-lejtés (regionális)	-0,104	0,113	0,167	0,087	0,148	0,152	0,462	-0,024	0,058	-0,05
Magasság-távolság (regionális)	0,140	0,522	0,701	0,716	0,837	0,311	0,205	0,734	0,400	0,615
Lejtés-távolság (regionális)	-0,171	-0,138	-0,054	-0,014	0,116	0,181	-0,072	0,095	0,133	0,156
Magasság-lejtés * (lokális)	-0,101	0,261	0,391	0,260	0,255	0,153	0,530	-0,021	0,058	-0,050
Magasság-távolság * (lokális)	0,629	0,373	0,458	0,185	0,218	0,503	0,521	0,532	0,470	0,652
Lejtés-távolság (lokális)	-0,141	0,091	0,295	0,166	0,188	0,041	0,298	-0,06	-0,053	-0,113

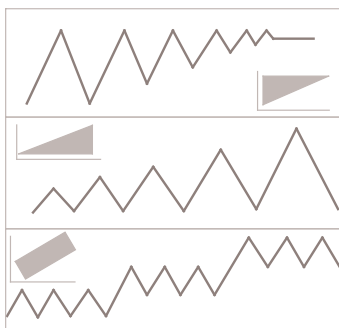
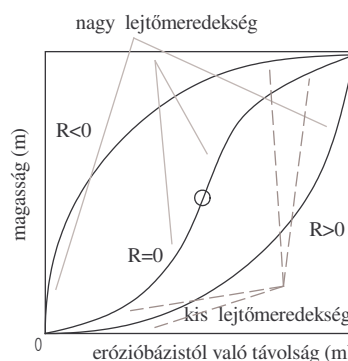
* lokális erózióbázis esetében a 200 m-nél kisebb tszf. magasságú pontokat is értelmeztük, ezért az eltérés

A magasság és a lejtőmeredekség esetében csak egy alkalommal volt kimutatható érdemleges kapcsolat: a paleogén slírek esetében az erózióbázistól távolodva sok esetben a lejtőszög is nő. Ez arra utal, hogy vagy a tetőszintet jellemző laposabb lejtők hiányoznak, vagy az inflexiós pont van magasán, a lejtő

felépítése tehát erősen aszimmetrikus és homorú. A kőzet eme sajátossága a deráziós felszínformálódásra jellemző (homorú oldalú deráziós piramisok) (DEMETER 2003), illetve a laterális erózió dominanciáját mutatja a bevágó erózióval szemben. Megfordítva: amennyiben a két változó közötti korrelációs koefficiens negatív, az azt jelenti, hogy a meredek lejtők kis magasságban találhatók, tehát a területen/kőzeten a bevágás dominál, illetve a maradványszintek felszabdaldódása még nem előrehaladott. Ezen eredmények részben magyarázhatók a kőzetminőséglei különbségekkel.

A lokális erózióbázistól való távolság és a lejtőmeredekség kapcsolata esetében, ha normális (egy inflexiós ponttal bíró szimmetrikus) lejtők alkotják a felszínt, akkor a korrelációs koefficiens 0 körüli értéket vesz fel, ugyanis ugyanannyi azonos lejtőkategóriába tartozó terület lesz az erózióbázistól távol, mint amennyi az erózióbázis közelében. A korrelációs koefficiens növekszik, ha a meredekebb lejtők távol helyezkednek el az erózióbázistól, ez viszont azt jelenti, hogy erősen aszimmetrikus, homorú lejtők jellemzik az adott területet/kőzetet, amely a laterális erózió erőteljesebb szerepére utal. Ha a korrelációs koefficiens 0 alá esik, az azt jelenti, hogy a meredekebb lejtők az erózióbázis közelében helyezkednek el (3.24. ábra), ami arra utal, hogy a bevágó erózió a domináns, s a maradványszintek felszabdaldósága még nem előrehaladott. Ahol mindkét tényező-pár hasonló értéket mutat a mintaterületen (pl. neogén andezit, paleo-mezozóos mészkő ill. vulkanitok) ott valószínűleg a morfológiai következtetések megállják helyüket.

3.24. ábra. A lejtőmeredekség és erózióbázistól való táv kapcsolata és viszonya a domborzathoz (saját szerk.)

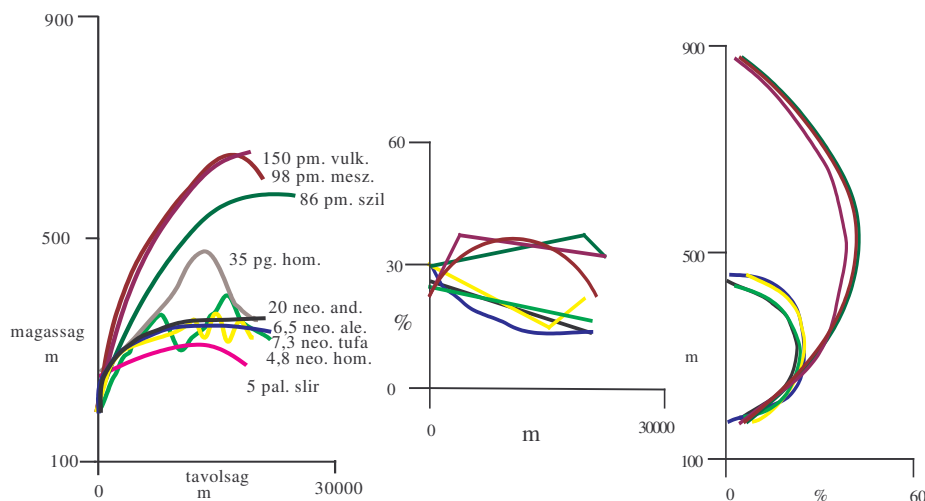


Peremeken felszabdaldódás, regresszió folyamatban, a centrumban maradványszint, alacsonyodás nem jellemző (puha vagy kemény kőzet)

Peremeken alacsonyodás, a regresszió zömmel lezárult, a bevágódás nem gyorsuló, helyenként laterális erózió, (vagy közepesen kemény kőzet)

A regresszió nem zárult le, követő jellegű, a centrum erőteljesen emelkedik, az emelkedés gyorsabb, mint a bevágódás, a peremen alacsonyodás, vagy fosszilis felszín

3.25. ábra. A lepusztulás típusai a vizsgálati területen (saját szerk.)



3.26. ábra. A magasság változása az erózióbázistól való távolság függvényében kőzetcsoportonként (trendvonalas ábrázolás, balra)

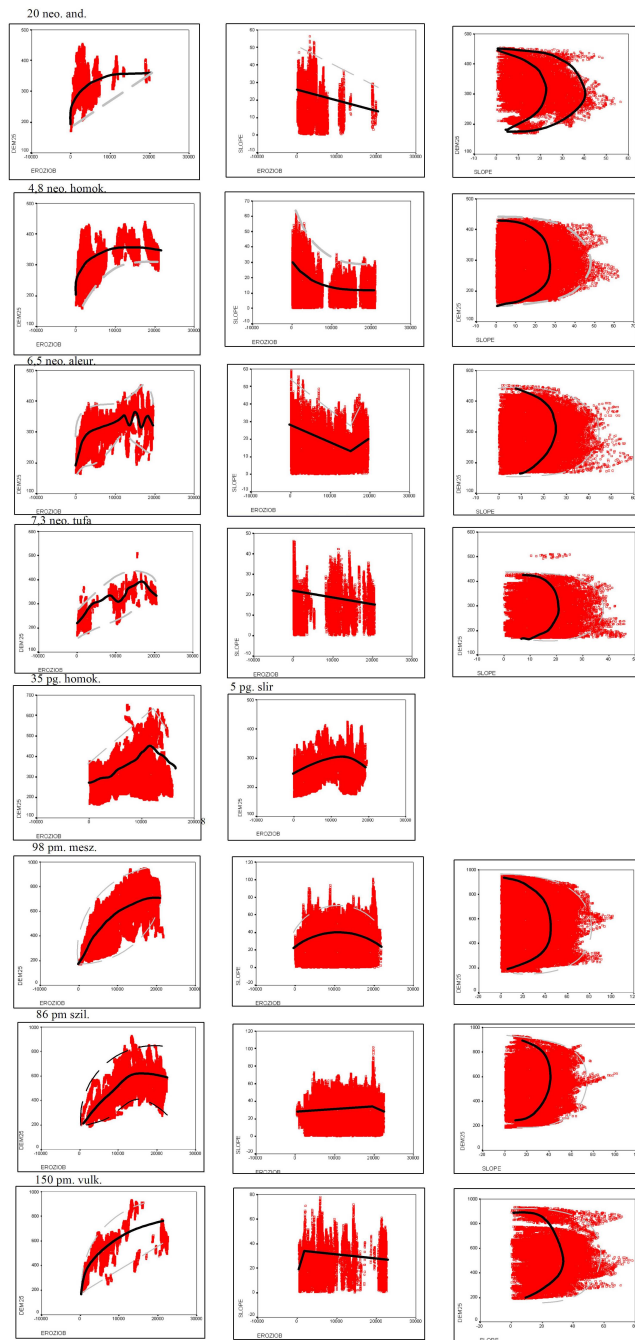
A lejtőmeredekség és az erózióbázistól való távolság kőzetcsoportonként (középen)

A lejtőmeredekség változása a magasság függvényében a különböző kőzettípusoknál (jobbra)
(regionális erózióbázissal számolva, trendvonalas ábrázolás, saját szerk.)

A korrelációs vizsgálatokat követően mindhárom kétváltozós diagramtípust elkészítettük az egyes kőzetekre a regionális erózióbázis esetében is. Az erózióbázistól való távolság növekedésével a magasság is nőtt a kőzetek zöménél – a sok esetben bekövetkező csökkenés az erózióbázistól legtávolabb lévő pontoknál annak tudható be, hogy mintaterületünk déli részének erózióbázisa nem a Sajó, a vizsgálati terület túlnyúlik a vízválasztón (3.26. és 3.27. ábra). Vizsgálatunk tehát a trendvonalak alapján alátámasztotta Clayton és Shamoony elméletét.

A neogén andezitnél, a neogén homokkőnél és a neogén aleuritok esetében a magassági maximum nem nőtt az erózióbázistól távolodva, a minimum igen (egykori elegyengetésre, felszínalacsonyodásra utalnak, a recens fejlődés a felszabdaldódás kezdeti stádiumát mutatja, regresszió várható).

Fordított helyzet, növekvő maximum és stagnáló minimum jellemezte a cementáltabb paleogén homokkövet (amelyre a nagy felszabdaldaltság jellemző), míg a paleo-mezozóos kőzeteknél mind a maximum, mind a minimum növekedett, bizonyítva részben a tektonikát, részben, hogy nagy keménységük, erózióbázistól való nagyobb távolságuk miatt a regresszió még nem fejeződött be. Egyes kőzetek besorolása megváltozott (andezit, mészkő), éppen ezért az erózióbázis definiálása esetében mindig körültekintően kell eljárni, a felszínfejlődés interpretációjában jelentkező különbségek miatt. Az andezit példája azt mutatja – ti. hogy a regionális erózióbázis felé nem csökken a maximumérték (gerincek), míg a (rá merőleges szubszekvens völgyek alkotta) lokális erózióbázis felé igen –, hogy jelenleg az utóbbi erózióban betöltött szerepe a jelentősebb.



3.27. ábra. Összefüggés a morfológiai paraméterek között kőzettípusonként, regionális erózióbázis esetén (saját szerk.)

3.3 A morfológiai és litológiai paraméterek közötti kapcsolat

Az egyes paraméterek értelmezési problémáinak diszkusszióját követően a tényezők közötti kapcsolat erősségét és jellegét vizsgáltuk kétváltozós, majd parciális korreláció, ezt követően klaszteranalízis, diszkriminancia-analízis és lineáris regresszió segítségével, SPSS 15 szoftver felhasználásával.

A kétváltozós korreláció során a teljes adathalmaz kiértékelésekor a magasság és a litológia ill. az erózióbázistól való távolság s a magasság mutatott $r > 0,5$ erősségű kapcsolatot (3.9. táblázat). Az erős kapcsolat hiánya a paraméterek többsége között nem meglepő, hiszen a magasság és a lejtőmeredekség között nem szükségszerű az erős kapcsolat: normál lejtőt feltételezve a kevésbé meredek lejtők mind a völgytalp közelében, mind a tetőszint közelében előfordulnak. Ugyanígy nincs értelme a teljes adatsokaság használatának az erózióbázistól való távolság és a lejtőmeredekség kapcsolatának vizsgálata esetén, hiszen az erózióbázis közelében éppúgy található kis meredekségű (völgytalpi) lejtő, mint az erózióbázistól távol eső, kevésbé felszabdalt tetőszinti térszínen. Az erős kapcsolat inkább speciális esetet jelentene, mint szokványosat. A lefolyás és a magasság esetében, mivel eltérő magasságú vízválasztókhoz tartoznak a legkisebb értékek, a korreláció szintén gyenge.

3.9. táblázat. A morfológiai és litológiai paraméterek korrelációs mátrixa a teljes adathalmaz felhasználásával (Pearson korreláció) 25x25 m/pixel felbontás esetén (saját szerk.)

R értéke	Magasság (m)	Lejtés (%)	Kitettség (°)	Erózió-bázis táv (m)	Costpush	Lefolyás	UCS (MPa)	Fagy-állóság (%)	Víz-feltevő-képesség	Kopás-állóság (3,%)	Denudáció (m/mó év)
Magasság	1	0,278	0,025	0,507	0,576	0,254	0,738	0,621	-0,496	0,437	-0,674
Lejtés	0,278	1	0,036	0,104	0,407	-0,010	0,340	0,351	-0,217	0,337	-0,341
Kitettség	0,025	0,036	1	0,079	0,038	-0,003	-0,012	-0,002	0,009	0,010	0,009
Eróziób. táv	0,507	0,104	0,079	1	0,117	0,058	0,263	0,182	-0,165	0,162	-0,188
Costpush	0,576	0,407	0,038	0,117	1	0,189	0,378	0,399	-0,305	0,292	-0,397
Lefolyás	0,254	-0,010	-0,003	0,058	0,189	1	0,120	0,119	-0,088	0,063	-0,129
UCS	0,738	0,340	-0,012	0,263	0,378	0,120	1	0,844	-0,588	0,700	-0,894
Fagyállóság	0,621	0,351	-0,002	0,182	0,399	0,119	0,844	1	-0,660	0,751	-0,978
Vízfeltev.	-0,496	-0,217	0,009	-0,165	-0,305	-0,088	-0,588	-0,660	1	-0,680	0,635
Kopásállóság	0,437	0,337	0,010	0,162	0,292	0,063	0,700	0,751	-0,680	1	-0,737
Denudáció	-0,674	-0,341	0,009	-0,188	-0,397	-0,129	-0,894	-0,978	0,635	-0,737	1

szignifikanciaszint 0,01

Az előbbi, illetve a litológiai és morfológiai adatszám közti nagyságrendi különbségből eredő probléma kiküszöbölhető, ha a vizsgálati paraméterek átlagértékével számolunk (3.10. táblázat). Ez esetben jóval nagyobb lesz a korrelációs koefficiens valamennyi paraméter esetében, s értelmezhetővé válik a lejtőmeredekség és magasság, továbbá a lejtőmeredekség és az erózióbázistól való távolság kapcsolata is. Megjegyzendő, hogy a geológiai paraméterhez rendelt abszolút UCS értékek relatív erőssorrendre való felcserélése esetében sem gyengül a kapcsolat erőssége az egyes paraméterek között. A kitettség mellett az erózióbázistól való távolság és a lefolyási értékek korrelációi a leggyengébbek a mátrixban. Az UCS (és más litológiai tényezők) és a magasság, ill. a magasság és az erózióbázistól

való távolság között is erős a kapcsolat, de ez az UCS és az erózióbázistól való távolság esetében az összefüggés már gyengül.

3.10. táblázat. A morfológiai és litológiai faktorkorrelációs mátrixa (Pearson-korreláció) az átlagértékek felhasználásával 25x25 m/pixel felbontás esetén (saját szerk.)

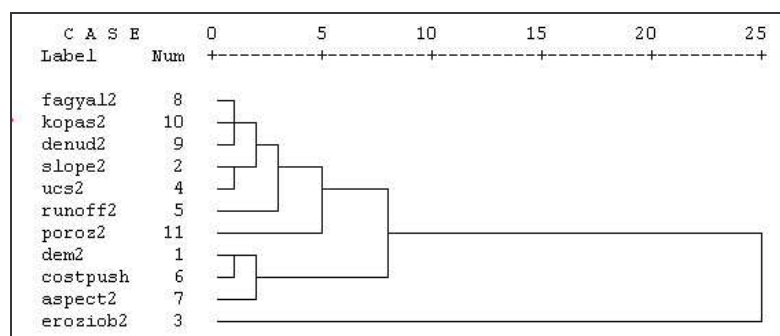
R értéke	UCS (MPa)	Lejtés (%)	Magasság (m)	Erózió-bázis táv (m)	Kopás-állóság (%)	Víz-feltevő-képesség	Denudáció (m/mó év)	Fagy-állóság (%)	Kitettség (°)	Costpush	Lefolyás
UCS	1,000	0,833**	0,931**	0,548	0,781*	-0,661	-0,810**	0,741*	-0,312	0,771**	0,595
Lejtés	0,833**	1,000	0,831*	0,701*	0,781*	-0,657	-0,740*	0,748*	0,033	0,772**	0,471
Magasság	0,931**	0,831**	1,000	0,667*	0,662*	-0,723*	-0,850**	0,784*	-0,176	0,832**	0,734*
Erózió-b. táv	0,548	0,701*	0,667*	1,000	0,291	-0,438	-0,394	0,407	-0,066	0,309	0,095
Kopásáll.	0,781*	0,781*	0,662	0,291	1,000	-0,703*	-0,607	0,606	0,103	0,747*	0,446
Vízfeltev.	-0,661	-0,657	-0,723*	-0,438	-0,703*	1,000	0,636	-0,648	0,096	-0,740*	-0,551
Denudáció	-0,810**	-0,740*	-0,850**	-0,394	-0,607	0,636	1,000	-0,973**	0,139	-0,834**	-0,784*
Fagyállóság	0,741*	0,748*	0,784*	0,407	0,606	-0,648	-0,973**	1,000	-0,014	0,861**	0,712*
Kitettség	-0,312	0,033	-0,176	-0,066	0,103	0,096	0,139	-0,014	1,000	0,163	0,053
Costpush	0,771*	0,772**	0,832**	0,309	0,747*	-0,740*	-0,834**	0,861**	0,163	1,000	0,857**
Lefolyás	0,595	0,471	0,734*	0,095	0,446	-0,551	-0,784**	0,712*	0,053	0,857**	1,000

* szignifikanciaszint 0,05

** szignifikanciaszint 0,01

Adathalmazunk struktúrája még így sem tökéletes, hiszen a litológia esetében csupán 351 adat átlagát soroltuk mindössze 10 kategóriába, míg a morfológiai paraméterek esetében lehetséges volt mind a 2 millió pixelhez eltérő értéket rendelni. Éppen ezért a geológiát kivettük a korrelálandó paraméterek között és az egyes petrofizikai kategóriákon belül is elvégeztük a teljes adatsor morfológiai tényezőinek korrelációs vizsgálatát (lásd: **3.2.4. fejezet, 3.8. táblázat**).

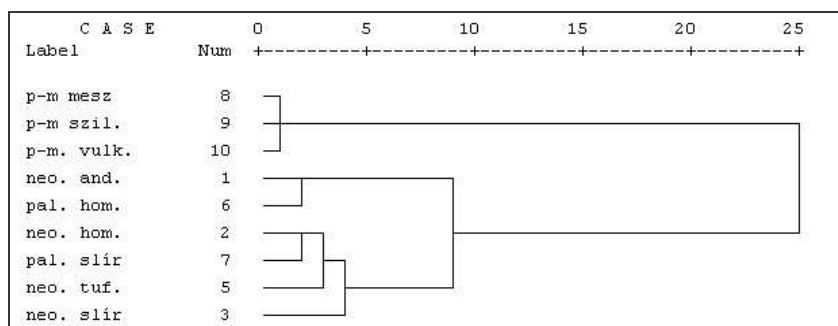
Klaszteranalízist alkalmazva (SPSS 15.0, Past), dendrogramon meghatároztuk a litológiai és morfológiai tényezők egymással való kapcsolatát a teljes adatbázist használva (**3.28. ábra**), majd az egyes közzétípusok közti „rokonságra” utaló dendrogramot is elkészítettük – a processzor kapacitásának véges volta miatt – az átlagok alapján (**3.29. ábra**).



3.28. ábra. A morfológiai és litológiai tényezők kapcsolata a teljes adatsor klaszteranalízise alapján (SPSS, standardizált adatokkal) (saját szerk.)

Az UCS-t „helyettesítő” litológiai paraméterek eltávolításával sem változott döntően a dendrogram szerkezete, ami arra utal, hogy az UCS helyettesítheti e paramétereket. Az UCS eltávolítása után a 3 fő morfológiai paraméter a paleozóos

és puha neogén kőzeteket elkülönítette egymástól, de az andezit és a paleogén homokkő elkerült egymás közeléből (**3. melléklet**). Az UCS tehát nem elhanyagolható paraméter, befolyásolja a kőzettípusok közötti kapcsolatot.



3.29. ábra. A kőzettípusok hierarchikus klaszterezéssel készült dendrogramja (SPSS, standardizált átlagértékek alapján) (saját szerk.)

A korrelációs vizsgálatok során figyelembe kell venni, hogy az erős korreláció gyakran nem ok-okozati összefüggésre utal. Ebben az esetben *parciális korrelációs vizsgálatok* során lehet megállapítani, hogy a két változó között mért tényleges korrelációs koefficiens mekkora mértékben köszönhető a többi változó hatásának.

A *teljes adathalmaz* esetében a *tengerszint feletti magasság és a lejtőmeredekség* közötti $r=0,278$ kapcsolat $rp=0,04$ -re csökken, ha kontrollként az UCS értéket használjuk. A két tényező közötti kapcsolat tehát nem ok-okozati viszony eredménye, hanem létrehozásában az UCS is szerepet játszik, míg az erózióbázistól való távolság sokkal kevésbé jelentős ($rp=0,25$). A *kőzetkeménység és a tengerszint fölötti magasság* közötti erős kapcsolat ($r=0,74$) viszont nem a lejtőszögnek vagy az erózióbázistól való távolságnak köszönhető ($rp=0,71$). Az *UCS és a lejtőmeredekség* kapcsolata ($r=0,34$) a magasságot, valamint az erózióbázistól való távolságot kontrollként alkalmazva szintén nem romlik jelentősen ($rp=0,2$ és $rp=0,32$), azaz a nem túl erős kapcsolat ok-okozati viszonyt mutat (legalábbis nem az említett két tényező befolyásolja). Az *erózióbázistól való távolság és a magasság* ($r=0,5$) kapcsolatának alakulásában az UCS és a lejtőszög sem kap szerepet ($r=0,47$). Az egyes kőzetcsoportokon belül a parciális korrelációs vizsgálatok eredménye nem különbözött a kétváltozós korreláció eredményeitől.

A *kőzettípusonkénti átlagok* esetében a *tengerszint feletti magasság és a lejtőszög* $r=0,831$ erősségű kapcsolata $rp=0,27$ -re csökken, ha kontrollként az UCS értéket használjuk. Ez azt jelenti, hogy a két tényező közötti erős kapcsolat nem ok-okozati viszony eredménye, hanem inkább az UCS hozza létre, míg az erózióbázistól való távolság szerepe sokkal kevésbé jelentős ($rp=0,68$) (csakúgy, mint a teljes adatsornál). A *kőzetkeménység és a lejtőszög* közötti kapcsolat ($r=0,833$) erőssége jelentősen csökken, ha kontrollként a tengerszint fölötti magasságot használjuk ($r=0,289$), ami arra utal, hogy a kapcsolat erősségének alakításában a magasság is szerepet kap, ellentétben az erózióbázistól való

távolsággal ($r=0,7$). Az *erózióbázistól való távolság és a lejtőszög* közötti kapcsolatot ($r=0,7$) az UCS ($r_p=0,52$) és a tengerszint feletti magasság ($r_p=0,34$) csak kis mértékben befolyásolja. Az *erózióbázistól való távolság és a magasság* esetében ($r=0,667$) a lejtőszög szerepe nagyobb ($r_p=0,2$), mint a kőzetkeménysége ($r_p=0,5$).

A *magasság és az UCS* esetében ($r=0,931$) egyik további tényező sem csökkenti jelentősen a korrelációt, ami ok-okozati viszonyra utal. Amennyiben ezt elfogadjuk, ez sarkítva azt jelentené, hogy a Bükk térségében tapasztalható magasságkülönbségekért a kőzetkeménység, a szelektív denudáció felelős, (egységes magasságú kiindulási felszínt feltételezve). A kiemelkedés területenként eltérő sebessége viszont szintén ehhez a képhez vezetne, csak hogy e tényező szerepét adathiány miatt nem tudtuk mérni.

A *lineáris regresszió* standardizált koefficiensei – melyek megmutatják, hogy az egyes paraméterek milyen súllyal szerepelnek az adott változó értékeinek alakulásában – a **3.11. táblázatban** található. Az ok-okozati viszonyokra itt is figyelni kell, mert a kőzetkeménység alakulásában a tszf. magasság valójában nem játszik szerepet (éppen fordítva) – mindössze jól leképi a kőzetminőség különbségeit. Mivel a vizsgálatba olyan derivált morfológiai tényezők is bekerültek, mint a *costpush*, mely nyilvánvalóan több tényezőt ötvöz, a lejtőszög és a magasság függvénye, ez más, *egy tényező*s változók szerepét gyengíti. Így például a lejtést a *costpush* látszólag jobban magyarázza, mint az UCS (hiszen a *costpush* részben maga is tartalmazza a lejtőmeredekséget, mint paramétert, így autokorrelációhoz jutunk), ami megtévesztő eredményt ad. A *costpush* eltávolításával a lejtést az UCS és az *erózióbázistól való távolság* határozná meg. A lefolyás és a lejtőkítség egyik vizsgált tényezővel sem magyarázható. A lejtés gyakorlatilag egyik tényező alakításában sem kapott szerepet. Az újonnan bevont tényezők nem vezettek a korábbi standardizált koefficiensek jelentős csökkenéséhez, így indifferensnek tekinthetők a vizsgálat eredménye szempontjából.

3.11. táblázat. Lineáris regresszió standardizált koefficiensei ($p=0,000$) a teljes adatsor alapján.
(saját szerk.)

	Standardizált Koefficiens		Standardizált koefficiens		Standardizált koefficiens		Standardizált koefficiens
$R=0,871$	Magasság	$R=0,471$	Lejtés	$R=0,577$	Eróziób.	$R=0,775$	UCS
Lejtés	-0,092	Kitettség	0,023	Kitettség	0,062	Kitettség	-0,021
Kitettség	-0,003	Eróziób.	0,104	Costpush	-0,303	Costpush	-0,181
Eróziób.	0,315	Costpush	0,437	Lefolyás	-0,071	Lefolyás	-0,061
Costpush	0,353	Lefolyás	-0,068	UCS	-0,287	Magasság	0,892
Lefolyás	0,104	UCS	0,364	Magasság	0,873	Lejtés	0,190
UCS	0,539	Magasság	-0,292	Lejtés	0,091	Eróziób.	-0,171

$R=0,110$	Kitettség	$R=0,300$	Lefolyás	$R=0,683$	Costpush
Costpush	0,043	Costpush	0,060	Magasság	0,785
Lefolyás	-0,006	Magasság	0,392	Lejtés	0,306
Magasság	-0,012	Lejtés	-0,081	Eróziób.	-0,243
Lejtés	0,030	Eróziób.	-0,097	UCS	-0,243
Eróziób.	0,091	UCS	-0,139	Kitettség	0,023
UCS	-0,052	Kitettség	-0,006	Lefolyás	0,035

3.12.táblázat. Főkomponens-analízis során varimax rotációval létrejött mátrix, mely a változók faktorba sorolását és a faktorra való korrelációját mutatja. Az alsó sorban a variancia főkomponensek által magyarázott %-os értéke (saját szerk.)

Rotated Component Matrix/főkomponensek

	1	2	3	4	5
magasság	0,555	0,325	0,577	0,311	-0,017
lejtés	0,210	0,834	-0,004	-0,195	0,026
kitettség	-0,008	0,026	0,043	0,004	0,998
erozióbázis	0,099	0,019	0,953	-0,032	0,050
costpush	0,236	0,758	0,137	0,317	0,008
lefolyás	0,059	0,012	0,016	0,941	0,004
ucs	0,861	0,192	0,249	0,079	-0,031
fagyállóság	0,918	0,212	0,084	0,066	-0,007
vízfelvevő	-0,787	-0,058	-0,061	-0,043	-0,004
kopásállóság	0,859	0,135	0,000	-0,054	0,031
denudáció	-0,919	-0,205	-0,117	-0,088	0,018
KMO=0,77	45%	11%	9%	9%	8%

Megvizsgáltuk, hogy a vizsgált 11 tényező redukálható-e *főkomponens-analízis* segítségével a teljes adatsor esetében (sajátérték>0,9) **(3.12. táblázat)**. A lefolyási értékszám és a kitettség teljesen elkülönült, önálló faktor volt, ami arra utal, hogy független változók. Egy faktorba került a magasság és erózióbázis, a litológiai tényezők pedig elkülönültek a morfológiai paraméterektől.

A litológiai tényezőket kihagyva – az eltérő adatlépték miatt – a lejtés, a magasság és az UCS egy faktorba nyert besorolást, a kitettség és az erózióbázis került egy másikba, a lefolyás pedig a harmadikkal mutatott korrelációt. Ennél pontosabban 4 faktor esetén sem lehetett leválogatni az egyes tényezőket: mindig volt olyan paraméter mely legalább 2 faktorra jó korrelációt mutatott, s olyan

faktor, melybe legalább 2 paraméter került besorolásra.

A *diszkriminancia-analízis* arra használtuk, hogy megvizsgáljuk, milyen pontossággal azonosítható a kőzetminőség, mint litológiai paraméter a morfológiai paraméterek alapján (azaz az egyes pixelek besorolási pontossága mekkora az egyes kőzettani kategóriákba).

A teljes adatsor diszkriminancia-analízise során a 2 millió pixel 40%-a került besorolásra a kőzetanalízis megfelelő kategóriába a lejtés, erózióbázistól való távolság és a magasság alapján, azaz rosszabb eredményt kaptunk, mint egy véletlenszerű besorolás esetén. Amennyiben a kőzettani kategóriák számát 6-re csökkentettük, elsősorban a puhább kőzetcsoporthoz való hozzárendeléssel, úgy a helyesen besorolt esetek száma 71%-ra nőtt.

Mivel területünkön a kőzetcsoporthoz való hozzárendelése szabályszerűséget mutat - a magasság van az erózióbázistól a legtávolabbi, ami befolyásolhatja az osztályozás eredményét - érdemes elvégezni a vizsgálatot a paraméterek egymás utáni kizárásával. 6 kőzettípus esetén csak az erózióbázistól való távolság alapján a pixelek 56%-a nyert besorolást az eredeti kőzetcsoporthoz, a tengerszint feletti magasság esetében ez 67%, míg a lejtés alapján történő besorolás 59%-os eredményt hozott, ráadásul 3 kategóriába egyetlen pixel sem került besorolásra. Egy paraméter segítségével tehát nem lehet a kőzettípusokat 6 kategóriára elkülöníteni.

Két változó vizsgálata esetében a lejtés és a magasság, illetve erózióbázistól való távolság és a magasság alapján az adatok 70%-a került helyesen besorolásra, de két

kategóriába továbbra sem kerültek pixelek; az erózióbázis és lejtés alapján a besorolás pontossága 60% volt. Az üresen maradt kőzettani kategóriákból nyilvánvalóvá vált, hogy túl sok kőzetosztályt választottunk e besoroláshoz. Ezért a képződési koroknak (cementáltságnak) megfelelően 3 csoportba kíséreltük meg besorolni az adathalmazt (a paleogén slíreket dendrogram alapján a neogénhez soroltuk be).

Pusztán az erózióbázistól mért távolság alapján a pixelek 56%-a nyert besorolást az eredeti kőzettípusba, lejtés alapján 62%, a magasság alapján 76%. Két változó figyelembe vétele esetén - az erózióbázistól való távolság és a magasság esetében - 76%-os, az erózióbázis és a lejtés alapján 63%-os sikerességgel osztályoztuk a pixeleket, míg a legmagasabb értékeket a lejtés és a tengerszint feletti magasság egyidejű alkalmazása jelentette, 78%-os sikerességgel. Ebben az esetben az osztályozásnál eddig sokszor üresen maradó paleogén kategóriába is sikerült visszasorolni az eredeti adatok 17%-át, igaz 77%-uk a neogén kategóriába nyert besorolást, ami arra utal, hogy paleogén homokkövek a morfológiai paraméterek alapján inkább a puhább kőzetekhez tartoznak. Egyértelmű, hogy a mintaterületen a tengerszint feletti magasság szerepe domináns a kőzetek helyes besorolásánál, hiszen ez az egy paraméter önmagában is ugyanannyi pixelt osztályozott helyesen, mint bármelyik másik paraméterrel kombinálva (de ekkor a paleogén kategória üresen maradt), s a három változó esetében is 78%-ot kaptunk (ez esetben mindhárom kategóriába került pixel, ennyivel ad jobb eredményt) (**3.13. táblázat**).

A lejtőkitettség, costpush és a lefolyási értékszámok alapján 3 kategória esetén a besorolás sikeressége 62% volt, 10 kategóriát feltételezve a besorolás sikeressége 33% alatt maradt. *Az utóbbi morfológiai paraméterek segítségével a litológiai csoportok nem azonosíthatók.*

A három fő morfológiai tényező tehát korok (konszolidáltság) szerint alkalmas a kőzettípusok elkülönítésére a Bükkben és északi előterén (a paleogén slíreket a puha kategóriába tettük), de a 10 kőzettípust nem adja vissza. Azaz annak ellenére, hogy a morfológiai tényezők egy részével erős korrelációt mutat, és a kapcsolat erősségének alakításában részt vesz, a kőzetminőség nem hagyható ki a változók közül a vizsgálatoknál.

3.13. táblázat. A diszkriminancia-analízis során a három fő morfológiai paraméter együttes használatával kapott besorolások (saját szerk.)

eredeti kategória	újraosztályozott		
	<i>neogén</i>	<i>paleogén</i>	<i>paleo-mezozóos</i>
neogén (%)	97,7	2,2	0,1
paleogén	76,8	18,0	5,2
paleo-mezozóos	21,3	5,4	73,4

4. A litológiai és morfológiai paraméterek kapcsolatának részletes vizsgálata

4.1 Az UCS és a lejtőmeredekség közti összefüggés és mérnöki alkalmazásának lehetőségei

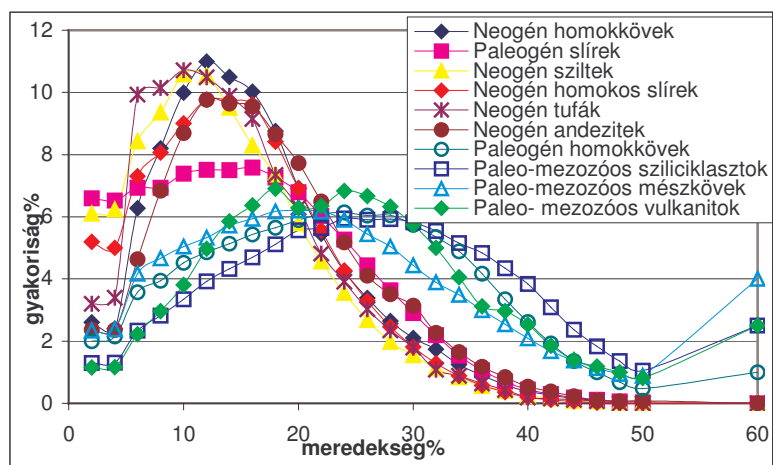
Az adatbázis felhasználásával lehetőség nyílt az egyes közetfizikai kategóriákon belüli lejtőgyakoriságok meghatározására. A %-ban kifejezett lejtőmeredekség %-ban kifejezett gyakorisági értékeit a **4.1. táblázat** egyes sorai tartalmazzák. Mivel a foltok kiterjedése eltérő, így a közettípuson belüli lejtőkategória-megoszlást vizsgáltuk. A továbbiakban ezeket a normált, 100%-ra számított adatokat használtuk. (Összehasonlítani a neogén tufák és neogén aleuritok pixelszámát a 4-6%-os lejtőkategória oszlopban értelmetlen, hiszen a kisebb %-os gyakorisági érték elvileg takarhat nagyobb pixelszámot).

A közetfizikai csoportok lejtőmeredekségének megoszlását hisztogramokon ábrázolva, 0-60%-os intervallumon belül (2%-onként) vizsgáltuk a lejtők gyakoriságát a közetminőség függvényében. A hisztogramok egyértelműen bizonyították, hogy a közet keménységének növekedésével a domináns lejtőmeredekség is nő: a módusz a 10-14%-os lejtőmeredekségről 20-26%-ra emelkedett (bár a keményebb kőzetek domináns lejtőinek gyakorisága kisebb, mint a puhább kőzeteké) (**4.1. ábra**). Megfigyelhető, hogy 16-22% között a kőzetkeménységtől függetlenül azonos lejtőgyakoriságok mérhetők. Ebből kiindulva lejtőgyakoriságok változásának trendjét kívántuk meghatározni.

4.1. táblázat. A lejtőkategória (%) értékek gyakorisága (%) közetfizikai kategóriák szerint (25x25m/pixel felbontás esetén, saját szerk.)

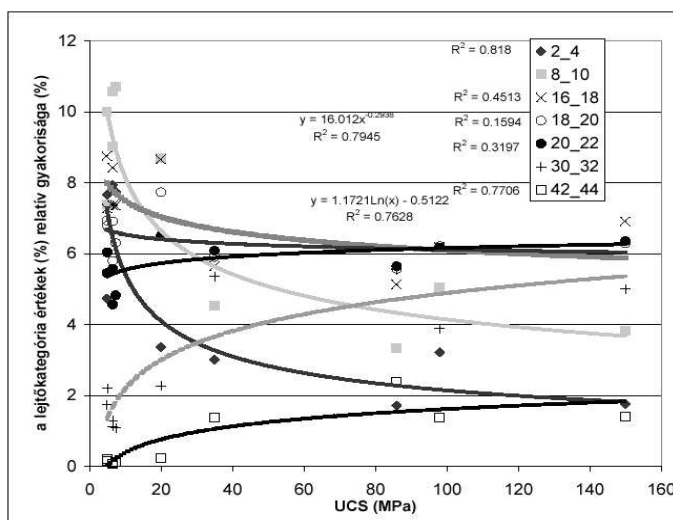
Közetfizikai kategória	MPa	lejtő meredekség (%)															
		4_6	6_8	8_10	10_12	12_14	14_16	16_18	18_20	20_22	22_24	24_26	26_28	28_30			
Neogén homokkő	4.8	6.28	8.2	9.99	10.99	10.5	10.02	8.76	6.93	5.45	4.24	3.39	2.65	2.03			
Paleogén slír	5	6.94	6.94	7.39	7.51	7.5	7.59	7.27	6.79	6.03	5.27	4.44	3.63	2.85			
Neogén aleurolit	6.5	8.43	9.35	10.58	10.54	9.51	8.3	7.36	5.79	4.56	3.55	2.68	1.98	1.52			
Neogén slír (homokos)	6.52	7.31	8.07	9.01	9.77	9.75	9.61	8.42	6.91	5.57	4.27	3.29	2.46	1.91			
Neogén tufa	7.29	9.93	10.15	10.71	10.49	9.89	9.15	7.35	6.3	4.82	3.91	3.03	2.35	1.85			
Neogén andezit	20	4.63	6.84	8.7	9.77	9.64	9.55	8.66	7.73	6.49	5.18	4.11	3.51	2.85			
Paleogén homokkő	35	3.57	3.94	4.52	4.86	5.14	5.43	5.65	5.9	6.08	6.14	6.04	6.05	5.95			
Paleo-mezozóos sziliciklaszt	86	2.34	2.82	3.34	3.92	4.32	4.69	5.12	5.57	5.64	5.95	5.91	5.93	5.85			
Paleo-mezozóos mészkő	98	4.17	4.66	5.04	5.33	5.72	5.94	6.18	6.21	6.17	5.91	5.44	5.04	4.64			
Paleo-mezozóos vulkanitok	150	2.22	2.96	3.81	4.97	5.86	6.37	6.91	6.29	6.35	6.83	6.67	6.33	5.95			

Közetfizikai kategória	MPa	lejtő meredekség (%)															
		28_30	30_32	32_34	34_36	36_38	38_40	40_42	42_44	44_46	46_48	48_50	50<	50_55			
Neogén homokkő	4.8	2.1	1.74	1.25	0.9	0.6	0.38	0.27	0.15	0.1	0.05	0.04	0	0			
Paleogén slír	5	2.9	2.19	1.53	1.06	0.7	0.44	0.3	0.19	0.11	0.06	0.03	0	0			
Neogén aleurolit	6.5	1.54	1.12	0.83	0.56	0.4	0.24	0.16	0.08	0.06	0.02	0.02	0	0			
Neogén slír (homokos)	6.52	1.81	1.29	0.89	0.58	0.36	0.2	0.11	0.06	0.02	0.01	0.01	0	0			
Neogén tufa	7.29	1.79	1.08	0.88	0.64	0.43	0.19	0.15	0.11	0.07	0	0	0	0			
Neogén andezit	20	3.14	2.26	1.65	1.17	0.84	0.54	0.38	0.23	0.09	0.06	0.08	0	0			
Paleogén homokkő	35	5.74	5.35	4.89	4.17	3.34	2.61	1.92	1.36	1	0.68	0.47	1	1			
Paleo-mezozóos sziliciklaszt	86	5.83	5.55	5.16	4.84	4.34	3.84	3.09	2.37	1.83	1.36	1.05	2.5	2.5			
Paleo-mezozóos mészkő	98	4.44	3.89	3.49	3	2.54	2.09	1.68	1.38	1.13	0.95	0.88	4	4			
Paleo-mezozóos vulkanitok	150	5.74	5	4.05	3.12	2.96	2.53	1.85	1.39	1.18	1	0.81	2.5	2.5			

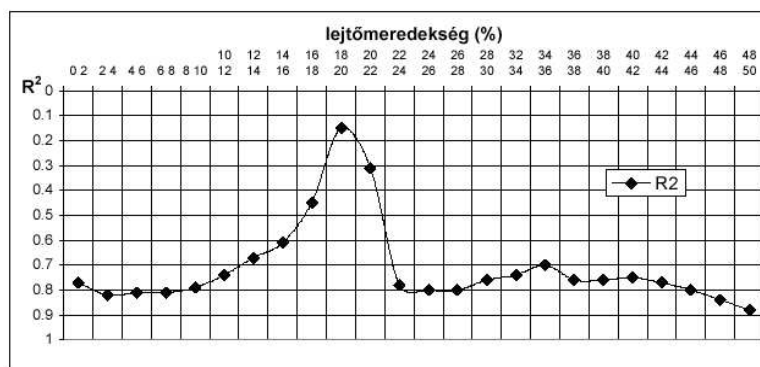


4.1. ábra. A közetfizikai csoportok lejtőhiztogramja (2%-onként) (saját szerk.)

A függőleges tengelyen a gyakoriságot, a vízszintes a közetkeménységet ábrázolva a 2%-onkénti lejtőgyakorisági értékekre trendvonalakat illesztettünk. A 16%-nál kisebb meredekségű lejtők esetében a regressziós görbe hiperbolikus (hatvány), míg a 22% feletti meredekség esetében logaritmikus (a telítődési görbéhez hasonló) volt. A gyakorisági értékek és az UCS között szignifikáns korreláció mérhető az igen kicsi és a nagy lejtőmeredekség esetében ($R^2 > 0,8$), kevésbé szoros összefüggés a köztes értékek esetén (4.3-4.4 ábra). A 16-22% közötti meredekség esetén a trendvonal alacsony R^2 értékkel bírva nem mutatta a fenti két görbe egyikének jellegzetességeit sem (4.2. ábra).



Azaz morfológiai szempontból a 16-22% közötti meredekségű lejtők gyakorisága nem függ a kőzet típusától, ezen intervallum szinte mindegyik kőzetfizikai kategóriából 20%-os gyakorisággal részesedik. A 16-22% közötti lejtők így nem adnak tájékoztatást a kőzet eróziós ellenállásáról a vizsgálati területen.

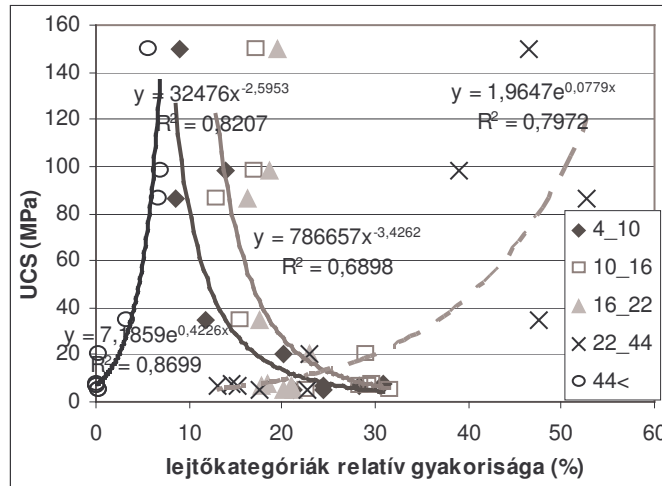


4.3. ábra. A korrelációs együttható értéke a lejtőgyakoriság és a lejtőmeredekség között 2%-onként (25x25 m/pixel felbontás, saját szerk.)

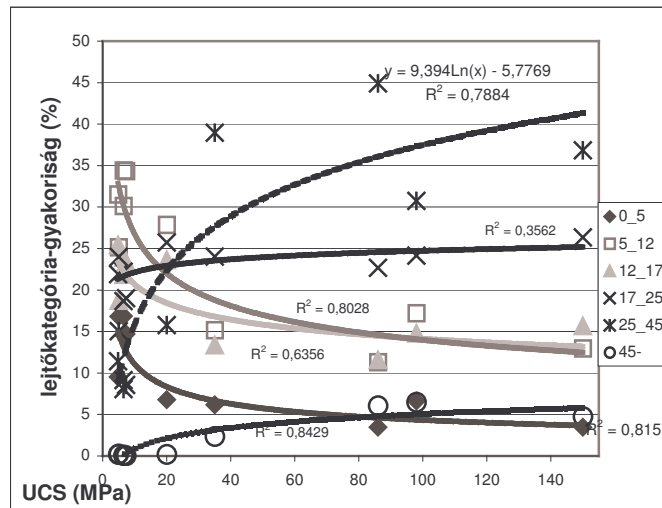
A fenti eredmények alapján megkíséreltünk definiálni olyan lejtőkategória intervallumokat, melyek elsősorban a kőzet eróziós ellenállásától (ill. az ezt tükröző UCS értéktől) függenek, s a kapcsolat erősséget tükrözik (4.2. táblázat). Az osztályzáshoz az R^2 értékek nagyságát és szimmetrikus eloszlását használtuk (4.3. ábra). Az így kialakított kőzetfizika-érzékeny lejtőkategória-intervallumok (4-10%, 10-16%, 16-22%, 22-44%, 44<%) jó egyezést mutatnak a mezőgazdaságban használatos felosztással (0-5%, 5-12%, 12-17%, 17-25%, 25%-40%, 40%<), jóllehet utóbbi a területhasználat és a talajvédelem gyakorlati szempontú megközelítésén alapszik, nem pedig geológiai szempontokon (4.5. ábra). A korreláció az utóbbi beosztás alkalmazása esetén is erősnek bizonyult, így a korábban mezőgazdasági alapú lejtőkategória-beosztással készült adatbázisok és lekérdezések is használhatók a következőkben leírt vizsgálatok és számítások elvégzésére.

4.2. táblázat. A kőzetfizika-érzékeny lejtőkategória (%) értékek relatív gyakorisága (%) kőzetfizikai kategóriák szerint (25x25 m/pixel felbontás esetén, saját szerk.)

Kőzetfizikai kategória	MPa	lejtő meredekség (%)						teljes terület km	pixelszám
		4-10	10-16	16-22	22-44	44<			
Neogén homokkő	4.8	24.47	31.51	21.15	17.72	0.2	125.65	201040	
Paleogén slír	5	21.28	22.6	20.09	22.67	0.2	188.68	301888	
Neogén aleurit	6.5	28.36	28.35	17.71	13.14	0.1	71.27	114032	
Neogén slír (homokos)	6.52	24.4	29.14	20.91	15.31	0.04	335.47	536752	
Neogén tufa	7.29	30.79	29.53	18.47	14.56	0.07	20.94	33504	
Neogén andezit	20	20.17	28.95	22.88	23.01	0.25	19.66	31456	
Paleogén homokkő	35	11.13	15.43	17.63	47.61	2.86	222.68	356288	
Paleo-mezozoós sziliciklaszt	86	8.5	12.93	16.33	52.83	7.05	99.34	158944	
Paleo-mezozoós mészkő	98	13.88	16.99	18.55	38.91	7.02	191.43	306288	
Paleo-mezozoós vulkanitok	150	9	17.2	19.55	46.46	5.31	23.32	37312	
Total							1299	2078400	



4.4. ábra. A kőzetfizika-érzékeny lejtőkategóriák egyenletei és korrelációs együtthatói (25x25 m/pixel felbontás, saját szerk.)



4.5. ábra. A mezőgazdaságban alkalmazott lejtőkategória-beosztás és a nyomószilárdság közötti korreláció (25x25 m/pixel felbontás, saját szerk.)

Ezt követően állítottuk elő a diagram – a mérnöki alkalmazásnak jobban megfelelő – inverzét, a lejtőkategória-gyakoriságot tekintve független változónak (WILLIAMS 1983) (4.4. ábra).

Megállapítható, hogy önmagában egyik görbéről sem olvashatók le pontosan az értékek, hiszen a viszonylag erős korreláció ellenére az egyes adatpontok olykor távol lehetnek a görbétől. A két szélső kategória (4-10% és 44%<) gyakorisági értékeire illeszkedik a legjobban a regressziós görbe, s ezek hányadosa jól elkülöníti

az egyes közettípusokat (4.6. ábra). (Puha kőzet esetében a két lejtőgyakorisági intervallum hányadosa 100 feletti, a kemények esetében 2-5 között van).

A 44%<-os és a 4-10%-os lejtőkategória-gyakoriságra illesztett görbe egyenletébe behelyettesítve az ismeretlen UCS-sel bíró kőzet 44%< illetve 4-10% lejtőinek relatív gyakoriságát (%), majd a kapott eredmény átlagát véve az UCS értékekhez közelítő értékeket kapunk (4.1, 4.2) (4.3. táblázat).

6 MPa alatt és 86 MPa felett a képlet nem tükrözi a valóságot. Ennek okai részben a tektonika preformációval és az ennek hatására létrejött mikrorepedés-rendszerrel magyarázhatók (Lökvölgyi Zsindelypala Fm.), részben azzal, hogy a Bükk-fennsík miatt a viszonylag kis lejtésű területek részesedése is nagy a paleozoós kőzeteken (tönkroncsok).

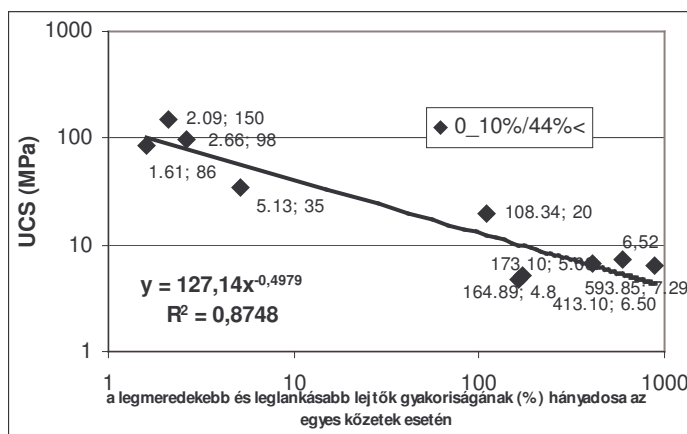
Az alkalmazott képlet:

$$(y_1 + y_2)/2, \text{ ahol}$$

$$y_1 = 32500x_{(4-10\%)}^{-2.6} ; y_2 = 7.2e^{0.42x_{(44\%<)}} \quad (4.1)$$

(y: UCS, MPa; x: a 4-10%-os lejtők gyakorisága %-ban)
vagy hasonló eredményt ad:

$$y_1 = 32500x_{(4-10\%)}^{-2.6} ; y_2 = 2e^{0.078x_{(22-44\%)}} \quad (4.2)$$



4.6. ábra. A legmeredekebb és leglankásabb lejtők gyakoriságának hányadosa jól elkülöníti a petrofizikai kategóriákat (keménységet) (saját szerk.)

Vizsgálataink esetében a kőzetkeménység és a lejtőmeredekség közötti korreláció végig $r=0,8$ körül volt, míg TELBISZ (1999) kutatásai $r=0,65$ -ös korrelációs együtthatót mutattak ki, Gábris pedig a vízhálózat-sűrűség és relatív relief kapcsolatának erősségét az egyes kőzeteken vizsgálva sem kapott nagyobb értéket 0,6-nél az r értékére (GÁBRIS 1987), a csapadék és vízhálózat-sűrűség esetében pedig 0,7-nél, s ennél kisebb érték is akad. Az általunk mért és számított UCS érték között az R^2 értéke lineáris regressziót alkalmazva 0,77 volt.

A fenti összefüggés segítségével, az adott kőzeten előforduló lejtőkategóriák gyakorisági eloszlásának ismeretében megbecsülhető egy kőzetfizikai kategória ill.

kőzettípus várható UCS értéke, már a mechanikai vizsgálatok elvégzése előtt. A fordított eset is igaz, vagyis az UCS érték alapján becsülhető az adott kőzet várható állékonysága, azaz lejtők várható gyakorisági megoszlása.

4.3. táblázat. A mért és a képlet alapján számított UCS értékek (saját szerk.)

Kőzetfizikai csoport	adattári adatokból területi arányossággal súlyozott átlag (MPa)	a két egyenlet átlagából számolt érték (MPa)
Neogén homokkő	4,8	7,84
Paleogén slír	5	7,55
Neogén aleurolit	6,5	6,55
Neogén slír	6,52	7,75
Neogén tufa	7,29	5,95
Neogén andezit	20	10,75
Paleogén homokkő	35	36,25
Paleo-mezozoós sziliciklaszt	86	100,5
Paleo-mezozoós mészkövek	98	86,25
Paleo-mezozoós vulkanitok	150	88,5

4.2 A felbontás és a statisztikai paraméterek szerepe a felszínelemzésben

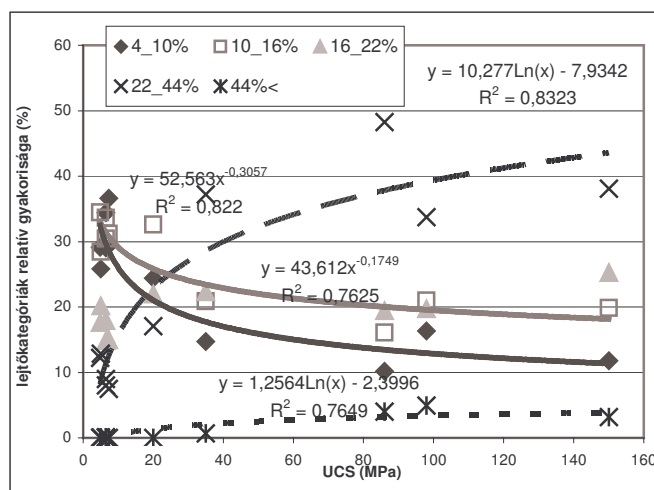
E részfjezet a statisztikus felszínelemzés optimális körülményeinek meghatározását (adatok szűrése, DTM) és a különböző léptékű adatok megbízhatóságának vizsgálatát célozta meg (felbontás, általánosíthatóság), s bemutatjuk a felszínelemzés érzékeny paramétereinek tekinthető statisztikai mutatókat. Célunk, hogy megállapítsuk a 25, az 50 és a 100 méteres felbontású digitális terepmodellekből származtatott lejtőmeredekség térképek hasznosíthatók-e jobban geomorfológiai vizsgálatokban.

Az UCS és a kőzetfizika-érzékeny lejtőkategória intervallumok közötti korreláció egyformán erősnek bizonyult 25x25m/pixel és 50x50 m/pixel felbontás esetében, de 100x100-as felbontásnál a koefficiens értékei lecsökkentek (igaz 0,75-nél még mindig nagyobb az R^2) (4.7. ábra). Ez annak köszönhető, hogy a kevésbé részletes 100 m felbontás esetében a meredekebb lejtők részaránya 5-7%-kal csökken, míg a kevésbé meredek lejtők növekszik. Neogén tufák esetében például a legkevésbé meredek lejtők részaránya 30,8%-ról 36,6%-ra nőtt (4.4. táblázat). Ez utóbbi felbontás tehát nem ajánlott geomorfológiai és felszínelemzési célokra (lásd még: HUTCHINSON-GALLANT 2000).

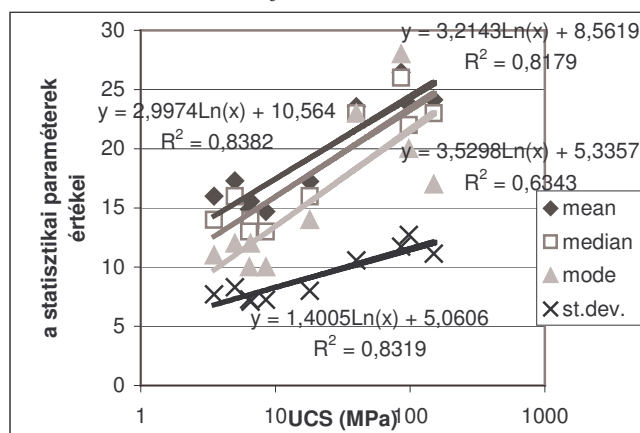
A 25x25-ös és 50x50-es felbontás hasonlósága a következőkkel magyarázható: A felhasznált DEM 1:50000 léptékű térképekről készült, a szintvonalak digitalizálási pontossága ez esetben 0,5 mm. Ha a szokásos 300 dpi-s felbontás helyett 254 dpi-vel számolunk az egyszerűség kedvéért, azaz 100 dpcm-es felbontást veszünk, akkor ez 5 pixelnyi, 25 méteres pontosságot jelent. Ahhoz, hogy ebből DEM-et, illetve lejtőmeredekséget számoljunk, 3x3 pixelre van szükségünk, azaz egy 25x25 méteres és 50x50 méteres felbontású DEM-nek csaknem azonos lesz az információtartalma. A 100 méteres felbontás viszont alábecsli a lejtést.

4.4. táblázat. A 4-10%-os lejtőkategória relatív gyakorisága különböző felbontások esetén (saját szerk.)

Kőzetfizikai kategória	MPa	pixelméret		
		25*25m	50*50m	100*100m
Neogén homokkő	4.8	24.47	25.44	29.15
Paleogén slír	5	21.28	22.15	25.83
Neogén aleurolit	6.5	28.36	29.55	34.43
Neogén slír (homokos)	6.52	24.40	25.35	29.05
Neogén tufa	7.29	30.79	32.30	36.61
Neogén andezit	20	20.17	20.63	24.40
Paleogén homokkő	35	11.13	12.40	14.74
Paleo-mezozóos sziliciklaszt	86	8.50	8.79	10.16
Paleo-mezozóos mészkő	98	13.88	14.32	16.34
Paleo-mezozóos vulkanitok	150	9.00	9.20	11.80



4.7. ábra. Az UCS és a lejtőkategória-gyakoriság kapcsolata 100x100 m/pixel felbontás esetén (saját szerk.)



4.8. ábra. A lejtőkategória eloszlások statisztikai paraméterei és az alapkőzet UCS értéke közötti összefüggés 25x25m/pixel felbontás esetén (saját szerk.)

A lejtőhisztogramok medián, módusz és átlagértékei alátámasztották a korábbiakat, hogy a kőzet ellenálló képességének növekedésével a meredekebb lejtők gyakorisága nő (azaz adathalmazunk és a mintaterület-választás nem cáfolja a munkahipotézist) (**4.8. ábra**). A szórás szintén növekszik a keményebb kőzetek irányában, hiszen a keményebb kőzetek meredekebb lejtőkben is megállnak, ami növeli az adathalmaz terjedelmét. A felbontás növelésével a fenti korrelációk gyöngülnek.

4.3 A statisztikus lejtőprofil és a relatív denudációs ellenállás meghatározásának módszerei

Mivel a lejtőmeredekség-értékek gyakorisága és a kőzetre jellemző UCS értékek között összefüggés mutatható ki, minden egyes kőzetfizikai csoport jellemezhető egy ún. statisztikus lejtőprofillal. A fent definiált kőzetfizika-érzékeny *lejtőkategória intervallumok* (4-10 %, 10-16 %, 16-22 %, 22-44 %, 44 %<) *relatív gyakoriságát egyfajta „kumulatív” görbével ábrázolva* (ahol egy adott intervallum horizontális vetülete arányos annak relatív gyakoriságával, vertikális vetülete pedig egyenlő az intervallum felső határának, mint szögérték tangensének és a gyakoriság szorzatával), peremfeltételként pedig ideális lejtőt feltételezve, mely egy domború és egy homorú szakasszal és egy inflexiós ponttal rendelkezik, amely egyben szimmetria-középpont is, előállíthatunk egy ideális lejtőprofil (**4.9. ábra**). Megismételve ezt az eljárást minden egyes kőzetfizikai csoport esetében, majd a legnagyobb kumulatív y értékkel bíró ideális lejtőforma denudációs ellenállását 100%-nak tekintve, meghatározható a többi kőzet relatív denudációs ellenállása. Egy adott petrofizikai kategória (pc) denudációs ellenállásának (r_{er}) egyenlete (ábrázolás nélkül) tehát a következő:

$$r_{er_pc} = \sum_{i=1}^5 (fr_i \times tg \alpha_i) \quad (4.3)$$

Ahol:

fr_i egy adott lejtőkategória intervallum %-ban kifejezett, dimenzió nélküli relatív gyakorisága

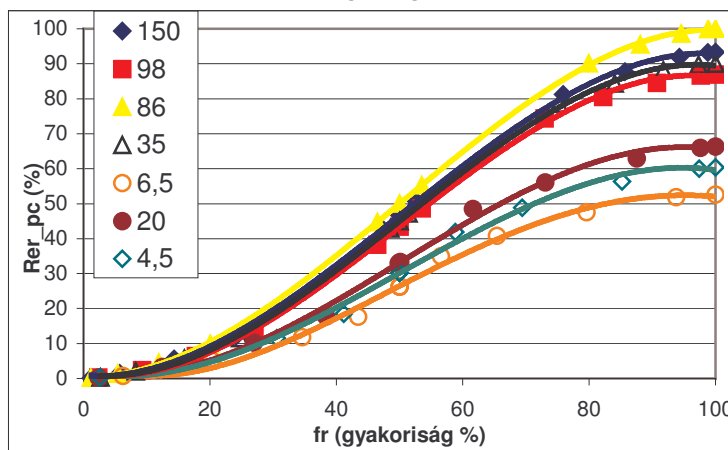
α_i minden egyes lejtőkategória intervallum felső értéke (fokban megadva).

A r_{er_pc} egy dimenzió nélküli szám.

A képlet alapján a vizsgált kőzetfizikai csoportok relatív denudációs ellenállása a következőképpen adható meg (a 0-4%-os lejtőkategória negligálásával) (**4.5. táblázat**). Az UCS és a relatív denudációs ellenállás között is szoros korreláció figyelhető meg ($R^2 = 0,85$), a fenti módszer azonban csak arra az esetre érvényes, ha homogén, ideális és a felszínfejlődés azonos stádiumában lévő lejtőket veszünk alapul. Az itt bemutatottnál természetesen jóval finomabb felbontás is elérhető, ha a kőzetfizika-érzékeny lejtőkategória intervallumok helyett 2 %-onként adjuk meg az adatokat (a **4.1. táblázat** alapján).

CLAYTON és SHAMON (1998a, 1998b, 1999) a legkeményebb és kemény kőzetek között 90 méteres, a kemény és átlagon felüli között 102 métert, az átlagon felüli és átlag alatti keménységű kőzetek esetében 107 métert, az átlag alatti és gyenge, illetve gyenge és nagyon gyenge kőzeteknél 18 és 47 métert kapott átlagos magasságkülönbséggént, azaz a legpuhább kőzetek átlagos tengerszint feletti magasságát 80 méternek tekintve, 127, 145, 247, 354 és 444 méteres abszolút magasságokat kaptak.

Ellentétben a mi adatainkkal, ahol a 20-szoros UCS érték esetén is csak kétszeres a *relatív denudációs ellenállás* (és a magasság az erózióbázishoz viszonyítva), és a 35 és 150 MPa-os kőzetek ellenállása közti különbség csak 10%-os, miképp a 6,5 és 20 MPa-os szilárdságú kőzetek esetén is, náluk a legkeményebb kőzetek magasságai között volt nagyobb különbség. Esetünkben a 20 és a 35 MPa bizonyult kritikus határnak a formák magasságát illetően.

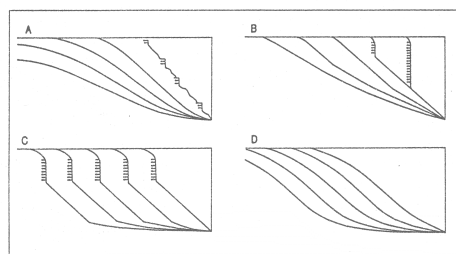


4.9. ábra. A relatív denudációs ellenállás meghatározása statisztikus lejtőprofil alapján különböző UCS-értékkel rendelkező kőzettípusokra: vízszintes tengelyen (x) a lejtőgyakoriság, függőlegesen (y) a gyakoriság és a lejtőszög tangensének szorzatából számolt értékek (%)

A Bükk-előtér kőzeteinek lejtőmagassága és alakja közös erózióbázis esetén (saját szerk.)

4.5. táblázat. A kőzetek összesített lejtőprofilja alapján számolt relatív denudációs ellenállása (saját szerk.)

1. paleo-mezozoós sziliciklaszt (86 MPa)	100 %
2. paleo-mezozoós vulkanitok (150 MPa)	94%
3. paleogén homokkő (35 MPa)	92 %
4. paleo-mezozoós mészkő (96 MPa, 40-150 között szóró formációk)	83 %
5. paleogén slír (5 MPa)	68%
6. neogén andezit (20 MPa)	68%
7. neogén homokkő (4.8 MPa)	61%
8. neogén slír (6.52 MPa)	60%
9. neogén tufák (7.29 MPa)	57 %
10. neogén aleurit (6.5 MPa)	57 %



4.10. ábra. Lejtőtípusok YOUNG (1975) alapján:
A: lejtőszögcsökkenés a lejtő alacsonyabbá válásával; B: lejtőhátrálás, a lejtőszög csökken, magasság változatlan; C-D: párhuzamos lejtőhátrálás, lejtőszög és magasság állandó

Fontos megjegyezni, hogy eddigi statisztikai vizsgálataink során – mivel egy eredetileg háromdimenziós felszín síkvetületét képeztük a lejtőmeredekségek kartogramon való megjelenítésével – a meredek lejtőkre, éppen meredekségük miatt kevesebb pixelszám esett (5%), ami azt jelenti, hogy ezek tényleges hosszukhoz képest a kis lejtésű területekkel szemben alulreprezentáltak a statisztikai sokaságban. (A térképen 1 hektárosnak mért szőlőterület a valóságban nagyobb, 45°-os lejtő esetén 40%-kal, mint a mért érték: $\text{valós hossz} = \text{térképi hossz} / \cos \alpha$). Ennek részleges kompenzációját jelenti a statisztikus lejtőprofil megrajzolása, mely kiegyenlíti a fentebbi aránytalanságot azzal, hogy a relatív gyakoriságok tangensével számol, így tényleges hosszt rendel a százaléktérképekhez – ennyiben több a *lejtősség* (SZABÓ J. 1990) értékénél, amely mint morфомetriai tényező szintén egy terület lejtőmegoszlásának bemutatását célozza, de a térképi (horizontális vetület) gyakorisággal számol csak, s nem a tényleges felülettel. Hasonló felismerés vezette STRAHLERT (1956) az izotangens térképek és teljes lejtőfelszín-eloszlás meghatározásához.

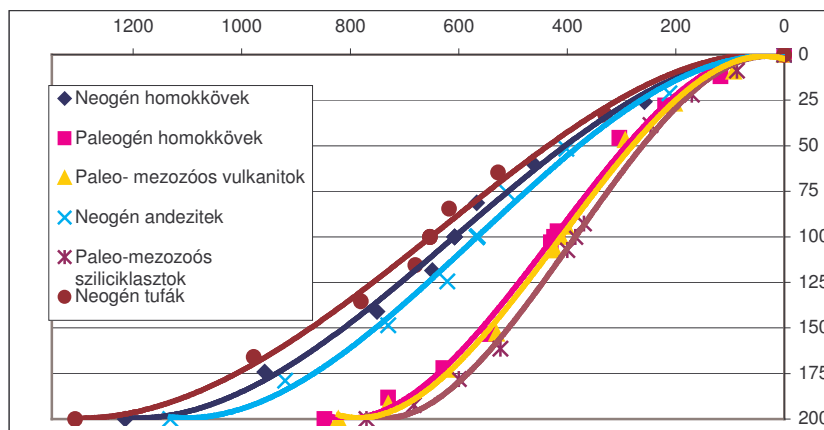
A statisztikus lejtőprofil előnye, hogy *ábrázolásmódja áttekinthetőbb, mint a sok egymásra helyezett lejtőhisztogram, s akár csak a lejtősség esetében, itt is megadható egy pontérték (vagy %-érték) a lejtőalkotó közetre vagy vízgyűjtőre.*

Másfelől az ábra többet mutat a képletnél, ugyanis az inflexiós pontnál, mint tükrözési középpontnál megismételtük a felvételezési eljárást, hogy normál lejtőalakot kapjunk. Így az ábrákon bemutatott lejtők (görbék) megfelelnek az AHNERT (1970, 1987) által definiált két fő lejtőfejlődési típusnak, illetve SCHEIDEGGER (1961a, 1961b) 2. denudációs modelljének, valamint YOUNG (1975) A és D lejtőtípusának (**4.10. ábra**), azzal a különbséggel, hogy az idő, azaz a lejtő fejlődésének menete helyett itt az eltérő minőségű, de a denudációnak azonos idő óta kitett különböző kőzetek jelennek meg.

A fenti – teoretikus – összefüggés alkalmazható egy terület lepusztulási viszonyainak vizsgálatára is (**4.9. és 4.11. ábra**). Ez esetben az eredetileg tisztán statisztikus-matematikai profilt, melynek nincs sok köze tényleges lejtésviszonyokhoz, valós helyzetre alkalmazzuk: amennyiben *homogén, normál lejtőoldalt és közös erózióbázist* tételezünk fel – mely a valóságban ritka, de mintaterületünkön a homokkövek és slírek lokális dominanciája és a pikkelyes szerkezet miatt nem lehetetlen – akkor a lejtőprofil a kőzetek tényleges magasságkülönbségeit mutatja. *Ez esetben a 4.9. ábra az általános alacsonyodás kőzetminőségbeli differenciáit mutatja be.*

A bemutatott lejtőprofillal szemben TELBISZ (1999) a szelektív denudációs folyamatok modellezésekor a felszínalacsonyodás helyett a regressziós lejtőfejlődésre helyezte a hangsúlyt. Ez a mi esetünkben is megtehető, homogén lejtőt feltételezve. *Amennyiben a görbét más kezdőpontot választva rajzoljuk fel, azonos kezdőmagasságú egykori lepusztulási szintet,* homogén és normál lejtőt feltételezve (**4.11. ábra**), tulajdonképpen az előző grafikon és képlet inverzét alkalmazva (4.4), akkor egy olyan ábrát kapunk, mely a tetőszintek laterális felemésztődését, a völgytalp szélesedését mutatja be eltérő kőzetek esetén. A

völgytalp puha kőzetek esetében jóval szélesebb, a lejtőoldal ellaposodó lesz, kemény kőzetek esetén a völgy bevágó, a völgytalp keskeny. Ez nyilvánvalóan nem új megállapítás, de most a szinuszhullámra hasonlító görbe egyenletével immár konkrét, számszerűsíthető viszonyokat mutathatunk ki. Az eredmények összefüggésben vannak SCHEIDEGGER (1961b) 3. modelljével, de a geomorfológiai „hullámmélettel” is, annak egy kőzettípusokra elkészített változata.



4.11. ábra. A Bükk-előtér kőzeteire jellemző lejtőalakok azonos tetőszint esetén.

A völgy szélesség és a völgyhálózat regressziójának összefüggése a kőzetek keménységével (az ábrán nem %-értékek, hanem valós, m-ben megadott távolságok és magasságok szerepelnek, saját szerk.)

Képlete:

$$R_{\text{reg}} = \sum_{i=1}^5 (fr_i \times \text{ctg} \alpha_i) \quad (4.4)$$

fr_i egy adott lejtőkategória intervallum %-ban kifejezett, dimenzió nélküli relatív gyakorisága
 α_i minden egyes lejtőkategória intervallum felső értéke (fokban megadva).

A R_{reg} egy dimenzió nélküli szám. Egy adott kőzetfizikai kategória regressziós ellenállásának meghatározásakor a legnagyobb ellenállású kőzet R_{reg} értékét 100 %-nak tekintjük ($r_{\text{er_max}}=100$) (az ábrán az inflexiós pontnál tükrözést alkalmaztunk).

Azonos területegységen értelemszerűen a keményebb kőzeten kialakult lejtőkből és gerincekből lesz több, azaz ott lesz nagyobb a völgyűrűség. Az egyforma magasságú tetőszintek ellenére így a relief is nagyobb lesz a kemény kőzeteken. A völgyűrűség a legkeményebb kőzet esetén majdnem kétszerese lesz a legpuhábbnak (a %-os értékek tulajdonképpen ugyanazok, mint a fenti esetben).

Kérdés viszont, hogy a két ábra közül melyik jellemző inkább a területre:

(1) a **4.10. ábra** szimbolizálta általános alacsonyodás, ami az egykori felszínt (mely lehetett akár hegyláb felszín is) az eltérő kőzetellenállás miatt eltérő mértékben lekoptatta és növelte vertikális tagoltságát (részben völgybevágódás révén is),

(2) avagy inkább az oldalazó vagy regresszív-hátravágó erózió a domináns, mely nem csökkenti a gerincek, (eltérő kőzeten egy síkba nyesett tetőszintek,

hegylábfelszínek) magasságát, de hosszú távon laterális felemésztődésükhöz vezet **(4.11. ábra)**.

Mindkét folyamat módosítja a reliefet, az első esetben a puha kőzet gerincvonala pusztul, erózióbázisa stabil, azaz reliefje csökken (kemény kőzet esetében kevésbé), a második esetben, bár a térszín magassága alig (vagy kőzetminőségtől függetlenül) csökken, a laterális erózió miatt puha kőzet esetén nagyobb a távolság a völgytalp és a gerincvonala között, kisebb a lejtés, így a területegységre jellemző relief itt is csökken.

A kőzetkeménység és a lejtőmeredekség kapcsolata nemcsak a statisztikus lejtőprofil alapján, de a hagyományos, a szedimentológiában is alkalmazott *kumulatív görbe* segítségével is vizsgálható. Az abszcisszán a lejtőintervallumokat feltüntetve 2%-onként, vagy az előbb definiált kőzetérzékeny lejtőkategóriák segítségével, az ordinátán pedig a gyakorisági értékeket 100%-ig halmozva egy görbét kapunk **(4.13. ábra)**, amely a háttérfelületet két területrésze osztja, s belátható, hogy a görbe által határolt terület nagysága a különböző meredekségű lejtők gyakoriságától (az pedig a kőzet keménységétől) függ. A levágott területrész nagysága 0 és a^2 között ingadozhat, ha négyzet alakúnak választjuk a háttérteret, amely a terület lejtősségéről árulkodik, ugyanúgy, mint a lejtősségi arányszám.

A levágott területrészek különbsége, a terület átlaggörbéjétől való eltérés árulkodik az egyes kőzettípusok különbségeiről, eltérő lepusztulási folyamatairól, a maradványszintekről, sziklafalakról. A levágott terület két eltérő görbealak esetén is lehet hasonló, éppen ezért a görbealak is árulkodó, nemcsak a terület nagysága.

Ábrázolva a vizsgálati terület kőzeteinek integrált lejtőgyakorisági görbéjét (2%-onként), majd lemérve a levágott rész és a teljes terület arányát, a kapott értékeket korreláltuk a kőzet eróziós ellenállását jellemző UCS értékekkel. Mind a logaritmikus, mind a lineáris korreláció esetén szignifikáns összefüggés volt kimutatható. Mivel az integráló görbe megszerkesztése egyszerűbb, mint a statisztikus lejtőprofilé, olyan vizsgálatokban, ahol a lejtő alakja, illetve a denudációs ellenállás ismerete nem, csupán a kőzetkeménység és a lejtőmeredekség összefüggése szükséges, alkalmazása indokolt lehet. Ismeretlen UCS esetében a kumulált görbe által levágott területből számolható a kőzetkeménység **(4.13. ábra, 4.5)**.

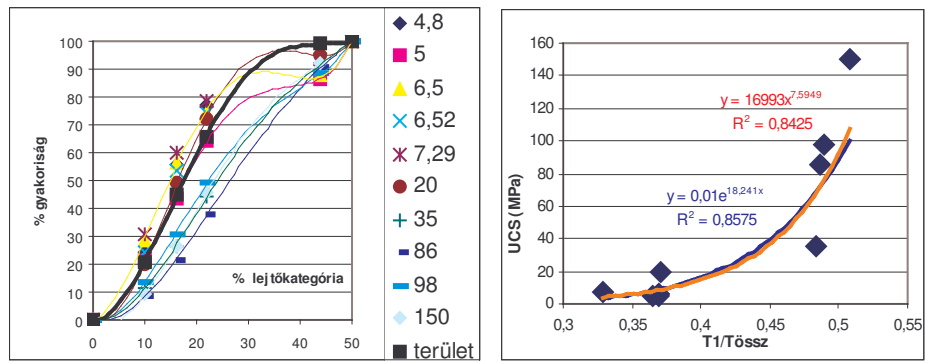
$$\text{UCS (MPa)} = 17000x^{7,6} \quad (4.5)$$

(ahol x: a görbe által levágott és a teljes terület aránya)

Amennyiben pedig a lejtőgyakoriság megoszlása ismeretlen, a kőzet relatív denudációs ellenállása az UCS (x_1) vagy a kopásállóság segítségével (x_2) közvetlenül is számítható a statisztikus lejtőprofil megszerkesztése nélkül:

$$y = 11\text{Ln}(x_1) + 40 \quad (R^2 = 0,8) \quad \text{és} \quad y = 1,9x_2 - 94 \quad (R^2 = 0,75) \quad (4.6)$$

Ezen túlmenően javasoljuk a hagyományos lejtőprofil szedimentológiában alkalmazotthoz hasonló képletekkel és statisztikai paraméterekkel (ferdeség, csúcsosság, d_{60}/d_{10}) történő kiértékelését.



4.13. ábra. Az eltérő kőzetek lejtőinek kumulatív görbéje a vizsgálati területen (bal); és a kőzetkeménység és a lejtőgyakoriság kapcsolata kumulatív görbe alapján (jobb): a vízszintes tengelyen az egyes kőzetekhez tartozó görbe által levágott terület és a teljes terület hányadosa (saját szerk.)

4.4 A kopásállóság és a lejtőmeredekség, valamint a fagyállóság és a lejtőmeredekség kapcsolata és mérnöki alkalmazásának lehetőségei

Az előbbi ábrával áttértünk a kopásállóság és a lejtőgyakoriságok kapcsolatának vizsgálatára. A vizsgálatok során módszertani szempontból ugyanúgy jártunk el, mint a lejtőmeredekség és UCS vizsgálatoknál, így most csak eredményeink bemutatására szorítkozunk. A korábbiakban meghatározott kőzetfizika érzékeny lejtőintervallumok most is érvényesnek bizonyultak.

A nomogramok alapján meghatározható a kopásállóság Los Angeles-dobban (%) a lejtőkategória-értékek alapján (4.7) és fordítva, a kopásállósági vizsgálatok eredménye megmutatja az adott terület kőzeteinek lejtőmegoszlását (4.14. ábra).

$$\text{kopásállóság (nedves, 0,8 km-en, \% -ban)} = (y_1 + y_2) / 2 \text{ ahol} \quad (4.7)$$

$$y_1 = -3,6x_{(4-10\%)} + 130$$

$$y_2 = 8,25 \ln(x_{(44\% <)}) + 75$$

y = kopásállóság Los Angeles-dobban (%); x : az adott kategória lejtőgyakorisága %-ban

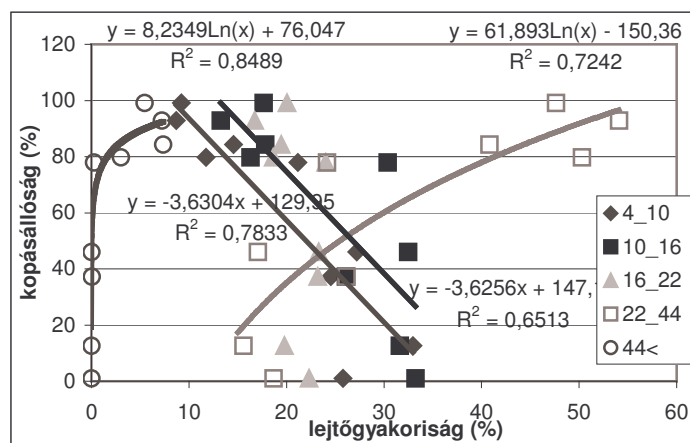
A mért és számított kopásállóság között az R^2 értéke lineáris regresszióval 0,84. A lejtőkategória-gyakoriságok alapján a száraz kopásállóság nem számítható olyan pontosan (4.8):

$$\text{kopásállóság (száraz, 1,5 km, \%)} = (y_1 + y_2) / 2, \text{ ahol} \quad (4.7)$$

$$y_1 = 4,75 \ln(x_{(4-10\%)} + 64$$

$$y_2 = -2,42x_{(44\% <)} + 101$$

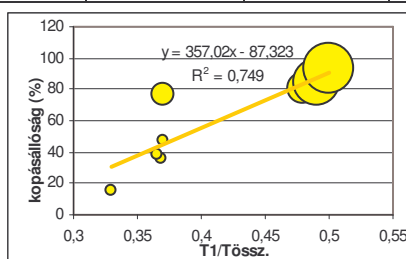
y = kopásállóság Los Angeles-dobban, x = az adott kategória lejtőgyakorisága %-ban



4.14. ábra. A lejtőgyakorítás és a nedves (15 perces mérés) kopásállóság kapcsolata (saját szerk.)

4.6. táblázat. A mért és a lejtőgyakorítás alapján számított kopásállóság (saját szerk.)

	nedves kopásállóság (%)	kopásállóság (acélon, %)	képlet alapján (nedves)	képlet alapján (száraz)
Neogén homokkővek	1,0	38,0	28,18	35
Paleogén slírek	37,2	35,0	43,94	44,5
Neogén homokos slírek	46,0	46,0	25,66	33,3
Neogén tufák	12,6	15,5	15,14	26,4
Neogén andezitek	77,9	59,0	59,07	53,6
Paleogén homokkővek	79,8	75,0	86,16	71
Paleo-mezozoós sziliciklasztok	92,9	63,4	95,20	76
Paleo-mezozoós mészkővek	84,3	61,0	84,58	70
Paleo-mezozoós vulkanitok	99,2	94,9	93,25	75



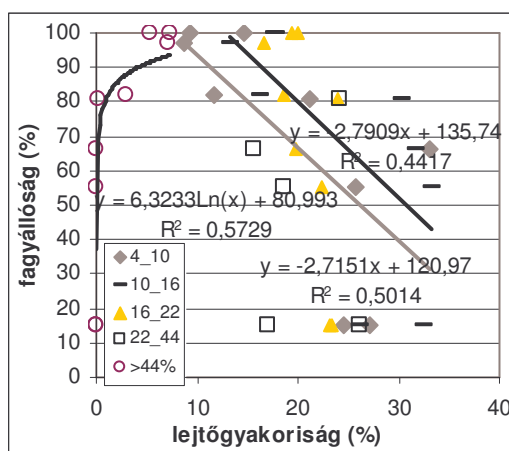
4.15. ábra. Kopásállóság meghatározása kumulatív lejtőgyakorítás esetén (a körök nagysága az UCS-t szimbolizálja, a vízszintes tengelyen a kumulatív görbe által levágott és a teljes terület hányadosa) (saját szerk.)

A kopásállóság szintén meghatározható a lejtőgyakorításokból (a kumulatív görbe által levágott és a teljes diagramterület arányából) (4.15. ábra).

$$\text{kopásállóság (3, \%)} = 360x - 90,$$

ahol x a levágott és a teljes diagramterület hányadosa (4.10)

Megvizsgáltuk a lejtőkategóriák gyakoriságának és a fagyállóságnak kapcsolatát is, mely nem bizonyult olyan erősnek, mint a korábbi esetekben (4.16. ábra.). Hasonlóan gyenge a kapcsolat a számított és – a lejtőgyakoriság a 4-10%-os és a 44%< lejtőintervallumokhoz trendvonalaihoz tartozó képletek átlaga alapján mért – fagyállóság között (4.7. táblázat).



4.16. ábra. A nedves fagyállóság és a lejtőgyakoriság kapcsolata

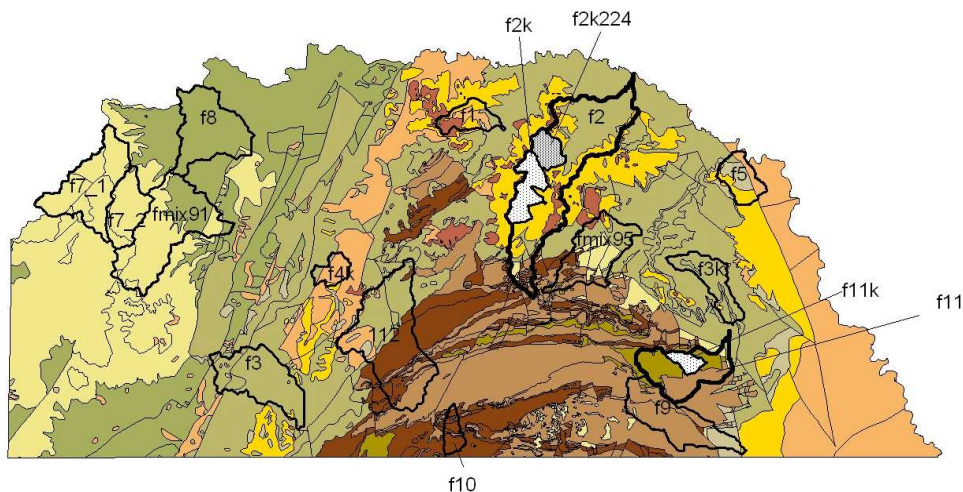
4.7. táblázat. A számított és a lejtőgyakoriság alapján mért fagyállóság (nedves, %)

kőzettípus	fagyállóság (%)	fagyállóság képlet alapján (%)
neogén homokkő	55	43,97
paleogén slír	15	55,66
neogén slír	15	35,03
neogén tufák	66	42,09
neogén andezit	81	51,72
paleogén homokkő	82	75,75
paleo-mezozóos sziliciklaszt	97	91,03
paleo-mezozóos mészkő	100	95,43
paleo-mezoz. vulk.	100	86,73

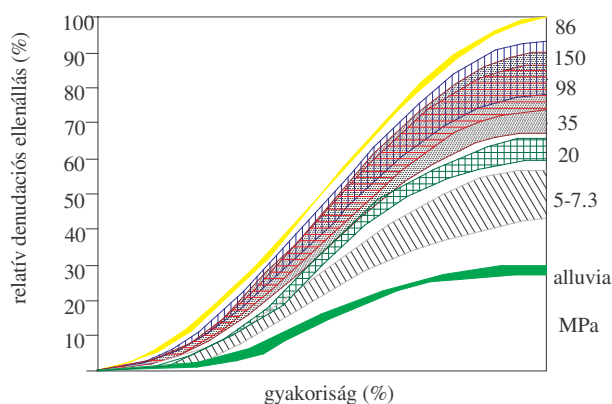
4.5 Az eredmények relevanciája a vizsgálati terület szűkítése esetén

Következtetéseink érvényességét kisebb vizsgálati egységeken is megvizsgáltuk. E célból Idrisi szoftver segítségével részvízgyűjtőket generáltunk az adott területre (4.17. ábra), majd fedvényt készítve az egyszerűsített geológiai térképből és a vízgyűjtőhálózathoz, *kőzetanilag homogén* vízgyűjtőket választottunk ki az egyes petrofizikai kategóriákhoz. Minden ilyen vízgyűjtőre elkészítettük a lejtőeloszlás hisztogramját és a statisztikus lejtőprofil (4.18. és 4.19. ábra). Az így kapott profilokat összevetettük a terület egészére jellemző statisztikus lejtőprofilokkal. Egyes kőzetcsoportok esetében nem mutatott jelentős különbséget a terület egészére és a részvízgyűjtőre megrajzolt lejtőprofil (86 MPa), más esetben egy meghatározott intervallumon belül szórtak a relatív denudációs ellenállás értékek (35 MPa, 20 MPa). A kőzetek „erősorrendje” viszont nem változott. Előfordult ugyan, hogy egy-egy vízgyűjtőn a puhább kőzet nagyobb „denudációs ellenállást” mutatott a lejtőprofil alapján, mint egy keményebb, de összességében a lejtőprofil-intervallumok a kőzetkeménységnek megfelelően rendeződtek el a skálán, kisebb-nagyobb átfedésekkel. A 98 és 150 MPa-os értékekkel rendelkező kőzetek a részvízgyűjtőket figyelembe véve is megtörik a szabályszerűséget, alátámasztva, hogy az UCS-en túl más tényezők is befolyásolják a lejtőmeredekséget.

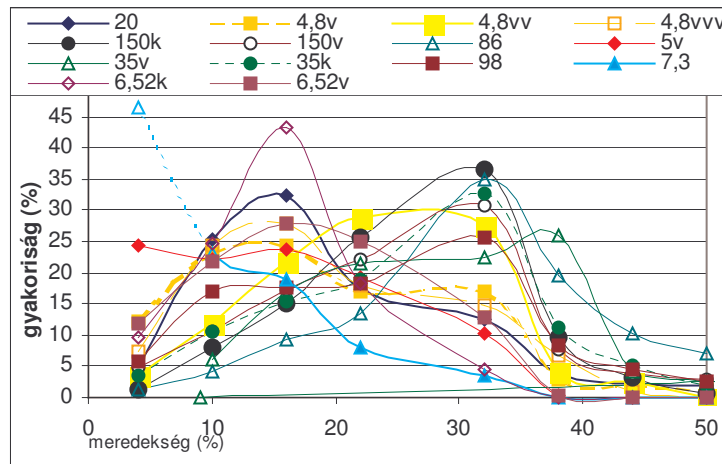
A lejtőhisztogramok móduszai alapján (4.19. ábra) két csoportra oszthatók a kőzettípusok, mint a teljes vízgyűjtő esetében, de az azonos kőzettípushoz sorolható vízgyűjtők lejtőeloszlásában is megfigyelhetők nagyobb különbségek (pl. a neogén homokkővek 4,8 MPa, paleogén homokkővek, 35 MPa esetén). Az eloszlásban helyenként megfigyelhetők másodlagos maximumok, az eloszlásfüggvény menetének monotonitásában bekövetkező változások. Erre példa az andezit (20 MPa) lejtőeloszlása (4.19. ábra), hiszen zöme erősen mállott, a kitörési központoknál azonban üde, így meredek és lankás lejtőket egyformán alkothat lokális differenciákkal. Ezek után megvizsgáltuk az átlagmagasság, a kőzetkeménység és az átlagos lejtőmeredekség kapcsolatát az egyes részvízgyűjtőkön (4.20. ábra, $r=0,8$), és összevetettük az egész területre jellemző ($r=0,85$) értékekkel.



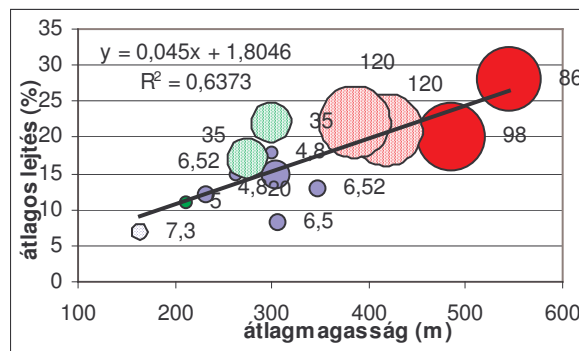
4.17. ábra. A kiválasztott homogén és inhomogén vízgyűjtők elhelyezkedése (szerk.: Szabó Sz.)



4.18. ábra. A részvízgyűjtők alapján megrajzolható statisztikus lejtőprofil-intervallumok (az egyes kőzetek UCS értékkel feltüntetve) (saját szerk.)

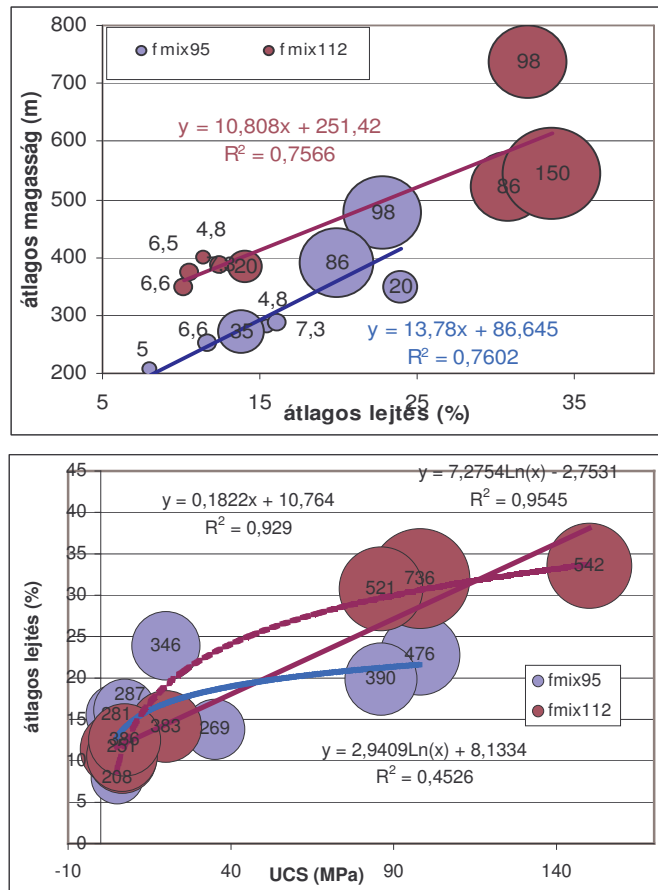


4.19. ábra. Az egyes homogén részvízgyűjtők kőzettípusainak lejtőhisztogramja (az ábrázolt intervallumok: 0-4%, 4-10%, 10-16%, 16-22%, 22-32%, 32-38%, 38-44%, 44%<, a vízgyűjtőket az uralkodó kőzet UCS értéke alapján neveztük el) (saját szerk.)

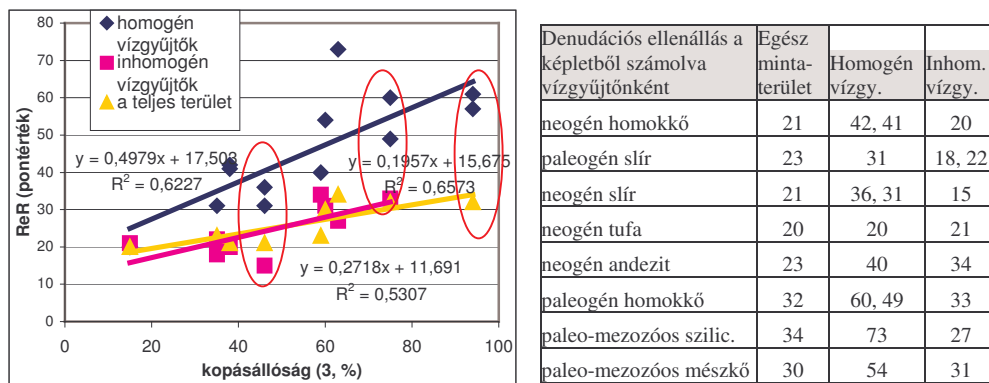


4.20. ábra. Az átlagmagasság, az átlagos lejtőmeredekség és a kőzetkeménység összefüggése a részvízgyűjtők kőzetei esetében (saját szerk.)

Ezt követően *kőzetanilag inhomogén* vízgyűjtőket válogattunk ki, és ezekre is megvizsgáltuk megállapításaink érvényességét. A terület egészére jellemző megállapítások zömmel igazak voltak (**4.21. ábra**, **4-6. melléklet**). Megállapítható az is, hogy bár a kőzetek relatív denudációs ellenállása nagyjából hasonló százalékos, relatív értékeket mutat (**4.18. ábra**), a képlet alapján számolt *abszolút pontértékek* azonban azonos kőzettípusok esetében is eltérnek a különböző vízgyűjtőkön (**4.8. táblázat**, **4.22. ábra**). Ez a vízgyűjtők általános lejtésviszonyaival van összefüggésben: minden egyes vízgyűjtőre meghatározható egy átlagos lejtés-érték, ami nem feltétlenül egyforma akkor sem, ha ugyanazon kőzettípus alkotja a két vízgyűjtőt. Ez átvezet minket a vízgyűjtők érettségének, felszabdaltságának kérdésköréhez. A *relatív denudációs ellenállás, illetve a belőle képzett statisztikus lejtőprofil (lejtősségi pontértéke)* tehát alkalmas a homogén és inhomogén kőzetekből felépülő vízgyűjtők érettségének meghatározására.



4.21. ábra. Összefüggés az átlagmagasság, átlagos lejtés és a kőzetkeménység között az fmx112 (bordó) és az fmx95 (kék) vízgyűjtő területén (saját szerk.)



4.22. ábra. A kopásállóság (kőzetminőség) és a relatív denudációs ellenállás (lejtőgyakoróság) kapcsolata a vizsgált részvízgyűjtőkön. Az azonos kopásállósággal (v. UCS-sel) rendelkező kőzetek eltérő lejtősséget mutatnak: ez lehetővé teszi a vízgyűjtő-érettség meghatározását (saját szerk.)

Regionális kutatások esetén fontos, hogy az adatok lokális léptékben is hasznosíthatók legyenek, s éppen ez a regionális morfometriai vizsgálatok kritikus pontja. Az statisztikus lejtőprofil és a relatív denudációs ellenállás kapcsán bebizonyosodott, hogy a regionális eredmények nem minden esetben felelnek meg a lokális viszonyoknak. Éppen ezért további vizsgálatokat végeztünk kiválasztva egy mintaterületet, megvizsgálva az eddig kapott eredmények lokális alkalmazhatóságát.

Megvizsgáltuk *kőzetkeménység és lejtőmeredekség*, a *kőzetkeménység és a relatív relief*; a *vízhalózat-sűrűség és relatív relief*; továbbá a *kőzetkeménység és völgsűrűség* kapcsolatát a Hódos-patak felső vízgyűjtőjének (DEMETER 2003, 2006) (konszolidálatlan és szemikonszolidált oligomiocén kőzetekből felépülő hegységelőtéri régió), illetve SZALAI et al. (2002a, 2002b, 2002c). kutatásaira támaszkodva az Upponyi-hegység (az alapkőzet és miocén előtér viszonyát illetően ideális hegylábi terep) területén.

A Hódos vízgyűjtőjén a *kőzetkeménység és a relatív relief* nem mutatott számottevő korrelációt, bár kétségtelen, hogy a keményebb kőzeteken gyakoribb a nagy relieffel rendelkező térszínek elterjedése (részben a felszabdaltságot bizonyítva) (4.23. ábra).



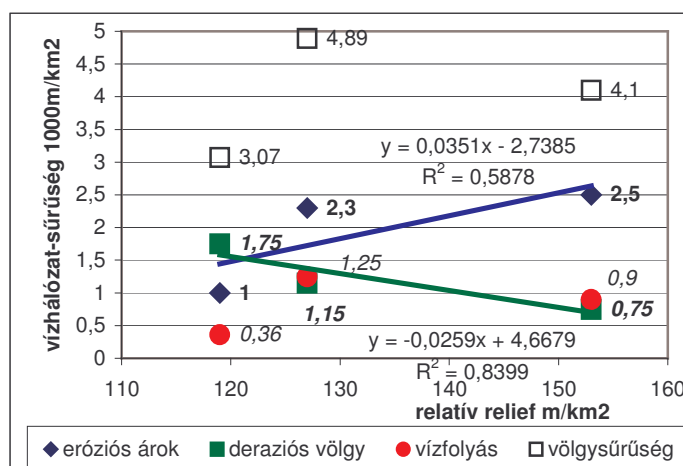
4.23. ábra. A homokkő (35 MPa) és a puha kőzetek reliefgyakorisága közötti összefüggés (saját szerk.)

Ezt követően megvizsgáltuk a *kőzetminőség és a völgsűrűség* kapcsolatának erősségét a vízgyűjtőn belül. A mintaterület kőzeteit három kőzetfizikai csoportba soroltuk, melyek UCS értéke rendre 5, 7 illetve 35 MPa volt, s kiszámoltuk a km²-enkénti völgsűrűséget, majd meghatároztuk a két paraméter kapcsolatát. Mindhárom kőzetfizikai csoport nagyjából 20 km²-es területre terjedt ki. Mivel a központi vízfolyás a legpuhább kőzeteken és tektonikailag egyébként is árok helyzetű térszíneken található, ez erősen befolyásolta a végeredményt, de általában elmondható, hogy a *kőzet keménységének növekedésével az eróziós árkok válnak dominánssá, míg a puha kőzeteken a deráziós völgyek dominálnak*. (Az eltérő erdősültség befolyásoló szerepét nem vettük figyelembe).

A *kőzetkeménység (UCS) és az eróziós árkok sűrűsége* között $r=0,65$ -ös erősségű kapcsolatot mutattunk ki, a *kőzetminőség és deráziós völgsűrűség* között erős, $-0,85$ volt a korrelációs együttható. A *kőzetkeménység és völgsűrűség* között a

deráziós völgyek nélkül $r=0,45$ -ös volt a kapcsolat erőssége, a deráziós völgyekkel együtt $r=0,12$. A kapott eredmények megfelelnek a szakirodalmi adatoknak: SZALAI (2004) szerint $r=0,8$ mérhető az Upponyi-hegységben és miocén előterén az eróziós völgyek és az UCS viszonylatában és $r=0,7$ a deráziós völgyek és UCS esetében.

Ezt követően a *relatív relief és a vízhalózat-sűrűség* kapcsolatának erősségét vizsgáltuk. Az adatsorok korrelációja a deráziós völgyek sűrűsége esetében $r = -0,9$ -es értéket mutatott, azaz minél nagyobb a deráziós völgyek sűrűsége, annál kisebb a relief. Ennek kimutatása megerősíti a korábbi feltételezéseinket (DEMETER 2003), miszerint a deráziós völgyek és homorú lejtőoldalak nem a felszín felszabdalódását erősítik, hanem laterális eróziót erősítve a különbségek kiegyenlítését szolgálják. Ennek köszönhető, hogy az előző vizsgálatban a deráziós völgyek beemelése a völgsűrűségbe lerontotta a korrelációt a kőzetkeménység és a völgsűrűség között – és most is ez a helyzet: a deráziós völgyek beemelésével az $r=0,6$ -os korreláció a relief és a völgsűrűség között $r=0,3$ -ra csökkent (4.24. ábra).



4.24. ábra. Az egyes kőzetekre jellemző átlagos relatív relief és az átlagos völgsűrűség kapcsolata (saját szerk.)

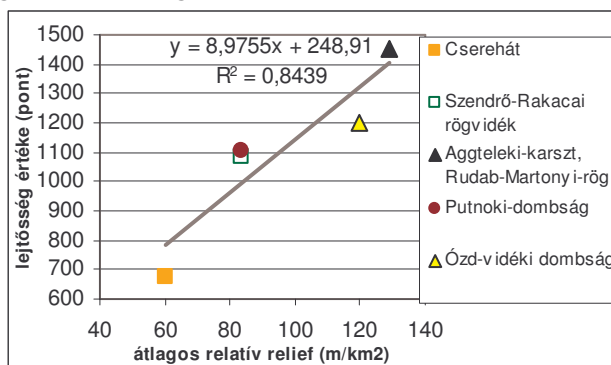
Mivel a deráziós völgyek a felelősek a korreláció lerontásáért, az előbbi állítás fordítottja is igaz, azaz a többi völgytípus sűrűsége a kőzetkeménység és a reliefkülönbségek növekedésével várhatóan nő, még akkor is, ha vízgyűjtőnkön ez nem kimutatható amiatt, hogy a fővölgy puha kőzeten kialakult tektonikus-denudációs árokban fut. Tanulásgként leszögezhető, hogy a völgsűrűségi vizsgálatoknál a deráziós völgyek külön kezelendők, amennyiben a völgyhálózat relieffel vagy kőzetkeménységgel való kapcsolatát vizsgáljuk.

Az eróziós árok és aszók területegységre jutó hossza, illetve a relief közötti kapcsolat erőssége a korrelációs koefficiens szerint 0,76; a vízfolyással rendelkező völgyek esetében (a puha kőzeten futó központi vízfolyás rontó hatása miatt) $r=0,36$.

4.6 Regionális felszínelemzés: a felszínérettség és a tájegységek hasonlósága morfológiai, litológiai paraméterek alapján

Amennyiben nem a morfológiai paraméterek eltérő kőzetben jelentkező sajátosságait vizsgáljuk, hanem a *litológiai egységeket felcseréljük morfológiai egységekre*, a *lejtésviszonyok és relief* kapcsolatát bemutató kétváltozós diagramok megszerkesztése árulkodó lehet az adott terület felszínfejlődésének előrehaladottságáról (4.25. ábra). Így például a relatív relief és a lejtés alapján közzétanilag eltérő, de egymáshoz közeli területeken (Putnoki-dombság, Szendrő-Rakacai-rögvidék) hasonló morfológiai paramétereket mérhetünk, ami hasonló felszínfejlődésre utal. Mivel az előbbiekben bizonyítottuk, hogy a lejtés közzetspecifikus tulajdonság (is), az *eltérő kőzetek hasonló lejtőssége és felszabdaltsága* arra utal, hogy a keményebb kőzetet puhább fedőüledék borította, s az exhumálódás geológiai léptékben még nem történt olyan régen, hogy a keményebb mészkövekre a Bükkiumban jellemző lejtőmeredekség kialakuljon. Ugyanakkor a közzetanalízis (és lejtősség tekintetében is) hasonló, szomszédos Ózd-vidéki dombság és a Putnoki-dombság eltérő relieffel bír. Mivel a lejtés hasonló, így csakis a felszabdaltság lehet eltérő, ami eltérő felszínfejlődésre utal. Az előbbiek miatt további paraméterekkel, így a völgy-sűrűséggel is bővítettük további összehasonlító vizsgálatunk paramétereit.

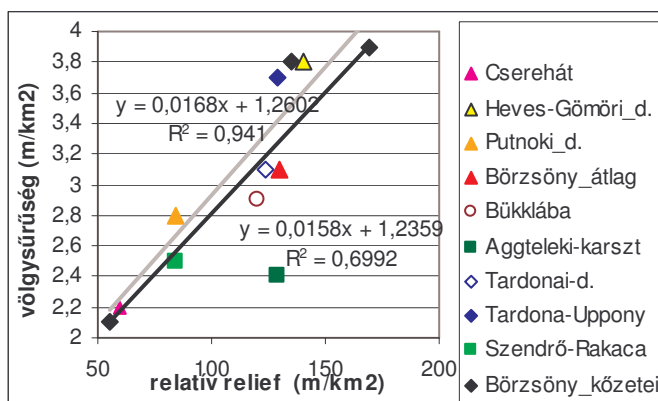
A módszer alapján tehát becsülhető a felszínfejlődés előrehaladottsága, a *felszínérettség*. (Mivel a relief részben maga is a lejtőmeredekség függvénye, így a lejtőmeredekséggel való korrelációja csalóka eredményeket adhat. Ettől eltekintve természetesen mérhető a két tényező kapcsolata: erős a korreláció a két tényező között, ha a reliefet inkább a lejtés határozza meg, míg gyengébb korreláció esetén a kis völgy-sűrűség határozza meg a reliefet.)



4.25. ábra. Felszínérettség Észak-Borsodban a relatív relief (lejtés, felszabdaltság) és a lejtősség alapján (SZABÓ J. 1990 alapadatai alapján saját szerk.)

A Börzsöny esetében a völgy-sűrűség a relieffel és a kőzetkeménységgel együtt növekszik (1.2 táblázat), azaz nemcsak az egyes kőzettípuson belül vizsgálható a morfológiai paraméterek közötti összefüggés. Emellett tájegységeken is

összevetettük a morfológiai paraméterek és a kőzetkeménység kapcsolatát (4.26. ábra, 4.10. táblázat). Jól érzékelhető az összefüggés a völgsűrűség és a relief változása között, jóllehet a dolgozat elején megállapítottuk, hogy kis reliefen is mérhető nagy völgsűrűség, és nagy reliefen is kis völgsűrűség: az utóbbit a karsztos tönkösödött fennsíkok reprezentálják, az Aggteleki-karszt el is tér a tőle fiatalabb, vagy zömmel hegységelőtéri helyzetű tájegységek által meghatározott trendtől. OLLIER (1967) is e két paramétert használta a völgyfejlődés osztályzásakor. A két változó kvázi-függetlennek tekinthető, az egyik a vertikális, a másik a horizontális felszabdaltság mérőszáma. Az itt bemutatott összefüggés azonban nem általános érvényű, hanem a területre jellemző specifikum. Az, hogy a völgsűrűség növekedésével a relief is növekszik, arra utal, hogy a grafikon jobb felső sarkában lévő térszínnek zöme kiemelkedő, vagy a vízfolyások esésgörbéje még nem kiegyenlített, tehát a bevágó erózió a domináns, míg a bal oldalon lévő börzsönyi lösz és a Cserehát kis állékonyságra és laterális erózióra utal(t).



4.26. ábra. Összefüggés a relatív relief és a völgsűrűség között Észak-Magyarország tájain és a relatív relief és völgsűrűség függése a kőzetkeménységtől a Börzsönyben (lösz, slír és andezit)

4.8. táblázat. Kapcsolat az egyes paraméterek között a fenti tájegységeken

	relief	völgsűrűség	csapadék	kőzetmin.	lejtősség
relief	1,00	0,836**	0,380	0,656*	0,827**
völgsűrűség	0,836**	1,00	0,282	0,426	0,341
csapadék	0,380	0,282	1,00	0,462	0,153
kőzetminőség	0,656*	0,426	0,462	1,00	0,730*
lejtősség	0,827*	0,341	0,153	0,730*	1,00

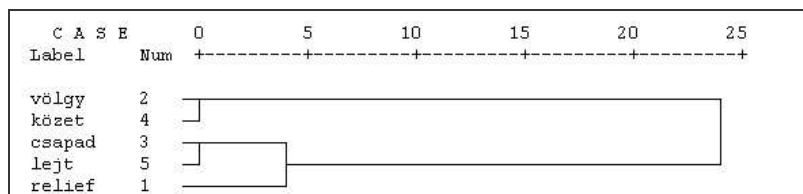
** p=0,01

*p=0,05 szignifikancia

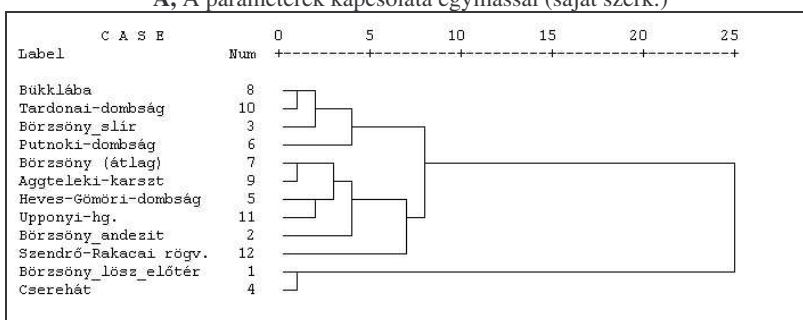
A relief-völgsűrűség, relief-lejtősség viszonylaton kívül a relief-kőzetkeménység és a lejtősség-kőzetkeménység mutatott értékelhető eredményt, a kőzetkeménység-völgsűrűség és a lejtősség-völgsűrűség nem (4.8. táblázat).

Ezt követően megvizsgáltuk a paraméterek rokonsági fokát hierarchikus klaszterezéssel, majd a tájegységek egymáshoz való hasonlóságát e paraméterek

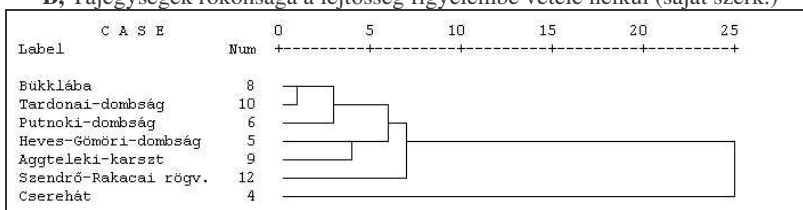
alapján (4.27. ábra). A csapadék elhagyása nem módosít a klaszteranalízis eredményén, a morfológiai paraméterekhez képest indifferens, azaz a felszínformák kialakulásában a *jelenlegi csapadékmennyiség* nem döntő tényező (A csapadékokat az elmúlt 50 év átlaga alapján számítottuk, a múltban nem ezek az értékek és nem is ilyen területi megoszlás jellemezte a csapadékokat.). A relief és a völgsűrűség jól kifejezik a keménységet, a morfológia alapján 90%-ban sikeres volt az egyes tájegységeken domináns kőzetcsoportok azonosítása diszkriminancia-analízissel. A csapadék és a lejtősség bevonásával is 67%-os eredmény érhető el. *Főkomponens-analízis* készítése a kis számú adat miatt metodikailag nem javasolt.



A, A paraméterek kapcsolata egymással (saját szerk.)



B, Tájegységek rokonsága a lejtősség figyelembe vétele nélkül (saját szerk.)



4.27. ábra. C, Tájegységek rokonsága mind az öt paraméter figyelembe vételével (saját szerk.)

A regresszióanalízis (enter-módszer) kimutatta, hogy a kőzetkeménységet leginkább a lejtés tükrözi, a lejtősséget a csapadék befolyásolja döntően, a csapadékokat a völgsűrűség, míg a reliefet a völgsűrűség és a lejtősség (4.9. táblázat). (A csapadékokat nem vizsgáltuk, hiszen az itt felsorolt morfológiai paraméterek valójában nem hatnak a csapadék eloszlására, a csapadék azoktól független változó).

4.9. táblázat. Regresszióanalízis eredménye az Északi-középhegység egyes tájegységein (saját szerk.)

Relief (r=0,948)	St. koef.	Völgysűr. (r=0,9)	St. koef.	Kőzet (r=0,660)	St. koef.	Lejtősség (r=0,917)	St. koef.
völgysűrűség	0,524	csapadék	-0,509	csapadék	0,003	csapadék	0,846
csapadék	0,222	kőzet	-0,020	lejtősség	1,000	relief	-0,129
kőzet	-0,108	lejtősség	-0,155	relief	-0,501	kőzet	0,300
lejtősség	0,645	relief	0,822	völgysűr.	-0,060	völgysűr.	-0,020

4.10. táblázat. Morfometriai és litológiai paraméterek értékei az egyes tájegységeken (adatok MEZŐSI 1985, SZABÓ J. 1990, GÁBRIS 1987, SÜTŐ, 2007, VÍZRAJZI ÉVK. 2001)

Tájegység, közzétípus	Relief (m/km ²)	Völgysűrűség (m/km ²)	Csapadék (mm)	Kőzet- keménység
Börzsöny/ ősz (előtér)	55	2,1	636	*
Börzsöny/ indezit	169	3,9	711	****
Börzsöny/ sír	135	3,8	674	**
Cserehát	60	2,2	602	*
Heves-Gő nőri-dombság	140	3,8	580	***
Putnoki-dombság	85	2,8	581	**
Börzsöny (átlag)	130	3,1	680	****
Bükkkláza	120	2,9	570	***
Aggteleki-karszt	129	2,4	623	****
Tardonai-dombság	124	3,1	570	**
Upponyi-hegy	129	3,7	582	****
Szendről-fakacai rögv.	84	2,5	582	****

A parciális korrelációs vizsgálatok alapján a relief és csapadék, a relief és a kőzetminőség kapcsolatának alakulásában a *lejtősség*nek jelentős szerepe van, ugyanígy a völgysűrűség és a csapadék kapcsolatában csapadék és kőzetminőség korrelációs együttthatójában is szerepet kap.

A *völgysűrűség* a relief és a lejtősség kapcsolatára nem hat, a lejtősség és a kőzetkeménység kapcsolatára sem, az utóbbiak között tehát ok-okozati összefüggés van. A relief és a lejtősség kapcsolatát a *csapadék* nem befolyásolja jelentősen. A relief és kőzetkeménység közötti kapcsolat, a relief és a lejtősség, a völgysűrűség és a kőzetminőség kapcsolata viszont részben a csapadéknak köszönhető, a relief és völgysűrűség közötti kapcsolat viszont nem a csapadéktól függ.

A lejtősség és a relief kapcsolatát a *kőzetminőség* nem módosítja, a relief és a csapadék közötti kapcsolat erősségére viszont hat, akárcsak a völgysűrűség és a csapadék kapcsolatára.

A völgysűrűség és a kőzetminőség kapcsolatát a *relief* is alakítja, miképp a kőzetminőség és a csapadék kapcsolatában is szerepet kap, a lejtősség és kőzetminőség kapcsolatában nem.

5. Felszínfejlődési modellek

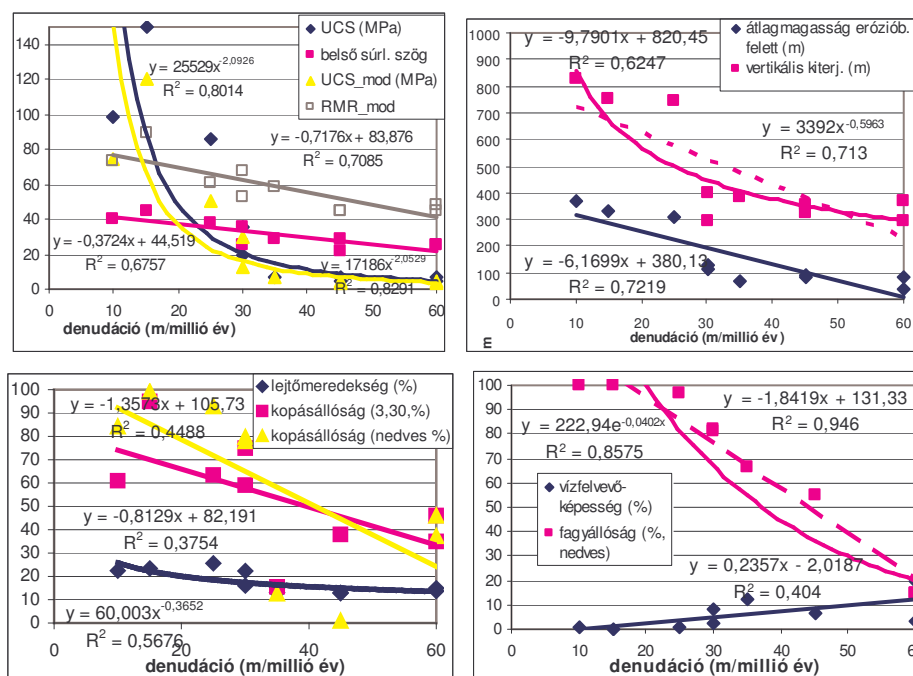
5.1 Egy- és többtényezős denudációs modellek relevanciájának vizsgálata a mintaterületen

5.1.1 Dinamikus modellek: előrejelzési és anyagveszteség-bebecslési kísérletek

E részfejezetben az **1.2. fejezetben** bemutatott denudációs egyenletek segítségével vizsgáljuk a terület morfológiai jellegének lehetséges megváltozását – az erózió nagyságát a kőzetminőség, a magasság, lejtés, és az idő függvényében –, s hasonlítjuk össze a különféle modellek segítségével generált DTM-eket.

Célunk (1) az egyes denudációs modellek relevanciájának vizsgálata a Bükk esetében, és (2) a kőzetminőség és kiemelkedés módosító hatásának vizsgálata.

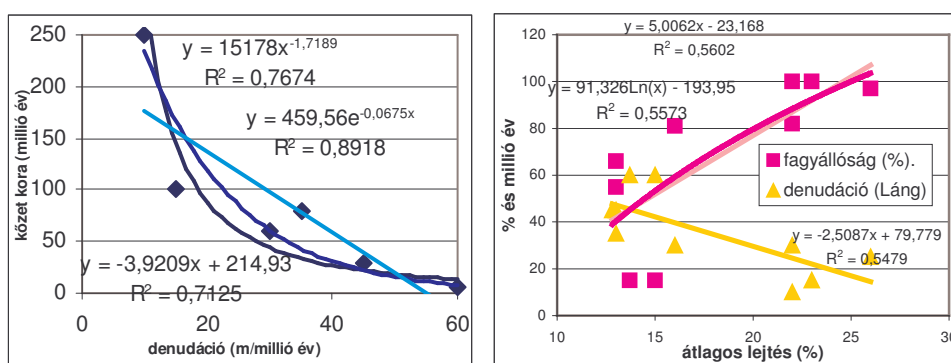
A denudációs modellek lehetnek lineárisak vagy nemlineárisak, számolhatnak az izosztáziával, avagy figyelmen kívül hagyhatják azt. Az egytényezős modellek a reliefet, a lejtőmeredekséget, lejtőszöget vagy a kőzetminőséget tekintik döntő tényezőnek. A többtényezős modellek az előzők kombinációján alapulnak. Elsőként egytényezős – lineáris és nem lejtőszögön alapuló –, modelleket vizsgáltunk, s vetettük össze a többi modellel.



5.1. ábra. A Láng-féle denudációs ráta kapcsolatának természete a litológiai és morfometriai tényezőkkel (saját szerk.)

(1) LÁNG S. (1969) adatai alapján a mintaterületen található közettípusok denudációs rátája megbecsülhető, és vizsgálható a denudáció kapcsolata a litológiai és morfológiai tényezőkkel (**5.1-5.2. ábra**). Az erózióbázistól való távolság és a denudációs ráta között nem volt szignifikáns kapcsolat, míg – a fagyállósággal ellentétben – a kopásállóság és a denudációs ráta esetében e kapcsolat nem túl erős. Mivel az átlagos lejtés nő az UCS növekedésével, a denudáció viszont csökken (az UCS és a denudáció közötti kapcsolat erősnek, de nem lineárisnak tekinthető), ebből következik az az eredmény, hogy *a kisebb denudációs rátával jellemezhető közettípusok meredekebben állnak meg, a nagy denudációs rátával jellemző kőzetekre pedig a kis átlagos lejtés jellemző* (**5.1. ábra**). Láng modelljéből az következik, hogy kemény kőzeten a bevágás a jellemző, míg puha kőzeten alacsonyodás és a völgyek egyidejű szélesedése figyelhető meg (Scheidegger 1-2 típusa, Young „A” típusa **1.2. ábra, 4.10. ábra**).

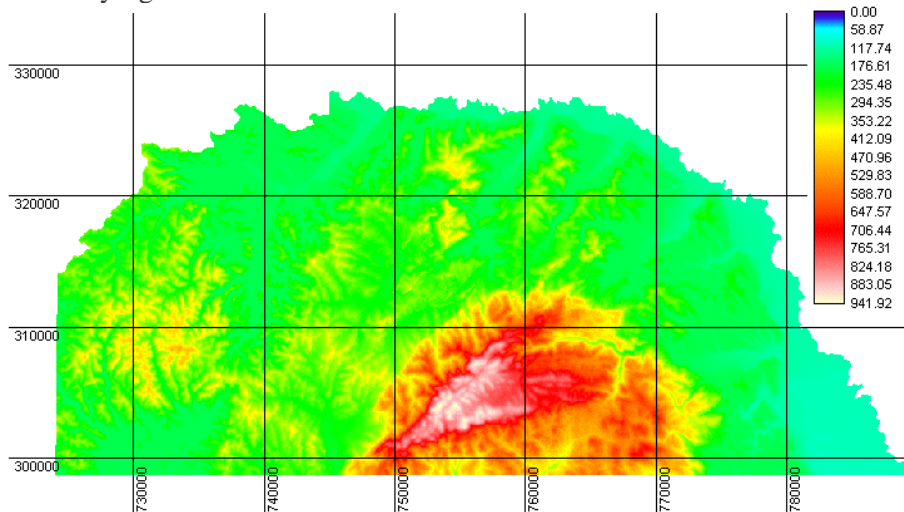
Láng modellje lineáris és nem a lejtőmeredekségen alapul, ennek köszönhetően *ellentmond* Ahnert és Scheidegger feltételezésének, hogy a denudáció a nagy lejtőszög esetében nagyobb! Éppen ezért szükséges a lejtőszöget alapul vevő, illetve nemlineáris denudációs modellek tesztelése is.



5.2. ábra. A kőzet kora (metamorfizáció száma és foka) és a denudációs ráta kapcsolata üledékes kőzetek esetében (mész, márga, flis, slír) LÁNG S. (1969) adatai alapján saját szerkesztés. Mind a lineáris, mind a nemlineáris függvényalakok értelmezhetők (bal), de eltérő eredményt adnak

Láng modellje nem foglalkozott a kiemelkedés, a klíma és a növényzet szerepével, ezért csak korlátozott érvényességgel bír. Az, hogy a legmagasabban lévő kőzetek denudációja a legkisebb (**5.1. ábra**) (mivel a mintaterületünkön ezek a legkeményebbek), ellentmond a magasságon alapuló denudációs modelleknek (**1.3**). Láng értékei csak akkor tükrözik a valóságot, ha a felszín kiindulási magassága minden kőzet esetében ugyanakkora, ami *a jelenleg* a Bükkre nem érvényes. (Láng feltehetően úgy számolta ki a denudációs különbségeket, hogy azt feltételezte, hogy valaha a maghegység és előtere megközelítőleg azonos magasságban volt, és megközelítőleg azonos nagyságú és ütemű kiemelkedést feltételezett minden ponton, és a jelenleg mérhető különbséget osztotta az eltelt idővel). Mindezen hiányosságai ellenére Láng szelektív denudációs modellje a kőzetek keménységének különbségeit helyesen vette figyelembe, legalábbis erre utal az UCS és a

fagyállóság, illetve a denudáció értéke között mérhető korrelációs koefficiens; a kőzetkeménység tehát más denudációs modellek esetében is felhasználható.



5.3. ábra. DTM a Láng-féle lineáris denudáció alapján 1 millió év múlva (saját szerk.)

5.1. táblázat. Az egyes lejtőkategóriákba tartozó pixelek számának módosulása a Láng-féle modell alapján (1. oszlop: új értékek, fejléc: eredeti) (saját szerk.)

a, Az eredeti lejtőkategóriák módosulása (oszlop=100%); b, Az új értékek eredete (sor = 100%)

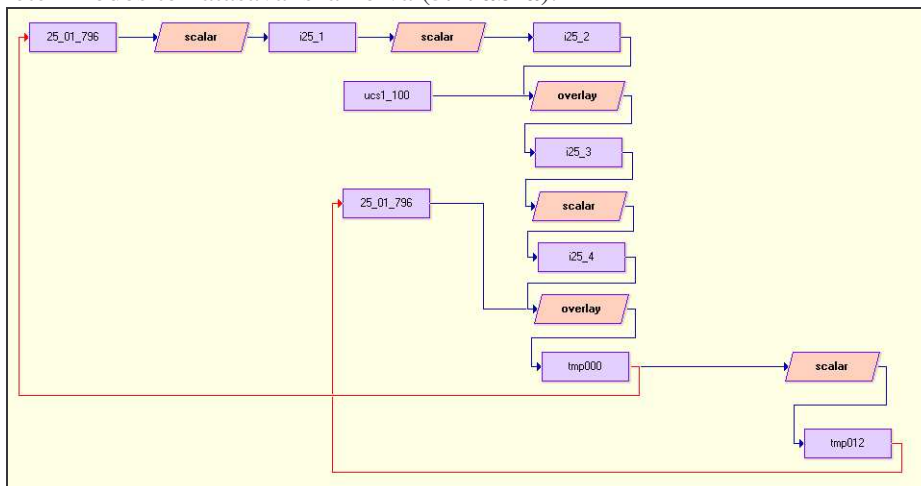
(%)	1-5%	5-12%	12-17%	17-25%	25-44%	44%<	1-5%	5-12%	12-17%	17-25%	25-44%	44%<
0	20,1	23,0	19,3	12,2	4,0	0,4	18,7	36,1	22,4	17,3	5,4	0,0
1-5%	77,6	1,5	1,3	1,0	0,4	0,1	92,5	3,1	1,9	1,8	0,7	0,0
5-12%	0,1	71,7	2,0	1,5	0,8	0,2	0,1	95,1	2,0	1,8	1,0	0,0
12-17%	0,1	0,2	73,2	1,2	0,7	0,2	0,1	0,3	96,6	2,0	1,0	0,0
17-25%	0,1	0,5	0,5	79,7	1,1	0,6	0,1	0,6	0,5	97,4	1,3	0,1
22-44%	1,1	1,6	1,8	1,3	89,0	1,9	0,8	2,0	1,6	1,5	93,9	0,2
44%<	0,8	1,5	2,0	3,0	4,0	96,7	2,6	8,8	8,8	15,9	19,9	44,0

Láng modellje szerint a Bükk és előtere között mintegy 30-40 méterrel nőni fog a magasságkülönbség 1 millió év múlva, ami (tekintve, hogy a maghegység emelkedik) reális. A modell sajátossága, hogy a keményebb kőzetekből felépülő lejtőoldalak és szomszédságukban elhelyezkedő puha kőzetek lejtése közti különbség markánsan nő (falhatás), viszont a valóságban ez sem minden átmenet nélkül zajlik. E modellt összevetettük Ahnert magasságkülönbségen és Scheidegger lejtőszöggel számoló, de a kőzetminőségbeli különbséget elhanyagoló módszerével (1.4, 1.8).

Ahnert – eredetileg a relief 20x20 km²-es terület egységeivel számoló – képlete (1.3) alapján a denudáció 1 millió év alatt a mintaterületen (ugyanekkora terület egységgel számolva) átlagosan 35-40 m/millió évben adható meg. Ez közel

ugyanannyi, mint a Láng-féle denudációs képlet alapján kapott érték, mely közettenilag differenciált értékeket adott. Ez önmagában is érdekes. Ahnert modelljének érvényességét kisebb területegységen, 25x25 m/pixeles felbontás esetében is teszteltük. Erre azért nyílt lehetőség, mert Ahnert egyenlete ugyanolyan formátumú, mint Pinet-Souriou modellje, és ők a magasságot használták paraméterként. Elvben tehát a felbontás módosítása esetén az $ax+b$ formátumú képlet nem veszti érvényességét.

Idrisi MacroModeller segítségével iteráltuk az Ahnert által használt képletet először az eltérő közetminőség okozta különbségek elhanyagolásával, majd a kőzetek módosító hatásával számolva (5.4. ábra).

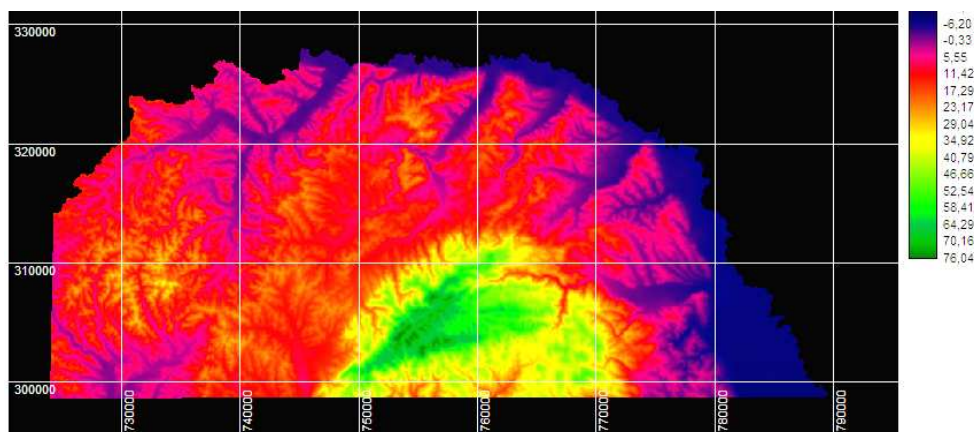


5.4. ábra. Ahnert magasságalapú lineáris denudációs modellje a közetkülönbségek figyelembe vételével. Az első dobozban a DTM, az első skalár az egyenes egyenletének ax tagja, a második a b ; az overlay az eredeti magasság és a denudáció különbsége, a piros nyílak a rendszer dinamikus visszacsatolásai, a második sorban bemenő adatként a kőzetkeménység adatai (a modell és az ábra is saját szerk.)

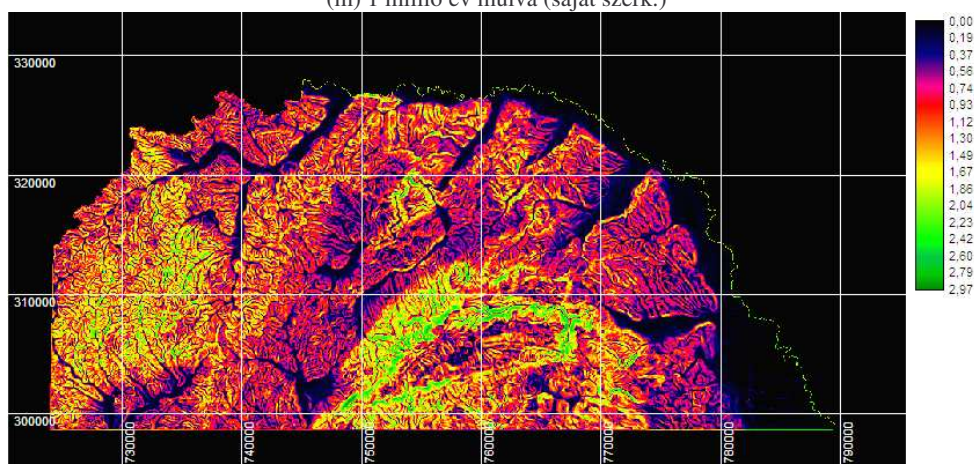
(2) A kőzetkeménységet elhanyagoló Ahnert-féle modell esetében a felszín lejtése csökkent az eredeti térszínhez képest, maximálisan 3 fokkal (5.6. ábra). A felszín magasságcsökkenése 10-70 m között volt (5.5. ábra), ami hasonlít ugyan a Láng-féle, közetminőségen alapuló denudáció értékére, viszont ez esetben a legnagyobb magasságcsökkenést a legmagasabb, de egyben a legkeményebb kőzetből álló területen figyelhetjük meg. Nyilvánvaló, hogy mindkét elképzelésnek van valóságalapja, de önmagában egyik sem igaz. Éppen ezért kombináltuk a két módszert: az Ahnert-féle denudációs értéket elosztottuk a *relatív denudációs ellenállás* közötti típusonkénti értékével ($100\%=1$), s ismét futtattuk a modellt.

Hangsúlyozandó, hogy az ideális lejtőprofil különbségei (így a belőle számolt relatív denudációs ellenállások, melyeket a közetminőségnél felhasználtunk) a jelenkori állapotra vonatkoznak, egyáltalán nem biztos, hogy ezek az értékek a végérvényesen beállt különbségeket jelenítik meg: ennyi bizonytalanság terheli a számítást. E modell használatával (5.7. ábra) a kiemelt helyzetben lévő puha

kőzeteken mérhetünk különösen nagy denudációt a két magasságmodell különbségét bemutató kartogramon (**5.8. ábra**), azaz modellünk valóban érzékenyvé vált mind a magassági helyzetre, mind a kőzettípusokra. A kőzetkeménységgel számoló és azokat elhanyagoló Ahnert-modellek között az előtéri gerinceken volt mérhető a legnagyobb, 20 m-es különbség. A lejtőszög-különbség az eredeti és a későbbi állapot között általában ugyanúgy 2-4 fok, mint a kőzetminőséget figyelmen kívül hagyó modell esetében, tehát az átlaglejtés csökken. Ez felveti azt a kérdést, hogy vajon a lejtőszögön alapuló (nemlineáris) modell mennyiben térhet el a magasságon vagy kőzetminőségen, vagy a kettő kombinációján alapuló denudációs modelltől. Ennek tesztelése előtt a többi, magasságon alapuló modellt vizsgáltuk meg.



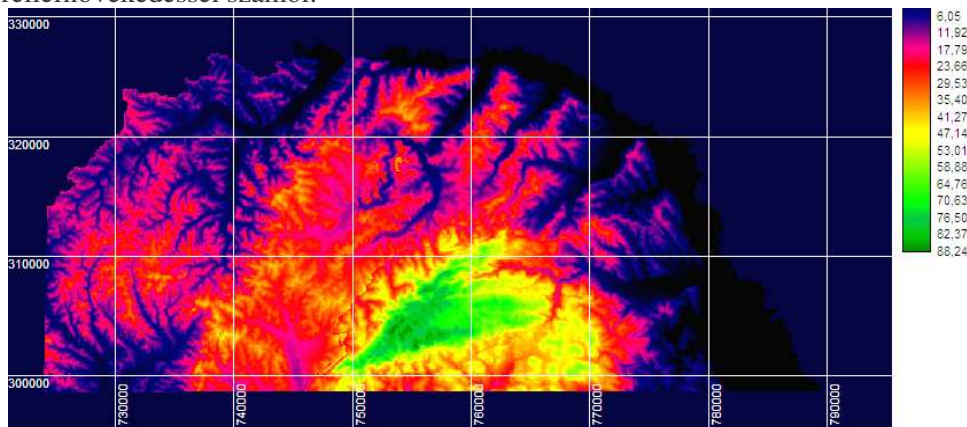
5.5. ábra. Különbség a jelenlegi domborzat és Ahnert magasságon alapuló denudációs modellje között (m) 1 millió év múlva (saját szerk.)



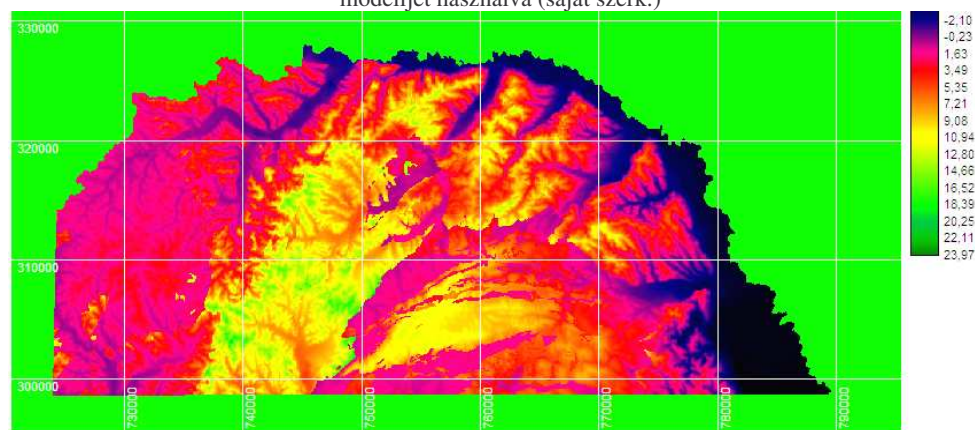
5.6. ábra. A lejtőmeredekség csökkenése 1000 iteráció után, 1 millió év múlva (az értékek fokban megadva, saját szerkesztés)

(3) Pinet és Souriou denudációs képlete hasonló formájú, mint Ahnerté, de különbséget tesz a fiatal és idős orogének között. Mintaterületünkön teszteltük

mindkét modellt. A Bükköt és előterét fiatal orogénnek tekintve a modell futtatása valószerűtlen eredményt hozott: míg a Bükk központi tömege alacsonyodott, addig az előtér magasodott. Ennek matematikai oka az, hogy az $ax+(-b)$ formájú denudációs egyenletben „alacsony” térszín esetén az $ax+(-b) < 0$, azaz a denudáció negatív. Idős orogént feltételezve a magasságcsökkenés jóval kisebb, mint Ahnert magasságon alapuló denudációs modellje esetében (5.9. ábra). E modell tulajdonsága, hogy a maghegységhez képest az előtéren alábecsli a csökkenést, azaz reliefnövekedéssel számol.



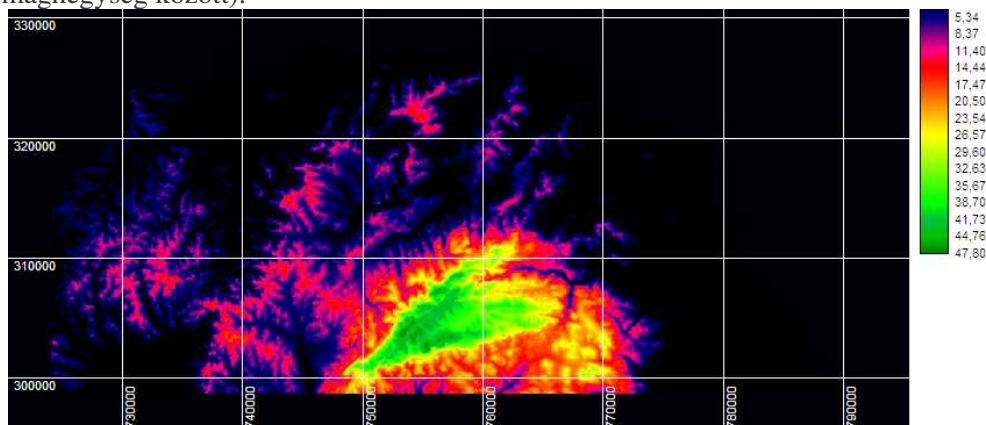
5.7. ábra. A felszín alacsonyodása 1 millió év múlva Ahnert kőzetminőséggel kombinált denudációs modelljét használva (saját szerk.)



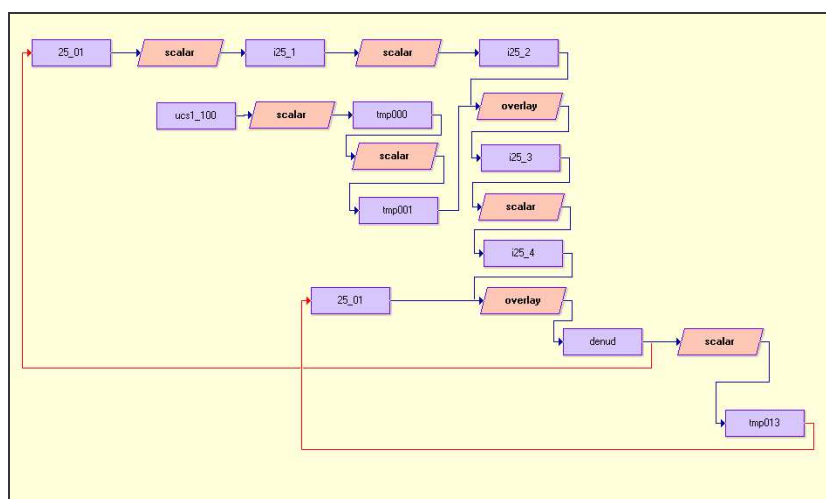
5.8. ábra. Magasságkülönbség a kőzetkeménység nélküli és a kőzetkeménységgel korrigált Ahnert-féle magasságon alapuló denudációs képlet alapján számított felszín között 1 millió év múlva (saját szerk.)

(4) Ezt követően Ahnert lejtőmeredekségen alapuló denudációs modelljét elemeztük. Az iteráció során beépített féket alkalmaztunk: a felszín nem alacsonyodhatott az erózióbázisnak tekintett 180 m alá (5.10-5.11. ábra). Ahnert lejtőszöggel számoló modellje esetében már 200 ezer év múlva jóval nagyobb felszínalacsonyodást mérhetünk, mint a magasság alapú modellnél. Ez a modell tehát nem releváns. Hogy a magasság alapú modellhez képest a denudációs értékek

ne térjenek el olyan jelentősen, a kőzetkeménység bevonásakor az **1-c** tényezővel szoroztuk (ahol c a kőzetkeménység), s nem c-vel osztottunk, mint a magasság alapú modellnél (**5.12-5.13. ábra**). Így a legkeményebb kőzethez képest mért felszínalacsonyodást kaptuk meg (nő a relief a modell szerint az előtér és a maghegység között).



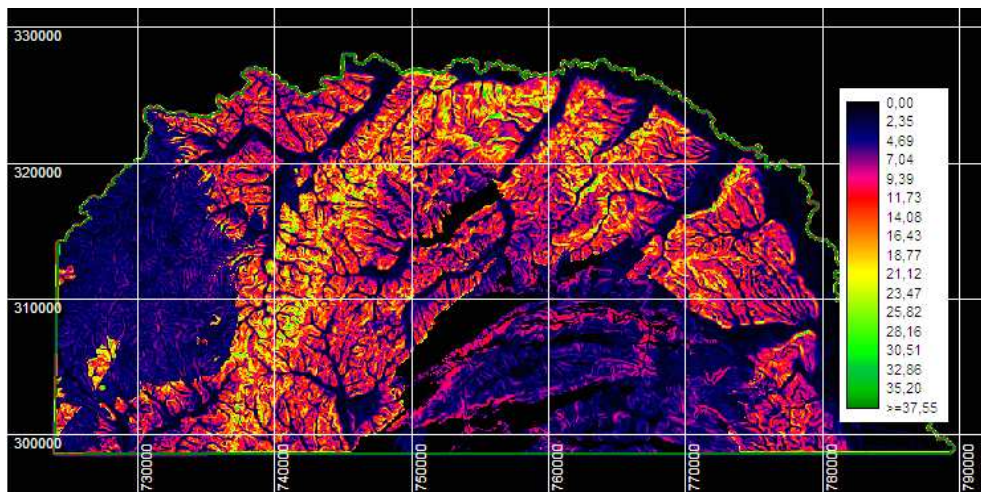
5.9. ábra. Különbség az eredeti felszín és az iteráció utáni felszín között Pinet idős orogénekre vonatkozó képletét használva (1 millió év múlva, saját szerk.)



5.10. ábra. A lejtőszögön alapuló denudációs modell vázlata: az első dobozban a DTM, az első transzformáció a lejtőszöget radiánná alakítja, a második transzformáció a lejtőszög szinusz, az első overlay a denudációs alapérték és a kőzetminőség (relatív denudációs ellenállás 0-1 között) szorzata, a második overlay a DTM és a denudáció különbsége, a piros nyilak a dinamikus visszacsatolást jelképezik (saját szerk.)

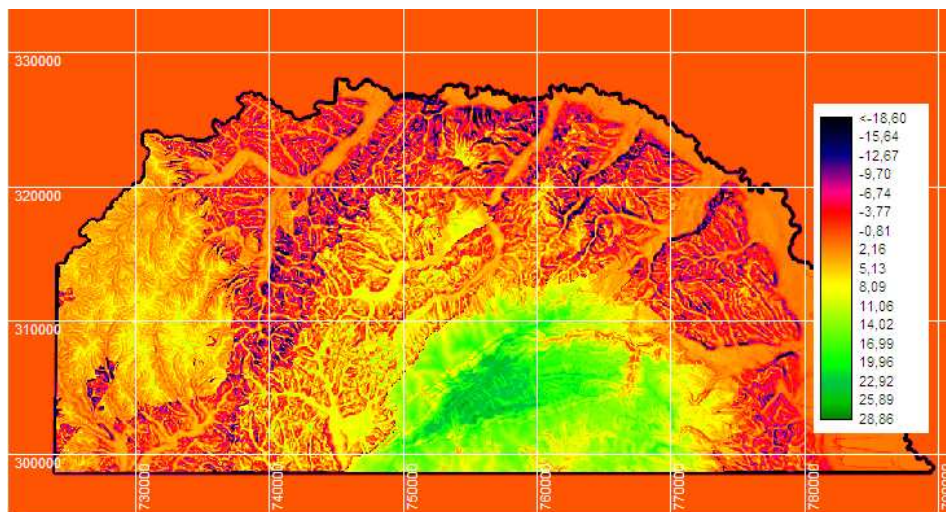
(5) Scheidegger modellje (1990) volt a másik – kőzetminőséggel is számoló – lejtőmeredekségen alapuló modell (**5.13-5.15. ábra**). A 180 méteres határt itt is használtuk, mert a scheideggeri modellben fellépő lejtőhátarítás miatt a denudálódó térszín területe is egyre csökken, s az erózióbázis alá süllyedő peremeken a lejtőszög

irreális mértékű növekedése valószínűtlenül felgyorsította volna a terület felemesztődését. A lejtőszögek módosulása nagyobb változatosságot mutat.

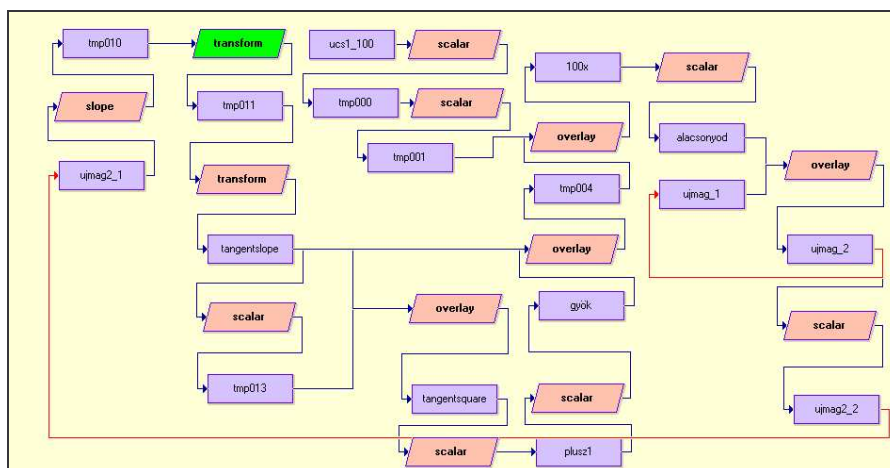


5.11. ábra. Kőzetminőséggel módosított denudáció Ahnert lejtőszöggel számoló modellje szerint 200 ezer év múlva a legkeményebb kőzet kopásához viszonyítva (saját szerk.)

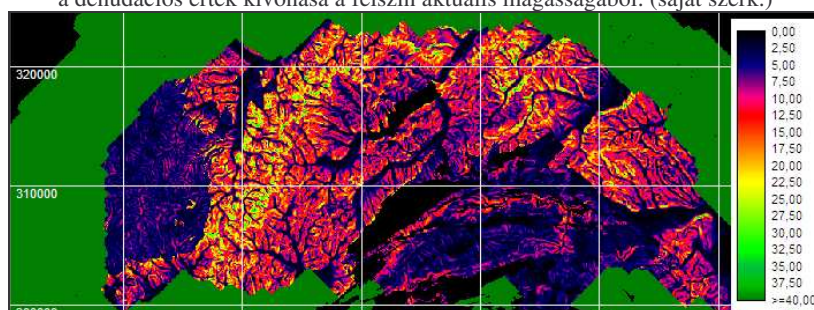
A Scheidegger-féle lejtőszögön alapuló és az Ahnert-féle lejtés alapú modell különbsége 200 ezer év múlva elenyésző. Az Ahnert-féle lejtőszögön és magasságon alapuló denudációs modell különbségét az **5.12. ábra** mutatja be. A lejtőszögön alapuló modell esetében az előtér alacsonyodása nagyobb, a maghegysége kisebb.



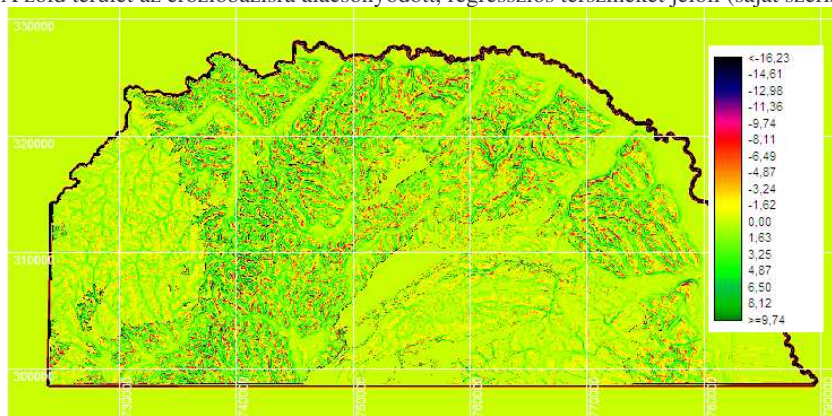
5.12. ábra. Ahnert lejtőszögön, illetve magasságon alapuló, kőzetminőséggel számoló modelljének magasságkülönbsége 200 iteráció múlva (saját szerk.)



5.13. ábra. Scheidegger lejtőszöggel és közetminőséggel számoló denudációs modellje (1.8). A DTM-ből lejtőszöget számolva az első transzformáció a radián, a másik a tangens kiszámolását jelenti, az első overlay a négyzetre emelés, az első skalár a +1, a második skalár a gyökvonás, a második overlay a szorzás a lejtőszög tangensével, a harmadik overlay a szorzás a közetminőséggel, a negyedik a denudációs érték kivonása a felszín aktuális magasságából. (saját szerk.)

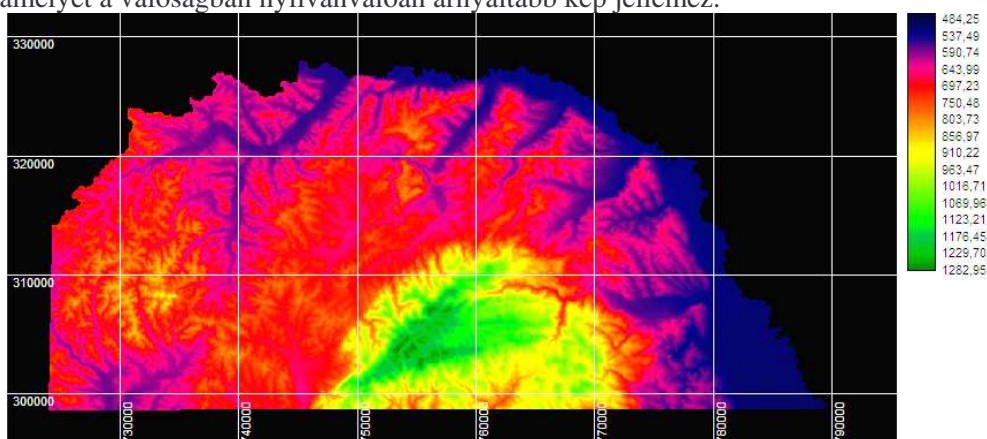


5.14. ábra. Az eredeti és az új DTM magasságkülönbsége (m) Scheidegger módszerével számolva 200 iteráció múlva (a legkeményebb kőzet eredeti és iterált magasságának különbségéhez viszonyítva). A zöld terület az erózióbázisra alacsonyodott, regressziós térszíneket jelöli (saját szerk.)

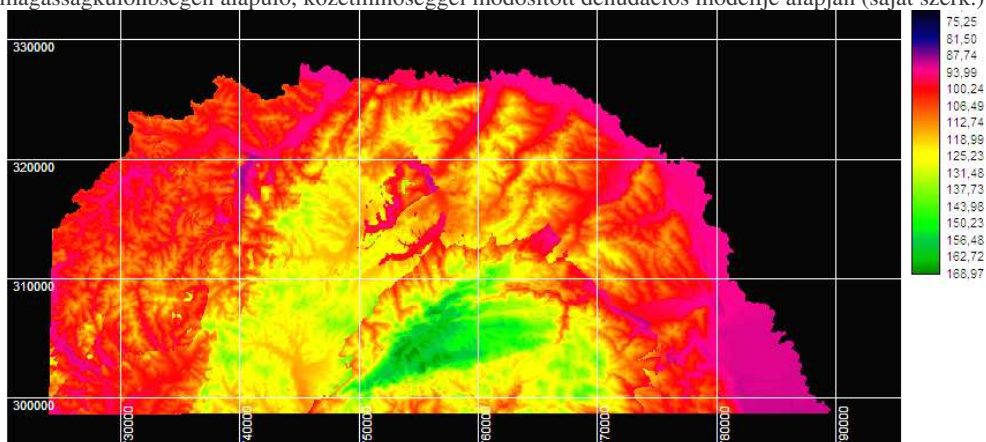


5.15. ábra. Az eredeti és az új DTM lejtéskülönbsége (fok) Scheidegger módszerével számolva 200 iteráció múlva. A negatív érték növekedést jelent. (saját szerk.)

Az eddig bemutatott modellek nem a térszín magasságát mutatták be – nem véletlenül nem szerepeltek DTM-ek – hanem az anyagvesztéset *nulla kiemelkedés* esetén. A Bükk vidéke azonban hazánk egyik leggyorsabban emelkedő területe, s a kiemelkedés mértéke maga is befolyásolja a denudáció értékét. A hazai átlaghoz képest +0,5 mm/év kiemelkedést feltételezve elkészítettük a terület új DTM-jét először 0 denudáció mellett. Majd a denudációval (magasság és kőzetminőség, mint változók felhasználásával) kombináltuk a kiemelkedést és készítettünk egy terepmodellt (5.16. ábra), s végül a két említett magasságmodell különbségét képeztük (5.17. ábra). Ez adja meg az anyagvesztés mértékét kiemelkedés esetén, amely természetesen nagyobb, mint a kiemelkedés nélküli modell esetében (mintegy 80-100 méterrel). Mivel a kiemelkedés értékét egységesnek vettük az egész területen, az eredménytérképeken a völgytalpi pontok is nettó emelkedést mutatnak, amelyet a valóságban nyilvánvalóan árnyaltabb kép jellemez.

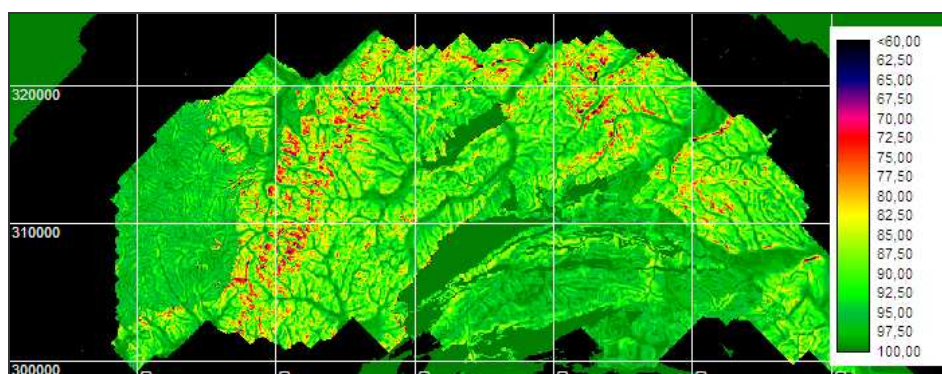


5.16. ábra. A Bükk DTM-je 0,5 mm/év kiemelkedéssel számolva, 1 millió év múlva, Ahnert magasságkülönbségen alapuló, kőzetminőséggel módosított denudációs modellje alapján (saját szerk.)



5.17. ábra. A denudáció nélküli kiemelkedéssel és a denudációs kiemelkedéssel számoló DTM-ek különbsége megadja a kiemelkedés által eredményezett anyagvesztéset (saját szerk.)

A kiemelkedés szerepét megvizsgáltuk a Scheidegger-féle lejtőmeredekségen alapuló modell esetében is (5.18. ábra). A maghegység fennsíkja nagyobb emelkedést mutatott (80-100 m), mint az előtér vízválasztói (70-80 m) 200 iteráció múlva. Ebből következően ez utóbbi területeken nagyobb a denudáció a kiemelkedés során. A magasságnövekedés az Ahnert-féle magasságalapú modellhez képest is nagyobb volt. Kivonva a denudációval és kiemelkedéssel számoló DTM-et (200 iteráció után) a denudáció nélküli kiemelkedésből számított DTM-ből, a keményebb kőzeteken átlagosan 10 méteres kopást kapunk, míg az előtér vízválasztóin az anyagvesztés 20-40 m. Az előtér és a maghegység közti reliefkülönbség nőni fog a következő 200000 évben a modell szerint. A kiemelkedés nélküli és kiemelkedéssel számoló denudáció között nem mérhető jelentősebb különbség.



5.18. ábra. A magasságnövekedés 200 iteráció múlva (m) Scheidegger kőzetminőséggel számoló és kiemelkedéssel módosított, lejtőszögön alapuló modelljét figyelembe véve (saját szerk.)

5.1.2 Statikus modellek: a potenciális denudáció

Az eddigiekben bemutatottakból látható, hogy a többtényezős denudációs modellek is eltérő eredményt adnak, így használatuk legalábbis körültekintést igényel. E vizsgálatok jelentősége valójában nem is abban rejlik, hogy több-kevesebb bizonytalansággal bemutatható egy terület morfológiai képe a jövőben, a társadalmi hasznosulás szempontjából sokkal inkább előnyt jelent, hogy a módszer segítséget nyújthat az erózióérzékeny felszínek kijelölésében. A fenti tapasztalatok birtokában elkészítettük a lejtőszög és a kőzetminőség hányadosán alapuló potenciális denudációs térképet (a növényzetet nem vettük figyelembe, a kiemelkedést mindenütt ugyanakkorának vettük) a Bükkre és északi előterére. A nagy lejtés és a nagy keménység kis hányadost mutat, miképp a kis lejtés és kis keménység is, ezek lesznek a kevésbé erózióérzékeny területek. A nagy lejtés és kis keménység jelenti a leginkább denudálódó térszíneket, magas denudációs értékkel, míg a kis lejtésű,

nagy keménységű területek a legkisebb értékkel jellemezhető stabil területek (5.19. ábra).

Emellett meghatározható a terület reliefenergiája is. Kiindulva abból, hogy $m \cdot g \cdot h = 1/2 \cdot m \cdot v^2$, kiszámolható a lefolyó víz által végezhető potenciális munka minden egyes pixelre. $W = F \cdot s$, ahol $F = m \cdot a$, $a = g \cdot \sin \alpha$ (a lejtés csökkenti a gyorsulást), $m = 1$, $s = 1/\cos \alpha$ (s = lejtőhossz, ha pixelméret egységnyi=1), azaz $W = g \cdot \sin \alpha / \cos \alpha = g \cdot \tan \alpha$. Ez kiszámolható $m \cdot g \cdot h$ segítségével is, ahol h a területegység magasságkülönbsége (relief), a pixelméret egységnyi, $s = h/\tan \alpha$, így a reliefenergia értéke meghatározható (KERÉNYI 1977). A DTM a h értékét, mint reliefet nem tudja értelmezni, csak mint tszf. magasságot, de a lejtőszög alapján a h , meghatározására is lehetőség nyílik, miként a potenciálisan végezhető munka is meghatározható 0 súrlódást, 25x25m/pixel felbontást választva, 1 mm vízborítás esetén (a területegységen a lejtő tetején lévő részecske s elmozdulást tesz meg, a lejtő alján lévő 0-át, azaz terület egészére az $s/2$ megközelítőleg igaz), azaz konkrét tömeggel és úthosszal számolva (5.20. ábra):

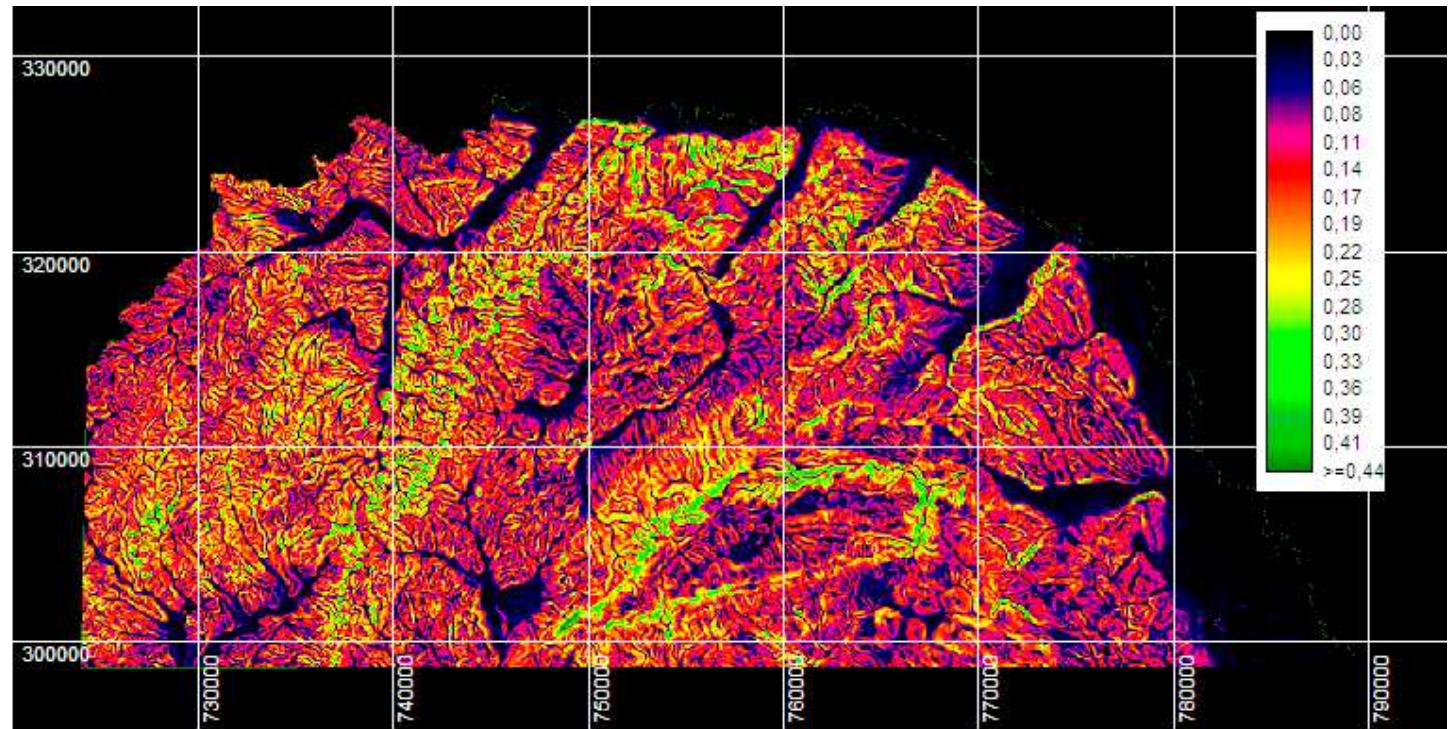
$$W = F \cdot s = m \cdot a \cdot s/2 = m \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot s/2 = r \cdot V \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot s/2 = r \cdot V \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot (25/\cos \alpha)/2 = 1000 \cdot 0,001 \cdot 25 \cdot 25/\cos \alpha \cdot 10 \cdot \sin \alpha \cdot 12,5/\cos \alpha = 78125 \cdot \tan \alpha / \cos \alpha$$

5.2 A morfológiai és litológiai paraméterek közti kapcsolat változása denudációs egyenletek segítségével előállított DTM-eken

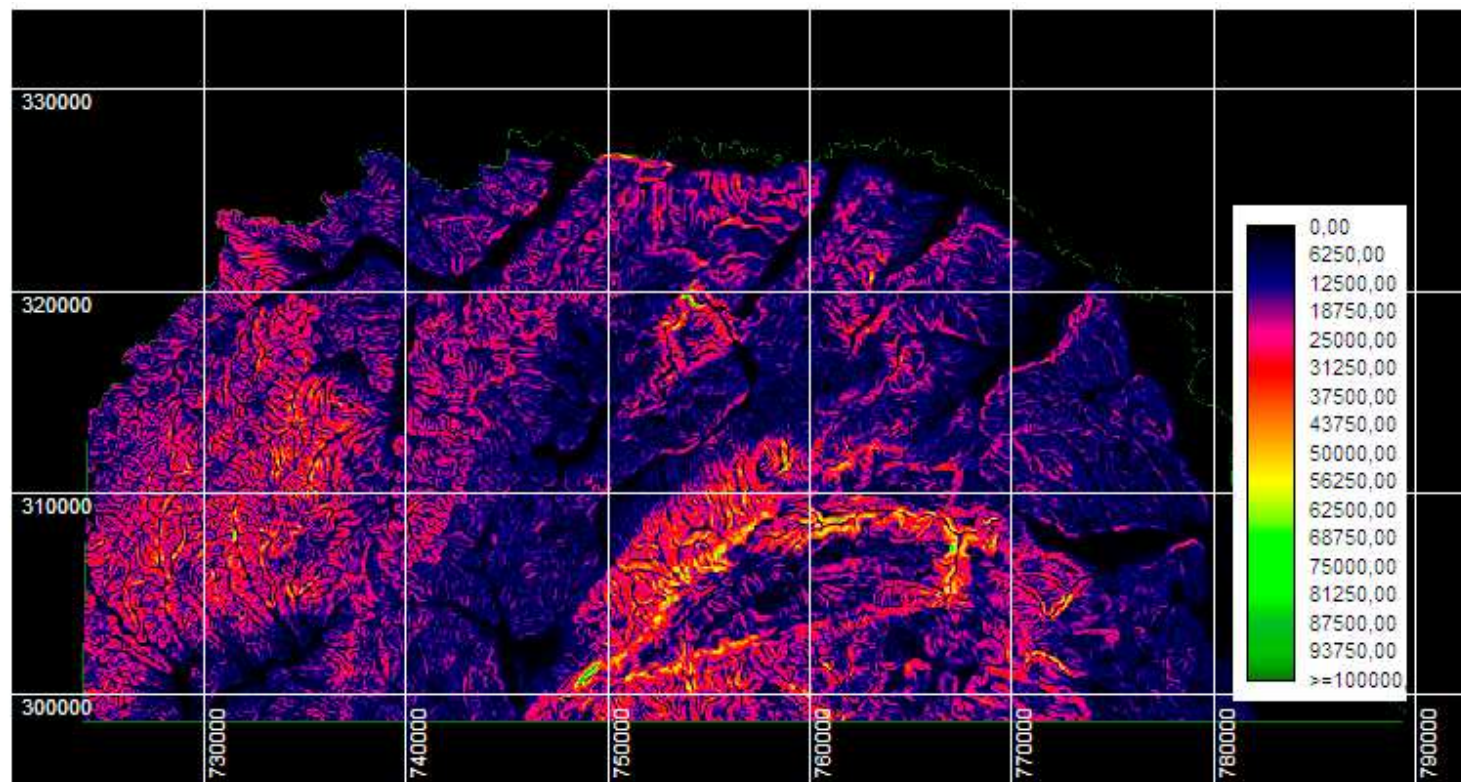
Vizsgálatainkban abból a tényből indultunk ki, hogy a litológiai tényezők (pl. keménység) változása nagyságrendileg lassabb folyamat, mint a morfológiai paramétereké. Éppen ezért szükséges megvizsgálni, hogy a korábban megállapított kapcsolatok milyen irányban módosulnak (erősödik vagy gyengül a korreláció) az idő függvényében, a denudációs folyamatok előrehaladtával.

A lejtőmeredekséggel és a kiindulási térszín eltérő reliefjével nem számoló Láng-féle denudációs modell és az eredeti adatbázis különbségeit vizsgálva csak a cementált (>20 MPa felett) kőzettípusok esetében mérhettünk lejtés-növekedést, amely a falhatás számlájára írható (5.2. táblázat). (A falhatás egy része a modell hibája, de természetesen a valóságban is előfordul). Az erózióbázis magasságához közel eső térszíneken jelentős elegyengetéssel kell számolni, és az erózióbázishoz (180 m) is közelebb kerülnek ez utóbbi pontok. Összevetve a Láng-féle denudációs értékeket Ahnert-féle modellből kapottakkal, az eltérő magassági helyzet okozta denudációs különbségek jól megfigyelhetők. A kiemelkedéssel számoló modell esetében is megfigyelhetők az 500 méteres maximális kiemelkedéshez képest mutatkozó különbségek. Az utóbbi modell valószerűtlenségének bizonyítéka, hogy a lejtőmeredekség a kiemelkedés ellenére sem növekedett (hiszen a kiemelkedést az egész területre, a völgytalpakat is beleértve definiáltuk).

A paraméterek átlagait illetően általános tendenciaként leszűrhető, hogy a nagyobb adathalmazon alapuló morfológiai paraméterek közti kapcsolatoknál az erózióbázistól való távolság korrelációs koefficiense növekedett (pl. erózióbázistól való távolság és a magasság), ami egyirányú fejlődési tendenciát jelez, míg a



5.19. ábra. A lejtőszög és a kőzetminőség hányadosán alapuló potenciális denudációs térkép a Bükkre és északi előterére (saját szerk.)



5.20. ábra. A Bükk és előterének reliefenergia-térképe a lejtőhossz és a lejtőszög figyelembe vételével 1mm-es vízborítást feltételezve (saját szerk., adatok J-ban megadva)

lejtőmeredekség korrelációs értékei ezt nem mutatják (5.3. táblázat). Tekintve, hogy a bemutatott 3 modell egyike sem a lejtőmeredekségen alapul, ez nem meglepő. A hierarchikus klaszterképzés a standardizált átlagolt adatsor esetén jelentős eltérést mutatott a 3. fejezetben bemutatotthoz képest a litológiai és morfológiai tényezők között (5.23. ábra). Nem változott viszont a 10 közzétípus proximitását bemutató Ward-féle dendrogram képe

5.2. táblázat. Különbség a morfológiai paraméterek eredeti és 1 millió év múlva felvett átlagértékei között az Ahnert-féle magasságalapú, Láng-féle denudációs modell és a kiemelkedéssel számoló Ahnert-féle modell alapján. Zárójelben Láng denudációs értékei (saját szerk.)

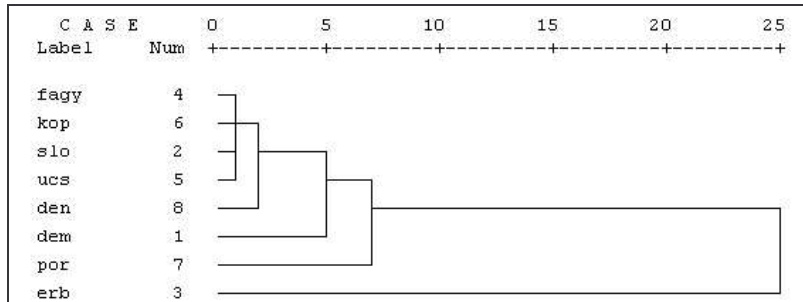
	Eredeti-Ahnert(ucs) magasság-különb. (m)	Eredeti-Ahnert (ucs) lejtés (%)	Eredeti-Ahnert (ucs) erózióbázistól való táv (m)	Eredeti DTM és Láng lejtés-különbsége	Az erózióbázistól való táv különbsége	Eredeti-Ahnert (kiemelt) magassága	Eredeti-Ahnert lejtés (%)
Neogén andezit	22 (30)	2	7	-4,41	-5,3	383	1,1
Neogén homokkő	30 (45)	2,5	400	1,3	169	370	2,2
Neogén slír	35 (60)	2,8	1010	2,5	445	364	2,5
Neogén aleurit	90 (45)	5	1820	5,2	2061	294	5,5
Neogén tufák	34 (35)	1,9	1190	0,2	573	364	1,3
Paleogén homokkő	15 (30)	0,4	5	-1	-22	396	0
Paleogén slír	14 (60)	0,5	430	5,5	156	390	0,5
Paleo-mez. mészkő	45 (10)	1	6	-2	0	370	0,5
Paleo-mezoz. szilic.	35 (25)	-0,2	0	-2	0	381	-0,7
Paleo-mezoz. vulk.	37 (15)	0	0	-0,5	0	377	-0,2

5.3. táblázat. A kapcsolatok erősségének változása 1 millió év után három vizsgált modell esetében. A szürke háttér csökkenést, a félkövér betűtípus a kapcsolat erősödését jelenti. (saját szerk.)

	Ahnert (kiemelkedés nélkül, UCS-sel)	Ahnert (kiemelkedés, UCS-sel)	Láng-féle
DEM-SLOPE	0,866**	0,877**	0,806
DEM-EROZB	0,770**	0,773**	0,716
DEM-UCS	0,930**	0,930**	0,930
SLOPE-EROZB	0,800**	0,786**	0,630
SLOPE-UCS	0,822**	0,812**	0,774
UCS-EROZB	0,664*	0,664*	0,624

* 0,05 szignifikanciaszint,

** 0,01 szignifikanciaszint



5.9. ábra. A morfológiai és litológiai tényezők kapcsolata a mintaterületen a Láng-féle denudáció alapján (saját szerk.)

6. A maradványfelszínek kimutatása

6.1 Módszertani bevezető, célkitűzések

Eltérően a **3-4. fejezetektől**, e részegység fókuszában a klasszikus geomorfológia egyik kérdése áll: a fejezet a maradványfelszínek azonosítására mutat be lehetséges geoinformatikai megoldásokat, illetve megkísérli a hagyományos módszerek és az új eljárások eredményeinek összevetését. A szintek genetikájával, korbesorolásával, a térszín eredeti magasságával nem kívánunk foglalkozni.

Bár korábban számos tanulmány született az egyes hegylábi részterületeket illetően – mint például a Cserehát, Putnoki-dombság, Tardonai-dombság, Upponyi-hegység, Heves-Borsodi-dombság (PEJA 1956, 1957, 1980, ÁDÁM 1984, MEZŐSI 1984, SZABÓ J. 1998a, 1998b, SÜTŐ – SZALAI 2001, SZALAI et al. 2002a, 2002b, 2002c, HEGEDÜS 2005, DEMETER 2006) –, alapvetően regionális jellegű, az egész észak-bükki előteret felölelő, kifejezetten térinformatikai módszereket alkalmazó kutatás még nem hozott megnyugtató eredményeket e kérdéskörben, s a terület komplexitása miatt kérdéses, hogy ez lehetséges-e egyáltalán.

A statisztikus felszínelemzést lehetővé tevő geoinformatikai alapú adatbázisok előtt is számos módszer létezett a maradványfelszínek kimutatására. Az alábbiakban néhány manuális módszer ismertetése következik, melyek részben geoinformatikai módszerekkel is vizsgálhatók.

(1) A vízfolyások (völgyvonalak) szintvonalakkal való metszéspontjait felhasználva „izobázis-vonalak”, azaz az azonos magasságú völgytalpi pontokat összekötő vonalak szerkeszthetők, amelyek a vízválasztót, a hegyidomtani formákat és az őket ábrázoló szintvonalakat is el metszik. Az így kapott felszín a bázisfelszín, amelynek magasságából kivonva a szintvonalak által meghatározott felszín magasságát, a vizsgált terület minden pontjára kapunk egy különbségértéket, mely megmutatja, hogy a felszín mennyire magasodik az erózióbázis fölé, azaz melyek az erózió által legkevésbé kikezdett területek (FILOSZOV 1959). Ennek fordítottja a mélységi tagoltsági térkép: a szintvonalak és a vízválasztó vonalak metszéspontjait kijelölve, az azonos magasságú pontokat összekötve kijelölhető az eredeti tetőfelszín.

(2) Két völgy között, a vízválasztó vonalig berajzolva a völgytalpaktól (vízfolyástól) azonos távolságra lévő pontok izovonalas térképét, megkapjuk a vízválasztó gerinc mentén megbúvó legkevésbé erodált, legtávolabb lévő területeket.

(3) A legkisebb lejtéssel bíró, tetőszintben lévő pontok által meghatározott területet szintén kevésbé formálta az erózió, mint a lejtőket.

Fontos leszögezni, hogy a bemutatott három módszer nem ekvivalens, így a különböző módszerekkel kijelölt maradványszintek területe sem lesz azonos. Azaz a maradványfelszínek kimutatásakor fontos a módszertani alapok meghatározása. Az, hogy definíció szerint mit tekintünk maradványfelszínnek, és kimutatására milyen módszert alkalmazunk, befolyásolja a végeredményt is.

Vizsgálatainkban az utóbbi két módszert alkalmaztuk (2, puffereles, völgytalptól való izovonalas távolságok módszere, 3, legkisebb lejtésű tetőszinti területek), kiegészítve más, nem feltétlenül e célra kidolgozott eljárással (4, cost push, 5, gerincvonalas módszer – inverz lefolyási térkép alapján, 6, a legkisebb hozzá/lefolyás elve). A területegységen lévő legmagasabb pontok által meghatározott maximumfelszínek és a keresztzelvények is alkalmasak a maradványfelszínek elkülönítésére (7). A vizsgálatok során a lokálisan kimutatható eredményektől távolodtunk a regionális lépték felé.

A fejezet célja tehát:

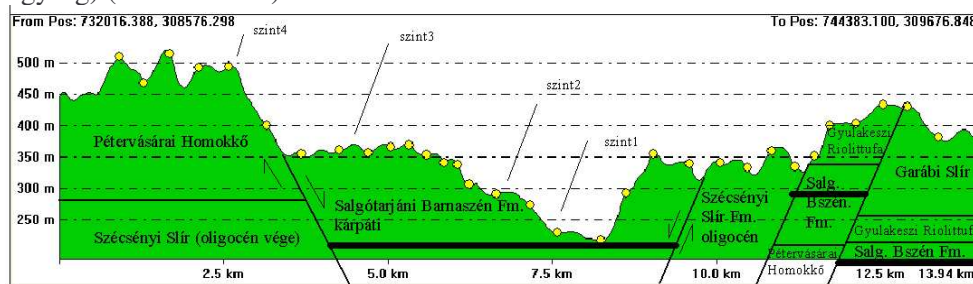
- összevetni a hagyományos és a geoinformatikai adatbázison alapuló vizsgálatok eredményét a maradványszintek elhelyezkedésére vonatkozóan;
- a lokális és regionális léptékű vizsgálatok eredményeinek összevetése;
- a maradványfelszín eltérő definíciói és a hozzá kapcsolódó eltérő vizsgálati módszerek közül a legmegfelelőbb kiválasztása;
- bemutatni egy nem kifejezetten morfológiai célra fejlesztett szoftver ilyen irányú alkalmazásának lehetőségeit,
- a mintaterület adottságaitól *függetlenül* alkalmazható módszerek kialakítása

A kutatók abban megegyezni látszanak, hogy a vizsgálati területen létezik egy felszabdalt, 270-330 m magasságban elhelyezkedő maradványszint (a kialakulási magasság és a kiemelkedés mértéke szintén nem tartozik az általunk vizsgálandó kérdések közé), amely a Csereháton, a Sajó-Bódva közén, nyugatabbra a Cered-Almágyi-medencéig nyomozható, s amelyet egyértelműen hegyláb felszínnek (akkumulációs glacisként, erózióval lenyesett pedimentként, eróziós glacisként, lokálisan magasteraszként, völgyi pedimentként) határoztak meg.

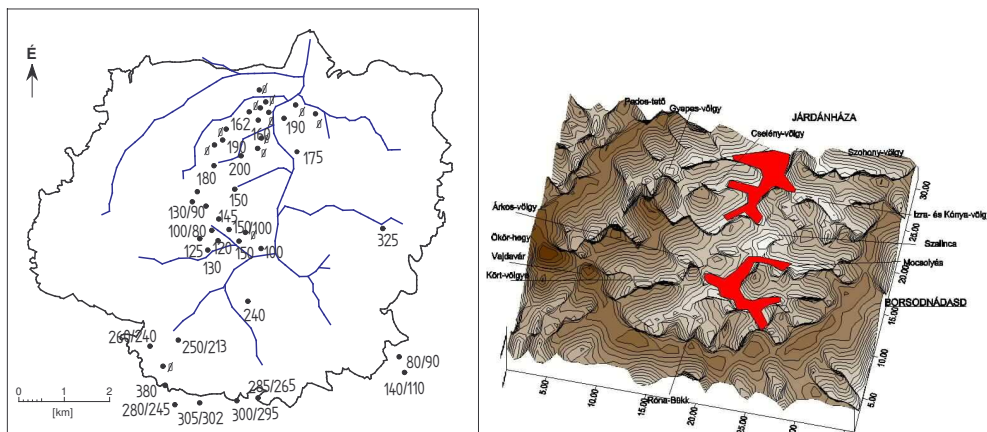
A Darnó-vonal közelsége, a vetők jelenléte miatt sok esetben, egymástól igen eltérő korú kőzetek vannak egymás mellé, azonos magasságra kiemelve és lenyesve. A Hódos-vízgyűjtő területén az oligomiocén Pétervásárai Glaukonitos Homokkő Formáció a vízgyűjtő nyugati részén 400-500 méteres magasságokban található, a fiatalabb Salgótarjáni Barnaszén Formáció pedig a keleti részekben van 300-400 méteres magasságba emelve, az idősebb, a Pétervásárai Homokkő fekvését adó oligocén Szécsényi Slírral együtt (**6.1. ábra**). Az elvetés a kárpáti emelet után is jelentős volt (SZENTES 1960), erre utal a széntelepek tektonikusan zavart települése a Hódos-patak völgyében (**6.2. ábra**), ahol néhány kilométeres távolságon belül 100 méteres különbségek figyelhetők meg a széntelepek tengerszint feletti és felszíntől számított magasságában egyaránt (DEMETER 2003), jóllehet a szén eredeti települési helyzetét a kis reliefkülönbség jellemezte. (A Hódos-völgyet Magyarország geomorfológiai térképe denudációs medencének nevezi, holott legalább annyira tektonikai süllyedék - árok).

A 270-330 méter magasságú szint felett egy erősen roncsolt, bizonytalan kor- és genetikai besorolású 370-430 m tetőmagasságú régió található, mely hol gerincekké szabdálódott vízválasztókat alkot (Hódos-vízgyűjtő), hol struktúrfelszínként jelenik meg (Pétervásárai-dombság), néhol pedig a felpikkelyeződő, a miocén takaró alól

exhumálódó-kiemelkedő paleo-mezozoós mészkövek tetőszintjét alkotja (Upponyi-hegység) (SZALAI 2004).



6.1. ábra. A Hódos-vízgyűjtő egyszerűsített keresztmetsvénye a maradványfelszínekkel és teraszszinttel (saját szerk.)



6.2. ábra. A széntelegek tengerszint feletti magassága mélyfúrások alapján (saját szerk.)

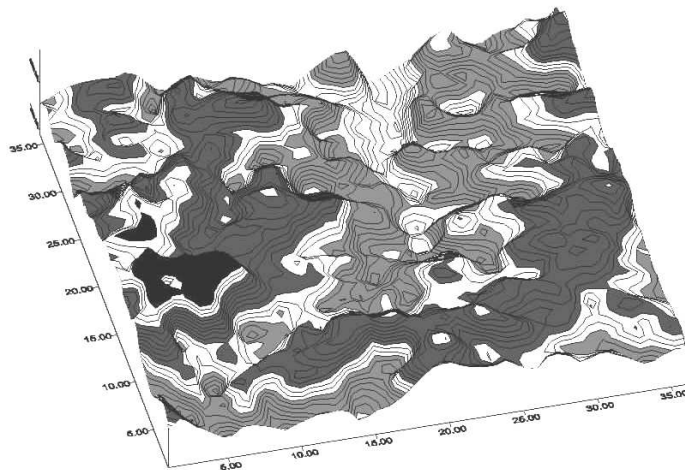
6.2 A geoinformatikai vizsgálatok eredményei részterületeken

Geoinformatikai módszerek részvízgyűjtőn már hoztak sikert (DEMETER 2003); a már említett Hódos-patak vízgyűjtőjén Surfer szoftver segítségével sikerült az egykori szinteket rekonstruálni a terület egysége (100x100m) legmagasabb pontokra illesztett felület, mint paleo-felszín segítségével (6.4. ábra).

E módszer azonban nem képes a tektonikai mozgások által létrehozott változásokat elkülöníteni, azaz nem derül ki, hogy az aktuálisan kimutatott szintek száma megfelel-e a szintek eredeti számának, avagy egy korábban egységes maradványszint vető mentén történő későbbi feldarabolódását, vagy a szelektív denudáció generálta magasságkülönbségeket állít be különálló szintként, helytelen interpretációhoz vezetve. (A módszer nem mutatja meg a felszín eredeti magasságát sem).

Éppen ezért más módszereket is megvizsgáltunk. Idrisi szoftver segítségével Szabó Szilárdval leválogattuk a vízgyűjtő 270 méternél magasabb (kizárva az

alacsonyabb teraszokat) 0-5%-os meredekségű lejtőit, majd elkészítettük a hisztogramját először 10 méteres intervallumokat alkalmazva. Ezt követően újraosztályoztuk az adatokat, részben a szakirodalom által kimutatott szinteket definiálva új osztályközökként, részben pedig nagyjából azonos szélességű intervallumokat létrehozva, törekedve a jó osztályozottságra. Ponthalmazunk így kétmódusúvá vált, elkülöníthetővé vált a két magassági intervallum, mely vélhetően megfelel a maradványszintek elhelyezkedésének (270-330 m, 380-440 m).

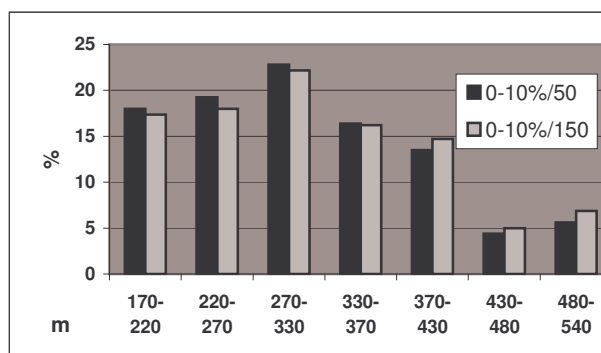


Jelmagyarázat:

- A „Vajdavár-csoport” (480-540 m) (struktúrfelszín)
- 380-440 m-es szint
- 270-330 m-es szint (völgyi pediment)

6.4. ábra. A vízgyűjtő rekonstruált és kimutatható tetőszintjei (saját szerk.)

Ez azonban mindössze néhány tucat pixel elemzése alapján kapott eredmény, amely nem tekinthető releváns statisztikai sokaságnak. Az adatszám növelése egy ilyen kis (60 km²) mintaterületen csak úgy érhető el, ha a vizsgálatot a meredekebb, 0-10% közé eső kategóriákra is kiterjesztjük, ez azonban olyan pontokat is magába foglal, amelyek már nem tartoznak az egykori maradványfelszínekhez. Ennek következtében az előbb bemutatott összefüggés az adatszám növelésével lecsökkent és csupán a 270-330 méter közötti szintmaradvány mutat kiugró értékeket a többihez képest (**6.5. ábra**). E vizsgálat során peremfeltételként nem a 270 méteres magassági értéket, hanem az Idrisi által generált lefolyási térkép „vízfolyásaitól” mért 50, illetve 150 méteres távolságot adtuk meg alsó határként (az alacsony lejtésű völgytalpi pontokat eltávolítva). A 270 méter alatti régiók kiugró értékei tehát részben a teraszszinteknek köszönhetők, amelyeket így nem zártunk ki a vizsgálatból.



6.5 ábra. Maradványfelszínek kimutatása: 0-10% közötti meredekségű pontok megoszlása magassági kategóriák szerint a központi völgyektől számított 50, illetve 150 méteres távolságra (saját szerk.)

6.3 A térinformatikai vizsgálatok eredményei a teljes területen

A pontosabb eredmény reményében tovább bővítettük az adathalmazt, a vízgyűjtőn túl az egész mintaterületet bevontuk a vizsgálatba: 25x25m/pixel felbontást választva a 2,3 millió pixel jelentette az alapadat-halmazt.

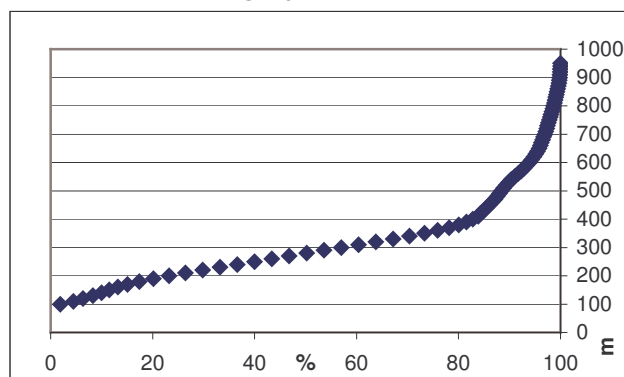
Ennek segítségével elkészítettük a terület hipszografikus görbáját (**6.6. ábra**), amely szintén nem tartalmaz kiugró jelenséget. A Bükk északi előtere gyakorlatilag egyetlen enyhén lejtő vonallal jelölhető ki. A 2,3 millió pixelből mintegy félmillió a 270-330 m-es intervallum közé esik (20% felett), amely a 800 méteres magassági sáv terjedelmének mindössze 7,5%-át alkotja. A görbén kiugró móduszértéket nem láthatunk a 10 méteres osztásköz esetén, azaz adathalmazunk rosszul osztályozott – ez különösen akkor igaz, ha a felső kvartilist, mely amúgy is a Bükk központi részéhez tartozik, leválasztjuk. Ráadásul a 210-270 méteres intervallum között is 450 000 pixel található, így az ábra alapján a 270-330 méteres intervallumra nem lehet mondani, hogy valóban felülreprezentált, azaz nem mutatható ki maradványszint.

Ezek alapján elmondható, hogy minden pixel figyelembe vétele esetén nem mutatható ki egynél több maradványszint. Ez arra utal, hogy ezen térszínek vagy erősen feldarabolódtak, vagy pedig az északi előtér nemcsak É-D-i (az erózióbázis felé tartó), de K-Ny-i irányban is enyhe regionális lejtéssel bír. A hipszografikus görbe alakja alapján a terület a felszínfejlődés szempontjából érettnak számít (SCHEIDEGGER 1961b).

A **6.7. ábrán** megkíséreltük kiszűrni a maradványszinteket reprezentáló pixeleket, mégpedig úgy, hogy az Idrisiben a terület egészére generált lefolyási térkép kijelölte vízfolyásoktól 1000 m-re lévő pontokat vettük vizsgálat alá, és az így kijelölt halmaz hisztogramját állítottuk elő 10 méteres osztásközökkel.

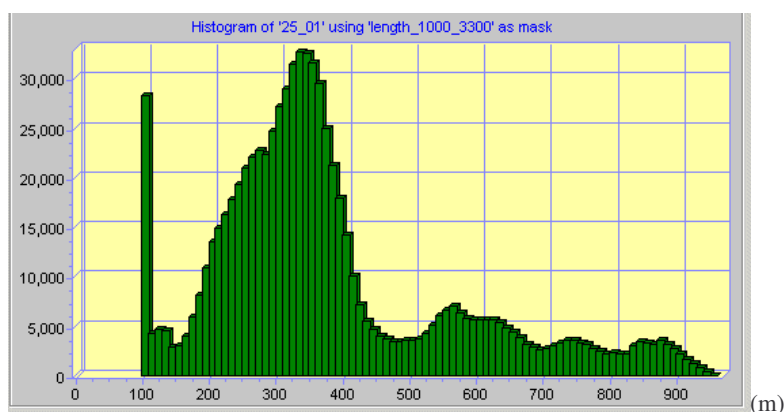
A módszer azt feltételezi, hogy a maradványszintek a völgyektől messze, a gerincvonalak mentén maradhattak meg érintetlenül, amely az esetek zömében igaz

is. Mivel azonban az Idrisiben közvetlenül nem tudtuk kijelölni a gerincvonalakat, csak a völgyhálózatot, ezért más, közvetett módszerekhez kellett nyúlnunk, azaz a völgyhálózat generálása után a völgyektől (lokális erózióbázistól) legalább 1000 méterre lévő pontokat kíséreltük meg kijelölni.



6.6. ábra. A terület hipszografikus görbéje (saját szerk.)

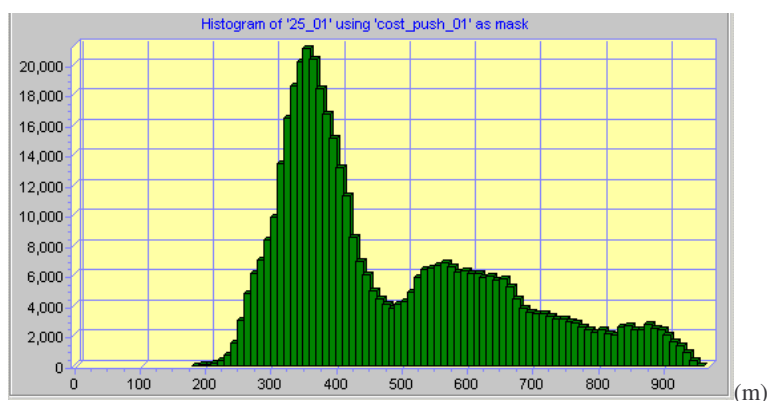
A *puffereléssel* a pixelszámot 777 000-re redukáltuk, az átlagmagasság 382 méterre nőtt, alátámasztva, hogy az alacsonyabb völgytalpi és terasz régiókat sikeresen zártuk ki a vizsgálatból. Kiugró érték 330-350 méter között található. Ezzel a módszerrel sikerült kimutatni egy maradványszintet: 230 000 pixel található a 300-350 méteres intervallumon belül, ami a pixelek 30%-a. Ez nagyobb arányt képvisel, mint a 2,3 millió pixel esetében kapott 22%. A domináns 300-350 méteres intervallum nem egyezik a kutatók által feltételezett, illetve a Hódos-vízgyűjtőn igazolt 270-330 méteres intervallummal. Az **6.7. ábrán** az utóbbi kategóriába csak 150 000 pixel tartozik (20%).



6.7. ábra. Maradványfelszín kimutatása magassági hisztogramon a völgytalptól mért távolság (1000 méter) alapján (szerk.: Szabó Sz.)

Az, hogy a *módusz(ok)* és a *feltételezett* maradványszint intervalluma nem esik egybe, önmagában még nem lenne probléma, csakhogy maga az eljárás sem pontos: egy völgyek által közrefogott gerinc ugyanis nem pontosan azonos távolságra van a két völgytől, tehát nem félúton fekszik, hiszen az aszimmetrikusság igen gyakori nemcsak völgyoldalak, de gerincek esetében is a Bükk előterében. Ennek következtében az esetleges maradványfelszín mellett olyan területek is bekerültek a vizsgálati halmazba, melyek lejtőoldalnak minősülnek. A völgytalptól legmesszebb lévő pontok ugyanis nem szükségszerűen a legkevésbé erodáltak, hiszen akár nagy lejtőmeredekség jellemezheti őket, és így nem lehetnek maradványfelszínek.

Valójában két álláspont ütközik: az egyik a maradványfelszín domináns tulajdonságának a kis lejtést tekinti, a másik pedig az erózióbázistól való nagy távolságot, s a kettőnek nem feltétlenül azonos a halmaza. Hasonló eredményt kapunk, ha 1750 méterre növeljük a pufferezónát, és 125 000 pixelre csökkentjük halmazunkat. Mivel ez a módszer sem különösebben érzékeny, a következőkben megkíséreltük az Idrisi által felkínált *costpush* módszerrel kimutatni a maradványszinteket (**6.8. ábra**). Az 500-as *costpush* értéket tekintve leválogatási határként, a kijelölt terület átlagmagassága 481 méter – a Bükk-hegység fennsíkja is bent marad a vizsgált halmazban, hiszen elérésének effektív költsége a nagy magasság (hosszú és meredek lejtők) miatt magas. A szórás 170 méter és csaknem félmillió pixel alkotja a vizsgálati halmazt. A maximum a 310-360 méteres régióban mutatkozik, 120 ezer pixel, 27% tartozik ebbe az intervallumba.



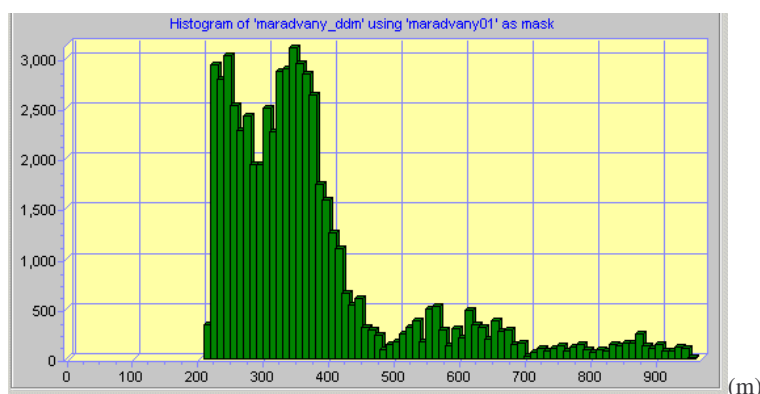
6.8. ábra. A *costpush* módszer hisztogramja (Szabó Sz. szerk.)

E módszer sem tekinthető tökéletesnek, hiszen ugyanaz a gerinc többféle értéket is felvehet egyes pontjaiban, attól függően, hogy helyezkedik el az erózióbázis. Állításunk ellenőrzésére fedvényt készítettünk a területen előforduló 220 méter feletti 0-5%-os lejtőmeredekségű területeket ábrázoló kartogram – ez elvben a gerincvonalak részhalmazát képezi – és a *costpush* kartogram között, s ez alátámasztotta a fent elmondottakat (**6.14. ábra**).

Ez adta a következő gondolatot: ha a gerincvonal nem határozható meg közvetlen módszerekkel, akkor használjuk fel a maradványszintek másik specifikus

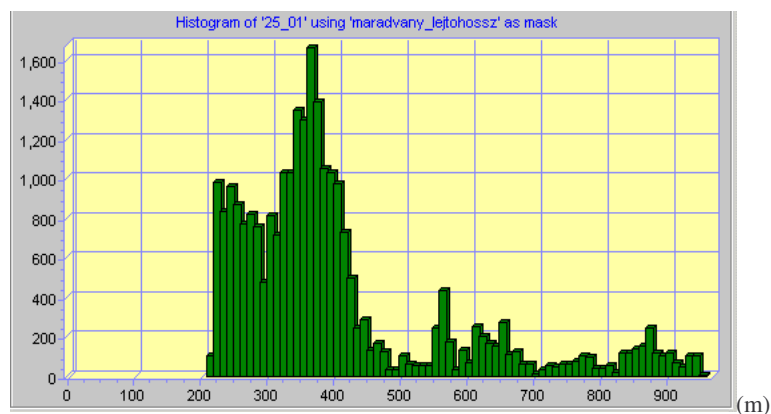
tulajdonságát, a *kis lejtést*. Miként a Hódos vízgyűjtőjén, itt is kiszűrtük a 220 méter fölötti 0-5% közötti lejtőket és elkészítettük a hisztogramot az így létrejött ponthalmazból is (**6.9. ábra**).

220-240 méter között megfigyelhető egy teraszszint. Mivel azonban 220 méteres magasságban még völgytalpat is találhatunk, s mert ez a pixelek felét jelentette, ezért szükségessé vált leválogatásuk. A generált lefolyási térkép vízhálózatát, illetve a körülötte lévő 200 méteres pufferzónát szuperponáltuk a 0-5%-os lejtésű pontokat tartalmazó kartogramra, ezáltal a völgytalpi helyzetben lévő pontok kiválogatása lehetségessé vált. Így végül 60 000 pixelünk maradt a 25x25 m/pixel felbontást alkalmazva. Az átlagmagasság 370 méter, szórás 145 méter. A halmaz kétmódusú: a már említett teraszszint mellett 310-350-es magasságban találkozhatunk egy másik maximummal, azaz az alacsonyabb maradványszint kimutatása sikeresnek tekinthető (11500 és 16000 pixel, 20 és 27%). *Ez a módszer az eddig bemutatottak közül a legjobb, hiszen jól szétválasztja az eltérő genetikájú maradványszinteket*, amit a puffereles képtelen volt megoldani. Igaz, a 370 méter feletti nívóroncsot kimutatni így sem sikerült.



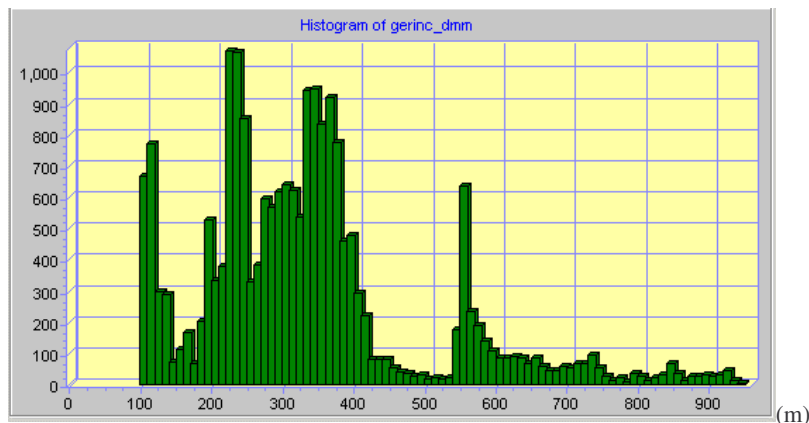
6.9. ábra. Maradványfelszín kimutatása: a 200 méter feletti 0-5%-os meredekségű nem völgytalpi pontok hisztogramja (Szabó Sz. szerk.)

Ezt követően kombináltuk a pufferelest (1000 m) a legkisebb lejtésű területek kijelölésével (**6.10. ábra**), de nem javított az eredményen. (26 000 pixel, 405 m-es átlagmagasság, 170 m-es szórás). Mivel az átlagmagasság nőtt és a pixelszám felére csökkent, leszögezhetjük, hogy e módszerrel sok terasz- és maradványszinthez tartozó pontot ejtünk ki, azaz másképp megfogalmazva, vizsgálati területünkön a maradványszintek nincsenek nagy távolságra a völgyektől, ezért a puffereles e mintaterületen nem lehet célravezető. *Ez a tény a terület felszabdaltságára, nagy völgsűrűségére utal, azaz jelenleg nem az oldalazó erózió a döntő e térszín közelében, hanem a bevágás, ami az erőteljes kiemelkedés következménye. A gerincvonalakat közvetlenül ki nem mutató módszerek közül tehát a legkisebb lejtésű, nem völgytalpi pontok leválogatása tekinthető a leginkább eredményre vezetőnek.*



6.10. ábra. A puffrelés és a legkisebb lejtés egyidejű alkalmazásának histogramja (Szabó Sz. szerk.)

Gerincvonalakat ugyan közvetlenül nem tudtunk az Idrisivel generálni, csak lefolyási térképet, de ha a *DTM inverzét* vesszük, akkor a korábbi gerincekből völgytalpak lesznek, amelyek lefolyási térképe már előállítható, és a magasságértékek lekérdezésével histogram is előállítható. Eljárásunk során az eredeti DTM minden magasságértékét kivontuk 1000-ból, így a korábbi pozitív formák negatívvá váltak.

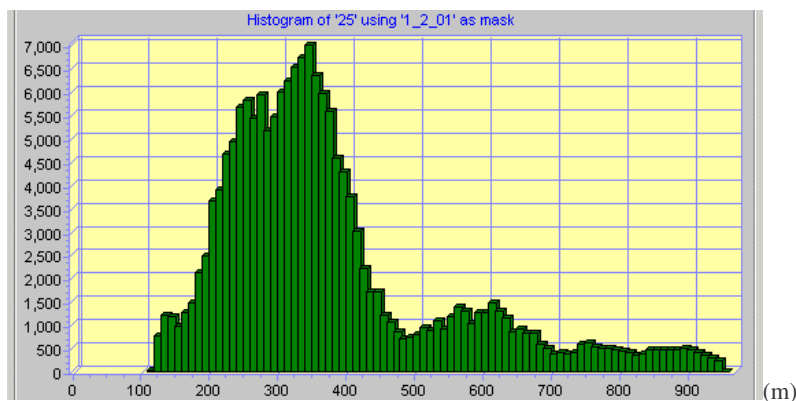


6.11. ábra. A DTM inverzéből előállított lefolyási térkép hálózatának - az eredeti DTM gerincvonalainak – histogramja (vízszintes tengelyen a magasság, Szabó Sz. szerk.)

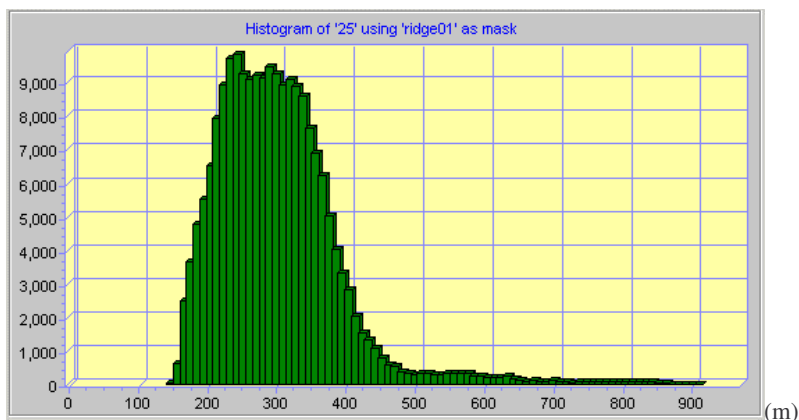
A 6.11. ábrán már ismét a visszakonvertált eredeti magasságok szerepelnek: az eredmény azt mutatja, hogy az inverziós módszer leginkább a legkisebb lejtés módszerével mutat hasonlóságot, de a második maximum eltolódott (ha nem számítjuk a 100 m-nél jelentkező maximumot), s kevesebb pixel (26000), 160 méteres szórás jellemzi. Ha az inverz DTM vízfolyásait (az eredeti gerinceit) szuperponáljuk az eredeti DTM legkisebb lejtésű nem völgytalpi területeire, azt

tapasztaljuk, hogy a két kartogram ponthalmaza nem fedi egymást, jelentős eltérések mutatkoznak (6.14. ábra).

A generált lefolyástérkép adta az újabb ötletet: a Macro Modellerben a *runoff* algoritmust lefuttatva – mely egyébként a DTM inverzéből előállított lefolyástérképhez is szükséges volt –, és leválogatva a 2-nél kisebb értékű pixeleket, vagyis amelyek a lefolyás kezdetét adják, megközelítően kirajzolhatók a gerincvonalak. Ez a módszer (170 000 pixel, 170 m szórás, 360 m átlagmagasság) is szétdobja a terasz és a maradványszintet, de nem olyan jól, mint a legkisebb lejtés esetében (6.12. ábra).



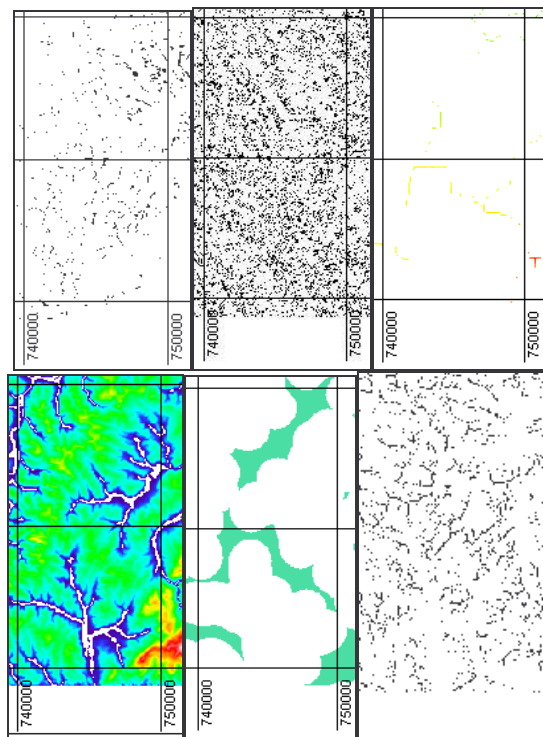
6.12. ábra. A legkisebb lefolyási értékkel rendelkező pontok megoszlása (Szabó Sz. szerk.)



6.13. ábra. Az Idrisi automatikus formaosztályzásából készült hisztogram (Szabó Sz. szerk.)

A toposhape algoritmus segítségével az Idrisi képes kategóriákba sorolni a földfelszíni formákat (megvizsgál minden egyes pixelt és a relatív helyzetnek megfelelően értékeli, hogy a környező pixelek alacsonyabban, illetve magasabban vannak-e; ezekből megállapítja, hogy milyen domborzati formáról lehet szó), és ebből kiválogatva a gerinceket (ridge), amelyek legalább 100 méterre vannak a

völgyektől, szintén kijelölhető a tetőszinti régió. Ez azonban rosszul osztályozott adathalmazhoz vezet, s nem mutatja az eddigiekben kimutatott egy maradványfelszínt sem. (6.13. ábra). A pontok átlagmagassága 300 méter, 200 000 pixel tartozik a vizsgálati halmazba, a szórás 90 méter. A 220-330 méter közti régióba tömörül a pixelek fele – éppen ezért a maradványszintek kimutatására e módszer - mely éppen ezt a célt szolgálhatná – nem alkalmas.



6.14. ábra. A módszerek összevetése a Bükk-től Ny-ra (Szilvásvár, Balaton)

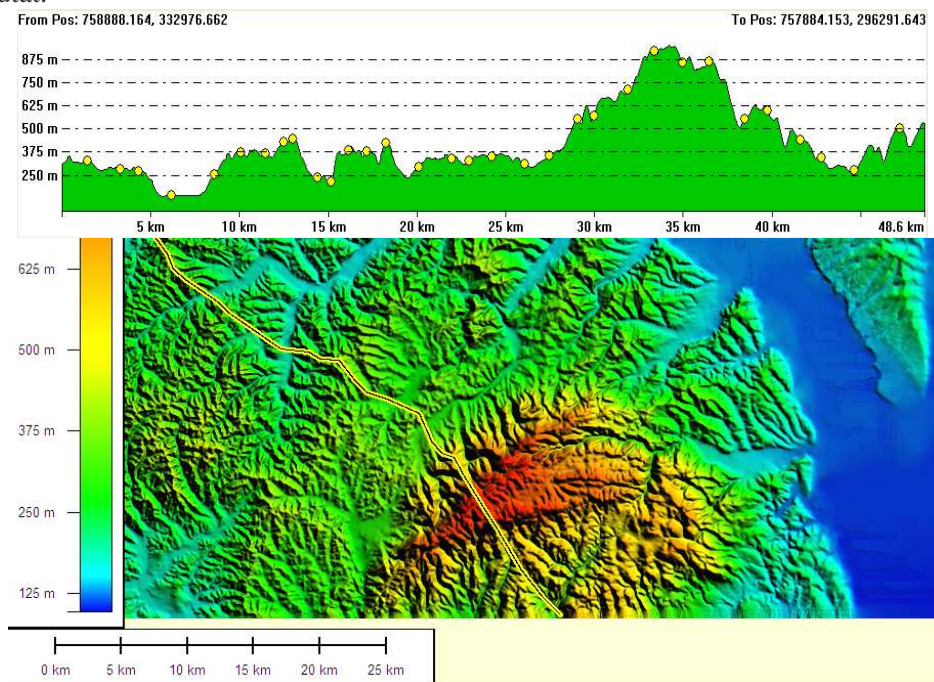
Felül (balról jobbra): kis meredekségű tetőszinti területek, gerincek, gerincvonalak az inverz DTM lefolyástérképe alapján,

Alul (balról jobbra): cost push, völgyektől mért távolság, legkisebb lefolyás (saját szerk.)

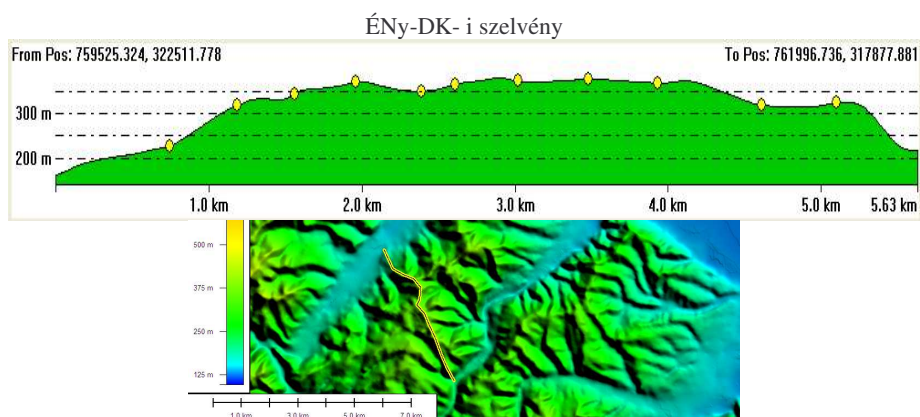
6.4 Felszínmaradványok kimutatása keresztaszelvények alapján

A térinformatikai vizsgálatok alapján kapott eredményeinket a Global Mapper 7.0 segítségével szerkesztett keresztaszelvények (6.15-6.22. ábra) is megerősítik. A következőkben néhány keresztaszelvényt mutatunk be az egész mintaterületről, illetve részvízgyűjtőkről. A 350-370-méteres szint jól elkülönül mindegyiken, helyenként látszik az 500 m feletti szint, illetve a Bükk esetében a központi tömeget alkotó mészkövek (Bükk-fennsík) és a könnyebben erodálható agyagpala közti különbség. A szelvények segítségével a területen a felszínmaradványok jobban nyomonkövethetők, mint a statisztikus felszínelemzés segítségével. Lokális léptékben

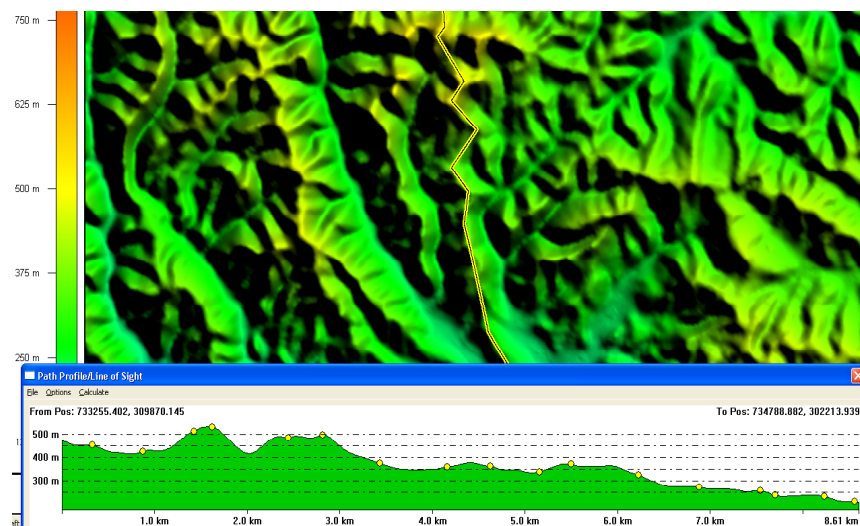
ugyanis 2 teraszt (220-240 m villányi, 270-280 m bérbaltavári Id.: SÜTŐ 2007) és 2 további felszínmaradványt (270-330, 370-430 m) sikerült kimutatni (6.17. ábra), ami kétszerese a felszínelemzéssel azonosított felszínmaradványoknak. A terület nyugati részén 270-330 m-es magasságban előfordul szarmata abrázíós andezitkavicsok az egykori tengerpartot képviselik, tehát a kiemelkedés és a tengerszint-csökkenés az utóbbi 15 millió évben 300 m körüli volt. Mivel e magassági szint más területeken is megtalálható, ahol viszont más közettípus (eltérő képződési körülményekkel) fordul elő, a felszínmaradvány regionális kiterjedést mutat.



6.15. ábra. ÉNy-DK-i irányú szelvény (saját szerk.)



6.16. ábra. Terasz és hegyláb felszín-maradvány a mintaterület keleti részén (saját szerk.)



6.17. ábra. É-D-i szelvény: a paleogén homokkövön kirajzolódó 2 maradványszint és 2 teraszszint Pétervására környékén (saját szerk.)

7. Törés- és völgyirány-statisztikai vizsgálatok interpretációja

7.1 Célkitűzések, módszertani megfontolások

Annak bizonyítására, hogy a hazai völgyhálózatok tektonikus eredetűek is lehetnek, többször tettek kísérletet. (EGYED 1957, GÁBRIS 1986, SZALAI 2004).

Célkitűzéseink két csoportba sorolhatók: egy részük módszertani megfontolásokon alapul, részint pedig egy, a regionális felszínfejlődésre vonatkozó ismereteinkre is hatást gyakorló kutatás eredményeit mutatják be összevetve az új és régi módszereket.

(1) Módszertani jellegű célunk volt összehasonlítani:

- a, a hagyományos, „kézi”, térképes völgyhálózat és rácshálózat alapján szerkesztett modellt,
- b, továbbá ennek félautomatizált számítógépes hibridmodelljét (SZALAI 2004),
- c, a reprodukálhatóság követelményének megfelelően, az Idrisi által generált lefolyástérképen kimérhető völgyirányok statisztikai megoszlását, a három eljárás módszertani különbségeit, alkalmazhatóságának korlátait, relevanciáját;

(2) vizsgálni, hogy van-e összefüggés a mért törésirányok és a völgyirányok gyakorisága és eloszlása és a völgyrendűség között;

(3) hogyan változik a kapcsolat erőssége, ha a völgyhosszal súlyozott völgyirány-gyakoriságot használjuk a hagyományosabb darabszám szerinti völgyirány gyakorisággal szemben;

(4) a kőzetek kora és keménysége mi módon befolyásolja a kapcsolat erősségét és a völgyirány-gyakoriságok és törésirány-gyakoriságok móduszértékeit;

(5) más célokra fejlesztett térinformatikai szoftverek alkalmasak-e ilyen irányú vizsgálatok lefolytatására;

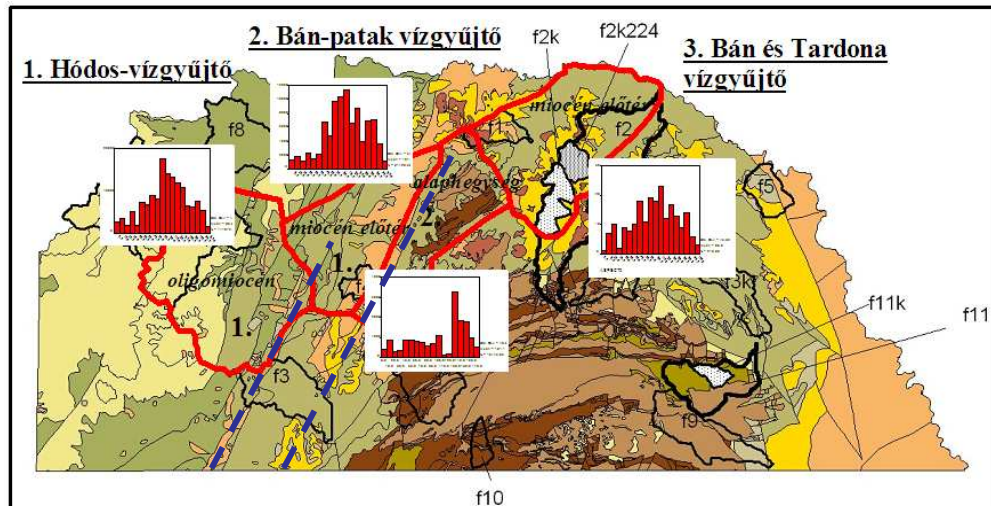
(6) a kapott eredmények hogyan befolyásolják a terület szerkezetfejlődésére vonatkozó ismereteinket.

(1) A völgyirányok kijelölésénél a kézi módszer esetében eleve pontatlansággal kell számolni, hiszen ellentétben az Idrisi generálta lefolyástérképpel, a manuális mintavétel esetében nem szélesség nélküli vonalakkal (vízfolyásokkal), hanem völgyekkel dolgozunk. A völgy szélesség miatt a völgyirány tulajdonképpen nem adható meg pontosan, hanem egy intervallumon belül tetszőlegesen „módosítható”, így 5-10 fokok eltérések is elképzelhetők. Ezzel válik lehetővé az adatsorból kissé kilógó völgyirányok „pufferelése”. Ezen felül egy völgyben iránybeli módosulások is megfigyelhetők, amelyek nem akkorák azonban, hogy a völgy kezdő és végpontját ne lehetne egy egyenessel összekötni. Ez eltérő eredményhez vezet az iránystatisztikában, mintha a völgyet több darabra vágnánk, és minden egyes völgyszakasz külön értéket kapna. A darabszám növelése növeli az irányértékek szórását, ugyanakkor a statisztikai sokaságot is.

Szintén problémát jelenthet, ha a völgyek hosszával nem számolnak (és tudomásunk szerint nem számolnak) az iránystatisztikai vizsgálatok során, így a hosszú szakasz ugyanúgy egy adatnak számít, mint a völgykezdemény, ha pedig 3, egymástól kissé eltérő irányú darabra bontjuk, akkor háromnak.

Mindezen megfontolások miatt a számítógépes elemzés során még a leghosszabb völgyeket is elemi völgyszakaszokra osztottuk, amint kisebb irányváltás következett be a völgy futásában (A völgyet határoló legbelső szintvonal távolságának középvonalát tekintettük völgyiránynak). Amint egy újabb völgy, vagy

árok torkolt a fővölgybe, automatikusan szakaszhatárt jelöltünk ki, akkor is, ha a fővölgy irányában egyébként nem állt be változás, de ezen túlmenően az átlagosnál hosszabb szakaszokat nem daraboltuk tovább. Így egy szubjektív módon kijelölt, de térinformatikai módszerekkel kiértékelhető hibrid modellhez jutottunk, mely 556 völgyszakaszt tartalmazott a *Hódos vízgyűjtőjén és az Upponyi-hegységben és a Tardona-patak mentén*, mint mintaterületeken (7.1. ábra).



7.1. ábra. A völgyirány-statisztikai vizsgálatok mintaterületei, vízgyűjtők és tektonikai blokkok. (1: Darnó-vonaltól nyugatra, 2: Darnó-vonaltól keletrre) A szaggatott vonal a Darnó-vonalat szimbolizálja. Az egyes vízgyűjtők domináns völgyirányai hisztogramokon ábrázolva (saját szerk.)

Emellett használtuk a hagyományos, manuális, rácshálózatra fektetett modell eredményeit (SZALAI et al. 2002a, 2002b, 2002c).

Továbbá Szabó Szilárdval közösen létrehoztunk egy szoftveralapú modellt, ahol az 1 pixel szélességű, völgyirányokat szimbolizáló vonalakat Idrisi segítségével generáltuk ugyanezen területekre a lefolyási irányok alapján. Mivel egy pixelnek önmagában nem lehet kitettsége, vagy azimutja, ezért a raszteres állományt shapefileként Arcview 3.2-be importáltuk, ott vektorossá alakítottuk, az eredetileg egyetlen polyline-ként értelmezett lefolyástérképet daraboltuk, azaz azonos egyenesre eső pixeleket összefűztük polyline-okká, és ID-vel láttuk el, majd az így kapott vektoros állományt visszaimportáltuk az Idrisibe. Közel 600 (majd a mintaterület kelet felé való kiterjesztésével újabb 300) szakaszt hoztunk létre a már említett módszernek megfelelően.

Összesen tehát három modellel rendelkezünk. A teljesen geoinformatikai alapú modell esetében nem kizárólag a szakaszszámmal dolgoztunk, hanem a völgyszakaszokat hosszukkal súlyozottan vettük figyelembe az SPSS-alapú feldolgozás során. (A továbbiakban a völgy kifejezés automatikusan mesterségesen előállított völgyszakaszként értelmezendő!). Várakozásunk az volt, hogy ez nehezíti ugyan a domináns völgyirány kijelölését és törésirányokkal való korrelációját, de

egyben nagy mennyiségű adatot is előállítottunk. A hibridmodell esetében szintén a szakaszszám és a szakaszok hossza volt a vizsgálat alapja.

A rácshálós, manuális módszer puffert/kiegyensúlyozó képessége miatt látványosan bizonyítja a tektonikailag preformált völgyek létét és a törésrendszerek kontinuitását a szomszédos vízgyűjtőkön, jóllehet a módszer pontossága szubjektivitása miatt megkérdőjelezhető. Az iránystatisztikai vizsgálatoknál ezért – a fent említett kijelölési problémák kiküszöbölése érdekében – az adatokat 10 fokos intervallumokon értelmeztük mind a három modellnél, így csökkentve a szubjektív tényezők szerepét a völgyirányok kijelölésénél. Mivel mindhárom módszer eltérő, de értelmezhető eredményt adott, a módszerek relevanciájának vizsgálatakor döntő tényező volt, hogy a három modell kijelölte völgyirányok közül melyik korrelál jobban a terepen mért törésirányokkal.

A korábbi törésirány-megoszlási mérések egy-egy mintavételnél mintavételi pontonkénti 100 mérést jelentettek. A völgyirány-statisztikai méréseknél a hibridmodell esetében viszont az 556 völgyszakasz csupán 556 irányt jelentett. Így az utóbbi paraméter vizsgálatához eddig kevesebb mintaszám állt rendelkezésre, jóllehet ez nagyságrendben nem különbözött a törésirány-mérések számától.

A generált lefolyási térkép alapján az 1. és 2. blokkon összesen 260000 méternyi völgyhöz rendeltünk irányt. A generált lefolyási térkép a kisebb eróziós árkokkal, horhosokkal, deráziós cirkuszvölgyekkel nem számol, de az aszóvölgyekkel igen.

A lefolyástérkép esetén a hibákat – a párhuzamos lefolyásirányok kijelölése ugyanazon völgytalpon (ez megkétszerezi a völgyhosszat) – korrigáltuk, ezt követően került sor a lekérdezésekre.

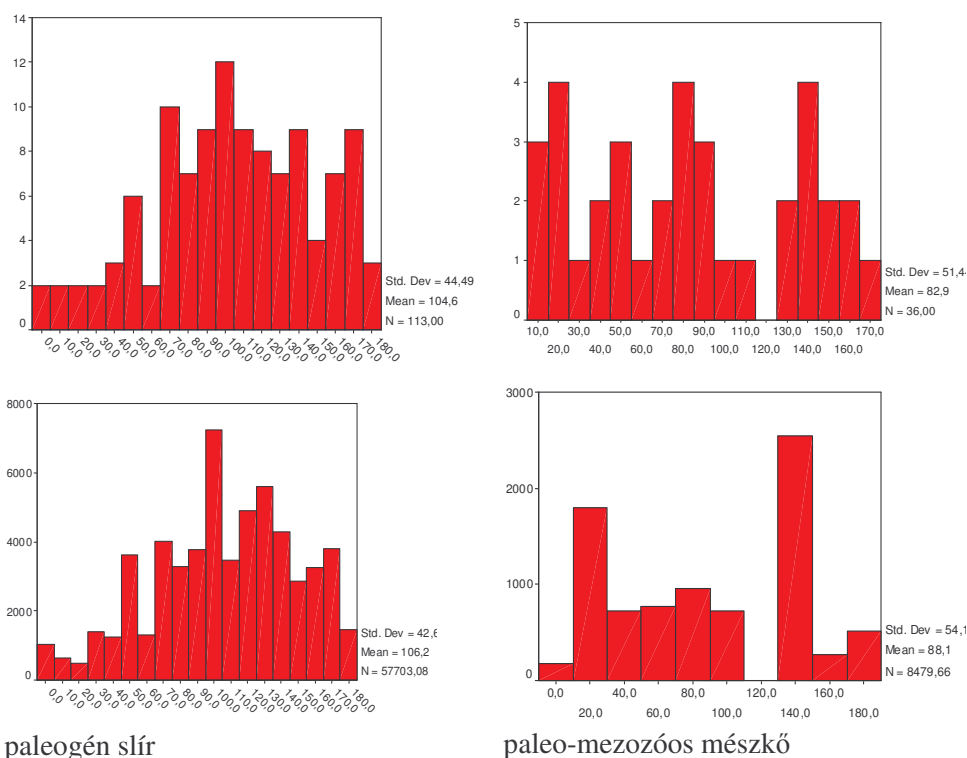
7.2 A darabszám szerinti és a völgyhosszal súlyozott völgyirány-megoszlás különbségei

(2) Célunk volt annak vizsgálata, hogy a szálközeten kimérhető tektonikai és törésirányok eloszlása milyen korrelációt mutat a völgyirányok megoszlásával, figyelembe véve mind a kézi, mind a gépi kiértékelést és az utóbbi esetben mind a szakaszok száma alapján számolt, mind a hosszukkal súlyozott völgyirány-megoszlást. Az Upponyi-hegység paleozóos-mezozóos alaphegységi térszínén a völgyirányok szinte 100%-ban törésirányhoz köthetők (SZALAI et al. 2002a), ez reálissá tette a kiértékelést.

(3) Korábban a szakaszszámon alapuló völgyirány-vizsgálatok domináltak. A völgyek hosszával és ezek szerepével tudomásunk szerint eddig sem a völgyirány-statisztikában, sem a völgyirányok törésirányokkal való korrelációja esetén nem számoltak. Mivel három modellünk közül a lefolyásirányok alapján generált raszteres völgyhálózat pixelalapú, a hibridmodell pedig mind raszteres (pixel) mind vektoralapú (szakasz) lehet, második célunk az volt, hogy megvizsgáljuk, hogy a *szakaszok száma és iránya*, illetve a *szakaszok hosszával súlyozott* völgyirány-gyakoriságokban milyen különbségek mutatkoznak; és melyik módszer

használhatóbb a vizsgálatoknál figyelembe véve mind a törésirányokkal való korrelációt, mind az optimális adatszám kritériumát.

A **7.2. ábr** sorozat két közetfizikai csoport (paleogén slír és paleozoós mészkő) völgyirány-statisztikáját mutatja be. A slír a Darnó-vonaltól nyugatra, a mészkő keletre helyezkedik el. Mindkét ábrán jól elkülönülnek a fő- és haránttöréseknek megfelelő völgyirányok. Az első két ábra szakaszszámok alapján osztályoz: ha részvízgyűjtőre, tektonikai blokkra, vagy kőzetre, vagy ezek összevetésére szűkítjük a vizsgálatainkat, akkor a néhány száz szakaszból csak elenyésző számú jutna egy kőzetre – a mészkő esetében csak 36, – azaz így nem juthatunk releváns adatokhoz. Ezért a hosszal súlyozott módszer sok esetben hasznos.



paleogén slír

paleo-mezozoós mészkő

7.2. ábra. A szakaszszámon (fent) és hosszon (lent) alapuló völgyirány- statisztika különbségei paleogén slíren (bal) és paleozoós mészkövön (jobb) (saját szerk.)

Összevetve a másik két ábrával, mely a pixeleket sorolja be egy-egy irányt jelölő 10°-os intervallumba, a paleogén slíren megfigyelhető völgyirányok adatszáma 113-ról 60 000 m körülire emelkedik, a főirány (100-110°) nagyobb hangsúlyt kap, adathalmazunk osztályozottsága nő. Az eltérő kőzetek eltérő móduszokkal jellemezhetők. A mészkövön a 20-30°, 80-90° 140-150°-os felülreprezentált intervallum közül a középső eltűnt, ami arra utal, hogy a nagy szakaszszám ellenére ezek csak kevés pixelt tartalmazó rövid völgyek voltak.

A keményebb mészkövön a kiugró völgyirány-értékek jobban elkülönülnek a többitől, mind darabszám, mind a pixelszám szerint, míg a slíren a maximumértékek szélesebb intervallumon jelentkeznek, azaz a völgyirányok nagyobb szóródást mutatnak, ami a kőzet kisebb keménységének a következménye. Az ábra a bükki előtér tektonikájának értelmezésében is jelentős (7.7. fejezet).

(4) Végül megkíséreljük bemutatni az adott mintaterületen, a Bükk északi előterén a két – nagy mintaszámon alapuló – módszer eredményeit és értelmezésüket, választ adva a Bükk-előtér fejlődéstörténetének néhány kérdésére, bizonyítva a Bükk és előtere óramutató járásával ellentétes 40°-os rotációját és ennek morfológiai-tektonikai következményeit.

7.3 A völgyhosszak, domináns völgyirányok, lejtésirány és a töréshálózat közötti kapcsolat

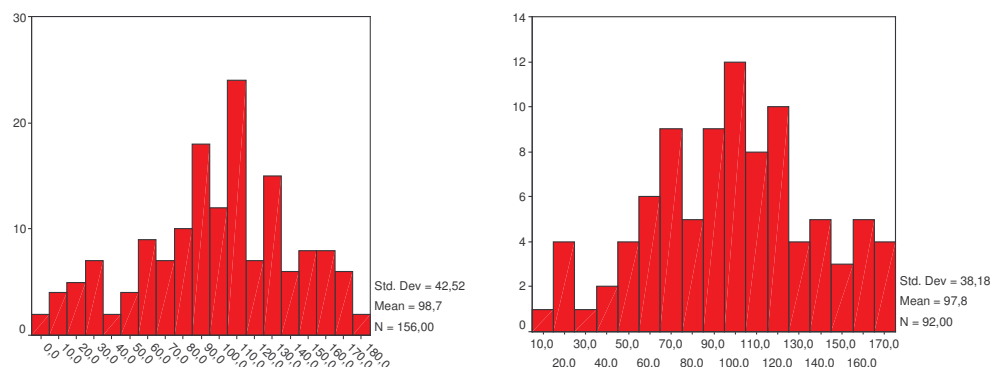
Szintén nem vizsgálták, hogy az egyes völgyhosszak milyen kapcsolatot mutatnak a lejtésiránnyal, a domináns völgyiránnyal és a törésirányokkal. Területünkön nem az általános lejtésirány mutatja a leggyakoribb völgyirány-értékeket (sem a leghosszabb völgyszakaszokat). Célunk ezért megvizsgálni, hogy *a völgyek hosszsága és iránya között van-e valamely egyéb tényezőtől függő kapcsolat*, például kell-e jelentős tektonikai behatással számolnunk.

A völgyhosszal nem súlyozott, *darabszámon alapuló* völgyirány-eloszlást bemutató diagramok segítségével bizonyítható, hogy *a leghosszabb völgyszakaszok irányultsága a területen domináns völgyirányhoz áll közel (7.3-7.4. ábra)*, amely nem esik egybe az általános lejtésiránnyal.

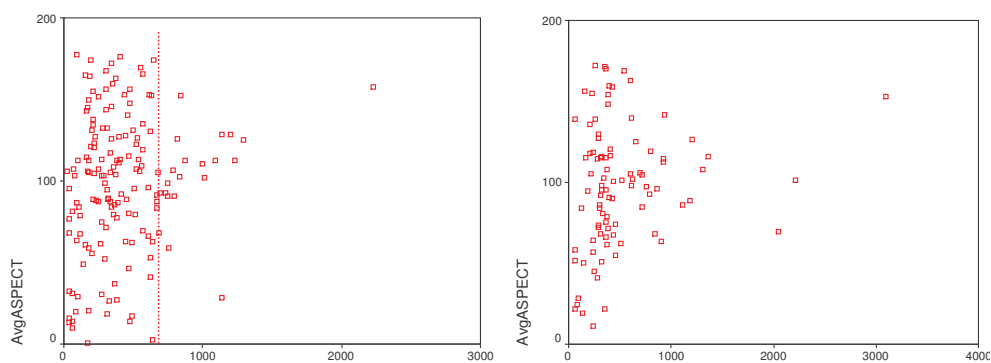
A 7.3. ábrán a neogén slír és a neogén aleurit völgyirányainak megoszlását látjuk a völgyek *darabszáma* alapján (150, illetve 96 darab), és szembetűnő a 100-110°-os azimutérték (haránttörések) dominanciája néhány másodlagos maximummal (diagonális törések) szemben. A 7.4. ábra pontdiagramja a völgyhosszakot (helyesebben a völgyszakaszokat) ábrázolja völgyirányok szerint. *A hosszabb völgyek a darabszám alapján is dominánsnak jelölt völgyirány-értékek közelében szóródnak. Tehát nem a sok, de rövid völgy okozza a kiugró értékeket. Amennyiben a völgyirány-dominancia viszonyok és a völgyhosszak kapcsolata a darabszám és a völgyhosszal való súlyozás esetén egyaránt kimutatható, és a domináns völgyirány egybeesik a leghosszabb völgyek irányával, az pedig nem esik egybe az általános lejtésiránnyal, az mindenképpen a törésszerkezet dominanciájára utal a spontán eróziós völgyfejlődéssel szemben.* Ezt a megállapítást a törésirány-mérések is alátámasztják (7.22 és 7.23. ábra).

Megállapítottuk, hogy a leghosszabb völgyszakaszok nem az általános lejtésiránnyal párhuzamosan (0-30°-os azimut) jelentkeznek, hanem arra merőlegesen helyezkednek el (90-110°-os azimut), feltételezésünk szerint zömmel haránttörésekhez kötődve. A teljes terület esetén már több kitüntetett iránnyal találkozunk (7.5. ábra), de egyik sincs az általános lejtésiránnyal összefüggésben.

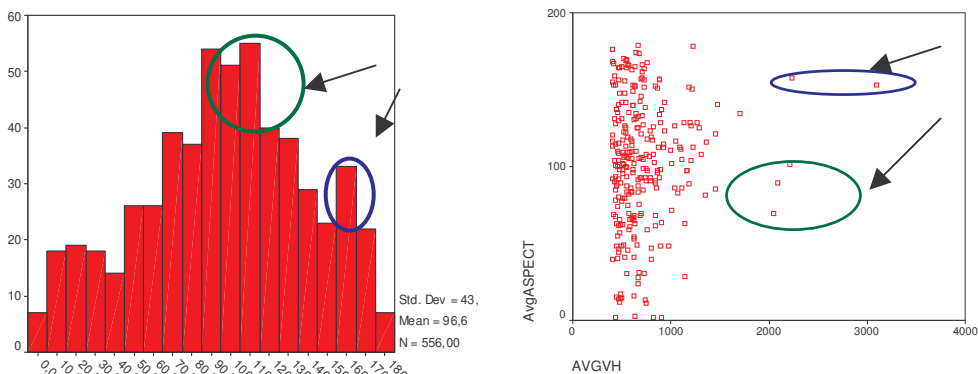
Az adott azimutértékre jutó völgyek darabszáma és hossza között itt is van kapcsolat. Kérdés, hogy bizonyítható-e az összefüggés a völgyirányok és a törésirányok között.



7.3. ábra. A neogén slír (bal) és a neogén aleurit (jobb) köztípus völgyirány-statisztikája völgydarabszám alapján (saját szerk.)

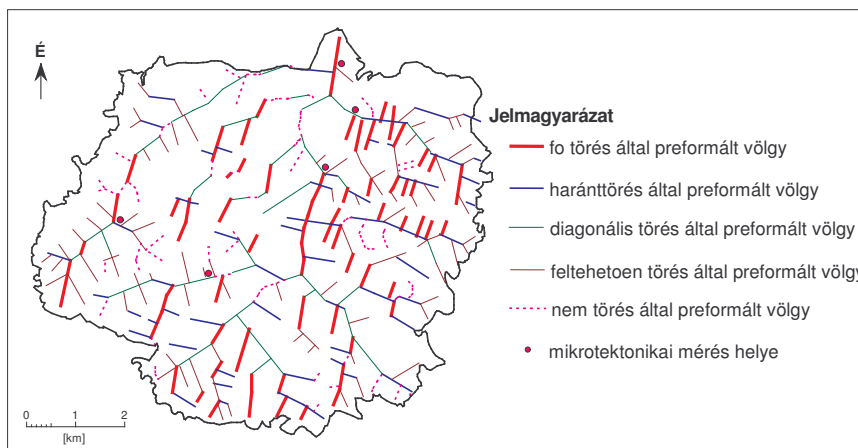


7.4. ábra. A völgyhosszak alakulása (m) a völgyirányok függvényében a vizsgálati terület két köztípusa (neogén slír, neogén aleurit) esetén (saját szerk.)

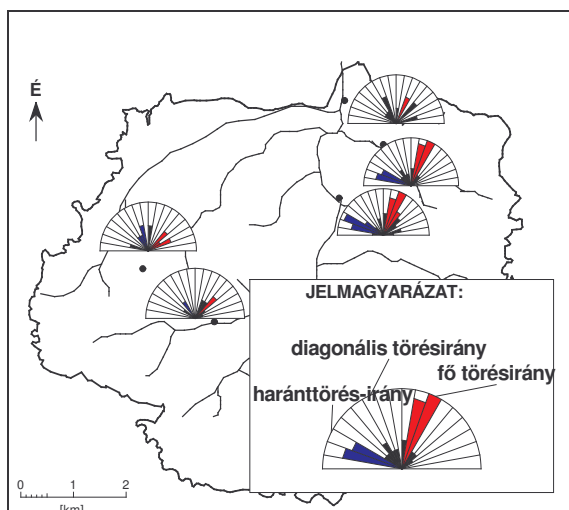


7.5. ábra. A völgyhosszak alakulása (db, ill. m) a völgyirányok függvényében a vizsgálati területen. Az ellipszisek a két ábrán egymásnak megfelelő tartományt reprezentálják (darabszám és m, saját szerk.)

Az aljzatszerkezet felszínközeli képződményekre gyakorolt hatásának vizsgálata érdekében a mintaterületen természetes és mesterséges feltárásokon – pl. csuszamlások szakadásfala, homokbánya, barlang – összesen 5, a lehetőségekhez képest a területet egyenletesen lefedő ponton mértük a terület *mikrotektonikai adottságait*, ill. az eróziós bevágások és a mikrotektonikai elemek (lito- és paraklázisok) közötti korrelációt.



7.6. ábra. A völgyirányok megoszlása és a völgyek tektonikai preformáltsága a Hódos-vízgyűjtőn a rácshálós módszerrel (saját szerk.) ill. a tektonikai mérések helyszínei

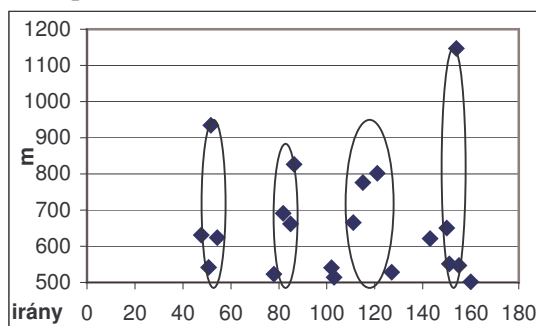


7.7. ábra. A terepen mért törésirányok a Hódos-vízgyűjtő területén (saját szerk.)

A *völgyirány-statisztikai vizsgálatok* a völgyirányok és a mikrotektonikai adatokból szerkesztett törésháló szoros korrelációját igazolták lokális léptékben (**7.6.** és **7.7. ábra**), ez bátorította a regionális összevetés elkészítését. A völgyek mintegy 70%-a preformálnak bizonyult a Hódos felső vízgyűjtőjén, ami a viszonylag puha

közeteket tekintve igen jelentős érték. A főtörés iránya 10-30°-os, a haránttöréseké 90-110°. Az Upponyi-hegység területén a völgyirányok a törésirányokkal szintén egyezést mutatnak (SZALAI et al., 2002a, 2002b, 2002c). Az előbbieket alapján megállapítható, hogy a törésirányok puhább kőzetekre is átöröklődnek ugyan, bár irányuk nem olyan hangsúlyozott, ez a már bemutatott paleogén slír-völgyirányok rosszabb osztályozottságában figyelhető meg.

A Darnó-vonallal párhuzamos ÉÉK-DDNy csapású, a fő feltolódási irányra merőleges vetők (főtörésirány), melyek egyben a 10-30°-os *általános lejtésiránnyal azonosak* (a Sajó- és a Rima-völgy felé), számos hosszú, de *összességében rövidebb* völgyszakaszokon mutathatók ki. (Ilyen pl. a Hódos-vízgyűjtőn a fővölgy, a Hódospatak irányultsága, mely az általános lejtésirányt követi, ha egy szakasznak vesszük. De ebben az esetben a szubszekvens, 90-110°-os irányt mutató, rá merőleges mellékvölgyek száma és összhossza is felülmúlja a fővölgy hosszát). Az 500 méternél hosszabb völgyszakaszok a terület egészén a következő, jól osztályozott iránymegoszlásokat mutatják, s valamennyi - a később tárgyalandó - fontos törésiránnyal áll kapcsolatban (7.8. ábra).



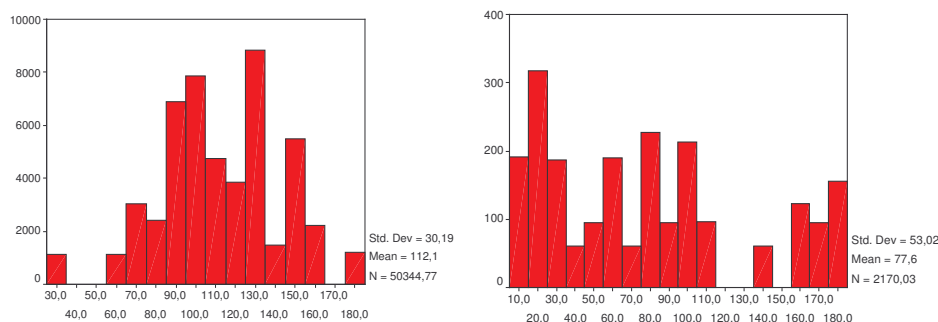
7.8. ábra. Az 500 méternél hosszabb völgyszakaszok iránymegoszlása a mintaterület egészén (saját szerk.)

Mivel a leghosszabb völgyek a legreprezentatívabbak a domináns völgyirányt illetően, ezért a törésgyakoriság-irányok és völgyirány-gyakoriságok korrelációja esetén őket érdemes figyelembe venni, ahhoz, hogy nagyobb korrelációs együtthatóhoz jussunk, nem pedig a teljes völgyirány-megoszlást. A legrövidebb völgyek – melyek vizsgálati területünkön gyakran a terület általános lejtésirányát veszik fel – ugyanis egyaránt lehetnek spontán eróziós völgyek, valamint az aljzat töréseiről a fedőüledékre öröklődő preformált völgykezdemények, irányuk pedig sokszor nagy szóródást mutathat, lerontva az összefüggést.

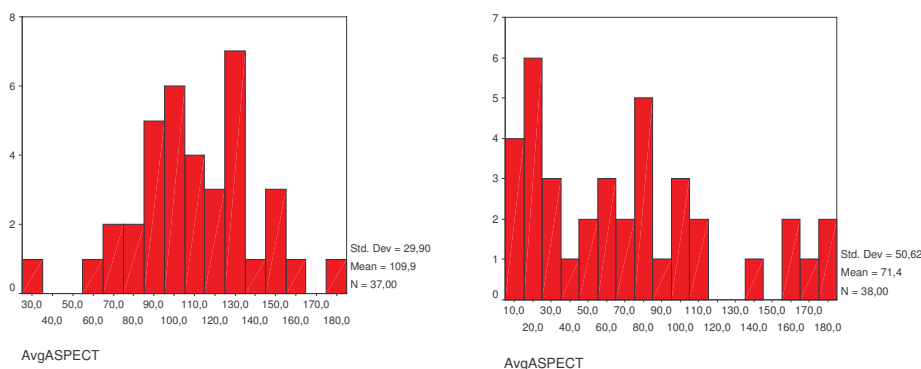
7.4 A völgyhosszon és rendűségén alapuló besorolás sajátosságai

A völgyszakaszok rendűségének és iránymegoszlásának vizsgálata mellett a generált lefolyástérkép kétféle lekérdezési módszerét (darabszám, hossz) vetettük össze a vizsgálat során, valamint az eltérő völgyhosszak irányultságát vizsgáltuk.

A különbség az eltérő hosszúságú völgydarabok irányultsága között a *völgyhosszal súlyozott* iránystatisztikai vizsgálatoknál is szembeszökő (7.9. ábra). Az 1000 méternél hosszabb, hosszukkal arányosan súlyozott völgyek iránymegoszlása eltért a 100 méternél rövidebb völgykezdemények irányától. Az előbbi esetben a domináns irány a haránttörés volt (130-140°, 25000 pixel), egy másodlagos maximummal 90-110° között, míg a második esetben a 10-20 fokban volt domináns, így az általános lejtésirány mellett csak másodlagosan jelentkezett kiugró érték a 80-90°-os intervallumnál. A 300-500 és az 500-1000 méter hosszúságú völgyek esetében a 90-110°-os irány volt a meghatározó. Nincs viszont különbség a völgyhosszal súlyozott és a darabszám szerinti ábrázolás során, a völgyhosszak iránykülönbsége mindkét esetben jól elkülönül.



7.9. ábra. Az 1000 méternél hosszabb (bal) és 100 méternél rövidebb (jobb) völgyek irányultságában mutatkozó különbségek a hossz (m) alapján (saját szerk.)

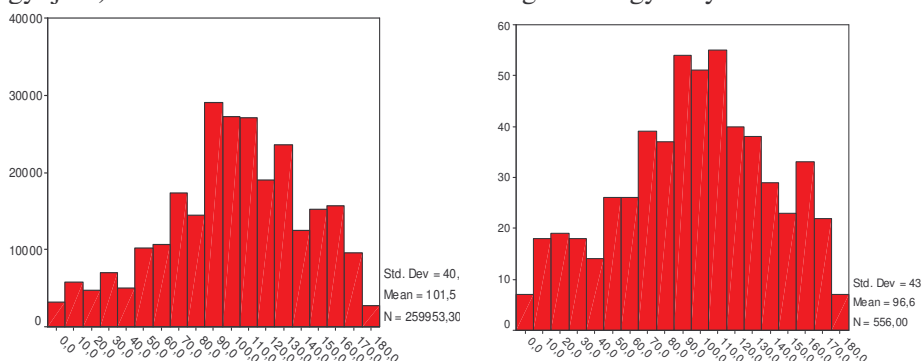


7.10. ábra. Az 1000 méternél hosszabb (bal) és 100 méternél rövidebb (jobb) völgyek irányultságában mutatkozó különbségek a darabszám alapján (saját szerk.)

A teljes vizsgálati terület minden völgyhossza esetén a domináns völgyirány 90-110°-os mind a pixelszám, mind a völgydarabok száma esetén. A teljes mintaterület esetén a darabszám és völgyhosszal súlyozott vizsgálat nem mutat jelentős eltéréseket a völgyirányok megoszlásában (7.11. ábra).

Ez azt is jelenti, hogy a két módszer látszólag ekvivalens, azaz használható. De kérdéses, hogy a kapott eredmény a hibák kölcsönös kioltása révén keletkezett,

avagy részleteiben is egyezést mutat a két módszer. Fontos tehát megvizsgálni, hogy a területen kijelölhető egyes részegységek (tektonikai blokkok, közettípusok, illetve vízgyűjtők) esetében mutathatók-e ki különbségek a völgyirány-statisztikában.



7.11. ábra. A teljes vizsgálati terület völgyirány-statisztikája hossz (bal) és darabszám (jobb) szerint (saját szerk.)

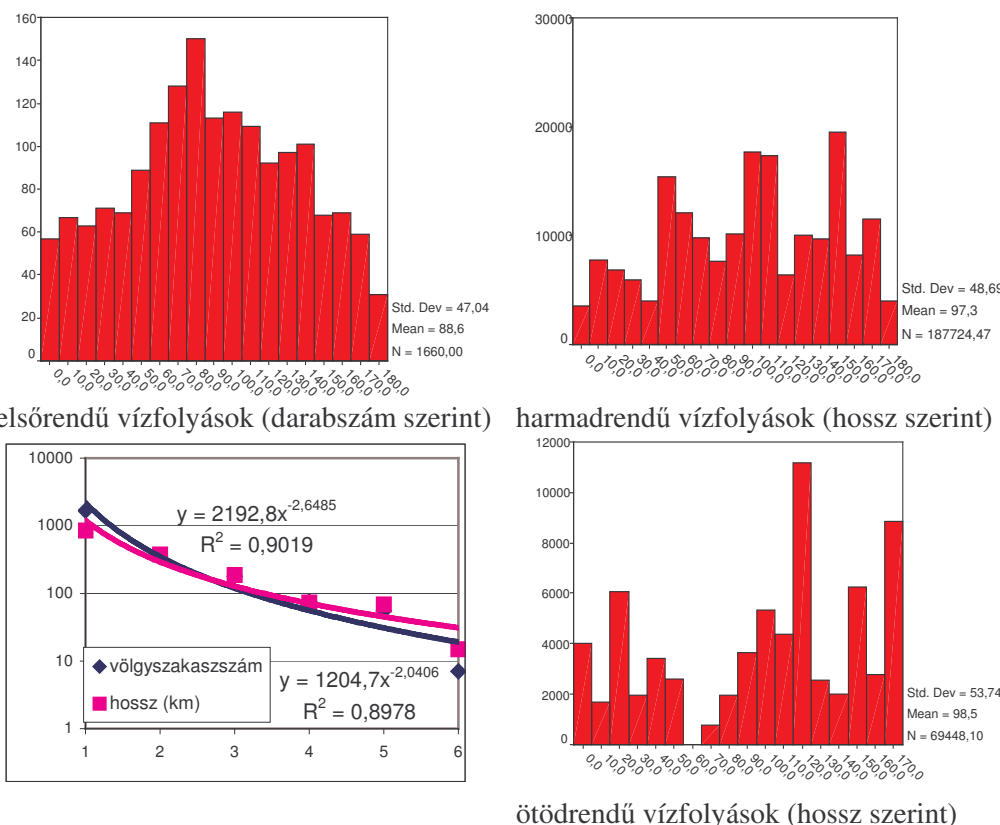
A völgyrendüsi vizsgálatokat az egész, 1500 km²-es vízgyűjtőn elvégeztük. Csak a vízfolyással rendelkező völgyeket vettük figyelembe, így 1500 km-nyi völgy került be a vizsgálatba. A völgyhosszakat vettük számítási alapként, nem a vízfolyáshosszt. Ott, ahol a völgy érezhetően irányt váltott, új völgyszakaszt hoztunk létre, akkor is, ha a rendüsiége nem változott. A darabolásból eredő esetleges problémákat - ugyanúgy, ahogy a völgy- és törésirány- vizsgálatoknál - azzal küszöböltük ki, hogy az *irányeloszlás-vizsgálatnál a völgyhosszal súlyozott irányértéket használtuk*.

A darabszámon és a hosszal súlyozott vizsgálatoknál egyaránt, az elsőrendű vízfolyások a 90 fokos azimutot vették fel, ami a haránttörés-irányhoz áll közel, de attól némileg eltér. E völgyirány nem azonos a terület általános lejtésirányával, zömmel szubszekvens irányokat jelöl, ami arra utal, hogy a terület felszabdálódása még nem fejeződött be teljesen, ekkor ugyanis a reszekvens völgyek is hasonló gyakoriságot mutatnának, másrészt a legkisebb völgyek fejlődése sem tekinthető tisztán spontánnak.

A másodrendű vízfolyások darabszám esetében nem mutatnak a terület egészére jellemző sajátosságokat, a völgyhosszal történő súlyozás esetén enyhe csúcsok megfigyelhetők a korábban említett völgy- és törésirányoknál, de ezek nem kifejezők. A 187 km-nyi harmadrendű vízfolyás viszont tökéletesen mutatja azokat a kitértetett völgyirányokat, mind a darabszámon, mind a hosszon alapuló kimutatás szerint, melyek egyes részterületen a törésirányokkal hozhatók kapcsolatba (**7.6. és 7.7. fejezet**). Az ötödrendű vízfolyások hossz alapján az általános lejtésirány (0-20 fok, ill. 170-180 fok) és a haránttörés-irány (120 fok) irányában mutattak kiugró értékeket (**7.12. ábra**).

A diszkriminancia-analízis segítségével az első, másod, és harmadrendű vízfolyások 70%-os valószínűséggel kerülnek a saját csoportjukba a hossz, lejtés és

a kitettség alapján, azaz a rendűség jól jellemzi a folyószakaszok irányában bekövetkező változásokat.



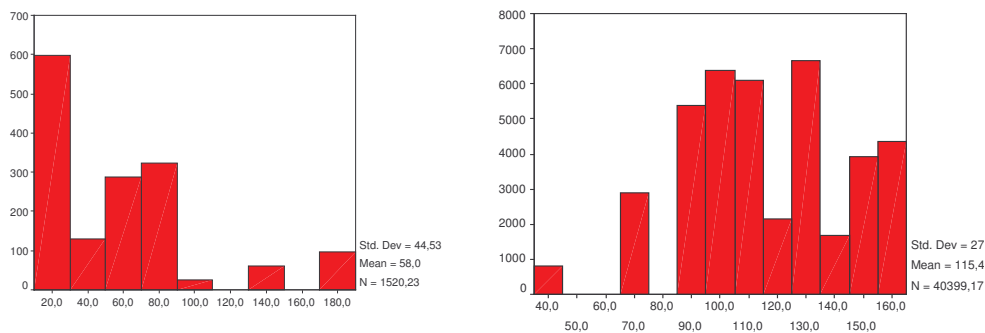
7. 12. ábra. Különböző rendűségű vízfolyások iránymegoszlása a mintaterület egészén, ill. a rendűség és a völgyhosszak kapcsolata

7.5 A kőzettípusok, tektonikai blokkok és vízgyűjtők völgyirány-megoszlásának vizsgálata

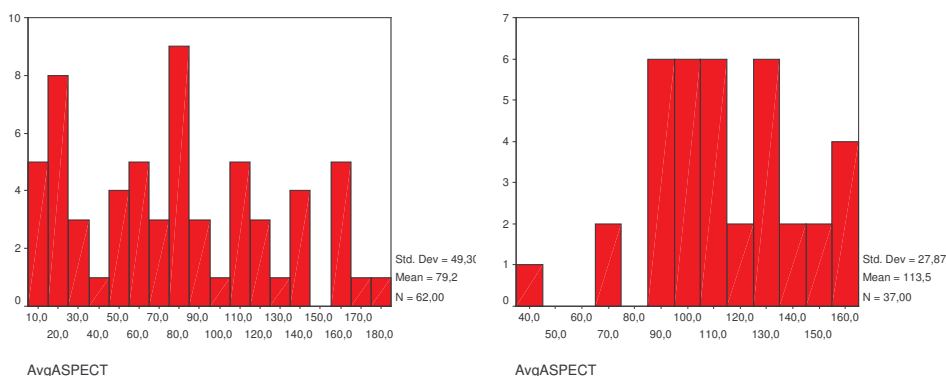
A teljes mintaterületet tekintve megállapítható, hogy a legpuhább, konszolidálatlan kőzetek esetében a domináns völgyirány eltér a keményebb paleozoós mészkőveken tapasztalható értéktől (7.2. ábra). Kérdés, hogy az irányokban megfigyelhető különbségekért a kőzetkeménység vagy az eltérő vízgyűjtő/tektonikai jelleg a felelős?

A 7 kőzetfizikai kategória mellett (három kis kiterjedése miatt kiesett a vizsgálatból) két tektonikai egységet (a Darnó-vonaltól keletre egy kisebb és nyugatra egy nagyobb) és három vízgyűjtőt (Hódos-patak, Bán-patak, Tardona-patak) különítettünk el, melyek határai nem estek egybe a tektonikai egységekkel,

majd fedvényt készítettünk ezekből a lefolyástérkép völgyirányaival. Az adatokat SPSS 15.0 szoftverrel értékeltük ki.



7.13. ábra. A 100 méternél rövidebb (bal) és 700 méternél hosszabb (jobb) völgyek iránymegoszlásának különbségei (hossz szerint) a Bán-patak völgyében (saját szerk.)



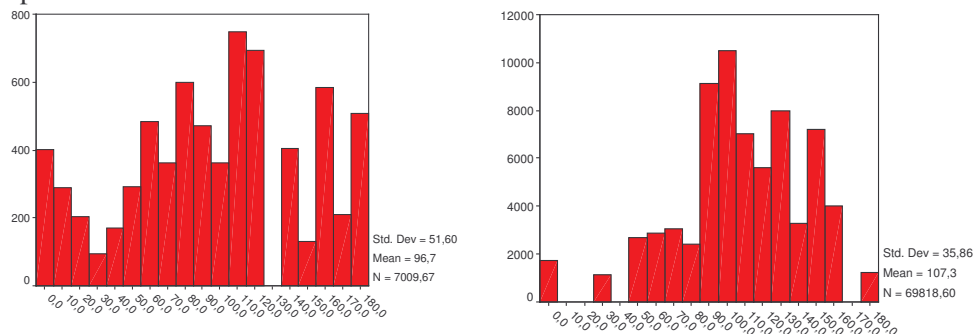
7.14. ábra. A 200 méternél rövidebb (bal) és 700 méternél hosszabb (jobb) völgyek iránymegoszlásának különbségei (darabszám szerint) a Bán-patak völgyében

Összevetve a völgyirányok és völgyhosszak kapcsolatát a *Bán-patak* völgyében, megállapítható, hogy jelentős eltérés van a rövid és hosszabb völgyek irányultságát illetően (**7.13. ábra**): a rövid völgyek az általános lejtésirányt követik, és megfigyelhető a paleozóos aljzat irányainak ráöröklődése a fedőkőzetekre (120-140°), amely egy másodlagos maximum-értékben jelentkezik. Mindemellett a darabszám és pixelszám szerinti statisztika is eltéréseket mutat.

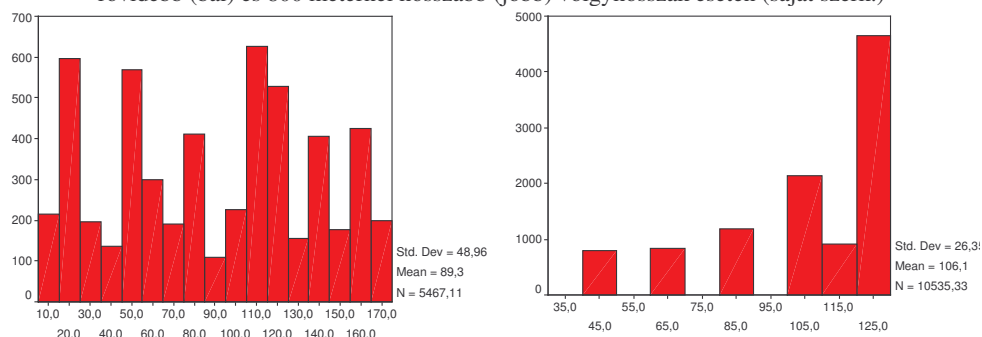
A *Hódos-vízgyűjtőjén* kevésbé kimutathatók ezek a különbségek hossz szerint és megfigyelhető a 0-20°-os intervallum (az általános lejtésirány) alulreprezentáltsága az előző vízgyűjtőhöz képest. Itt az eltérés a két módszer között sem jelentős.

Ezt követően a természetföldrajzi alapokat geológiaiakra cserélve tektonikai blokkonként vizsgáltuk a völgyirányok megoszlásának és a völgyhosszaknak az összefüggését. A *Darnó-vonaltól nyugatra* elhelyezkedő tektonikai blokkon nem mutathatók ki jelentős különbségek a völgyirányokban a 200 méternél rövidebb és 800 méternél hosszabb völgyek esetében (a hosszkülönbség 10-szeres volt), a 0-20°-os kategória a hosszú völgyek esetében itt is alulreprezentált (**7.15. ábra**).

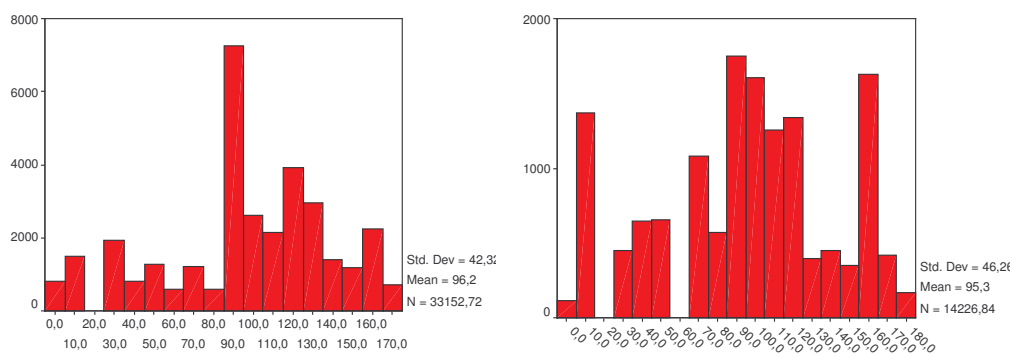
A Darnótól keletre lévő régiókban jelentősebb a különbség a főirány azimutja és a mellékirányok között is. A rövid völgyek esetében rendezettség alig figyelhető meg, az általános lejtésirány, mely egybeesik a főtörés irányával (de nem a fő völgyirányokkal) felülreprezentált (7.16. ábra). Amennyiben a völgyszakaszok számát vesszük figyelembe a Darnó-vonaltól keletre, akkor sem kiegyenlítettebb a kép.



7.15. ábra. A Darnótól nyugatra lévő tektonikai blokk völgyirányainak megoszlása 200 méternél rövidebb (bal) és 800 méternél hosszabb (jobb) völgyhosszak esetén (saját szerk.)

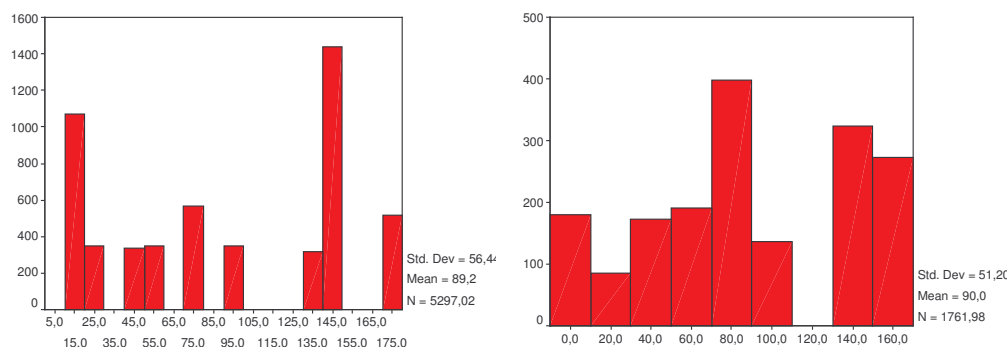


7.16. ábra. A völgyirányok megoszlása a 200 méternél rövidebb (bal) és 800 méternél (jobb) hosszabb völgyek esetében a Darnó-vonaltól keletre (saját szerk.)

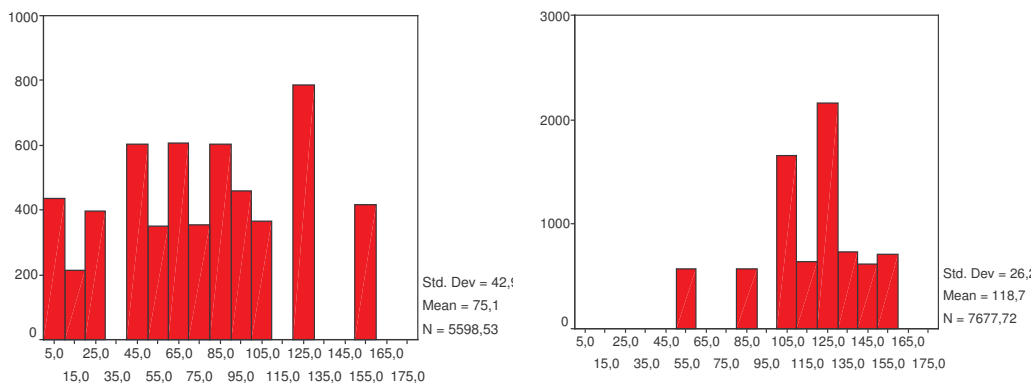


7.17. ábra. A paleogén homokköveken kialakult 500 méternél hosszabb (bal) és 500 méternél rövidebb (jobb) völgyek iránymegoszlása (saját szerk.)

Az egyes közettípusok esetében a neogén és paleogén slíreknél és a paleogén homokköveknél a völgyhossz növelése (az adatszám szűkítése) szintén osztályozottabbá teszi az eredményt, a diagonális törésekhez és általános lejtésirányhoz kapcsolódó másodlagos csúcsok eltűnnek (7.17-7.18. ábra).



7.18. ábra. Völgyirány-megoszlások paleo-mezozóos mészkövek esetében 300 méternél hosszabb (bal) és 200 méternél rövidebb (jobb) völgyek esetében (saját szerk.)

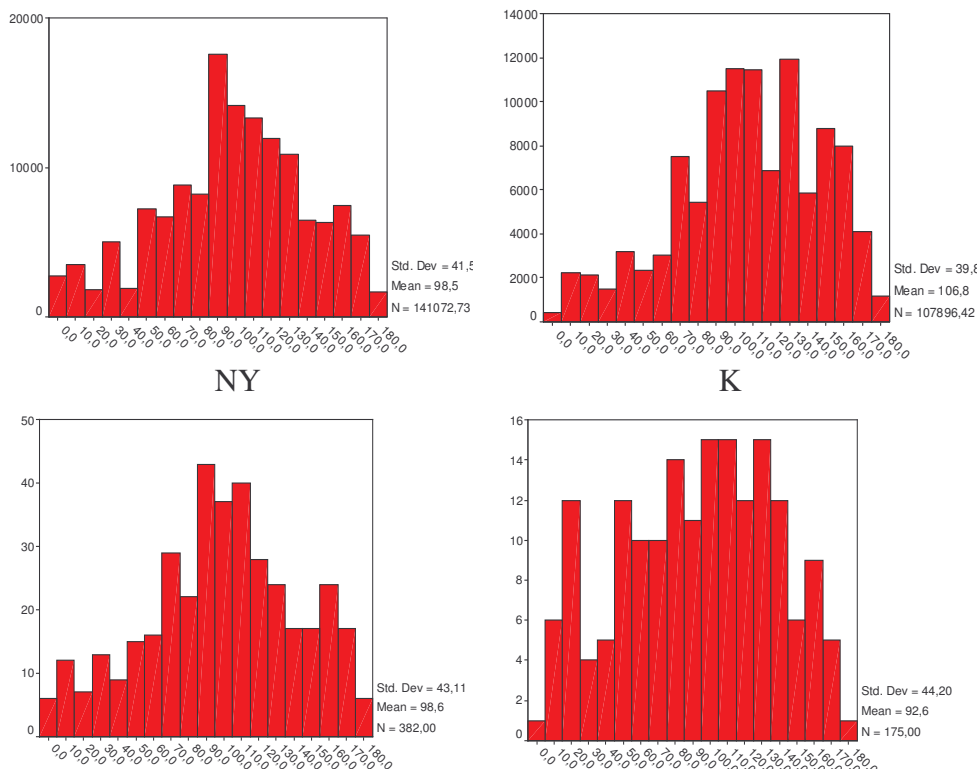


7.19. ábra. Szilicizáltak völgyirány-megoszlása 500 méternél rövidebb (bal) és 500 méternél hosszabb (jobb) völgyek esetében (saját szerk.)

A paleo-mezozóos mészköveken mind a hosszú, mind a rövid völgyeken kimutatható a 0-20°-os azimutnál lévő kiugró érték. A 90-100°-os érték azonban csak a 200 méternél rövidebb völgyeknél dominál, a 300 méternél hosszabb völgyek esetében a 140°-os azimutirány a meghatározó. A 90°-os irányú völgyek rövidsége lehet a viszonylag lassú vagy fiatal völgyfejlődés eredménye, a jól fejlett 140°-os irányultságú völgyekhez képest legalábbis fiatalabb völgygenerációt képviselnek. Ennek a tektonikai értelmezésben még jelentős szerepe lesz (7.18. ábra).

Neogén aleuritok esetében a kis völgyhosszak esetében a 100°-nál található érték nem kiemelkedő, azaz a haránttörés-irány csak a hosszú völgyek esetében nyomozható. A görbe két- vagy többmódusú. Kemény kőzetek, mint a paleo-

mezozoós sziliciklasztok esetében tovább javul az osztályozottság a hosszú völgyeken (**7.19. ábra**). Az 500 méternél hosszabb (tehát vélhetően idősebb) völgyek esetében, amint az eddig bemutatott ábrák is tanúsították, maximumot figyelhetünk meg 100-110°-os azimutnál, illetve 140° körül.

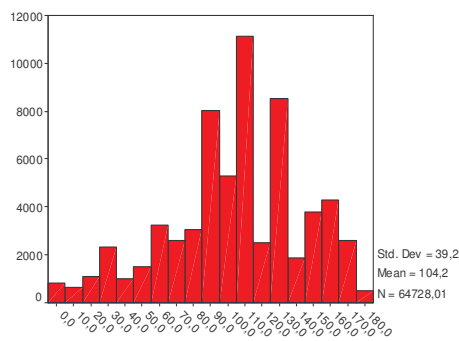
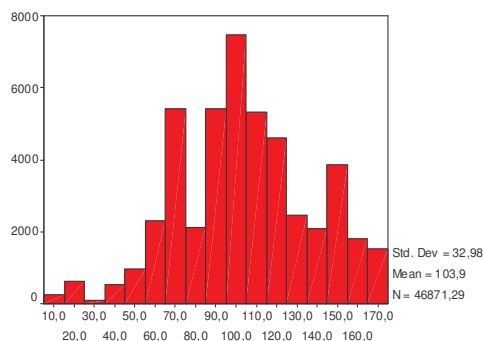


7.20. ábra. A Darnótól nyugatra és keletre fekvő tektonikai blokk völgyirány-statisztikája (hossz alapján felül, darabszám alapján alul, saját szerk.)

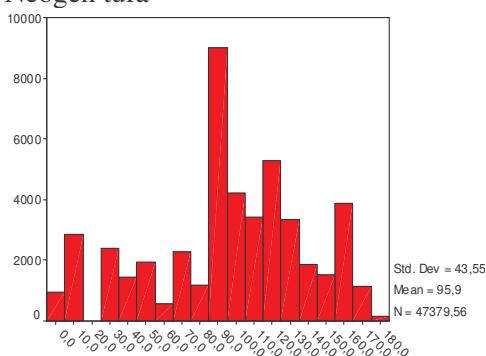
Bizonyítván, hogy a *völgyhossz növelésével az osztályozottság nő*, ezt követően azt vizsgáltuk, hogy az egyes kőzeteken tapasztalható völgyirányok mennyire térnek el egymástól és ennek milyen okai lehetnek, illetve kimutatható-e egy általános völgyirány, mely a terület egészére jellemző.

A két tektonikai blokk esetében megfigyelhető kelet felé haladva a maximumot mutató intervallum azimutjának növekedése (**7.20. ábra**). A tektonikai blokkok völgyirány-statisztikája hasonlít a vízgyűjtő területekéhez. A *Bán-patak* esetében a 90-110°-os maximum mellett egy 130°-os második maximum is kirajzolódik. Mindkettő a haránttörés-iránynak felel meg. A *Bán-patak* ugyanis részben a Darnó-vonaltól nyugatra elhelyezkedő tektonikai blokkon fekszik, s mivel a haránttörés szögértéke a két blokkon eltér (100° ill. 140°), így lehetséges, hogy a vízgyűjtőn a két haránttörés-érték egybeolvad. Emellett a 150-160°-os azimutérték

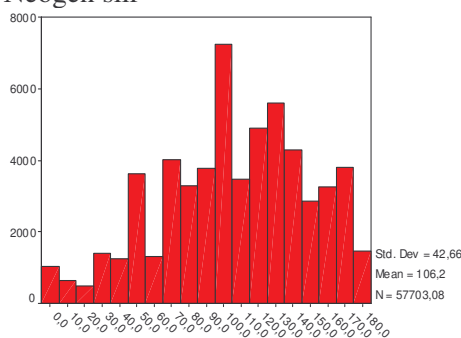
felülreprezentáltsága is kimutatható, ami a diagonális törésiránynak felel meg. A *Hódos-vízgyűjtő* ill. a nyugati blokk esetében – a manuális módszereket igazolva – a haránttörés-iránynak megfelelő 90-110°-os szubszekvens völgyirány a domináns (7.1. ábra).



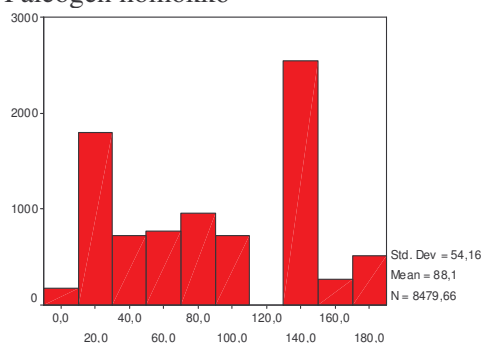
Neogén tufa



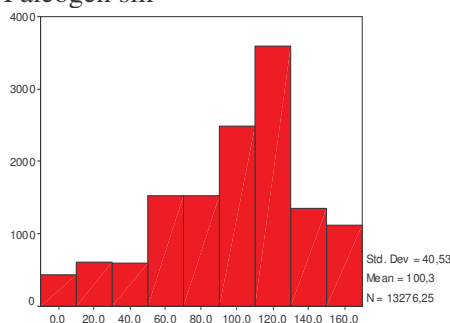
Neogén slír



Paleogén homokkő



Paleogén slír



Paleo-mezozóos mészkő

Paleo-mezozóos sziliciklaszt

7.21. ábra. Völgyirány-megoszlások a különböző kőzeteken (hossz szerint, saját szerk.)

A kőzettípusokra lebontott vizsgálatban a völgyhossz szerinti osztályzás a puhább és fiatalabb kőzeteknél a módusértékek hangsúlyozását jelenti, a paleozóos

mészkövek esetében viszont teljesen eltérő eredményt hoz, mint a darabszám szerinti (7.21. ábra). A domináns völgyirányokat a paleozóos-mezozóos mészkövek esetében is jól jelzik a hosszú völgyek. A darabszám szerinti és hosszal súlyozott osztályzás esetében egyaránt ugyanazok a domináns völgyek. A paleo-mezozóos kőzetek kivételével mindegyik kőzet völgyirány-megoszlása a 90-100°-os intervallumnál mutatja a maximumot, az előbbiek viszont 120-140° -os értéknél a leggyakoribbak.

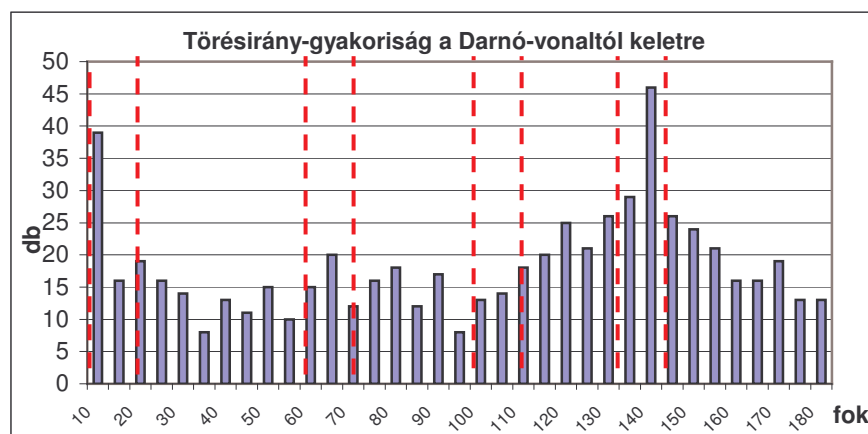
7.6 A törésirányok és a völgyirányok kapcsolata. A hibridmodell és a szoftveresen generált lefolyási modell összevetése

Az előbbiekben már többször megemlígettük a Hódos-patakon és az Upponyi-hegységen végzett kutatások eredményeként, hogy bizonyos domináns völgyirányok megfelelnek a terepen mért törésirányoknak. A manuális módszer esetén az összefüggést már bizonyítottuk (7.6, 7.7. ábra). Most pedig a hibridmodell és az Idrisiben generált völgyhálózat esetén tesszük ezt meg.

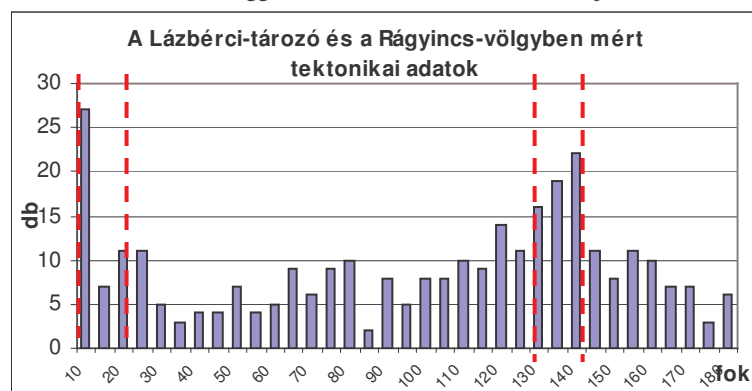
Módszertanilag elegáns lenne a két adatsor közötti kapcsolat erősségének kiszámítása (mint azt pl. a csapadék és a talajvízállás adatsorainak összefüggésében meg is szokták tenni), csak hogy jelen esetben kizárólag a móduszok elhelyezkedése döntő a kapcsolat léte vagy nemléte szempontjából, s az összes többi érték zavarja ezt a hatást, ezért igen alacsony korrelációs együtthatókat kapunk. Míg a darabszámon és a hosszon alapuló völgyiránystatisztika $r=0,86$ -os korrelációs együtthatót mutatott egymással a Bán-patak vízgyűjtőjén, addig a hosszon alapuló völgyirány-gyakoriságok csak $r=0,32$ -es erősségű kapcsolatot mutatnak a törésirányokkal, a darabszámon alapuló kimutatás pedig $r=0,12$ -ot. A paleozóos mészkövek hosszal súlyozott völgyirány-megoszlása $r=0,69$ -es korrelációt mutatott a válogatott upponyi (Lázbérc, Rágyincsvölgy) törésirányokkal (7.22-7.23. ábra). A hibridmodell (SZALAI 2004) és a generált modell hosszal súlyozott völgyirány-megoszlása között $r=0,55$ -ös erősségű volt a korreláció, míg a hibridmodell és a törésirány-megoszlás között a keleti blokkon (Bán-vízgyűjtő) mindössze $r=0,07$ -os.

A nyugati blokkon a darabszám szerinti völgyirány-megoszlás $r=0,01$ -es korrelációt mutatott a törésiránnyal, mert a 20-40 foknál található törésgyakoriság egyáltalán nem tükröződött a völgyirány-gyakoriságokban, hiába volt meg az egyezés a 90-110 fokos intervallumnál. A hibridmodell és a generált modell kapcsolata ($r=0,4$), ill. a hibridmodell völgyirányainak és törésiránynak a kapcsolata is gyenge volt. Tehát a paleozóos üledékekkel ellentétben neogén üledékeken a teljes adatsor nem mutat korrelációt, az adatokat szűrni kell.

Éppen ezért a teljes adatsor korrelációvizsgálata helyett a móduszok összevetését választottuk: hibalehetőség ebben is van, mert a móduszok a közethatás és rétegvastagság, illetve az eróziós völgyfejlődés miatt gyakran eltolódva jelentkeznek a törésirányokhoz képest.



7.22. ábra. Törésirány-gyakoriság a Darnótól keletre (oszlopdiagramon) és a domináns völgyirányok intervalluma (szaggatott vonal) (SZALAI 2004. után saját szerk.)



7.23. ábra. Válogatott törésirány adatok az Upponyi-hegységben és a domináns völgyirányok intervalluma (szaggatott) (SZALAI 2004. adatai alapján saját szerk.)

A keleti tektonikai blokkon a törésirányok közül az általános, regionális lejtésirányt reprezentáló 0-20°-os és az idős aljzattöréseket képviselő 120-140°-os törésirány korrelál a völgyirányokkal – 10°-os intervallum-eltéréssel. (7.22. és 7.23. ábra). A jövőben az általános lejtésiránynak megfelelő 0-20 fokos irányban növekvő regressziós völgyképződéssel kell számolni, főként ott, ahol még nincsenek epigenetikus-antecedens szurdokokba kényszerítve völgyek. E gyakran rövid völgykezdemények egyébként is távol vannak az erózióbázistól, azaz a kaptúra csak hosszú idő múlva fog bekövetkezni, addig a völgyirány változatlan marad.

Amennyiben a völgyhosszakkal súlyozzuk a völgyirányokat a hibridmodell szerint, akkor a kiugró csúcsok hiányoznak (különösen a 130° -nál lévő), az adathalmaz rosszul osztályozott marad.



7.24. ábra. A nyugati területek törésirány-megoszlásának és a domináns völgyirányoknak (szaggatott) különbségei (saját szerk.)

A nyugati területeken az általános lejtésiránnyal jól korrelálnak a völgy és törésirányok is, a haránttörések iránya mintegy 10-15 fokkal eltér a gépen a lefolyási térkép alapján kijelölt völgyirányoktól. A 170°-os érték megint csak a lejtésiránynak köszönhető (7.24. ábra).

Amennyiben a nyugati tektonikai blokkon a völgyirányokat súlyozzuk a völgyhosszakkal kihagyva az elsőrendű vízfolyásokat és a 25 méternél rövidebbeket, melyek zömmel nem tektonikusak (SZALAI 2004), ismét nem kapunk kiugró értékeket, ha 5 vagy 10 fokonként csoportosítjuk az adatokat.

Összevetve a módszereket megállapítható, hogy mind a hibridmodell, mind a lefolyásmodell völgyirányai bizonyos mértékben eltérnek a törésirányoktól és egymástól is, s más kitüntetett irányokra érzékenyek. A generált modell tektonikai blokkra, közettípusra és hossza ugyan egyaránt érzékeny, de a törésirányra kevésbé. *A törésirányok és a generált modell között erősebb a kapcsolat, mint a törésirány-statisztika és a hibridmodell között. A hosszal súlyozott hibridmodellnél és a darabszámon alapuló modellnél jobb a hosszal súlyozott generált modell, mert az utóbbinál a móduszok kifejezőbbek, az eloszlásgörbe csúcsossága nagyobb.*

7.7 A völgyirányok és törésirányok értelmezése

A völgyirányok és a törésirányok közötti összefüggés a következőképpen értelmezhető:

(1) a Darnó-vonal és a Bükk-előtér töréseinek azimutja kelet felé folyamatosan növekszik, ami arra utal, hogy a bükki alaphegységi zóna kemény testként az óramutató járásával ellentétes rotáció során ÉNy-i irányú támadásvonal mentén pikkelyezi fel a puha üledékekkel borított előterét és a paleozóos aljzatot (regionális tektonika) (KOZÁK et al. 2001). Elvileg elképzelhető azonban az is, hogy pusztán az eltérő kőzetkeménység miatt tér el a völgyirány-gyakoriság (lokális tektonika), ezért

ezt a jelenséget vizsgálni érdemes. A puha és közepes keménységű kőzetek esetében azonban nincs különbség a móduszokban a terület egészén, ráadásul van olyan puha kőzet, amelynek domináns völgyiránya területi varianciát mutat (7.25. ábra), az állítás tehát nem igazolható.

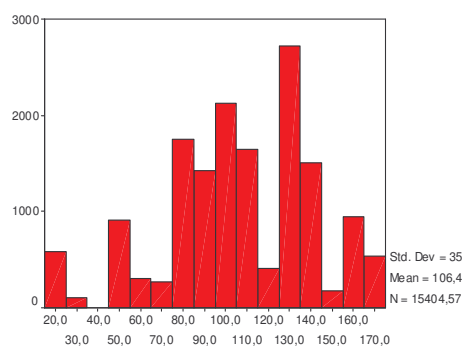
(2) Avagy a paleozóos alaphegység korábban 120-140° -os irányban tektonizálódott, amit később felülírt a miocén Darnó-vonal 90-110° -os haránttörésrendszere, miközben az alaphegységre miocén fedőüledékek rakódtak. Ezt követően az első vetőrendszer passzívvá vált és a fedőüledékekre az aljzatról a régi törésvonalak nem öröklődtek rá, csak az újak. Az exhumálódó paleozóos kőzetekre ráöröklődő miocén völgyek azonban újból felvették a régebbi törésirányt völgyirányként.

Ellentmond az idősebb törésrendszer passzivitásának, hogy a keleti blokkon a megmaradt miocén fedőüledékek – amelyek más vízgyűjtőn a 90-110°-os irányba állnak be – az Upponyi-hegység előterében szintén felveszik a 120-140°-os irányt domináns völgyirányként (7.1 és 7.20. ábra). Ez kizárja azt, hogy az utóbbi irány ne öröklődött volna fel valamilyen mértékben a fedőkőzetekre. Az a tény pedig, hogy az exhumált mészkő térszíneken alig találunk 90°-os völgyirányt a hosszabb, nagyobb rendűségű (idősebb) völgyek esetében, megint csak az elmélet ellen hat (tehát a fiatal, 90-110° -os vetőrendszer nem vált dominánssá a mészkövön).

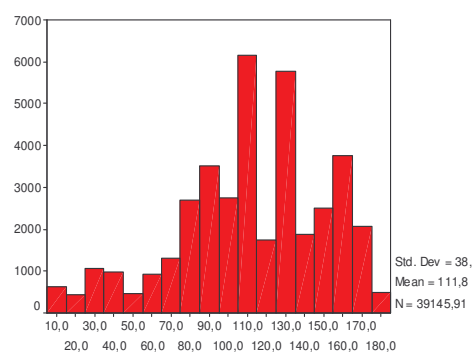
Kombinálva a két elméletet, valójában két aktív törésrendszer egymásra rétegződése figyelhető meg: az egyik a 20/100°, a másik a 60/140°-os fő- és haránttörésrendszert jelenti. Ebben az esetben a Gömörikum aljzatának eredeti törései (60/140°) öröklődtek rá a miocén térszínre és őrződtek meg, míg a másik, 20/100°-os törésrendszer a Bükk Darnó-menti, jelenleg is folyó ÉNy-i irányú felpikkelyeződésnek az eredménye.

A keleti blokkon, ahol az aljzat a felszínen van, ott csak az előbbi, az eredeti törés- és völgyhálózat a domináns, ahol az aljzatot a keleti blokkon puhább üledék fedi, ott mindkettő jelen van, a Darnótól Ny-ra pedig – ahol a paleozoikum 1000 m-nél is mélyebben helyezkedik el, csak a 20/100°-os található meg. *A két törésrendszer közti negyven fokos eltérés a Bükkium rotációjának következménye, jelezve a triász óta bekövetkezett szögelfordulását, amit a Bükkalja tufáinak biotitmaradványaiból származó paleomágneses vizsgálatok is megerősítenek.*

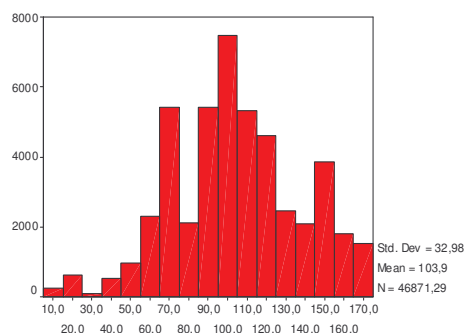
Alátámasztani látszanak a fenti szemléletet a két eltérő blokkról és haránttörésrendszerről azok a kőzettípusok, melyek több vízgyűjtőre vagy tektonikai blokkra is kiterjednek. A *neogén slírek* esetében a Darnó-vonaltól keletre lévő területen a nyugaton jellemző 100-110°-os maximum 140° felé tolódik el, ugyanúgy, ahogy a zömmel az ezen a blokkon található paleo-mezozóos mészkövek és sziliciklasztok esetében. Ez az érték egyben e tektonikus blokk saját jellemzője: *a neogén slír tehát jó indikátor*, völgyirányai jól mutatják a tektonikai változásokat (7.26. ábra). Neogén aleurit esetében a Darnótól keletre lévő régióban egy elnyújtott maximum jelentkezik 90-130 fokos azimut között. A többi kőzet csak jelentéktelen mértékben húzódik át a másik blokkba.



Neogén slírek a keleti blokkon



Neogén slírek a Bán-vízgyűjtőn



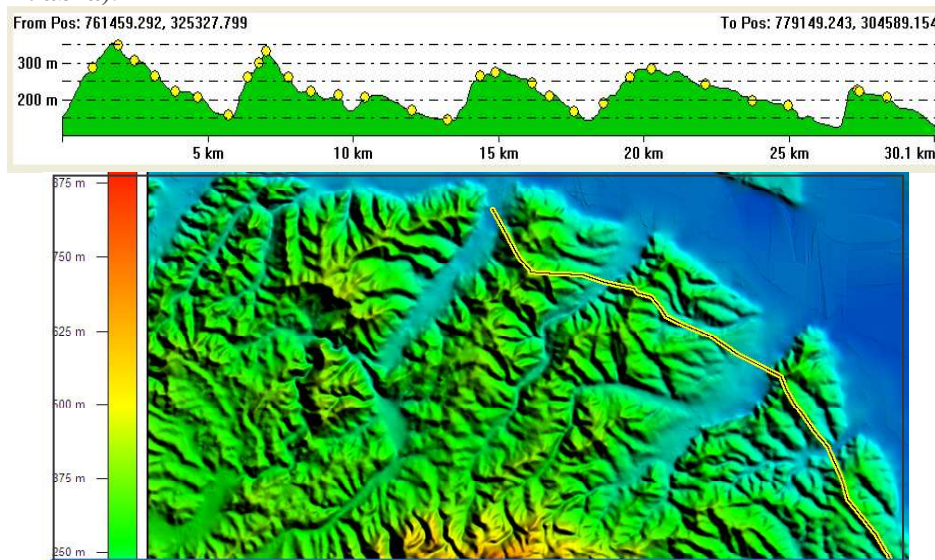
7.25. ábra. A módusz(ok) eltolódása a keleti tektonikai blokkon a teljes mintaterület (lent) eloszlás-értékeihez képest a völgyhosszak figyelembe vételével (saját szerk.)

7.1. táblázat. Kapcsolat a völgyirányok és a töréshálózatok között a hibridmodell és a generált vízhalózati alapján (adatok fokban) (saját szerk.) (°)

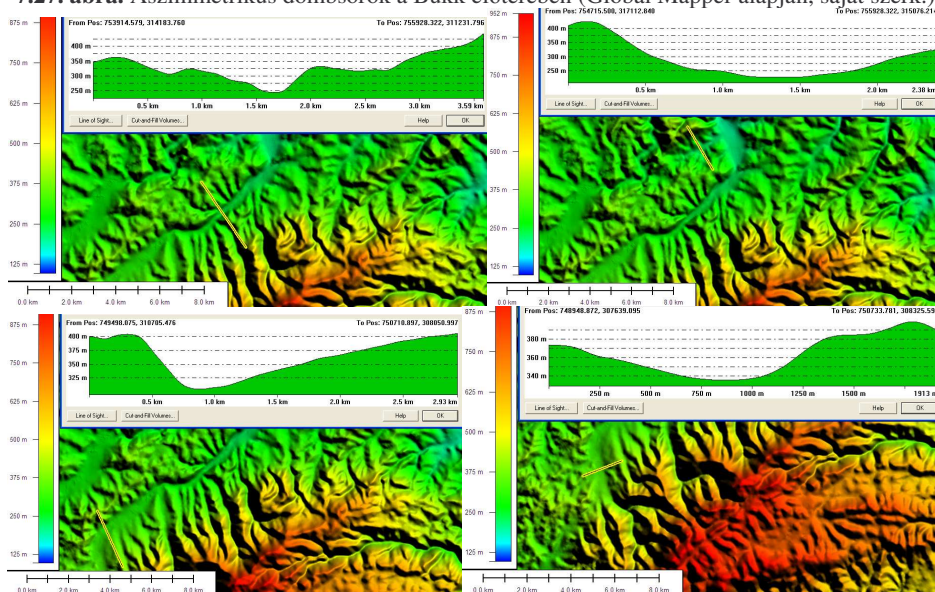
töréstípus	törés_Kelet_db	Kelet_hibrid (m)	Kelet_generált (m)	K_generált_db	összes_hibrid (m)
Főtörés 1	10	30		20	
Főtörés2=diagonális1	70		70	50	60
Haránt1		90	100	100	100
Haránt2=diagonális1	135	130	130	130	130
diagonális2		160	150	160	
	törés_Nyugat_db	Ny_hibrid (m)	Ny_gen (m)	Ny_gen_db	össz_gen_m
Főtörés 1	25				
Főtörés2=diagonális1	55	60		70	70
haránttörés1			90	100	100
haránttörés2=diagonális1	120	120			130
diagonális2	170		160	160	160

Az előtér felpikkelyezettségét más – kifejezetten morfológiai – sajátosságok is bizonyítják, így az aszimmetrikus gerincek és domboldalak, illetve az aszimmetrikus völgyek. A gerincvonalak aszimmetricitási indexe a 0,3-0,6 között van.

(Aszimmetricitási indexen a gerincvonal közelebbi határoló völgytől való távolságának és a két szomszédos völgy közötti távolság felének hányadosát értjük. Teljesen szimmetrikus domborok esetében ez 1,00). Ráadásul a felpikkelyezést a konkordáns neogén rétegek kibillenése is alátámasztja, így azok dőlése is a felszín lejtését követi a lankásabb oldalon, s nem a szintvonalak futását. A leírtak szemléltetésére néhány ábrát mutatunk be az aszimmetrikus völgyekről, melyeket SZALAI (2004) a Bükk előterében a tektonika bizonyítékának tekintett. (7.26. és 7.27. ábra).



7.27. ábra. Aszimmetrikus domborok a Bükk előterében (Global Mapper alapján, saját szerk.)



7.28. ábra. Aszimmetrikus völgyek a Bükk északi előterében (saját szerk.).

8. Összegzés

Célok

Munkánkban a statisztikus felszínelemzés használhatóságát vizsgáltuk a Bükk északi előterén kőzetmorfológiai megközelítést alkalmazva. A célok a következőképpen foglalhatók össze:

- a felszínelemzés érzékeny és kevésbé érzékeny paramétereinek tekinthető *morfológiai és litológiai változók* kiválasztása;
- a felszínelemzés érzékeny paramétereinek tekinthető *statisztikai paraméterek* vizsgálata;
- a kiválasztott paraméterek közötti *kapcsolatok erősségének vizsgálata* (átszámíthatóság), az ok-okozati viszonyok feltárása és az egyes tényezők szerepe a kapcsolatok alakulásában, az összefüggések minőségi és mennyiségi jellemzőinek meghatározása, a független és az interdependens változók azonosítása, a változók számának redukálhatósága, a litológiai és morfológiai tényezők egymással helyettesíthetősége;
- a regionális léptékű adatok lokális érvényességének vizsgálata, a vizsgálati eredmények kiterjeszthetősége;
- a statisztikus felszínelemzés optimális körülményeinek meghatározása (adatmennyiség, adathalmaz szűrése) és a különböző léptékű adatok megbízhatóságának vizsgálata (felbontás, általánosíthatóság);
- a nem geomorfológiai célból született, műszaki tudományokban használt mérőszámok (pl. a kőzetkeménység minősítése) és kísérleti eszközök geomorfológiai célú hasznosítása (és fordítva), ezáltal a geomorfológiai térképezés eszköztárának fejlesztése, az erózióérzékeny területek kijelölése, a geomorfológiai térképezést segítő;
- új módszertani eljárások kidolgozása, ill. a korábbi módszerek használhatóságának, relevanciájának vizsgálata az új eredmények tükrében;
- a különböző elven alapuló denudációs előrejelzések összehasonlítása és relevanciája a mintaterületen;
- az időtényező szerepe a paraméterek közötti kapcsolat módosulásában; térinformatikai módszerek érzékenysége, a hagyományos és térinformatikai módszerek eredményének különbségei, nem morfometriai célból született szoftverek alkalmazhatósága a geomorfológia területén.

Anyag és módszer

A vizsgálatok alapját egy részletes térinformatikai adatbázis szolgáltatta. A *digitális topográfiai adatbázis* alapját az 1:50 000 léptékű térképek 10 m-es digitalizált szintvonalai jelentették. A domborzatmodell (DTM) krigeléssel, a szintvonalak digitalizálása a GeoMedia 4.0 segítségével készült. Idrisi 32 szoftver felhasználásával Szabó Sz. segítségével három különböző léptékű digitális

terepmodell (DTM) készült el a mintaterületre 25x25, 50x50 és 100x100 m/pixel felbontásban. A pixelek száma rendre 2.373.000, 593.000 és 148.000 volt.

Az előállított raszter alapú adatbázisban rekordként minden egyes pixelhez tartozott egy közetfizikai jellemző (a közettípus, illetve az ezt reprezentáló litológiai tényező: a nyomószilárdság, koptatottság, vízfeltevő-képesség, fagyállékonyság értéke számmal kifejezve), egy magasság, illetve lejtőmeredekség-érték %-ban kifejezve, ill. az erózióbázistól való távolság m-ben kifejezve. A morfológiai változók esetében minden pixel saját, a digitális terepmodellből származtatott értékkel rendelkezett (kivéve a denudációs rátát), a litológiai tényezők esetében viszont egy közettípuson belül minden pixel azonos értéket kapott. Ennek oka a rendelkezésre álló litológiai adatok nagyságrendekkel kisebb száma volt.

Litológiai tényezőként az UCS (egyirányú nyomószilárdság) került kiválasztásra, illetve vizsgáltuk más közetfizikai paraméterekkel kapcsolatát. A klimatikus hatásokkal szembeni ellenállóképességet fagykamrában, a szállítással szembeni ellenállóképességet Los Angeles-dobban saját mintákon mértük.

Eltérve a kötet fejezeteinek sorrendjétől, eredményeinket nem fejezetek szerinti bontásban, hanem az 1. fejezetben leírt hármas tagolás szerint mutatjuk be. Ezek alapján megkülönböztethetünk *módszertani jellegű* konklúziókat, részben *térinformatikai* jellegű eredményeket. Elkülönülnek az alkalmazott kutatásban hasznosítható eredmények (*mérnökgeomorfológia, műszaki tudományok*), valamint a *vizsgálati terület* felszínfejlődésére vonatkozó *általános, geomorfológiai* jellegű ismeretek.

A mérnökgeomorfológiai vizsgálatok eredményei:

(1) 351 irodalmi adat alapján meghatároztuk a mintaterületre jellemző közettípusok egyirányú nyomószilárdságának (UCS) értékeit. Megvizsgáltuk a kapcsolat jellegét és erősségét a mintaterület közeteit jellemző, a műszaki tudományokban alkalmazott litológiai tényezők (UCS, tagoltsággal módosított UCS, RMR, belső súrlódási szög) között. Bemutattuk, hogy az UCS, mint litológiai paraméter jól reprezentálja a közet ellenállóképességét, így morfológiai vizsgálatokban jól alkalmazható, ráadásul független az időtényezőtől. Meghatároztuk az UCS kapcsolatát a morfológiai tényezőkkel és megadtuk a kapcsolat jellegét és erősségét (**3.4-3.5. ábra, 3.1-3.2. táblázat**).

(2) Los Angeles-dob segítségével meghatároztuk a mintaterületre jellemző közettípusok kopásállóságának értékeit 50 saját mérési adat alapján. Megállapítottuk, hogy erős kapcsolat van az UCS és kopásállóság között, s megadtuk ennek egyenleteit. Szintén meghatároztuk a kopásállóság és más litológiai ill. morfológiai tényezők kapcsolatának erősségét és jellegét (**3.6-3.14. ábra, 3.3 táblázat**).

(3) Kimutattuk, hogy a kapcsolat a vízfeltevő-képesség és a többi morfológiai és litológiai változó között nem olyan karakteres, mint az UCS vagy a kopásállóság esetében (**3.15. ábra**).

(4) Meghatároztuk a mintaterület közettípusaira jellemző fagyállósági értékeket (egy időpillanatban) 20 minta fagykamrában történő vizsgálata alapján. Bemutattuk a fagyállóság kapcsolatának erősségét és jellegét más litológiai, építőmérnöki és morfológiai tényezőkkel, megállapítva, hogy e kapcsolat nem olyan erős, mint az UCS esetében (**3.5. táblázat, 3.16-3.17. ábra**).

(5) Megállapítottuk, hogy bár a fenti tényezők a kőzetek más-más minőségi jellemvonásaira utalnak, a statisztikus felszínelemzés során paraméterként nem használhatók független változóként, az UCS helyettesítheti őket.

(6) A részletes vizsgálatok során kísérletet tettünk a mérnöki tudományok számára fontos paraméterek kiszámítására morfometriai adatokból és fordítva. Megállapításunk szerint az alapkőzet egyirányú nyomószilárdsága becsülhető a lejtőgyakoriságok ismeretében: a lejtőgyakoriságokat és az UCS-t kétváltozós diagramon ábrázolva a 4-10% és 44%< lejtőkategória-intervallumok egyenletei alapján számított nyomószilárdsági értékek átlagaként meghatározható a valódi UCS (**4.4. ábra, 4.3. táblázat**).

(7) Megállapításunk szerint az alapkőzet kopásállósága (Los Angeles-dob) szintén becsülhető a 4-10%-os és a 44%<-os meredekségű lejtőintervallumok gyakorisági értékeiből. Az előbb említett vizsgálatok segíthetnek a kőzetkeménység megbecslésében a tényleges (és költséges) vizsgálatok elvégzése előtt (**4.14. ábra, 4.6. táblázat**).

(8) Javasoltuk, hogy a mérnökgeomorfológia eszköztárának bővítéseként a hagyományosan ábrázolt témák (lejtőmeredekség, formakincs, folyamat, állapot, kor, kőzetminőség) mellett feltüntetésre kerülhet minőségi jellemzőként az UCS vagy a kopás- és fagyállóság értéke is (akár úgy is, hogy nagyobb pontosságot elérve egy közettípusnál nem egy, hanem több értéket tüntetünk fel optimális mintavételezés után.)

Morfológiai eredmények:

(1) Bizonyítottuk, hogy az angolszász megközelítés a magasság és állékonyság (vertikális kiterjedés) mint morfometriai paraméter és a litológia (kőzetkeménység) szoros kapcsolatát illetően nem általánosítható, de vizsgálati területünk sajátos adottságai miatt a két tényező kapcsolata mégis értelmezhető.

(2) Megállapítottuk, hogy kapcsolat van a vizsgálati területen a kőzet keménysége és átlagos magassága, valamint vertikális kiterjedése között és megadtuk a kapcsolat jellegét és erősségét (**3.18-3.19. és 3.23. ábra**). Adathiány miatt nem dönthető el, hogy ez a szelektív denudációnak köszönhető vagy kiemelkedés eltérő ütemének.

(3) Kimutattuk a kapcsolatot a kőzetek keménysége és átlagos lejtése, a kőzetek átlagos lejtőmeredeksége és átlagmagassága között megadva a trend jellegét (**3.20-3.22. ábra**).

(4) Meghatároztuk a korrelációs együtthatók és kétváltozós diagramok (az erózióbázistól való távolság és a maximális és minimális lejtés változása alapján)

képe alapján, a területre jellemző közettípusok lejtőalakját és a lepusztulás típusait (**3.8. táblázat, 3.24-3.25 ábra**).

(5) Korrelációs mátrix segítségével, klaszteranalízissel, dendrogram készítésével feltártuk a kapcsolatrendszer természetét és a tényezők „rokonsági fokát” a morfometriai és litológiai faktorok átlagértékei között. Eredményeink arra utalnak, hogy a litológiai tényezők között erős a kapcsolat – ami részben annak köszönhető, hogy nem tekinthetők egymástól független változóknak – s a Láng-féle lineáris denudáció és a lejtőmeredekség is kapcsolatot mutat velük, míg a magasság és az erózióbázistól való távolság, mint paraméter elkülönülnek (**3.9-3.10. táblázat, 3.28-3.29. ábra**).

(6) A litológia figyelmen kívül hagyása befolyásolja a közettípusok közti rokonsági kapcsolatok kimutatásának pontosságát. Litológia nélkül a morfometriai paraméterek alapján a pixelek 75%-át sikerült helyesen besorolni a három fő közettani csoportra leszűkített petrofizikai egységekbe. Ennél több kategória esetén a diszkriminancia analízis pontossági eredménye romlik, illetve üres csoportok keletkeznek.

(7) Főkomponens-analízis alapján a vizsgált 11 litológiai és morfometriai paraméter besorolhatóvá vált 5 faktorba. Regresszió-analízis és parciális kiorrelációs vizsgálatok segítségével megadtuk az egyes tényezők szerepét, súlyát a kapcsolatok erősségének alakulásában (**3.11-3.12. táblázat**).

(8) Bizonyítottuk, hogy a relatív relief nem jól használható statisztikai felszínelemzést használó térinformatikai alapú vizsgálatokban, mert nem egyetlen minőségi tulajdonságra utal: a reliefet a lejtőmeredekség és a felszabdaltság/lejtőhossz határozza meg. Ugyanakkor megállapítást nyert, hogy a relatív relief és a meredekség együttesen alkalmas a felszínfejlődés előrehaladottságának, a felszínérettségnek a vizsgálatára különböző korú és felépítésű területek esetében (**4.25-26. ábra**).

(9) Meghatároztuk a területre jellemző közetspecifikus lejtőprofilokat. Az ún. statisztikus lejtőprofil szerkesztésével meghatározható egy terület kőzetfizikai kategóriáinak relatív denudációs ellenállása. Ezt megtettük mind közös erózióbázist feltételezve (Scheidegger 2. nemlineáris modellje szerint), mind közös tetőszíntet feltételezve (3. nemlineáris modell). Az előbbi a völgybevágódás okozta különbségeket, az utóbbi a laterális erózió okozta különbségeket (völgyszélesség-völgysűrűség) mutatja be a mintaterületen (**4.9 és 4.11. ábra**).

(10) Igazoltuk, hogy kisebb vizsgálati egységeken is releváns a lejtőgyakorosság és a kőzetkeménység közötti összefüggés, majd továbbgondolva eredményeinket, bevezettük a vízgyűjtő-érettség fogalmát, megmutattuk, hogy a statisztikus lejtőprofil alapján számított eróziós ellenállás abszolút (nem a %-os) mérőszámai a hasonló kőzetekből felépülő, de mégis eltérő lejtésviszonyokkal jellemezhető vízgyűjtők érettségét jól jellemzik (**4.18-4.22. ábra**).

(11) Feltártuk Ahnert regionális denudációs képletében rejlő ellentmondást, mely számol a lejtőszöggel, de a kőzetkeménységgel nem - ráadásul a lejtőszögön alapuló denudációt levezethetőnek tartja relatív reliefből, ami ellentmond

Scheidegger értelmezésének – holott bizonyítást nyert, hogy a kőzetkeménység és az átlagos lejtés összefügg. Rávilágítottunk annak tarthatatlanságára, hogy a nagyobb lejtés mindig nagyobb denudációt eredményez – ugyanis a nagyobb lejtés keményebb kőzethez tartozik, ahol pedig kisebb a denudáció. A különböző regionális/lokális illetve lejtésalapú/kőzetalapú/reliefalapú denudációs modellek tesztelése a mintaterületen bizonyította, hogy a levezetett modellek nem általános érvényűek, hanem sokszor területspecifikusak, illetve, hogy megkérdőjelezhető, hogy a magasságon és lejtőszögön alapuló modellek ekvivalensek lennének, még akkor is, ha Ahnert egyiket a másiktól vezette le.

(12) Kidolgoztunk egy újfajta, kőzetkeménységgel és a regionális, általános kiemelkedéssel módosított denudációs egyenletet, megállapítottuk, hogy a kiemelkedés miatt a denudáció növekszik a kiemelkedéssel nem számoló modellekhez képest, miközben a térszín magassága is emelkedik. Meghatároztuk a kőzetkeménység szerepét a denudáció mértékének módosításában. Kísérletet tettünk 1 millió évre előrejelezni a felszínformák módosulását (dinamikus modell).

(13) Megszerkesztettük a terület lejtőszögön és kőzetkeménységen alapuló potenciális denudációs térképét (statikus modell) és a relief energia értékét (**5.19-5.20. ábra**).

(14) Megvizsgáltuk a morфомetriai és litológiai tényezők közötti kapcsolatok erősségének időbeli módosulását, a denudációs egyenletekből kiindulva 1 millió év múlva.

(15) Lokális léptékben bizonyítottuk, hogy a deráziós völgyek lerontják az összefüggést a relatív relief és a völgy-sűrűség között: minél nagyobb a deráziós völgyek sűrűsége, annál kisebb a relief; a deráziós völgyek nem a felszín felszabdálódását erősítik, hanem a különbségek kiegyenlítését szolgálják. Szintén bizonyítottuk, hogy a kőzet keménységének növekedésével az eróziós árkok válnak dominánssá, puha kőzeten a derázió völgyek dominálnak.

(16) Regionális vizsgálataink során megállapítottuk a morфомetriai (relief, lejtősség, völgy-sűrűség), klimatikus és litológiai paraméterek kapcsolatát, az egyes tájegységek közötti rokonsági fokot és a paraméterek közötti rokonságot (**4.8-4.9. táblázat, 4.27. ábra**).

(17) Kimutattuk, hogy kis területegységen és regionálisan is nyomozhatók a morfológiai szintek maradványai térinformatikai módszerek alkalmazásával. Bizonyítottuk a lokális, keresztzelvényeken alapuló vizsgálatok nagyobb pontosságát a regionális térinformatikai módszerekkel szemben, ez utóbbiak 2 terasz és két egyéb szint kimutatását tették lehetővé, míg a geoinformatikai lekérdezések 1 terasz és 1 hegylábfelszín kimutatását eredményezték (**6. fejezet**).

(18) Kimutattuk a törésirányok és völgyirányok korrelálhatóságát a vizsgálati területen.

(19) Bizonyítható, hogy a Darnó-vonal és a Bükk-előtér töréseinek azimutja kelet felé folyamatosan növekszik, ami arra utal, hogy a bükki alaphegységi zóna kemény testként az óramutató járásával ellentétes rotáció során ÉNy-i irányú támadásvonal mentén pikkelyezi fel a puha üledékekkel borított előterét és a

paleozóos aljzatot. A domináns völgyirányokból arra következtettünk, hogy a keleti (2.) tektonikai blokkon egy kétgenerációs, két domináns iránnyal rendelkező törérendszer helyezkedik el, mely a Bükk ÉNY-i, óramutató járásával ellentétes irányú rotáló mozgásának nyomait őrzi, így a törés- és völgyirányok eloszlása újabb adalékot szolgáltat a Bükkium szerkezetfejlődéséhez.

(20) Bizonyítottuk, hogy a rövid – és értelemszerűen fiatalabb - vízfolyások eltérő irányultságúak, mint a hosszabbak (idősebbek), s az előbbiek a terület általános lejtésirányát veszik fel, nem a domináns völgyirányokat és nem a domináns törtésirányokat. Meghatároztuk a területen a regresszióérzékeny völgyirányokat.

Térinformatikai-módszertani eredmények:

(1) A különböző felbontások összehasonlító morfológiai-statisztikai vizsgálatai szerint a 100x100 m/pixel felbontás a 25x25 és 50x50 m/pixel felbontással ellentétben nem tűnik megfelelőnek a statisztikus felszínelemzéshez, mert e felbontás a kis lejtésű területek gyakoriságát megnöveli (**4.4. táblázat**).

(2) Kifejlesztettünk egy, az erózióbázistól való távolság és a lejtőmeredekség korrelációs koefficiensén alapuló módszert a domború s homorú lejtők elkülönítésére. Regionális és lokális kutatásokban alkalmaztuk a klaszteranalízist a tájak, illetve a paraméterek közötti kapcsolat, rokonság ill. helyettesíthetőség bemutatására, a parciális korrelációt, főkomponens-analízist és a lineáris regresszió-analízist a statisztikus felszínelemzésben a vizsgált paraméterek az adatok redukciójában és a kapcsolatok alakításában játszott szerepének bemutatására.

(3) Bizonyítottuk, hogy a módusz, az átlag és a szórás egyenértékű statisztikai paraméterek: a vizsgálatokban helyettesíthetik egymást, az abszolút számokkal mért keménység és a rangsorrend között nincs döntő differencia korrelációs vizsgálatok esetén (**1.7. ábra**).

(4) A maradványszint és völgyirány-statisztikai vizsgálatokkal bizonyítottuk, hogy az Idrisi kitűnően használható geomorfológiai célú kutatásokra, jóllehet nem erre a célra fejlesztették ki. Kidolgoztuk a maradványszint-vizsgálat Idrisi- alapú módszertanát.

(5) Részben új módszereket dolgoztunk ki a maradványszintek azonosítására, részben régi módszereket sikerült a térinformatika segítségével az egész területen adaptálni. Az általunk vizsgált puffer, cost-push, legkisebb lejtés, inverziós és kombinált módszerek közül módszertanilag és eredményeit tekintve is a legkisebb lejtés elve bizonyult a leginkább alkalmazhatónak: ez egyezik leginkább a korábbi megállapításokkal, ill. igen jól osztályozott halmazt ad.

(6) Kidolgoztuk a völgyiránystatisztikai vizsgálatok módszertanát. A völgyirány-statisztikai vizsgálatoknál bevezettük a hosszal súlyozott völgyirányok lekérdezését és ennek eredményét összevetettük a darabszám szerinti völgyirány-eloszlással. A hagyományos rácshálós módszer mellett kidolgoztunk és összevetettünk egy hibrid és egy generált lefolyási hálózaton alapuló modellt, bizonyítva, hogy az Idrisi alkalmas völgyirány-statisztikai vizsgálatokra.

(7) Kidolgoztuk a völgyirányok és a törésirányok korrelációjának módszertanát: bizonyítottuk, hogy erős korreláció csak akkor mérhető, ha a polimodális völgy- és törésirány-megoszlás esetében a móduszokon kívül rekedő halmazt kizárjuk a vizsgálatból.

(8) A statisztikus lejtőprofil megszerkesztésével ábrázolástechnikailag is átláthatóbb rendszerhez jutottunk, mint amilyen a hagyományos hisztogramos módszer.

(9) Igazoltuk, hogy a hagyományos, mezőgazdasági célú alkalmazásra létrehozott lejtőkategóriák a mintaterületen jól alkalmazhatók geológiai célú vizsgálatainknál, mert a kőzetek keménységét jól reprezentálják az egyes intervallumok különböző gyakoriság-értékei.

9. Summary

Quantification of relationships between geomorphic and lithological parameters representing rock resistivity (erodibility) in N-Hungary using statistical surface analysis

Introduction, aims

The quantification of petrophysical features instead of descriptive characterisation and furthermore, the identification of relationships between geomorphic and geological factors has always been of key importance not only in engineering, but in geomorphology as well (KAWABATA ET AL. 2001, CLAYTON & SHAMOON, 1998a). This work aims to investigate the relationship between geomorphic and geological endowments based on a wide-scale database using geoinformatics with the aid of statistical methods such as correlation, regression analysis and cluster analysis, and to quantify the rock resistance to denudation by combining and comparing traditional experiments, and investigations applied mainly in civil engineering (unconfined compressive strength, attrition resistance, frost resistance). Qualifying rocks based on their resistivity to denudation can be useful method applied in geomorphological mapping. Thus the first part of this work is to promote the adaptation of methods used in engineering in geomorphology. The adaptability and reliability of these methods measuring rock strength (resistance) was also investigated (**Chapter 1.1**).

The second part of the dissertation deals with structural morphology from the aspect of methodology. The relationship between geology and morphology (not simply the connection but appearance as well), which has always been an important research topic in the geomorphology (GERASIMOV 1946; BIROT 1958; TWIDALE 1971), has stimulated an increasing interest during the last decade. These studies (CENTAMORE ET AL. 1996; DELCAILLAU ET AL. 1998; BEAVIS 2000; SCHEIDEGGER

2002), help to specify the relationship between geological and morphological structures and features.

Researchers developed several models to quantify and model slope formation and denudation. Statistic surface analysis had 3 objectives in the 1960s': to identify morphometric parameters relevant for surface analysis; to identify statistical parameters to characterise the dataset, making researches comparable to each other; to find out an equation that symbolises the evolution of the surface. Though the latter soon proved to be impossible, it helped the evolution of 3D modelling and resulted the appearance of branches of surface models emphasizing the predominant role of different features. The early denudation models were based on measuring relief. Ahnert proved that models can be based on slope gradient as well, since surface formation is dependent on slope angle as well. SCHEIDEGGER (1961a, 1961b, 1990) proved that the use of different morphometric parameters results different type of valley/slope formation (**Fig. 1.2, 1.3**). AHNERT (1966) proved that the slope gradient is dependent not only on relief or other derivatives of height, like slope, but also depends on rock strength (**Fig. 1.5**). KIRKBY (1971) stated that slopes tend to reach a specific form based on rock strength depending on the length of surface evolution, but independent from the original slope gradient. Neglecting the role of other external factors (climate, exposition time) we decided to investigate this slope form based on the differences of rock strength.

Apart from measuring denudational resistance based on slopes and geology, the *methodology of identifying surface remnants* with softwares and the evaluation of relationship between valley directions and lithoclase/fault directions were also in the centre of interest in the second part of dissertation.

The aims of this work were the following (**Chapter 1.3**):

- to investigate which statistical parameters can be regarded as sensitive indicators for statistical surface analyses;
- to investigate which lithological parameters can be regarded as sensitive indicators for statistical surface analyses;
- to learn whether there is deterministic relationship between the examined morphological and the lithological factors and to describe the manner of the relationship; to trace the cause-effect relations, to prove the independency or interdependency of certain morphometric and lithologic parameters, to decrease the number of parameters involved in general investigations, to examine the possibilities of substituting petrophysical data with morphometric data
- to determine the optimum circumstances (e.g. grouping of data, resolution) of the statistical surface analyses;
- to offer possibilities for the use of results in engineering studies especially in architecture;
- to implement methods and parameters (measuring rock strength) of engineering for geomorphic application;

- to improve the methodology of geomorphic mapping by adapting methods and parameters used in engineering;
- to develop new methods of evaluation;
- to compare the relevance of results at regional and local scale;
- to compare the relevance of different denudation equations;
- to estimate the role of time in the modification of relationship between parameters;
- the delimitation of areas sensible for denudation in order to improve the methods of geomorphic mapping;
- to evaluate the sensibility of geoinformatics, to test the the difference of manual/traditional and modern methods and the applicability of softwares in geomorphology developed for different purposes

Methods

The chosen geomorphic parameters were *slope steepness (%)*, *height above base level (m)*, *distance from base level (m)*, *exposition*, *runoff*, *costpush*, while the geological parameters were *UCS* (unconfined compressive strength, modified by the abundance of planes of weakness, i.e. faults, based on KERTÉSZ-GÁLOS, 1985, – used in civil engineering to quantify rock resistivity, applied in geomorphology as well by YAŞAR-ERDOĞAN, 2004), *attrition resistivity (%)*, *freezing resistance (%)* and *porosity (%)*. The latter 4 parameters are to represent the resistance to denudation (erosion) of the different rock types. These parameters were the independent variables of the statistical analysis carried out by SPSS for Windows 15. The values representing rock resistivity (erodibility) were compared to the results of denudational classification of LÁNG (1969), controlling the reliability of results.

The investigated area extends to 1500 square kms, consisting of highly consolidated palaeozoic-mesozoic limestones, siliciclastic materials and volcanites, semiconsolidated palaeogene sandy rocks and loose neogene schlieren, sandstones and tuffs. The geological composition of the area is versatile, thus the 67 formations were grouped into 10 petrophysical categories. Morphologically the territory is composed of an elevated mountainous core area (Bükk Mts. N-Hungary), and several hilly regions in the foreland (pedimented piedmont regions, denudational and accumulative glacies) (**Chapter 2.2**).

The area has been continuously being uplifted since the upper Miocene and has been denuded throughout the uppermost Tertiary and Quaternary periods, for more than 5 million years. Considering the stage of the surface development, this area as a range represents a transition between the intensely uplifting orogenic belts and the strongly denuded ancient massifs. According to fossil pediment remnants sub-tropical climate determined the denudation process during the Upper Miocene. Since the Late Miocene, these surfaces were overprinted by the valley and slope development determined by the climatic changes of the Late Tertiary and Quaternary period. During the cold phases of the Quaternary, the study area was

under periglacial climatic conditions and the dominant surface development was the strong dissection of the palaeo-surfaces, frequently with mass movements. The research area is considered to be uniform considering surface development i.e. exposition time (**Chapter 2.1**).

The database was based on map with a scale of 1:50000 and contour lines of 10 m digitized in Geomedia Professional 5.0. The vector-type data were transformed into raster-type using IDRISI resulting a quite fine 25x25 m/pixel resolution (recommended by HUTCHINSON-GALLANT 2000) and a dataset consisting of more than 2 million pixels (cases). Three topographic models were created with different resolutions as 25x25, 50x50 and 100x100 m per pixel. The number of pixels in the investigation area is 2373000, 593000, 148 000 respectively.

After creating a *DEM*, the *derived map of slope steepness*, and the *map of distances from the base level* in IDRISI, the values of these variables were added to each pixels (**Chapter 2.2.1, Fig. 2.1-2.5**).

The values of geological factors were also incorporated to the database. To each petrophysical category the value of the UCS - based on 350 data available from the literature (KLEB ÉS VÁSÁRHELYI 2003; RAINCSÁK 1992; 1996) and further 30 samples measured at the Debrecen University - was added. When measuring UCS a constantly growing pressure is exerted on a cylinder-shape sample until it breaks. UCS is an important factor of investigating slope evolution and mass movements. Since the purpose of this work is to compare morphology (using slope category) and the long term erosion resistance of geological formations, a petrophysical parameter that adequately describes the resistance against denudation and is applicable for both hard rocks and unconsolidated sediments, was required. Shear strength seems to be an adequate parameter due to its important role in all physical models of transportation processes (fluvial erosion, various mass movements) occurring in the extended and geologically heterogeneous area. Shear strength can be determined directly by laboratory tests, but can be calculated from unconfirmed rock strength (shear strength is usually 6–20% of the unconfined rock strength). The latter is the most frequently used petrophysical parameter in practice (building industry, mining, civil engineering) and it is also used in geomorphological investigations (e.g. YASAR AND ERDOGAN 2004). Additionally, since unconfined compressive strength (UCS) properly characterises most of the Hungarian rock formations this petrophysical parameter was used. The petrophysical data were collected from the National Geological and Geophysical Data Store. Thanks to the intensive mining activity in the study area a sufficient amount of petrophysical data was available from core samples and samples examined for technological purposes (FODOR AND KLEB 1986; KLEB AND VÁSÁRHELYI 2003; RAINCSÁK 1992, 1993, 1996). 350 values were collected and grouped into formations. For the statistical analysis we used only the UCS value of dried specimens. Compressive tests were performed according to the Hungarian Standard (MSZ 18182/4, 1988; MSZ 18485/1, 1989) that are partly based on the recommendations of the ISRM (1978), so are similar to international practice (**Chapter 3.1.1**).

Finally to test the reliability and applicability of UCS we compared it with other methods used in engineering and found it reliable (RMS, RQD, SMR) (**Chapter 3.1.2**).

The values of *attrition resistivity* and *freezing resistance* were measured in the Debrecen University as well. 50 samples (5 for each rock groups) were tested in a Los Angeles cylinder to measure attrition resistivity. The experiment lasted for 30 minutes (900 rotations), representing 1.5 km distance. The weight loss of wet samples due to attrition was measured after each 7.5 minutes, enabling us to draw the tendencies of attrition resistivity of the different rock types (**Chapter 3.1.3, Fig. 3.8-3.10**). Considering the remainder weight as a variable we tried to identify the connection between attrition resistivity and UCS, and other lithological factors, as well as the nature of relationship between frost resistivity and morphometric parameters **Fig. 3.13-3.15**).

To measure *frost resistivity* we used a frost chamber where the daily temperature was fluctuating between -20 °C and +20 °C. 30 wet samples (3 for each petrophysical group) were used in the experiment in order to reach quick weight loss. Low temperature was necessary since the water in the capillary tubes freezes only at -10 °C. The frequency of frost and thaw also influences the rate of weight loss, such as porosity, fractures and foliation (sheeted structure) of the samples does. The experiment lasted for 15 days, then the weight of the samples was measured again. Considering the remainder weight as a variable we tried to identify the connection between frost resistivity and UCS, and other lithological factors, as well as the nature of relationship between frost resistivity and morphometric parameters. (**Chapter 3.1.4, Fig. 3.16-3.18**). Together with frost resistivity the porosity of different rock types was also measured.

Results

Having created the database a correlation matrix of the variables was calculated including all the 2 million cases (**Table 3.9**). Since i.e. in the case of slope steepness and distance from base level gentle slopes may occur near the river and far away as well due to the abundance of surface remnants (decreasing the correlation) the correlation matrix was also calculated for the *average of the data grouped by rock types* (**Table 3.10**). The latter resulted better correlations.

After this both the dendrogram of variables (features) and cases (rock types) were created using hierarchic cluster analysis by SPSS for Windows. The data were standardised before clusterisation using the following equation: $y = \lg(x+1)$. The results show the strength of the connection between the different variables used in the research. Of course omitting factors or incorporating new variables or predicting denudation (time as a new variable) may change the relationships (**Fig. 3.28-3.29**).

To control the strength of correlation and its nature (realistic or mathematic connection) partial correlation measurements were also incorporated into the investigation (**Chapter 3.3**).

Identifying relationship between variables used in engineering or in geomorphology can be important because they reveal the connection between the geologic factors representing some kind of resistibility or erodibility. In the case of the relationship between the morphometric and geologic parameters we must be aware of the fact that sometimes quite tight correlations are the results of the specific features of the area. Although it is often stated that solid rocks form forms of greater heights while loose sediments constitute forms of smaller vertical extension (CLAYTON & SHAMOON, 1998a; b; 1999, confirmed by this investigation as well), the strong correlation between the height and the UCS is not necessary. In this case the hard rocks are usually elevated but they also reach the base level as well. However, it is also possible that loose rocks occur in greater heights not reaching the base level and consolidated materials are the underlying rocks (**Chapter 3.2**).

To prove the connection between a certain slope form (abundance of a certain slope gradient) and rock type, in **Chapter 4**, we determined the relationship between the relative frequency of the slope category (SC) values and the UCS. The regression analyses proved significant correlation in the case of low and high slope gradients and a less significant correlation in the transition values. The adequate regression procedure is power regression for slope values lower than 18% while it is logarithmic regression for slope values higher than 22%. The distribution of slope category values between 16–22% showed nearly constant values for any petrophysical group, which can be interpreted as a gradual change of regression from the power to logarithmic. The transitional zone appeared at 16–18% with 0.38 R^2 value while in the interval 18–20% the R^2 is 0.1 for both power and logarithmic regression procedures (**Fig. 4.2-4.3**).

According to the results we tried to classify slope category units which are in close correlation with the UCS. For this re-classification we used the characteristics of the regression procedures and the distribution of the R^2 values. Since the constellation of the two parameters seems to be symmetric, the following units, here called petrophysics related slope category intervals, can be defined.

With the help of the equations the expected UCS of any petrophysical category can be determined regarding the known slope category values and at the same time any expected slope category condition can be calculated from known petrophysical data.

According to our experience the quotient of the relative frequency of the intervals 4–10% and over 44% is determined by the UCS of a petrophysical category. The regression analysis shows good correlation ($R^2=0.87$); this quotient can thus be regarded as a morphological index for a given petrophysical category referring to the UCS.

To test UCS calculated from slope category values the curves and equations of the intervals 4–10% and over 44% of the diagram were used and the mean of the results was compared with the value calculated from measured data of the petrophysical categories (**Fig. 4.4**). In the case of data between 6 and 86 MPa the

calculated results approach the actual UCS data. Below 6 and above 86 MPa the equations cannot be regarded as adequate. (**Chapter 4.1 -4.2**)

The determination of relative denudational resistance (**Chapter 4.3**):

As the connection between the UCS and the distribution of slope category intervals of a petrophysical category is proved, the petrophysical categories can be characterised by a statistical slope profile. It can be regarded as a kind of cumulative curve of the slope gradients, where the X values are the cumulative values of the relative frequencies of the slope category units (rfSCU) from gentler to steeper. The also cumulative Y values are calculated as the tangent of the upper limit of a slope category unit (counted in degrees) multiplied by the relative frequency of the same slope category unit. Accepting that the shape of the slope has one inflexion point as well as a concave and a convex portions, and that the slope is symmetric to the inflexion point, we can mirror centrally the statistical slope profile constructing a hypothetic slope form. The calculated relative denudation resistance values (% , measured in axis Y) for the petrophysical categories are given in **Fig. 4.9**.

The above mentioned method represents slopes reaching different height - due to different rock type - with common base level.

The curves were also drawn supposing surface remnants (**Fig. 4.11**). In this case the top of the curves starts from the same Y value resulting shapes referring to different valley-width for each petrophysical category. The first model equals with Scheidegger's 2nd nonlinear model representing incising, cutting-in erosion, the latter is similar to the 3rd nonlinear model, symbolizing the role of lateral dissection. This kind of curve is important, since maps usually underestimate the length of steep slopes - showing only a vertical projection of the slopes not the real length. This curve represents the real length (**Chapter 4.3**).

Substituting UCS with attrition resistivity, the above mentioned connection between slope frequency and hardness (erodibility) can also be proved. Attrition resistivity can be calculated from slope frequency and slope frequency can be calculated from experiments on attrition resistivity (**Fig. 4.14**). In the case of frost resistivity the mentioned method does not work, the correlation proved to be weak (**Chapter 4.4**).

Counting with absolute values instead of percentages, different results can be calculated in different water catchments composed of the same rock (because of different slope frequencies). Therefore this method can be a key element to define the *maturity index* of catchment areas composed of the same rock (**Chapter 4.5**). The results of the area under investigation were applied on smaller sections in order to examine their relevance.

In **Chapter 4.6** we investigated the strength of correlation between morphometric and lithological features on several landscapes. Besides correlation, regression analysis and hierarchical clusterization was used to identify the relationship between the factors (**Fig. 4.26-4.27. Table 4.8-4.10**).

Chapter 5 compares different (single and multivariable) denudational models: i.e. linear, nonlinear; based on relief, based on slope angle (Ahnert, Scheidegger); determined by rock type (Láng) (**Fig 5.1-5.18.**). The changes in surface levels, the thickness of denudated material, the changes in slope gradients are shown in cartograms, while the changes in correlation between the variables were also measured, as well as between the rock types. Finally we delineated territories sensitive for denudation by dividing slope gradient by rock strength for each pixel, creating a cartogram of potential erodibility and relief energy (**Fig. 5.19-5.20**).

In order to confirm our research for surface remnants on local scale at the Hódos catchment area we extended our investigations on the whole territory (**Chapter 6**). Since the hipsometric curve of the whole dataset did not prove the existence of several surface remnants, we compared several methods for the identification of surface remnants using IDRISI. The essence of methods were to exclude some pixels that cannot belong to surface remnants. The applied methods were: buffering – isometric lines measured from valleys -, areas of minimum slope steepness, both existing in manual-graphic evaluation combined and other methods like cost push, ridge-lines based on the runoff of an inverted DEM, the set of minimum runoff-values, automatic classification and maximum surfaces. The question of surface remnants is a question of interpretation (the dataset of gentlest slopes on the ridges, and the dataset of area with same distance from the base level is different) therefore the results are not the same using different methods.

The aims of investigations related to the relationship between valley directions and fault direction were the followings:

- to investigate whether there is connection between fault directions measured at outcrops and valley directions
- to measure the the differences in valley distribution based on pieces or weighted by length
- to investigate whether there is difference between the direction of short (young valleys) and long valleys
- to test, how the age and hardness of the base rock modify the character and/or strength of correlations above
- to investigate how softwares developed for other purposes can be used for gaining valley directional data
- to test the differences of 3 different methods developed for this purpose
- how the results confirm the previous knowledge on the tectonic development of the region and what new results can be derived in terms of the tectonic evolution of a mountainous region (**Chapter 7., Fig. 7.1**)

Conclusions

Based on 350 data obtained from literature and with the aid of 30 new measurements we defined the UCS values of petrophysical categories in the Bükk region. We

proved that significant correlation exists between the UCS and other geological parameters used in engineering (RMR, internal friction angle, cohesion), so the UCS is a representative feature. The connection between UCS and other geologic factors (attrition resistivity, frost resistance) was also proved to be significant.

Correlation between morphometric (distance from base level, slope steepness, height above base level) and geological parameters was proved. We determined the strength and characteristics of the relationship. In this respect it is worth mentioning that attention must be paid when investigating the connection between height and rock hardness. Although several English and American authors proved the existence of connection between these two features, our opinion is that this relationship is strongly determined by the „favourable” geological conditions in the case of the Bükk Mountains (and generally as well). Due to the lack of data it is not clear whether the selective denudation or the different rate of elevation is responsible for the connection between rock strength and height.

Using the correlation coefficients of distance from base level and slope gradient we managed to identify the curvature type (convexity, concavity) of slopes on different petrophysical categories.

We managed to give the values of attrition resistance based on experiments on 50 samples, and defined frost resistivity as well in the Bükk region using 20 samples. Porosity was also measured using 20 samples. The strong connection between these parameters and between morphometric features and denudation rate were also verified.

We made an attempt to extend the possibilities of geomorphic mapping using variables like UCS, relative erosional resistance, attrition resistance etc.

Correlation between the UCS and the relative frequency of the slope gradients has been proved. Shape of the regression functions developed between the UCS values and the relative frequency of the slope gradients were different according to slope steepness. Based on the characteristics of the previously mentioned relationships and the calculated R^2 values new slope category intervals related to petrophysics have been identified between 4–10%, 10–16%, 16–22%, 22–44% and over 44%.

The UCS of the base rock can be calculated as the mean value of the two calculated UCS based on the UCS vs. slope frequency functions given for the frequency of the slope category units 4–10% and 44% <. The relationship seems to be valid between UCS values of 6 and 86 MPa.

Constructing the statistical slope profiles of the petrophysical categories their relative denudational resistance (given in percentages) can be calculated. The statistical slope profiles were calculated supposing common base level and supposing common ridge level (surface remnants) as well, representing deepening, incising valley formation and lateral erosion.

Based on the absolute denudational resistance values the relative maturity index of catchment areas composed of the same rock type can be measured.

Substituting UCS with attrition resistivity, the connection between the slope frequency and the geologic factor can be proved giving a formula as above between the UCS and slope gradient distribution. Attrition resistivity of the base rock can be calculated as the mean value of the two calculated UCS based on the UCS vs. slope frequency functions given for the frequency of the slope category units 4–10% and 44% <.

We proved that the relative relief is not applicable in most of the geomorphologic investigations using statistical surface analysis, since it incorporates more than one geomorphic features: valley density (horizontal dissection of the area), and height (vertical dissection) which implicitly includes slope steepness and slope length as well.

The cluster analysis (hierarchic cluster – dendrogram) revealed the closeness between different variables and the relationship between different rocks. The discriminant-analysis brought success: 80% of the data were regrouped successfully into 3 main lithological group using only the morphometric parameters. Partial correlation also proved to be successful to investigate causality.

The application of the above mentioned methods is also relevant in smaller catchment areas, as it is verified in the dissertation using sample areas.

On the local scale it has been proved that incorporating derasional valleys into investigations studying the connection between relative relief and valley density decreases the strength of the connection: the denser derasional valleys occur, the smaller the relief is. The occurrence of derasional valleys do not promote the dissection of the area but the opposite: they eliminate the differences.

The gaps and contradictions between denudation models were investigated. We investigated the role of rock quality in modifying the denudation. The map of potential erodibility was created for the investigation area. The temporal changes of the connection between the parameters were also examined.

Regional investigations were also carried out to measure the connection between morphometric and lithologic parameters on different landscapes.

Some surface remnants were identified on local (2 terraces, 2 glacis) and regional scale (2 glacis) as well using methods applied in geoinformatics. The method of gentlest slopes and the set of minimum runoff values showed the best results, and are independent of the settings of any sample area.

The correlation between valley directions and fault directions has been proved. The azimuth of valley directions as well as the azimuth of fault lines increases clockwise around the Bükk core area in the Bükk foreland meaning that the core area rotates counterclockwise while upthrusting to its foreland. In the western semi-consolidated paleogene regions the dominant valley directions show 90-110 degree azimuth, while the eastern Paleozoic-Mesozoic regions show a bimodal distribution such as the eastern neogene less consolidated (overlying strata) regions. The 140 degree azimuth represents the original direction measured in the Paleozoic underlying strata, while the 90-110 degree represents the younger direction after the rotation.

We proved that the short - therefore younger – valleys show different directions than longer and older ones. The former show the direction of the general inclination.

The different levels of river magnitude according to Horton also showed differences regarding the valley directions, and the distribution of valleys of 3rd order represents the directions of fault lines.

The examination of the different resolutions proved that 25x25 m/pixel resolution is applicable, 50x50 m/pixel is suitable, but 100x100 m/pixel resolution is irrelevant in statistical surface analysis under circumstances mentioned in the introduction (scale=1:50 000).

Although the software was not developed to solve problems like identifying surface remnants, Idrisi proved to be relevant in solving this problems . The method of gentlest slopes gave the best results in defining surface remnants. Some of the older manual methods were also applied and new methods were also tried.

We measured the valley directions weighted by length, which is a new method in the Hungarian morphology.

The statistical slope profile ensures a clearer and simple way of presenting slope steepness: unlike in the case of histograms this, method allows to present more than one curve in the same diagram, while giving information on denudation processes. We proved that the usage of mean values and standard deviation is equivalent in these investigations.

New methods were also developed to compare the distribution of valley and fault directions: investigation on correlation gives result if those parts of the dataset which do not belong to the mode(s) are omitted.

10. Irodalom

- ÁDÁM L. – PÉCSI M. (szerk.) 1985. Mérnökgeomorfológiai térképezés. Bp. MTA-FKI 189p.
- ÁDÁM L. 1984. Az Észak-magyarországi hegyvidék alakrajzi jellemzése. Földr. Ért. 33. 321-332.
- AHNERT, F. 1966. Zur Rolle der elektronische Rechenmaschine und des mathematischen Modells in der Geomorphologie. Geographische Zeitschrift, 54. 118-133.
- AHNERT, F. 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. American Journal of Science. Vol. 268. 1970. pp. 71-84.
- AHNERT, F. 1976. Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. Bd. 25, 29-49.
- AHNERT, F., 1987. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. Earth Surface Processes and Landforms 12. 3-15.
- AHNERT, F., 1996. Einführung in die Geomorphologie. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 440p.
- ANDERSON, M. G. (ed.) 1988. Modelling Geomorphological Systems. John Wiley and Sons, N. Y., London
- ARMSTRONG, J. S. 1967. Derivation theory by means of factor analysis. The American Statistician 21/5. 17-21.
- ARMSTRONG, A. 1976. A three-dimensional simulation of slope forms. Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. Bd. 25. 20-28.
- BACKHAUS, K. – ERICHSON, B. – PLINKE, W. – WEIBER, R., 1994. Multivariate Analysemethoden. Berlin, Springer Verlag
- BEAVIS, S. G., 2000. Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia. Geomorphology 33, 59-72.
- BIENIAWSKI, Z. T. 1989. Engineering rock mass classification. N.Y. Wiley, 251p.
- BIROT, P., 1958. Morphologie Structurale. Presses univers., Paris, 464p.
- BROOKS, S. M., 2003. Slopes and slope processes: research over the past decade. Progress in Physical Geography 27. 130-141.
- BROWN, E.T. – RICHARDS, L.R. – BARR, M.V. (1977): Shear strength characteristics of Delabole Slates. Proc. Rock Engineering Conf. Newcastle upon Tyne. 35-51.
- BUDINSZKYNÉ-SZENTPÉTERY, I., KOZÁK, M., LESS, GY., MÜLLER, P., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., PEREGI, ZS., PRAKFAI, P., PÜSPÖKI, Z., RADÓCZ, GY., TÓTH-MAKK, Á., FÖLDESSY, J., ZELENKA, T., 1999. Az Északi középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép).
- BURBANK, D. W., LELAND, J., FIELDING, E, ANDERSON R.S., BROZOVIC, N., REID, M. R., DUNCAN, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslope in the northwestern Himalayas. Nature 379. 505-510.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S., 2000. Tectonic Geomorphology. Blackwell Publishing 274p.

- CENTAMORE, E., CICCACCI, S., DEL MONTE, M., FREDI, P., LUPIA PALMIERI, E., 1996. Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo. *Geomorphology* 16, 127-137.
- CHORLEY, R. J. (ed.) 1972. *Spatial analysis in Geomorphology*. London, Harper and Row, 393p.
- CLAYTON, K., SHAMOON, N., 1998a. A new approach to the relief of Great Britain I. The machine-readable database. *Geomorphology* 25, 31-42.
- CLAYTON, K., SHAMOON, N., 1998b. A new approach to the relief of Great Britain II. A classification of rocks based on relative resistance to denudation. *Geomorphology* 25, 155-171.
- CLAYTON, K., SHAMOON, N., 1999. A new approach to the relief of Great Britain III. Derivation of the contribution of neotectonic movements and exceptional regional denudation to the present relief. *Geomorphology* 27, 173-189.
- COSTA, J. E. CLEAVES, E. T. 1984. The piedmont landscape of Maryland: a new look at an old problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 9, 59-74.
- DEERE, D. U. 1969. Geological considerations. In: *Rock mechanics in engineering practice* Ed.: Stagg, K. G. – Zienkiewicz, O. C., 1-20.
- DELCAILLAU, B., DEFFONTAINES, B., FLOISSAC, L., ANGELIER, J., DERAMOND, J., SOUQUET, P., CHU, H.T., LEE, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold: Pakuasan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology* 16, 263-290.
- DEMETER, G. 2003. Tájékoztató tényezők recens változása a Hódos-vízgyűjtő mentén. Diplomamunka, 70p.
- DEMETER, G. 2006. The Effects of Landuse-Changes on the Landscape Generated by Socio-economic Needs in a Coal-mining Hilly Region of Northern Hungary. In: *Anthropogenic Aspects of Landscape Transformations*. University of Silesia – Faculty of Earth Sciences. Sosnowiec-Będzin, 15-23.
- DENSMORE, A. L., ANDERSON R.S., MCADOO, B.G., ELLIS, M.A., 1997. Hillslope evolution by bedrock landslides. *Science* 275, 369-372.
- DOBOS, A., 1996. A Hór-völgy fejlődéstörténete és természetvédelmi szempontú tájértékelése. PhD-disszertáció melléklete.
- DURY, G. H. 1951. Quantitative measurement of available relief and of depth of dissection. *Geological Magazine* 88, 339-343.
- EVANS, I. S. 1972. General geomorphometry, derivations of altitude and descriptive statistics. In: Chorley ed. *Spatial analysis in Geomorphology*. London, Harper and Row, 17-91.
- FILOSZOV, V. P. 1959. Primenyeniye karta bazisnoj poverhnosztyi dlja vüjavlennüja szovremennüh tektonicseszkih dvizsenij. *Naucsnij jezsegodnyik Szaratovszkovo universzityeta*. 35-37.
- FLINT, R. F. 1963. Altitude and lithology and the fall zone in Connecticut, *J. Geol.* 71, 683-697.
- FODOR T.- KLEB B., 1986. Magyarország mérnökgeológiai áttekintése. Műszaki Könyvkiadó Budapest, 199p.

- FRIEND, D. A., 2000. Revisiting William Morris Davis and Walther Penck to propose a general model of slope "Evolution" in deserts. *Professional Geographer* 52. 164-178.
- GÁBRIS, GY. 1987. Néhány gondolat a vízhálózatsűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról. *Földrajzi Közlemények* 35, 26-34.
- GALABOV, Z. 1968. On the application of morphometric analysis in geomorphological investigations (results of a geomorphological study of the Middle Stara Planina). *Problemi na geografijata na Balgarija. Szofija, Nauka i Izkusztvo*. Vol. 2. 7-40.
- GÁLOS M. 1985. A köztegtagság meghatározásának és ábrázolásának módszerei. *Mélyépítéstudományi Szemle*, 33/4. 171-176.
- GÁLOS M. – KÜRTI I. 1986. Építési kőanyagok egyirányú nyomószilárdságának minősítő jellege. *Építőanyag*, 38. 268-275.
- GÁLOS M. – KERTÉSZ P. 1989. *Mérnökgeológia*. Bp., Tankönyvkiadó
- GÁLOS M. – VÁSÁRHELYI B. 2006. *Kőzettestek osztályozása az építőmérnöki gyakorlatban*. Műegyetemi Kiadó, 144p.
- GERASIMOV, I.P., 1946. Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of USSR. *Probl. Fizich. Geogr.* 12, 89-115.
- GERRARD, A. J. W. – ROBINSON, D. A. 1971. Variability in slope measurements: a discussion of the effects of different recording intervals and micro-relief in slope studies. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 54. 45-54.
- GOKCEOGLU, C., AKSOY, H., 1996. Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses and image processing techniques. *Engineering Geology* 44. 147-161.
- GOODMAN, R. E., KIEFFER D.S., 2000. Behavior of rock slopes. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 126. 675-684.
- HEGEDŰS A. 2005. Az Ózd-Pétervásárai-dombság felszínalaktani térképezése hagyományos és térinformatikai módszerek ötvöztetésével. In: Dobos A. - Ilyés Z. szerk.: *Földtani és felszínalaktani értékek védelme*. 335-349.
- HOEK, E. – BROWN, E.T. 1980. *Underground excavations in rocks*. London, Inst. Min. Metall.
- HUTCHINSON, M. F., GALLANT, J. C., Digital elevation models and representation of terrain shape. In: Wilson, J. P., Gallant, J. C. (eds.), 2000. *Terrain analysis. Principles and applications*. John Wiley and Sons. 29-50.
- ISRM, 1978. Suggestive methods for determining the unconfined compressive strength and deformability of rock materials. *Int. J. of Rock Mech. Min. Sci. & Abstr.* 16, 135-140.
- IWAHASHI, J., WATANABE, S., FURUYA, T., 2001. Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area, Japan. *Computers & Geosciences* 27. 851-865.
- JAEGER, J.C. – COOK, N.G.W. 1969. *Fundamentals of rock mechanics*. London, Methuen
- JOHN, M. 1972. The influence of length to diameter ratio on rock properties in uniaxial compression: a contribution to standardization in rock mechanics testing. *Rep. S. Afr. CSIR*

- JULIEN, P. Y., 1998. Erosion and sedimentation. Cambridge University Press, 280p.
- KATSUBE, K., OGUCHI, T., 1999. Altitudinal changes in slope angle and profile curvature in the Japanese Alps: A hypothesis regarding a characteristic slope angle. *Geographical Review of Japan* 72B. 63-72.
- KAWABATA, D., OGUCHI, T., KATSUBE, K., 2001. Effects of geology on slope angles in the Southern Japanese Alps -A GIS approach Transactions. Japanese Geomorphological Union 22. 827-836.
- KEEFER, D. K., 1994. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology* 10. 265-284.
- KEIL, K. 1970. Zur Frage der Frostbeständigkeit von Felsgesteinen – Die Naturstein-Industrie 2-12.
- KELLER, E. A., PINTER, N., 2002. Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall, 362p.
- KERÉNYI A. 1976. Néhány gondolat a reliefenergiáról. *Földr. Ért.* 25. 1. 1-30.
- KERÉNYI A. 1977. Különböző reliefenergia-ábrázolások és az erózió kapcsolata a tokaji Kopasz-hegy példáján. *Földr. Ért.* 26. 3-4. 289-305.
- KERTÉSZ Á. 1972. Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában a Tetves-árok és a Péli-völgy példáján. *Földr. Ért.* 1972/4. 487-502.
- KERTÉSZ Á. 1979. A lejtőprofil analízis módszereinek alkalmazása a lejtőformálódás vizsgálatára a Nagybörzsöny területén. *Földr. Ért.* 28. 1-2. 99-105.
- KERTÉSZ P. – GÁLOS M. 1985. Mérnökgeológia – a közzettest tulajdonságai. Mérnöki kézikönyv 3, 16-126.
- KETSKEMÉTY L., IZSÓ L. 2005. Bevezetés az SPSS programrendszerbe. Bp. ELTE, Eötvös Kiadó 459p.
- KETTNER, R., 1960. Allgemeine Geologie IV. Berlin, 361p.
- KING, C. A. M. 1968. An example of factor analysis applied to geomorphological data for six areas in Northern England. In: Cole, J. P. – King, C. A. M.: Quantitative Geography. London, Wiley, 319-334.
- KING, L. J., 1969. Statistical Analysis in Geography. New York, Prentice-Hall, 288p.
- KIRKBY, M. J., 1971 új kiad. 1989. Hillslope process-response models based on the continuity equation. Slope, form and process., Institute of British Geographers, Special publication, 15-30.
- KIRKBY, M. J., 1976. Deterministic continuous slope models. *Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. Bd.* 25. 1-19.
- 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* 46/3, 301-312.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., MCINTOSH, R. 2001. Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent geological studies. *Acta Geographica et Meteorologica Debrecina* 35. 105-146.
- LÁNG S. 1969. Általános természeti földrajz II. Bp. Tankönyvkiadó. 267p.

- LANZHOU, N. S., SCHEIDEGGER, A.E., 1981. Valley trends in Tibet. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 25(2), 203-212.
- LAUTRIDOU, J. P., OZOUF, J. C. 1982. Experimental Frost Shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geography* 6. 215-232.
- MAFFEI, A., MARTINO, S., PRESTININZI, A., 2005. From the geological to the numerical model in the analysis of gravity-induced slope deformations: An example from the Central Apennines (Italy). *Engineering Geology* 78. 215-236.
- MAQUAIRE, O., MALET, J-P., REMAÎTRE, A., LOCAT, J., KLOTZ, S., GUILLON, J., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology* 68. 109-130.
- MATHER, P. M. – DOORNKAMP, J. C., 1970. Multivariate analysis in geography with particular reference to drainage-basin morphometry. *Institute of British Geographers*, 51. 163-187.
- MELTON, M. A., 1958. Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents. *Journal of Geology*, 66. 442-460.
- MUGNOZZA, G., 2004. Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy) *Geomorphology* 60. 417-432.
- MEZŐSI G. 1984. A Sajó-Bódva köz felszínfejlődése. *Földr. Ért.* 181-206.
- MEZŐSI G. 1985. A természeti környezet potenciáljának felmérése a Sajó-Bódva-köze példáján. Bp., 216p.
- MSZ 18182/4 1988. Sampling and testing systems of stone materials for construction. Production and preparation of specimens and test piles for testing. Magyar Szabványügyi Hivatal, Budapest 5p.
- MSZ 18485/1 1989. Strength testing of specimens for building rock materials. UCS test. Magyar Szabványügyi Hivatal, Budapest 5p.
- NEMCOK, A., 1977. Geological / Tectonical structures - an essential condition for genesis and evolution of slope movement. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16. 127-130.
- OHLSON, B. 1964. Frostaktivität. Verwitterung und Bodenbildung in den Fjeldgegenden von Enontekiö, Finnisch-Lapland. *Fennia* 89. 180.
- OLLIER, C. D. 1967. Landform description without stage names. *Australian Geographical Studies*. Vol. 5. 1967. pp. 73-80.
- PALMSTRÖM, A. (2005): Measurements of and correlation between block size and rock quality designation (RQD). *Tunneling and Underground Space Techn.* 20. 362-377.
- PÉCSI M. 1987. Domborzatfejlődés és a geomorfológiai szintek korrelációja; Domborzat. In: *Dunántúli-középhegység*. Szerk.: Ádám L. - Marosi S. - Szilárd J. Bp., Akadémiai, 131-139. 140-186. pp.
- PEJA GY. 1956. Suvadástípusok a Bükk északi (harmadkori) előterében. *Földr. Közl.* 1956/3. 217-240.
- PEJA GY. 1957. Korráziós formák felszínalakító hatása a Bükk északi-északkeleti előterében. *Földr. Közl.* 1957/2. 109-133.

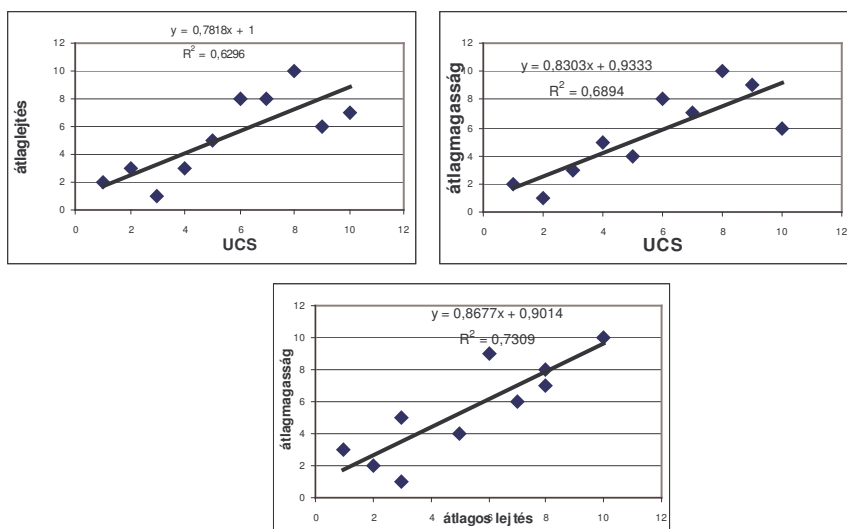
- PEJA GY. 1980. Az ózdi táj jellege. In: Az Ózdi Kohászati Üzemek Története I. szerk. Berend T. Iván, ÓKÜ 1980. 11-19.
- PELTIER, L. C. 1954. Some properties of the average topographic slope. *Annals of the Association of American Geographers*, 44/2. 229-230.
- PELTIER, L. C. 1955. Landform analysis in operational research. *Bulletin of Geological Society of America*, 66. 1716-1717.
- PINCZÉS Z. 1994. A jelenkori fagy felszínformáló hatása. Akadémiai doktori értekezés. Debrecen, 245p.
- PROTODYAKONOV, M. M. 1969. Method of determining the strength of rocks under uniaxial compression. *Mechanical Properties of Rocks*, 1-8.
- PUSZTAI J., RÉMAI ZS. 2001. Talajmechanika. Gyakorlati útmutató. Bp., Műegyetemi Kiadó, 115p.
- PÜSPÖKI, Z., SZABÓ, SZ., DEMETER, G., SZALAI, K., MCINTOSH, R. W., VINCZE, L., NÉMETH, G., KOVÁCS, I. 2005. The Statistical Relationship between Unconfined Compressive Strength and the frequency distributions of slope gradients. – A Case Study in Northern Hungary. *Geomorphology*, 71, 424-436.
- RAHN, P. H. 1971. The weathering of tombstones and its relationship to the topography of New England. *J. Geol. Edoc.* 129. 112-118.
- RAINCÁS, GY., 1992. Földtani formációk műszaki földtani jellemzése: harmadidőszak-oligocén II.). Kézirat, MÁFI
- RAINCÁS, GY., 1993. Földtani formációk műszaki földtani jellemzése: kainozoikum: miocén. II. Kézirat, MÁFI
- RAINCÁS, GY., 1996. Földtani formációk műszaki földtani jellemzése: miocén korú kis és közepes szilárdságú képződmények I-IV. Kézirat, MÁFI
- RENEAU, S., DIETRICH, W.E., 1991. Erosion rates in the southern Oregon Coast Range: Evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield. *Earth Surface Processes and Landforms* 16. 307-322.
- ROWBOTHAM, D. N., DUDYCHA, D., 1998. GIS modelling of slope stability in Phewa Tal watershed, Nepal. *Geomorphology* 26. 151-170.
- SAJTOS L. – MITEV, A., 2007. SPSS kutatási és adatelemzési kézikönyv. Bp. Alinea. 402p.
- SCHEIDEGGER, A.E., 1961a. Mathematical models of slope development. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72. 35-70.
- SCHEIDEGGER, A.E., 1961b és 1990. *Theoretical Geomorphology*. Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 333p.
- SCHEIDEGGER, A.E., 1980. The orientation of valley trends in Ontario. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 24(1), 19-30.
- SCHEIDEGGER, A.E., 2002. Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macronesia. *Geomorphology*, 46. 95-115.
- SELBY, M.J., 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 24, 31-51.
- SELBY, M.J., 1982. Controls on the stability and inclinations of hillslopes formed on hard rock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7. 449-467.

- SORRISO-VALVO M., GULLA, G., ANTRONICO, L., TANSI, C, AMELIO, M. 1999. Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto-Greci slope (Calabria, Italy). *Geomorphology*, 30. 147-163.
- STRAHLER, A. N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency-distribution analysis. *American Journal of Science* 248. 672-696. 800-814.
- STRAHLER, A. N. 1952. Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63. 1117-1142.
- STRAHLER, A. N. 1956. Quantitative slope analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 67/5. 571-596.
- STRAHLER, A. N. 1972. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. In: Schumm. ed. Chapter 12.
- STEFANOVITS P. 1996. Talajtan. Bp. 470p.
- SÜTŐ L. – SZALAI K. 2001. Geomorfológiai vizsgálatok különböző kőzettani felépítésű Bükk előtéri mintaterületen. *Acta Geog. Geol. et Meteor. Debrecina* 35. 287-296.
- SÜTŐ L. 2007. A szénbányászat geomorfológiára és területhasználatra gyakorolt hatásainak vizsgálata a Kelet-borsodi szénmedencében. PhD ért., Db., 2007, 177p.
- SWAN, S. B. 1967. Maps of two indices of terrain, Johor, Malaya. *Journal of Tropical Geography*, 25, 48-57.
- SWAN, S. B. 1970. Land surface mapping, Johor, West Malaysia. *Journal of Tropical Geography*, 31, 91-103.
- SZABÓ G. 2006. Kartográfiai és térinformatikai módszerek pontosságának földrajzi szempontú vizsgálata. PhD értekezés, Debrecen, 143p.
- SZABÓ J. 1984. A természeti környezet mezőgazdasági szempontú minősítése a Cserehát. *Földr. Közl.* 32. 255-284.
- SZABÓ J. 1990. Regressional analysis of the characteristic elements of relief. *Acta Geogr. Debrecina*, 169-180.
- SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Habilitációs értekezés. Debrecen, Kossuth, 223. p.
- SZABÓ J. 1998a. A Cserehát domborzati adottságai a változó társadalmi-gazdasági igények tükrében. In: A Felvidék történeti földrajza. Szerk: Frisnyák S. 43-56.
- SZABÓ J. 1998b. A Cserehátvidék geomorfológiai fejlődése és domborzati képe. *Földr. Ért.* 1998/3. 409-431.
- SZALAI K. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. – MCINTOSH R.– GÖNCZY S. (2002a): The connection between tectonic endowments and valley development on a Palaeo-Mesozoic block and in an area consisting of Tertiary Molasse sediments (NE Hungary) – Proceedings of the XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association; Special Issue of the *Geologica Carpathica* (CD) – Vol. 53
- SZALAI K. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. (2002b): Interaction between the geological background, the geomorphological development and the land-use of an area (on a Hungarian small catchment area). *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko. Tom. 3.* University of Silesia, Sosnowiec, Faculty of Earth Sciences, 83-90.
- SZALAI K. – UTASI Z. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. (2002c): Lithological, structural and geomorphological endowments as determinative factors in the landuse of an

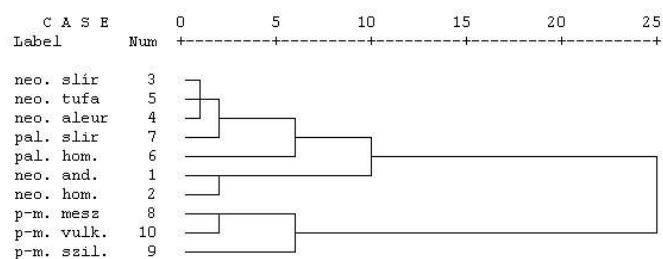
- area – Anthropogenic aspects of landscape transformations 2 – University of Silesia – Faculty of Earth Sciences No. 2. 77-83.
- SZALAI K. 2004. Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-szigethegységben és előterein, különös tekintettel a földtani adottságok szerepére. PhD-disszertáció. Debrecen, 110p.
- SZÉKELY A. 1969. A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. Földr. Közl. 21. 185-203.
- SZENTES F. 1960. Pliocén korú kéregmozgások a borsodi barnakőszén medencében. Földt. Közl. 90/2. 184-189.
- TELBISZ, T., 1999. Számítógépes szimuláció a felszínalakokban. Földrajzi Közlemények, 151-162.
- TELBISZ T. 2001. Felszínfejlődési modellezés módszerei. Földrajzi konferencia, Szeged
- TWIDALE, C.R., 1971. Structural Landforms. The M.I.T. Press, London, 247p.
- VÍZRAJZI ÉVKÖNYV, 2001. CVI. 217p.
- VÉGH S-né 1967. Nemércek földtana. Bp. Tankönyvkiadó, 283p.
- WILLIAMS, G.P., 1983. Improper use of regression equations in earth sciences. Geology 11, 195-197.
- WOOD, W. F. 1967. Qualitative considerations in quantitative physical geography. In: Garrison, W. L. – Marble, D. F. (eds.). Northwestern University Studies in Geography, 14. Quantitative Geography, Part 2. 227-242.
- YAŞAR, E., ERDOĞAN, Y., 2004. Estimation of rock physicomachanical properties using hardness methods. Engineering Geology 71, 281-288.
- YOUNG, A., 1975. Slopes. London, 288p.

1. melléklet. 50, különböző magasságú vízgyűjtő jellemzői
(BURBANK-ANDERSON 2000 adatai alapján saját szerk.)

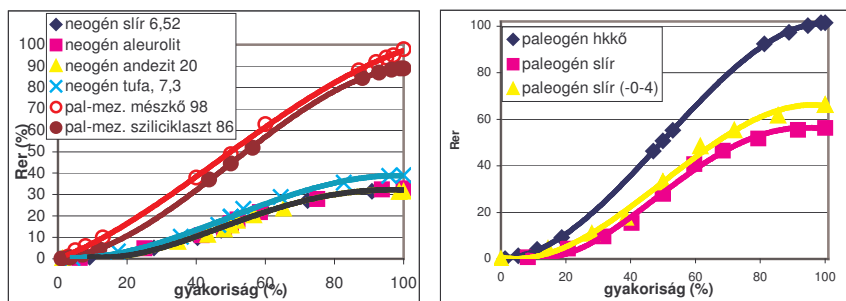
	terület (millió km ²)	szállított tömeg (millió t/év)	t/km ² /év	eróziós ráta (mm/év)	lefolyás (mm/év)	magasság (m)
Magdalena	0,24	220	916,7	0,341	990	3000
Irrawaddy	0,43	260	604,7	0,23	995	3000
Brahmaputra	0,61	540	885,2	0,33	32	3000
Colorado	0,63	120	190,5	0,07	245	3000
Indus	0,97	250	257,7	0,096	1100	3000
Gangesz	0,98	520	530,6	0,196	460	3000
Orinoco	0,99	150	151,5	0,056	165	3000
Jangce	1,9	480	252,6	0,093	150	3000
Parana	2,6	79	30,4	0,011	165	3000
Mississippi	3,3	400	121,2	0,044	150	3000
Amazonas	6,1	1200	196,7	0,07	100	3000
Krishna	0,25	64	256,0	0,096	140	2000
Godavari	0,31	170	548,4	0,204	270	2000
Gyöngy	0,44	69	156,8	0,059	690	2000
Huangho	0,77	1110	1441,6	0,519	77	2000
Mekong	0,79	160	202,5	0,074	590	2000
Fraser	0,22	20	90,9	0,034	510	1000
Columbia	0,67	15	22,4	0,008	375	1000
Limpopo	0,41	33	80,5	0,03	13	1000
Rio Grande	0,67	20	29,9	0,011		1000
Duna	0,81	67	82,7	0,031	250	1000
Yukon	0,84	60	71,4	0,026	230	1000
Orange	0,89	89	100,0	0,037	100	1000
Tigris-Eufr.	1,05	53	50,5	0,019	45	1000
Murray	1,06	30	28,3	0,011	21	1000
Zambezi	1,4	48	34,3	0,013	390	1000
MacKenzie	1,8	42	23,3	0,009	170	1000
Amur	1,8	52	28,9	0,01	180	1000
Nílus	3	120	40,0	0,015	30	1000
Kongó	3,8	43	11,3	0,004	340	1000
Visztula	0,2	2,5	12,5	0,005	165	500
Uruguay	0,24	11	45,8	0,017		500
Pecsora	0,25	6,1	24,4	0,009	415	500
Hai	0,26	14	53,8	0,02		500
Ingyigirka	0,36	14	38,9	0,014	150	500
Volta	0,4	19	47,5	0,018	91	500
Don	0,42	0,77	1,8	0,007		500
Sao Francisco	0,63	6	9,5	0,004		500
Niger	1,2	40	33,3	0,012	116	500
Volga	1,4	19	13,6	0,006	400	500
Ob	2,5	16	6,4	0,002	130	500
Léna	2,5	12	4,8	0,002	205	500
Jenysiszej	2,6	13	5,0	0,002	220	500
Jana	0,22	3	13,6	0,005	130	200
Szenegál	0,27	1,9	7,0	0,003	48	200
É-Dvina	0,35	4,5	12,9	0,005	330	200
Dnyeper	0,38	2,1	5,5	0,002	86	200
Kolima	0,64	6	9,4	0,003	140	200
Sao Francisco2	0,64	6	9,4	0,003	150	200
Szt.Lőrinc	1,1	4	3,6	0,001	435	200



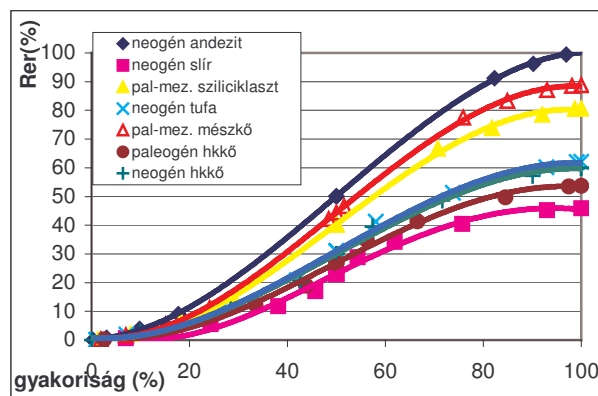
2. melléklet. Rangsor alapján (a legmagasabb érték kapja a legnagyobb sorszámot) készült korreláció az UCS és egyéb felszínfejlődést jellemző tényezők között (saját szerk.)



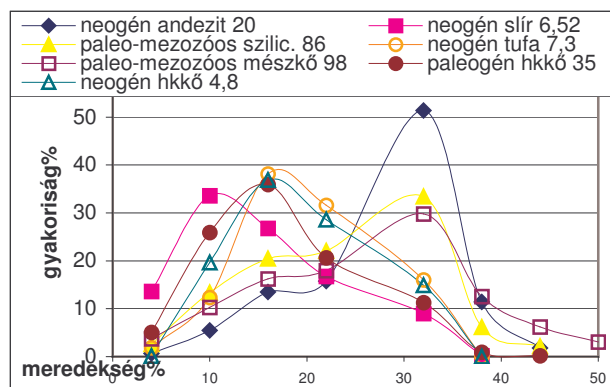
3. melléklet. A közettípusok kapcsolatát bemutató hierarchikus dendrogram az összes litológiai tényező eltávolításával



4. melléklet. A fmix112-es és fmix91-es inhomogén vízgyűjtő közeinek statisztikus lejtőprofilja (az ábrázolt intervallumok: 0-4%, 4-10%, 10-16%, 16-22%, 22-32%, 32-38%, 38-44%, 44%<) (saját szerk.)



5. melléklet. A fmix95-ös inhomogén vízgyűjtő statisztikus lejtőprofilja (saját szerk.)



6. melléklet. Az fmix95-ös inhomogén vízgyűjtő közettípusainak lejtőhisztogramja (saját szerk.)
(az ábrázolt intervallumok: 0-4%, 4-10%, 10-16%, 16-22%, 22-32%, 32-38%, 38-44%, 44%<)