



# MODERN GEOGRÁFIA

---

A Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar  
Földtudományok Doktori Iskola kiadványsorozata

2015/1.



**DOMBORZATI FORMÁK KIALAKULÁSA  
ÉS FEJLŐDÉSE A NYUGAT- ÉS KÖZÉPSŐ-  
MECSEK DÉLI ELŐTERÉBEN, A PANNON-  
BELTŐ VISSZAHÚZÓDÁSÁT KÖVETŐEN**

KOVÁCS ISTVÁN PÉTER

2015

**MODERN GEOGRÁFIA SOROZAT**  
**2015/1.**

A PTE TTK Földtudományok Doktori Iskola sorozata.

*Szerző*

Kovács István Péter

*Felelős kiadó*

Dövényi Zoltán

*Kiadó*

IDResearch Kft. / Publikon Kiadó

*Lektorok*

Lóki József, egyetemi tanár, az MTA doktora

Juhász Ágoston, a földrajztudomány kandidátusa

*A könyv a szerző azonos címen megvédett Ph.D. dolgozatának opponensi vélemények alapján javított, valamint az újabb kutatási eredmények alapján kibővített változata.*

ISBN 978-963-642-398-8

© Szerző, 2015

© IDReserach Kft. 2015

Minden jog fenntartva!

*A kutatás megvalósulását és a könyv megjelentetését a Balassi Intézet Campus Hungary Higher Education Long Term Mobility (TÁMOP-4.2.4B/2-11/1-2012-0001, B2/4H/12187) támogatta.*





## Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b>	6
1.1. Problémafelvetés	6
1.2. A kutatási terület határai	7
1.3. A kutatási terület általános geomorfológiai képe	7
1.4. A kutatási terület földtani felépítése	9
<b>2. Célkitűzések</b>	13
<b>3. Kronológiai és nevezéktani megfontolások</b>	14
<b>4. Kutatási módszerek, alapadatok</b>	24
4.1. A felhasznált térképek, adatbázisok, domborzatmodellek	24
4.2. A geomorfológiai térképezés során használt eszközök, módszerek	24
4.3. Sekélyfúrások	25
4.4. Az 1 : 10 000-es méretarányú térképen alapuló domborzatmodell előállítás	25
4.5. A Páprágy- és Kásás-völgy részletes terepi felmérése során használt módszerek és a felmért pontokból származtatott domborzatmodell előállítás	26
4.6. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszintípus felszínein és völgyein végzett vizsgálatok	28
4.7. A Páprágy-völgy völgytalpán történő recens bevágódás vizsgálata	30
<b>5. Kutatástörténeti áttekintés</b>	32
5.1. Abráziós színlők, lepusztulási szintek	32
5.2. Hegylábfelszínek, hegylábfelszín-képződés	33
5.2.1. <i>A hegylábfelszín fogalmának megszületése és kiterjesztése</i>	34
5.2.2. <i>A hegylábfelszín-képződés fogalmának hazai megjelenése és elterjedése</i>	36

5.2.3. <i>A hegyláb felszínének korrelatív üledékei és felszínformái</i>	38
5.2.4. <i>A hegyláb felszín-képződés paleoklimatológiai rekonstrukciója, típusfeltárások</i>	39
5.2.5. <i>A hegyláb felszín és hegyláb felszín-képződés fogalmának gyakorlati alkalmazása</i>	42
5.3. Hordalékkúpok és patakeraszok	44
5.4. A völgy-, vízhálózat- és medencefejlődés	45
5.5. Szerkezetalakulás	47
5.6. Geoinformatikai és geomorfometriai vizsgálatok	49
5.7. Antropogén felszínformálás	50
<b>6. A geomorfológiai térképezés eredményei</b>	<b>51</b>
6.1. Deráziós és deráziós jellegű völgyek, völgyszakaszok	51
6.2. Eróziós és eróziós jellegű völgyek, völgyszakaszok	53
6.3. Eróziós árkok, vízmosások és kisebb eróziós formák	56
6.4. Lepusztulási szintek	57
6.4.1. <i>Kiemelt tetőfelszínek felszín típus</i>	58
6.4.2. <i>Közbenső helyzetű felszín típus</i>	59
6.4.3. <i>Alacsonyan elhelyezkedő felszín típus</i>	62
6.4.4. <i>A közbenső és az alacsonyan elhelyezkedő felszín típusok kora</i>	64
6.5. Csuszamlások	68
6.6. Törmelék- és hordalékkúpok	71
6.7. Lejtők, a lejtők állaga	71
6.8. A kutatási terület felszínfejlődése	74
6.8.1. <i>Középső- és felső-miocén tengerelöntések és hatásuk</i>	74
6.8.2. <i>A miocén-pliocén hegyláb felszín-képződési időszakok</i>	76
6.8.2.1. <i>Szarmata (10–11 millió év), Sümegium (7–8 millió év)</i>	76
6.8.2.2. <i>Bérbaltavárium (5,3–6,3 millió év)</i>	76
6.8.2.3. <i>Ruscinium (4,2–5,3 millió év)</i>	78
6.8.3. <i>A hegyláb felszínének feldarabolódása:</i>	
<i>Csarnótánium (4,2–3 millió év)</i>	79

6.8.4. Pleisztocén felszínfejlődés	79
6.8.4.1. A vöröses agyagok keletkezése és a hegyláb felszín-képződés utolsó fázisa	79
6.8.4.2. A pleisztocén glaciálisok klímája és felszínfejlődése	81
6.8.4.3. A Pécsi-medence kialakulása és kora	82
6.8.5. Holocén felszínfejlődés	85
6.8.6. Történelmi idők és a jelenkor felszínfejlődése	87
<b>7. Részletes geomorfológiai és geomorfometriai vizsgálatok</b>	91
7.1. Problémafelvetés, alapvető megfontolások, hipotézisek	91
7.2. A részletes geomorfológiai és geomorfometriai vizsgálatok eredményei	98
7.2.1. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszíntípusok felszínein végzett vizsgálatok eredményei	98
7.2.2. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszíntípusokat tagoló völgyeken végzett részletes vizsgálatok eredményei	101
7.2.2.1. A völgyoldalak vizsgálatának eredményei	101
7.2.2.2. A deráziós jellegű és eróziós völgyek arányának vizsgálati eredményei	105
7.2.3. A Páprágy- és Kásás-völgy részletes vizsgálatának eredményei	107
7.2.3.1. A Kásás-völgy vizsgálatának eredményei	107
7.2.3.1. A Páprágy-völgy vizsgálatának eredményei	113
<b>8. Összefoglalás és az eredmények értékelése</b>	120
<b>9. A kutatás további irányai</b>	123
<b>10. Köszönetnyilvánítás</b>	125
<b>11. Irodalomjegyzék</b>	126
<b>12. Melléklet</b>	147

## 1. BEVEZETÉS

### 1.1. Problémafelvetés

Az elmúlt századok nyersanyag-kutatásának és bányászatának köszönhetően a Mecsek-hegység geológiai felépítése jól ismert és feldolgozott. Mindamellett uralkodóan földtani szemléletű. A Nyugat- és Középső-Mecsek geomorfológiai problémáit csak néhány szerző kísérelte meg feloldani (SZABÓ P. Z. 1931, 1935; LOVÁSZ GY. 1970; SZILÁRD J. 1975, 1979; SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. 1976, 1977; SZILÁRD J. – LOVÁSZ GY. 1980; SCHWEITZER F. et al. 2005; KOVÁCS I. P. et al. 2007; SEBE K. 2009), azonban munkáik eltérő korok ismereteit, szemléletmódját tükrözik, amelyek gyakran csak nagy nehézségek árán vehetőek össze, illetve értelmezhetőek mai ismereteink tükrében.

A geológiai, geomorfológiai szakirodalom értelmezését nehezíti, hogy a földtudományok fejlődése mellett az egyes szerzők munkáikban nem törekedtek az általuk használt kronosztratigráfiai, geomorfológiai stb. szakkifejezések (pl. pannóniai emelet, pliocén, hegylábfelszín, hegyláb lépcső) pontos definiálására, értelmezésére. Az egyes szakirodalmi adatok csak az adott szerzőhöz kötöttek és sajnos sokszor csak – az adott időszak nemzetközi szakirodalmának segítségével – áttételesen értelmezhetőek. Így a korábbi kutatási eredmények értékelése nagy körültekintést igényel és egyfajta bizonytalanságot is magában hordoz.

A terület geomorfológiai formáinak értelmezését, valamint a kutatási terület felszínfejlődésének rekonstruálását több természeti tényező is nehezíti: a hegységi területekre jellemző emelkedés, amely során a korrelatív üledékek lepusztulnak, a hegységelőtér részmedencékre bomló süllyedése (Pécsi-medence), valamint a Görcsönyi-dombság emelkedése. E tényezők fontos hatással voltak és vannak a kutatási terület domborzat-formálódására, így az általuk felvetett kérdések tovább nehezítik annak pontos rekonstruálását.

2007-ben a Nyugat-Mecsek tanulmányozása közben (KOVÁCS I. P. et al. 2007) kollégáimmal felfigyeltünk arra, hogy a Jakab-hegy déli lejtőjének geomorfológiai szintjei a Misina-Tubes-vonulat megfelelő lepusztulási szintjeihez képest eltérően – előbbi körülbelül  $1,5^\circ$ -kal, míg utóbbi csak  $0,5^\circ$ -kal, délnyugati irányba „kibillenve” – helyezkednek el. Erre a jelenségre már KOCH L. (1988) felhívta a figyelmet, míg SZABÓ P. Z. (1935) csak közvetetten utalt rá. Egy ilyen jellegű billesítés fontos hatást gyakorolhat az általa érintett felszínnek fejlődésére és a kialakult geomorfológiai formák geomorfometriai sajátosságaira.

A Nyugat- és Középső-Mecsek déli lejtőjének átfogó és részletes geomorfológiai térképezése mindeddig nem történt meg. A korábbi térképezési munkák (SZILÁRD J. 1979; SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. 1976, 1977; SZILÁRD J. – LOVÁSZ GY. 1980) nagy méretarányban (1 : 10 000-es és 1 : 5 000-es) készült térképlapjai is csak Pécs beépített területét, illetve annak egyes részeit ábrázolják. Átfogó, részletes, egységes jelkulcsot és nevezéktant használó geomorfológiai térképpel, vagy térképvázlattal lehetővé válna a felszínformák helyének és egymáshoz való viszonyának meghatározása, a terület felszínfejlődésének felvázolása. A geomorfológiai ismereteket felhasználva és azokat – részletes terepi felmérésekkel és geomorfometriai elemzésekkel – pontosítva és kiegészítve választ kaphatunk a korábban felvetett kérdésekre.

### 1.2. A kutatási terület határai

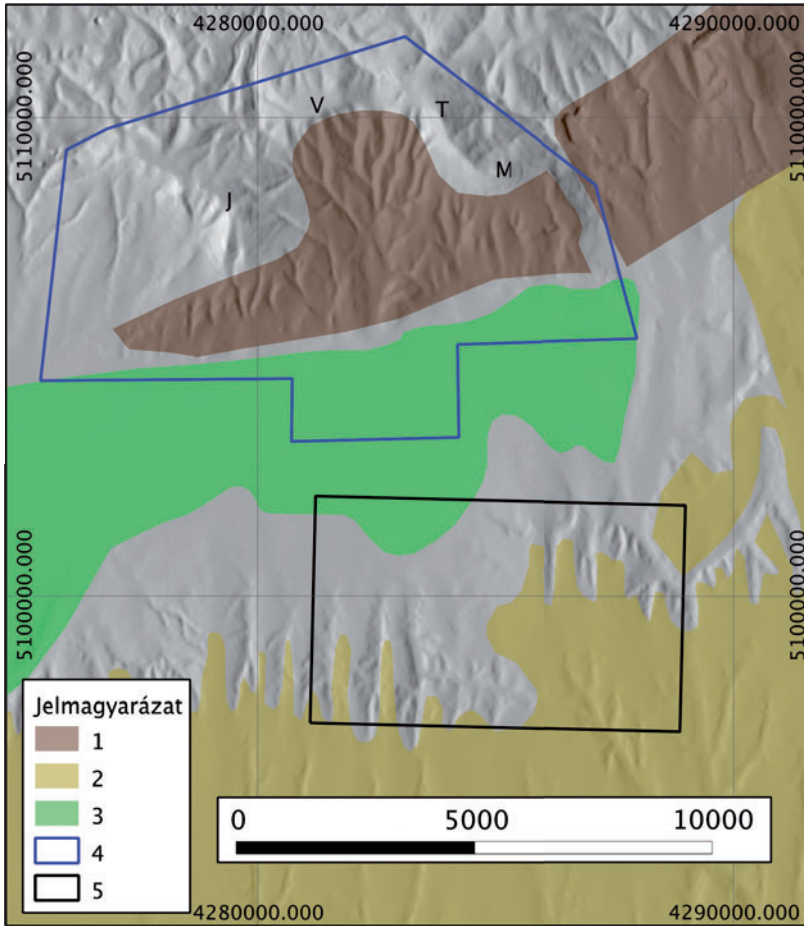
A kutatási terület a Mecsek és Tolna-Baranyai-dombvidék két kistáján helyezkedik el. A Mecsek-hegység, mint kistáj (a geológiai és tájfelosztási értelemben vett) Nyugat-Mecsek (PÉCSI M. – SOMOGYI S. 1967; MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990, DÖVÉNYI Z. 2010) elnevezésű, valamint a Pécsi-síkság legészakabbi részét foglalja magába. A geomorfológiai szempontból hármastagolású Mecsek, nyugat-mecseki és középső-mecseki részén helyezkedik el, természetesen a Pécsi-síkság északi peremterületének érintésével. Vizsgálataim azonban nem igazodtak szorosan a kis-, vagy középtáji határokhoz.

Kutatási területem északi határát a Jakab-hegy (592 m), Vörös-hegy (530 m) Misina-Tubes-vonulat (611–535 m) alkotta hegyvonulatok tetőfelszíneinek északi pereme képezi. Délen a hegységből a Pécsi-síkra kilépő patakok által lerakott hordalék- és törmelék-kúpok déli pereméig végeztem vizsgálatokat. A terület nyugati határát a Kővágóttőtől nyugatra húzódó Nyistári-árok nevű völgy, míg keleti határát a Tettye-patak keleti vízválasztója jelenti (*1. ábra*). Egyes problémák tárgyalásakor a szűken értelmezett kutatási területtől elszakadva kitekintek a Pécsi-medence déli lejtőire, valamint a Keleti-Mecsek déli előterére.

### 1.3. A kutatási terület általános geomorfológiai képe

A vizsgált terület északi határától a domborzat rövid emelkedéssel éri el az alacsony középhegységként megfigyelhető Középső- és Nyugat-Mecsek legmagasabb pontjait. Ezek tetőrégiói vékony gerincként magasodnak környezetük fölé. Délre haladva meredek lejtőkkel kapcsolódnak az egykori tengerelöntések és pedimentáció által kialakított sík felszínek mára feldarabolt maradvá-

nyaihoz. A Jakab-hegy oldalában e lejtő olyan meredek, hogy szinte függőlegesen törik le a Pécsi-sík irányába. Itt a már említett felszínnek kibillenve nyugat-délnyugati irányba lejtnek, míg a Misina-Tubes-vonulatnál szinte vízszintesen helyezkednek el. A Mecsek egykori, egységes hegyláb felszínét a pleisztocénben kinyúló Pécsi-medence szakította el annak déli részétől. Így a szűkebb értelemben vett kutatási területen az egykori hegyláb felszín kemény kőzetekbe vágódott pedimentjét, míg a medencétől délre a glaciist találjuk.



**1. ábra:** A kutatási terület árnyékolt domborzati térképe (UTM koordinátákkal)

Jelmagyarázat: 1 = pediment; 2 = glaciis; 3 = Pécsi-medence; 4 = a kutatási terület határa; 5 = Málom és Posta-völgy geomorfológiai vázlatának határa; J= Jakab-hegy, V = Vörös-hegy, M = Misina, T = Tubes (szerk.: Kovács I. P. 2010).

A hegyláb felszíneket felszabdalva, gyakran több tíz méter mély völgyek teszik tagolttá a domborzatot. A völgyekben folyó patakok a Pécsi-síkot elérve, illetve a lépcsősen elhelyezkedő felszínek között (Jakab-hegy) hordalék- és törmelékkúpokat építettek. A legnagyobb vízgyűjtő-területtel a Magyarürögi-völgy rendelkezik, így hordalékkúpja ennek a legfejlettebb. A kutatási terület alacsonyabb, Pécsi-síkon fekvő részei sűrűn beépítettek, míg északi, északnyugati irányba emelkedve a beépítettség fokozatosan csökken és megjelennek a – mára már a szuburbanizáció célterületévé váló – szőlőterületek. A legmeredekebb lejtőket már az erdők uralják.

#### 1.4. A kutatási terület földtani felépítése

A földtani értelemben vett Nyugat-Mecseket főként paleozoos és mezozoos kőzetek építik fel. A hegység antiklinális szerkezetű. Kőzetei nyugatról keleti irányba haladva fokozatosan fiatalodnak (2. ábra). A hegység déli – szerkezeti – határát a Mecsekalja-öv jelenti, amely mentén különféle tektonikai blokkok kerültek egymás mellé (KONRÁD GY. – SEBE K. 2010).

A fent említett szerkezeti vonal közelében foltszerűen előfordul a paleozoi-kumi korú fillit és szericites fillit (Ófalui Fillit Formáció), valamint a Mórágyi Komplexum részét képező migmatit.

A szűkebb értelemben vett kutatási területtől nyugatra viszonylag jelentős területen fekszenek a Bodai Agyagkő Formáció perm korú kőzetei (vörösbarna aleurolit). Közvetlenül erre települ a Kővágószőlősi Homokkő Formáció felső-perm szürke és zöld homokkőve, konglomerátuma (Bakonyai Tagozat), valamint vöröshomokkőve (Cserkúti Tagozat).

A Nyugat-Mecsek területén a triász kifejlődése szinte teljesnek mondható (CHIKÁN G. 2003). Az alsó-triász konglomerátum, homokkő és aleurolit (Jakabhegyi Homokkő Formáció) diszkordanciával települ a felső-perm összletre. Ettől nehezen elkülöníthetők a Patácsi Aleurolit Formáció vékonypados homokkő, valamint a mikrorétegzett és lemezes elválású aleurolit rétegei. Ezek, illetve a Kővágószőlősi Homokkő Formáció építik fel a Jakab-hegy általam vizsgált részét.

A Rókahegyi Dolomit és Viganvári Formáció dolomitja, a Lapsi, Tubesi, Zuhányai, Csukmai és Kantavári Formációk változatos kifejlődésű mészkövei a Vörös-hegy és a Misina-Tubes-vonulat felépítésében játszanak fontos szerepet. A Mecseki Kőszén Formáció, valamint a Vasasi Marga Formáció a Mecsekalja-öv mentén, foltszerűen kerül a felszínre. Szintén foltokban találhatóak meg a Mecsekjánosai Diabáz Formáció alkáli-diabáz telérei is.

A paleogén üledékek a szűkebb, valamint tágabb értelemben vett kutatási területen nem fordulnak elő, csak a Szentlőrinci-medencéből ismertek (WÉBER B. 1982; KONRÁD GY. – SEBE K. 2010).

A vizsgált terület felszínének jelentős részét neogén üledékek borítják. A Szászvári Formáció alaphegységre települő folyóvízi eredetű kavicsanyaga (Szászvári Tagozat), valamint a Budafai Formáció folyóvízi, lagúnáris és deltafaciális képződményei a kutatási terület északi részén, valamint a vizsgált vonulatoktól északra terjedtek el.

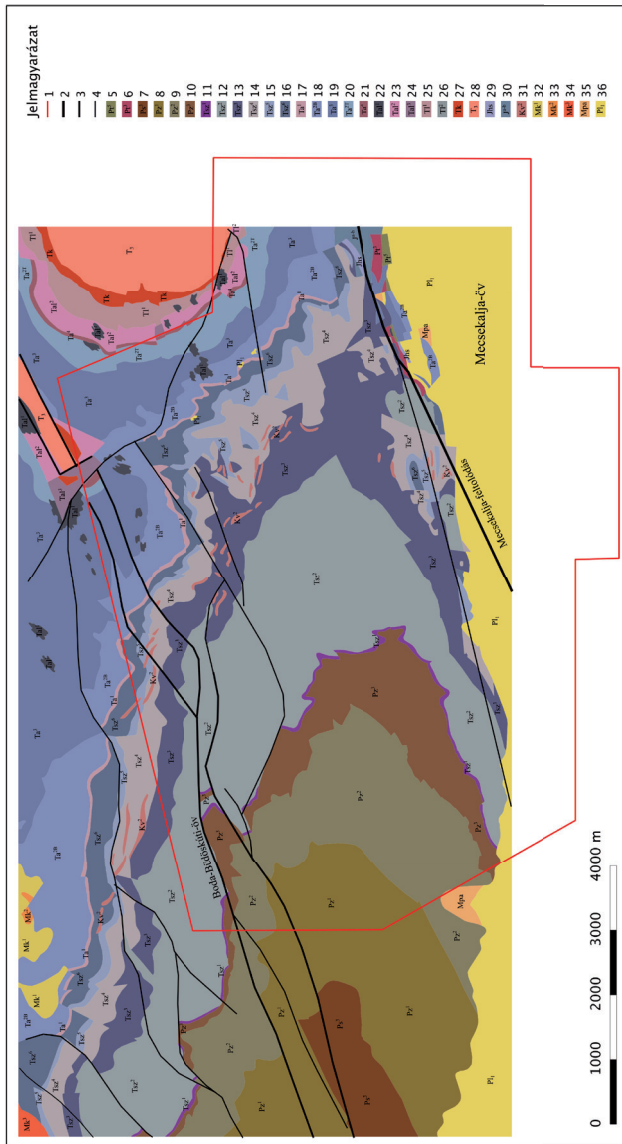
A középső-miocén, bádeni tengerelöntés abráziós üledékeit a Misina-Tubes-vonulat, Vörös-hegy és Jakab-hegy déli lejtőin egyaránt megtalálhatjuk (SZABÓ P. Z. 1931). A szarmata tengerelöntés durvamészkövei csak sokkal korlátozottabb kiterjedésben a Tettye-patak völgye mentén, 180–250 méter t.sz.f.-i magasságon bukkannak a felszínre. Emellett a Pannon-beltó 220 méter t.sz.f.-i magasságban elhelyezkedő homokos üledékei, valamint változatos megjelenésű és helyzetű abráziós kavicsai (KLEB B. 1973; CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. 1983) játszanak fontos szerepet.

A Mecsek emelkedésének következtében a Pannon-beltó visszahúzóását követően képződött szárazföldi üledékek jelentős része a hegységtől délre elnyúló hegyláb felszínre halmozódott át. A fiatalabb, negyedidőszaki képződmények gyakran az alaphegységre települnek. A pleisztocén glaciális eolikus üledékei főként lejtőlöszök formájában borítják a kutatási terület egyes részeit. A lejtőlöszök és lejtőüledékek vastagsága a kutatási területen belül igen erőteljesen változik (MOLDVAY L. 1964b; RONCZYK L. 2010). A legfiatalabb, holocén, főként folyóvízi eredetű üledékek a hegységet felszabdáló patakok völgytalpán, valamint hordalékkúpjaiban halmozódtak fel<sup>1</sup>.

Geomorfológiai szempontból a kőzetek ellenállóképessége mérvadó, mintsem azok képződési ideje, azonban a rendelkezésre álló földtani térképek nem teszik lehetővé a képződmények e szempontból történő vizsgálatát. Munkám során így főként terepi megfigyeléseimre, tapasztalataimra támaszkodtam.

<sup>1</sup> A vizsgált terület szerkezetfejlődését lásd a „Kutatástörténeti áttekintés” c. fejezetnél.





**2. ábra: A kutatási terület és tágabb környezetének földtani térképe**

Jelmagyarázat: 1 = a kutatási terület határa; 2 = elsődrendű szerkezeti elem; 3 = másodrendű szerkezeti elem; 4 = szerkesztett másodrendű elem és harmadrendű elemek; 4 = 1 = Pt5, fillit, Ófalui Fcs.; 2 = Pt3, réteges migmatit, Ófalui Fcs.; 3 = Ps3, vörösbarna aleurolit, Bodai Agyagkő F.; 4 = Pz1, vörös, szürke, zöld homokkő, konglomerátum, Kővágószőlősi Homokkő F., Bakonyai T., 5 = Pz2, Szürke és zöld homokkő, Kővágószőlősi Homokkő F. Kővágótőtűsi T.; 6 = Pz3, vörös homokkő, Kővágószőlősi Homokkő F., Cserkúti T.; 7 = Tsz1, konglomerátum, Jakabhegyi Homokkő F.; 8 = Tsz2, vörös homokkő, aleurolit, Jakabhegyi Homokkő F.; 9 = Tsz3, vörös és zöld homokkő, aleurolit, agyagkő, Patacsi Aleurolit F.; 10 = Tsz4, dolomitmárga, márga, agyagkő, anhidrit- és

gipsztelepek, Hetvehelyi F., Magyarürögi Anhidrit T.; 11 = Tsz5, dolomitmárga, márga, agyagkő, Hetvehelyi F., Hetvehelyi Dolomit T.; 12 = Tsz6, mészkő, mészmárgacsíkos mészkő, Viganvári Mészkő F.; 13 = Ta1, határ dolomit, Rókahegyi Dolomit F.; 14 = Ta2b, lemezes mészkő dolomitlencsékkel, Lapisi Mészkő F.; 15 = Ta3, aprógumós, harántszakadásos mészkő, Lapisi Mészkő F.; 16 = Ta2t, iszapmozgásos mészkő, Lapisi F., Tubesi Mészkő T.; 17 = Ta4, brachiopodás mészkő, mészmárga, Zuhányai Mészkő F.; 18 = Tal1, cukorszövetű, másodlagos dolomit, Csuknai F., Káni Dolomit T.; 19 = Tal2, sárga-szürke, foltos mészkő, másodlagos dolomitlencsékkel, Zuhányai F.; 20 = Tal3, mikrokristályos, rétegzett dolomit, dolomitosodott mészkő, Csuknai F., Káni Dolomit T.; 21 = Tl1, vastagpados, finomkristályos mészkő, másodlagos dolomittömzsökkel, Csuknai F., Kozári Mészkő T.; 22 = Tl2, biogén mészkő *Trigonodus* maradványokkal, stromatolith onkoidokkal, Kantavári F., Kistréti T.; 23 = Tk, sötétszürke, agyagos mészkő, palás agyag, agyagos homokkő, Kantavári F.; 24 = T3, homokkő, aleurolit és agyagkő növénymaradványokkal, *Phyllopodák*kal, Karolinavölgyi F.; 25 = Jhs, homokkő, aleurolit, palás agyag, agyagkő, kőszételepek, Mecseki Kőszén F.; 26 = Jsa-b, homokkő és homokkőpados *gryphaea*s márga, Vasasi Márga F.; 27 = Kv2, alkáldiabáz, Mecsekjános Diabáz F.; 28 = Mk1, konglomerátum, congeriás mészkő, homokkő, Budafai Homokkő F., Pécsváradi T.; 29 = Mk2, kavics, homok, homokkő, agyagmárga, Budafai homokkő F., Komlói T.; 30 = Mk3, konglomerátum, kavics, homok, homokkő, Budafai homokkő F., Mánfai T.; 31 = Mpa, kavics, homok, mészmárga, Peremartoni F.; 32 = Pll, limonitos homok, homokkő, kőzetlisztes agyagmárga, Dunántúli F. (CHIKÁN G. et al.1984; KONRÁD Gy. – SEBE K. 2010 alapján egyszerűsítette KOVÁCS I. P. 2010)

## 2. CÉLKITŰZÉSEK

Munkám során fő célként tűztem ki a kutatási terület fiatal (Pannon-beltő visszahúzódása utáni) fejlődéstörténetének megismerését, az abban résztvevő felszínformák geomorfológiai tulajdonságainak feltárását. A kutatásom során az alábbi részcélokat fogalmaztam meg:

- I. a kutatási területre vonatkozó szakirodalom feldolgozása, értelmezése;
- II. a hegylábfelszínek eddig is vitatott kronológiai és nevezéktani kérdéseinek tisztázása, a kutatási területen történő következetes használata;
- III. a kutatási terület 1 : 10 000-es méretarányú geomorfológiai térképvázlatának elkészítése;
  - 1) a felszínformák helyének és egymáshoz való viszonyának tisztázása;
  - 2) a felszínformák korának és kialakulásának meghatározása;
- IV. a kutatási terület 1 : 10 000-es méretarányú digitális domborzatmodelljének elkészítése;
  - 1) a kutatási terület domborzatmodelljéből származtatott térképek értelmezése, a geomorfológiai elemzésekbe való illesztése;
- V. a geomorfológiai térképvázlat, valamint a domborzatmodell és származtatott térképeinek összevetése;
  - 1) a felszínformák geomorfometriai (kvantitatív) tulajdonságainak feltárása, a geomorfológiai térképezés kvalitatív eredményeivel való összevetése;
  - 2) a felszínformák geomorfometriai tulajdonságaiból a kutatási terület felszínfejlődésének pontosítása;
- VI. a kutatási terület néhány olyan völgyének részletes geomorfológiai, geomorfometriai feltárása, amely segítségével szolgálhat a kutatási terület felszínfejlődése és geomorfometriai sajátosságai megértéséhez;
  - 1) a kiválasztott völgyek részletes terepi felmérése, digitális domborzatmodellbe illesztése;
  - 2) geomorfológiai térképvázlatának elkészítése;
  - 3) fejlődéstörténetük vizsgálata, jelenkori fejlődésük dokumentálása;
  - 4) geomorfometriai sajátosságaik értelmezése, valamint mindezek illesztése a kutatási terület felszínfejlődési modelljébe.

### 3. KRONOLÓGIAI ÉS NEVEZÉKTANI MEGFONTOLÁSOK

A könyvben felhasznált szakirodalmak majd 110–120 éves időtávot ölelnek fel. Ez idő alatt a hazai földtan és földrajz jelentős fejlődésen ment keresztül, ismeretei robbanásszerűen bővültek. Emellett a nemzetközi korbeosztás terminusai, valamint a meghatározott földtörténeti periódusok határai jelentősen módosultak. Sokszor e változások, illetve a hozzájuk való alkalmazkodás csak később, vagy egyes esetekben nem történt meg hazánkban. Gyakran azzal is számolnunk kell, hogy a hazai kutatók a nemzetközileg elfogadott beosztástól eltérő, azzal kevésbé összeegyeztethető nevezéktant és korbeosztást dolgoztak ki.

A legfontosabb problémát viszont az jelenti, hogy a hazai szakirodalomban csak nagyon ritkán találkozhatunk olyan tanulmánnyal, amely pontosan meghatározta volna azt, hogy az általa használt fogalmat milyen értelemben és milyen időtávlatban alkalmazza. Nemcsak a földrajzi, hanem a földtani szakma sajátosága (volt?) az is, hogy relatív sztratigráfiát, kronológiai osztályozást használt. Ez azt jelenti, hogy pl. a vízmosások, mint fiatal formák korát a holocén nedvesebb időszakaihoz (pl. atlantikum) kötötték anélkül, hogy képződésük pontos idejéről meggyőződtek volna. Az így tett besorolások – pontos, jól meghatározott, abszolút koradatok nélkül is – jól illettek a szerzők által vázolt felszínfejlődésbe és az adott terület kialakulását jól tudták vele magyarázni.

Az egyes időszakok, emeletek stb. korabeli értelmezésére sokszor csak következtethetünk. A korábbi szakirodalmak adatai egymással is csak kevésbé, vagy rosszabb esetben nem összevethetőek. Nagyon nagy zavart és ellentmondásokat szülhet pl. a pleisztocén 0,6, 1, vagy 1,8 millió éves alsó határának kevert használata, vagy a pannóniai s.l., vagy s.str. következtelen alkalmazása.

Ezért a könyv e fejezetében kívánom röviden áttekinteni a korábbi, a kutatási területre vonatkozó szakirodalmi adatok mai értelmezése során felmerülő problémákat. A fejezetnek azonban nem célja az egyes problémakörök teljes feldolgozása. Következtetéseim csak a korábban tett megállapítások értelmezésében nyújtanak segítséget.

A korábbi szakirodalom egyik fontos nevezéktani problémája az úgynevezett mediterrán tengerelöntés. Ennek tisztázása a PRINZ GY. (1936) által meghatározott, valamint SZABÓ P. Z. (1931, 1935) által kirajzolt mediterrán színlők értelmezése miatt elengedhetetlen. Az értelmezési nehézséget az okozza, hogy az emelet több évtizeden át történő alkalmazását követően azt mind a nemzetközi, mind a hazai szakirodalom elvetette.

A mediterrán a neogén nyugat-európai kifejlődésének SUESS E. (1885–1901) által bevezetett elnevezése (BEREI A. 1962). SZABÓ J. (1893) már használta a

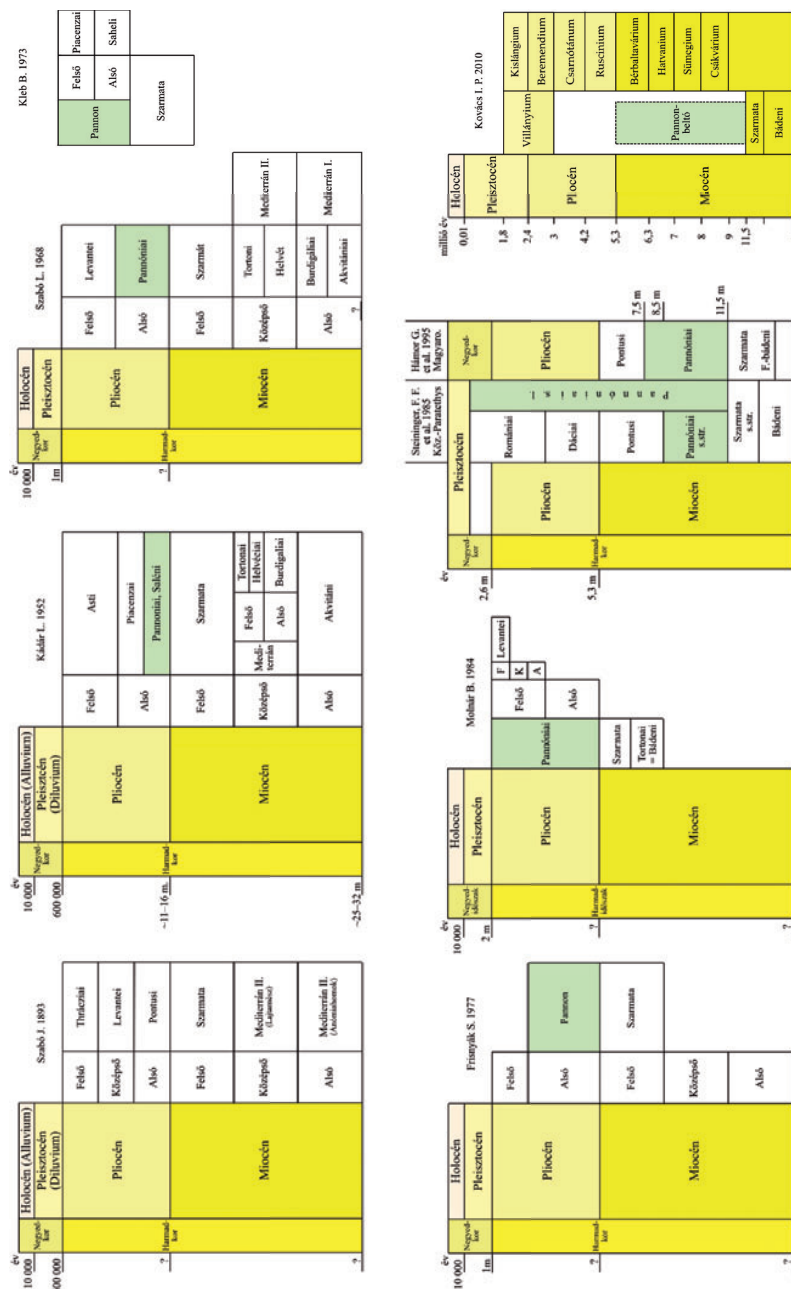
„mediterrán I.” és „mediterrán II.” tagolást, mint az alsó- és középső-miocén részeit. Mindamellett a „mediterrán II.”-re a „Lajtamész” elnevezés használata is szorgalmazta. A miocén felső emeletét ekkor a szarmata, a miocén alsó határát jelentő felső-oligocén az aquitániai emeletben határozta meg. Így ez a két emelet lett a mediterrán alsó, illetve felső határa is. A későbbi irodalmi adatok azt igazolják, hogy a mediterrán felső határát alkotó szarmata (TELEGDI-ROTH L. 1879) – míg időtartama, illetve határai változtak – mindig a mediterrán tengerelöntést követő emeletként szerepelt. Az alsó határát kezdetben képező aquitániai emelet helyzete ennél jóval vitatottabb volt, a miocén alsó, valamint oligocén felső határának meghúzásához kapcsolódó, hosszú tudományos vita miatt. Mindamellett a mediterrán emelet ideje alatt formálódtak ki a Mecsek jellegzetes abráziós színlői, amelyek idősebbek a pannon, valamint szarmata tengerelöntésnél és – a fenti szakirodalmi adatok alapján – fiatalabbak, mint az oligocén-miocén határ.

*A kutatási területen ebben az időszakban csak a bádeni tengerelöntéssel számolhatunk, így a mediterránnak nevezett színlőket a továbbiakban, mint bádeni abráziós színlőket hivatkozom. E megállapításomat a „mediterrán II.” „Lajtamész” elnevezése (SZABÓ J. 1893) is alátámasztja. Ma a lajtamészkövet (Rákosi Formáció) tipikus bádeni tengeri üledéknek tartjuk (CSÁSZÁR G. 1996).*

A pannóniai s.l., valamint s.str. problematikája szoros kapcsolatban áll a miocén-pliocén, pliocén-pleisztocén határkérdésekkel, valamint az említett időszakok, azok tagolása értelmezésével is. A nevezéktan, illetve sztratigráfiai problémákra néhány hazai szerző kronosztratigráfiai táblázatán keresztül igyekszem rávilágítani. A példákat főként korabeli tankönyvekből ragadtam ki, hogy ne csak egy-egy szerző sztratigráfiai felfogását, hanem az egyes évtizedek földrajzos, földtanos szakmájának leginkább, legszélesebb körben elfogadott elképzeléseit mutassam be<sup>2</sup> és vessek össze egymással (3. ábra).

A hazai, az 1980-as éveket megelőző művek a pannóniai emelet alsó határaként a miocén felső emeletének tartott szarmatát említik. Ez a későbbiekben is változatlan maradt, azonban az 1980-as évektől kezdődően, a pannóniai s.str. bevezetésével annak időtartamát lerövidítették és a miocénre tették. Ez a pliocén időszak értelmezését is befolyásolta (ez utóbbi esetben a miocén-pliocén határ ~5–5,3 millió év volt).

<sup>2</sup> A fejezet ábrái az egyes időszakok, emeletek időtartamának ábrázolásában egymáshoz viszonyítva aránytalanok lehetnek. Ez az aránytalanság az egyes táblázatoknál is fennáll, amennyiben a szerző nem tartotta fontosnak az adott időintervallum hosszának ilyen formában történő jelölését. Ez utóbbi esetben a megfelelő korrelációs lehetőségek hiányában e zavaró ábrázolási mód miatt kérem az olvasó szíves megértését.



**3. ábra: A kronosztratigráfiai beosztás változása 1893–2010 között**  
 (SZABÓ J. 1893, KÁDÁR L. 1952, SZABÓ L. 1968, KLEB B. 1973, FRISNYÁK S. 1977,  
 MOLNÁR B. 1984, HÁMOR G. 2001 alapján szerk.: KOVÁCS I. P. 2010)

KÁDÁR L. (1952), FRISNYÁK S. (1977), SZABÓ L. (1968) és MOLNÁR B. (1984) a pliocén időszakot – a szarmata végétől számított – miocén vége és pleisztocén közé helyezték. A pleisztocén időszak alsó határa többször változott, 600 000 és 1 millió, majd 1,8 millió év közötti dátumokkal. SZABÓ L. (1968) és FRISNYÁK S. (1977) a pannóniai emeletet az alsó-pliocénnel feleltette meg, míg KÁDÁR L. (1952) azt csak az alsó-pliocén alsó tagjaként értelmezi, amelyet nála az alsó-pliocén piacenzai emelet és a felső-pliocén asti követ. (E két utóbbi emelet sorrendje további kérdéseket is felvet.) MOLNÁR B. (1984) a pannóniait teljes egészében a pliocénnel feleltette meg. A felső-pannon legfelső részét, amely szerinte megegyezik a felső-pliocénnel, a levantei emelettel azonosította. SZABÓ L. (1968) szerint szintén a levantei emelet a pliocén felső tagja, viszont az a pannóniainál fiatalabb, annak nem része.

HÁMOR G. – HALMAI J. (1995 a pannóniainak háromféle értelmezését is megadta, sztratigráfiai táblázatahoz több szerző munkáját is felhasználta. STEININGER F. F. et al. (1985) szerint a pannóniai s.l. a szarmata végétől (12 millió év) a pleisztocén elejéig (1,8 millió évig) tart. Ez főként JÁMBOR Á. (1980, 1991, 1998) szemléletét tükrözi, aki szerint minden szarmatánál fiatalabb és pleisztocénnél idősebb üledék pannóniai (TELEGDI-ROTH L. 1879). A pannóniai s.l. megfelel a pannóniai s.str., pontusi, dáciai és romániai, Középső-Paratethys esetében használt (SENEŠ J. 1976; KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998) emeleteknek. A pannóniai s.str. a miocén része (STEININGER F. F. et al. 1985) és azt követi a pontusi emelet, majd a pliocén részét képező dáciai és romániai emeletek (Középső-Paratethysre vonatkozó értelmezés). Ezzel szemben HÁMOR G. – HALMAI J. (1995) szerint a pannóniai emelet a szarmatánál fiatalabb, felső határa 7–8 millió év közé tehető. A pontusi emelet az ő értelmezésükben a pannóniait követi és felső határa egybeesik a messinai emelet végével (5,3 millió év). Az ezt követő pliocén 2,6 millió évig, a negyedidőszak kezdetéig tart, amelynek része a szerintük 1,8 millió éve kezdődött pleisztocén.

A kutatási terület fontos kronológiai és egyben szedimentológiai kérdése a pannóniai emelet, valamint a pannóniai (TELEGDI-ROTH L. 1879) üledékek problematikája. Számos szerző foglalkozott a pannóniai üledékek mecseki elterjedésével (BÖCKH J. 1876; VADÁSZ E. 1935; FERENCZI I. 1937; BARTHA F. 1964; KLEB B. 1973), tagolásával, szedimentológiai tulajdonságaival, valamint a Pannonbeltavi időszakot megelőző, azt követő, vagy annak során végbement tektonikus mozgásokkal (WEIN GY. 1969; SZABÓ P. Z. 1955, 1957; KONRÁD GY. 2004; KONRÁD GY. – SEBE K. 2010).

A pannon, mint emelet és a pannóniai üledékek, mint beltavi (mások szerint tengeri) képződmények megítélése, tagolása, valamint abszolút korokkal való



körülhatárolása a magyar geológia több, mint 100 évre visszamenő, vitatott kérdése<sup>3</sup>. Ennek megfelelően az emelet időbeli határait, valamint tagolását – különös tekintettel a SÜMEGHY J. (1939) által kidolgozott, majd később továbbfejlesztett alsó-, felső-pannon egységekre – többször újraértelmezték, változtatták. Ez a mecseki előfordulások esetében is megfigyelhető, valamint azok korabeli értelmezésére, tagolására is kihatással volt.

A Pannon-beltő kutatásának kezdetén annak üledékeit az azokban található, főként *Congerina* és *Lymnocardium* fajok alapján (LÖRENTHEY I. 1905) tagolták. A legidősebb rétegeket szintjelző fajjal, vagy fajokkal, majd a fiatalabbnak vélt réteget egy újabb, arra jellemző faunával feleltették meg. Így a pannóniai rétegek időbeli sorrendjét biosztratigráfiai adatokra alapozták. Ma már tudjuk, hogy a Pannon-beltavat feltöltő, fokozatosan előrenyomuló deltafrontok különböző fáziseiben, megegyező időben éltek egymás mellett a korábban egymástól elválaszthatónak vélt, így biosztratigráfiai tagolásra használt fajok. Nem számoltak azonban azzal – amelyet ma már MAGYAR I. et al. (1999) és MAGYAR I. (2009) munkáiból ismerünk –, hogy az egyes kagylófajok egy időben, egymás mellett is élhettek.

A deltafrontok faunája az azokra alapuló biosztratigráfiai elhatárolást nem teszi lehetővé. A tengerelöntés határait csak horizontálisan, a deltafrontokat követve határozhatjuk meg. A kezdeti lehetőségek ellenére (HALAVÁTS GY. 1902, VADÁSZ E. 1960, SZÉLES M. 1966) a pannonnal foglalkozó szakemberek elmulasztották a Pannon-beltő ilyen történetű feltöltődésének felismerését (MAGYAR I. 2004) és továbbra is a puhatestűekre alapozott kronológiát fejlesztették tovább (cf. fig. 1. in: KÖRPÁSNÉ-HÓDI M. 1998, cf. fig. 1. in: MÜLLER P. 1998).

A beltő fokozatos hátrálása a szárazföldi életnek egyre nagyobb teret biztosított. A tengeri (beltavi) pannóniai, vagy pannon elnevezés kronosztratigráfiai (egy bizonyos időintervallumra való) alkalmazása így még nagyobb zavart keltett a rendszerben. A pannóniainak nevezett időtartam alatt egyaránt kellett a medence mélyebb részein beltavi, valamint a szárazzá vált területeken szárazföldi körülményekkel (és ennek megfelelő üledékekkel, faunával stb.) számolni.

<sup>3</sup> A könyvben nem volt céлом Pannon-tó, vagy -tenger problematikájának elemzése. A kifejezés következetes használata érdekében azonban néhány megfontolás elengedhetetlen. Az érdi alsó-pannon, felső-szarmata korú főkamardványok (KRETZOI M. 1941) egyértelműen bizonyítják, hogy a szarmata végén kialakult víztömegnek volt kapcsolata a Paratethys többi részmedencéjével. Az alsó- és felső-pannon határának tekintett Csákváriumban bekövetkezett transzgresszió (KADIĆ O. – KRETZOI M. 1927) is csak tengeri kapcsolattal (tengerszint emelkedéssel és nem klimatikus változások, illetve azok okozta csapadékmennyiség növekedéssel) magyarázható. A Pannon-tenger visszahúzódásáról és a beltavi állapot kialakulásáról, valamint az ehhez kapcsolódó klimatikus viszonyokról a polgárdi fauna (KRETZOI M. 1952) tanúskodik. A vizsgált felszínnek többségének képződése (például hegyláb-felszínnek) és felszínfejlődése főként a beltavi állapot megszületését, valamint a Pannon-beltő feltöltődését követő időkre tehető. A könyv további részében a Pannon-beltő kifejezést használom.



E probléma korabeli feloldására a pontusi (LE PLAY F. 1842; BARDOT DE MARNY N. 1869) és a levantei emeletet is bevezették. A Fekete-tenger partvidékéről leírt rétegek (pontusi) hazai viszonyokra történő adaptálása tovább fokozta a kronológiai bizonytalanságot.

Továbbá gondot jelentett az is, hogy ezeket az új egységeket nemcsak szedimentológiai, hanem kronosztratigráfiai egységekként is használni kezdték. A puhatestű rétegtan fejlődésével ezek kronosztratigráfiai helyzete folyton változott. A Kárpát-medence (Középső-Paratethys) téves elképzeléseken nyugvó pannóniai puhatestű sztratigráfiája és a mellette használt, a Keleti-Paratethys környékéről adaptált elnevezések (pontusi, dáciai, romániai) áttekinthetetlené teszik a korabeli munkákat. A problémát csak tovább nehezítette, hogy időközben bevezették (SÜMEGHY J. 1939) a pannóniai emelet kétosztatúságát is (alsó- és felső-pannon).

A mecseki alsó- és felső-pannon előfordulások értelmezéséhez az első kapaszkodót KLEB B. (1973) munkájában találjuk (cf. fig. 2. in: KLEB B. 1973). Az alsó-pannon faunáját az általa saheli-nek nevezett időszakkal párhuzamosította. Ez minden bizonnyal a RUGGERI G. (1958) és RICCI LUCCI F. et al. (1982) által a Mediterráneumban felismert, a felső-tortóniaihoz és az alsó-mediterránhoz köthető „sahelian cycle” sztratigráfiai szukcesszióknak felel meg. Ennek alsó, abszolút határa GLAÇON G. et al. (1990) szerint 7 millió év, vagy annál fiatalabb. A MAGYAR I. (2009) által meghatározott selfperemek alapján ekkor a Mecsek közvetlen közelében még képződhettek a Pannon-beltő üledékei, de csak rövid ideig (legjobb esetben is csak 6,5 millió évig). Az alsó-pannon lerakódások viszont ennél bizonyosan idősebbek, mivel a szarmata tengerelöntés befejeződése után nem sokkal megindult képződésük (TELEGDI-ROTH L. 1879).

A problémát a fent említett tanulmányok megjelenése között eltelt idő, valamint a sztratigráfia ezalatt történt fejlődése okozza. A tortóniai nemzetközi változásának visszakövetése sem vezetett további eredményekre, mivel annak alsó, nemzetközileg is elfogadott határa nem volt idősebb (nem is lehetett), mint 11,6 millió év és a fent említett ciklust is az emelet felső részén figyelték meg. *A KLEB B. (1973) által leírt alsó-pannóniai üledékeket a szarmata végénél – hozzávetőlegesen 11–11,5 millió év (SÁG L. 1987) – fiatalabbnak értelmezem.*

KLEB B. (1973) a felső-pannon üledékeket, illetve kagylófajokat a nemzetközi beosztásban a piacenzai emelettel feleltette meg. BERGGREN W. A. (1972) szerint a piacenzai emelet 4 és 1,8 millió év közé tehető. Ez alapján azt feltételezhetnénk, hogy KLEB B. (1973) a saheli és piacenzai határát 4 millió évben gondolta meghúzni. MAGYAR I. (2009) szerint ekkor már a Mecsek és környékéről visszahúzódott a Pannon-beltő. Így az alsó- és felső-pannon határa nem lehetett 4

millió évvel ezelőtti. A két mű közötti egy év eltérés azonban nem támasztja alá a sztratigráfiai felfogásbeli különbséget, főként, hogy KLEB B. (1973) a nemzetközi beosztást használta. BERGGREN W. A. (1972) a piacenzai emelettel egy időre tette – a nemzetközi beosztásban akkor még használt – asti emeletet is. Ez megerősíti gyanúmat, hogy KLEB B. (1973) a hazai földtudományok több szerzője által használt felfogást alkalmazta. Eszerint ő a később pannóniai s.l.-nek nevezett (JÁMBOR Á. 1980), tágabb értelemben vett pannóniai alkalmazta, így annak felső határát a pleisztocénnél húzta meg.

A korábbi tanulmányok alsó-, illetve felső-pannonjának értelmezése így, ha nem is kilátástalan, de rendkívül nehéz. Az 1990-es évek végére – mivel a biosztratigráfiai adatok még mindig nagy bizonytalanságot jelentettek – azt magnetosztratigráfiai adatok alapján 9,7 millió évben (KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998) állapították meg. Így az újabb dolgozatok tekintetében az alsó- és felső-pannóniai határt ennek alapján értelmezem.

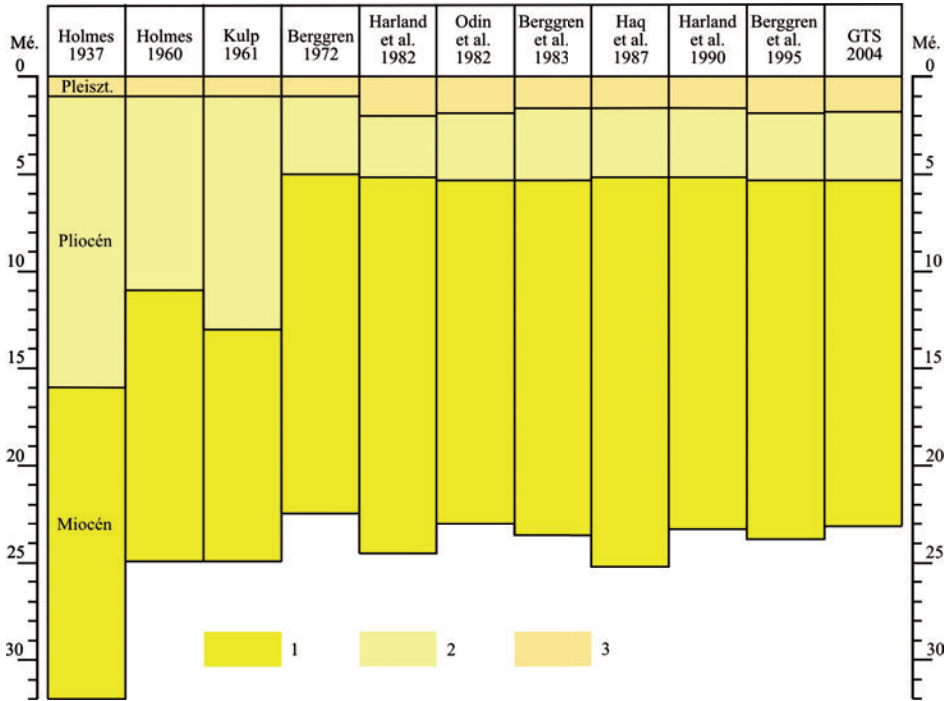
*Alsó-pannon üledékeknek a szarmata tengerelőntést követő idősebb (körülbelül 11,5 millió év), míg felső-pannon üledékeknek az alsó-pannon üledékek után, a Pannon-beltóban felhalmozódott, de 6,5 millió évnél idősebb (MAGYAR I. 2009) üledékeket tekintem. A könyvben – a kutatástörténeti fejezet kivételével – MAGYAR I. (2004, 2009), valamint MAGYAR I. et al. (1999) és POPOV S. V. et al. (2006) pannóniai problémaértelmezésének tükrében – a pannóniai kifejezés kronosztratigráfiai egységként történő használatától eltekintek.*

*Pannóniai üledékeknek a Pannon-beltóban felhalmozódott képződményeket tekintem. A beltő előntései térbeli elterjedésének, valamint az azokhoz kapcsolódó abszolút koradatoknak a meghatározásához MAGYAR I. (2009) és MAGYAR I. et al. (1999, 2013) munkáit tartom követendőnek. A Nyugat-Mecsek pannóniai képződményeire tett újabb megfigyelések értelmezéséhez a BARABÁS A. (2010) által szerkesztett litosztratigráfiai táblázatot használom (cf. fig. 5.3 in: BARABÁS A. 2010). A szárazföldi területeken a KRETZOI M.-féle (1969, 1983, 1985, 1987) szárazföldi biosztratigráfiát alkalmazom, amelynek abszolút koradatokkal jelzett emeletei jól megfeleltethetők a nemzetközi és hazai sztratigráfiai rendszer elemeinek.*

A pliocén nemzetközi és egyben hazai határának megvonásában is jelentős változások történtek (4. ábra). A XX. század első felében még 16–1 millió év közé helyezték, majd időtartama jelentősen lerövidült (15 millió éves időtartam). A 1970-es évektől kezdve alsó, valamint felső határát 5–5,3 és 1,8 millió évben állapították meg (3,2–3,5 millió éves időtartam). Ma a 2,58 millió évtől kezdődő pleisztocén és az 5,33 millió évnél végződő messinai határolja, valamint a galéziai és piacenzai alkotja azt (ISC 2009).

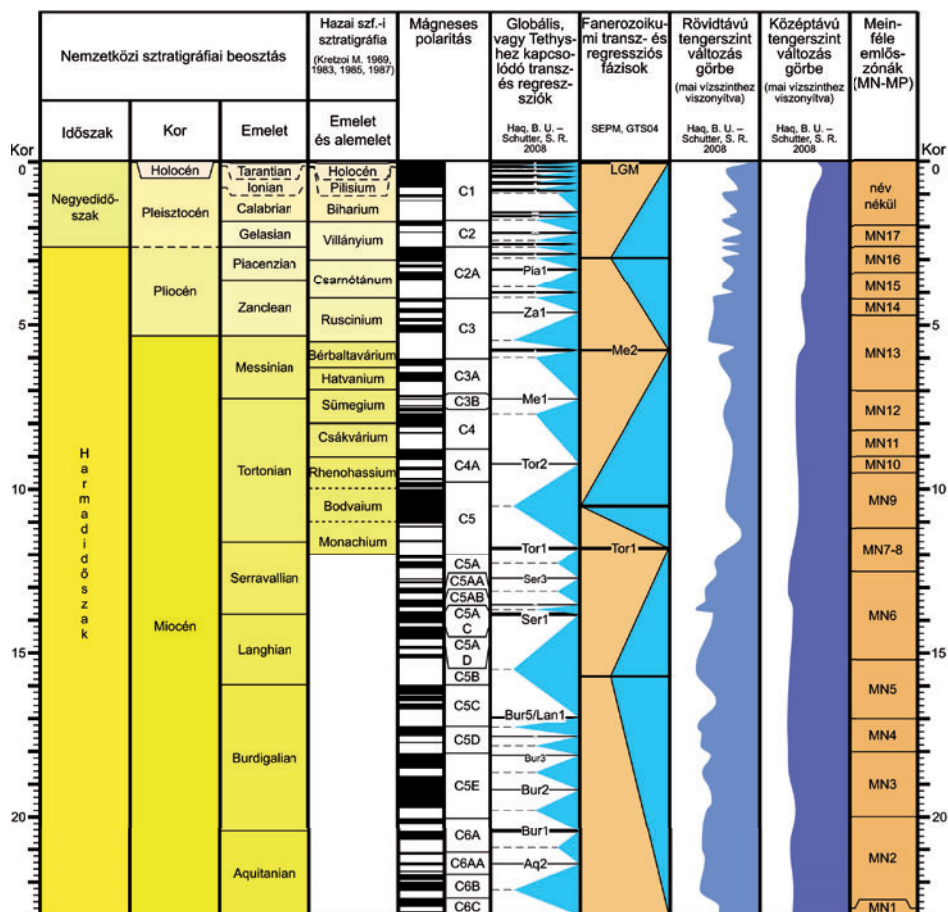
4. ábra: A miocén, pliocén és pleisztocén határának változása 1937-től 2004-ig

1 = miocén; 2 = pliocén; 3 = pleisztocén (A <http://statigraphy.org/cenoou.pdf> alapján szerk.: Kovács I. P. 2010)



A fentiekből következik, hogy az 1960-as, 1970-es években nemzetközileg (!) használt felső-pliocén elnevezés valójában megegyezik azzal, amelyet ma pliocén alatt értünk. Ez korlátozottan ugyan, de a korabeli, hazai szakirodalmak esetében is alkalmazható megfontolás.

A negyedidőszak és pleisztocén értelmezésében a korábbi szerzők kétfajta elképzelést alkalmaztak. Egyesek szerint a negyedidőszakot a pleisztocén és a – határait tekintve állandónak tartható (10–11 000 éve kezdődő) – holocén alkotja, míg mások a negyedidőszakhoz sorolták a pliocén felső, galéziai emeletét is (INQUA 2004; BUGYA T. 2008). Figyelemmel kell lenni azonban arra is, hogy korábban a pleisztocén alsó határát többek a jégkorszakokkal azonosították és 600 000, vagy 1 millió évben vonták meg azt, vagy 2 millió évben (HÁMOR G.–HALMAI J. 1995) jelölték ki határát. Csak a későbbi kutatások helyezték azt 1,8 millió évre (5. ábra).



5. ábra: A könyvben használt összefoglaló kronosztratigráfiai táblázat

(KRETZOI M. 1969, 1983, 1985, 1987 és az ISC 2009 adatait felhasználva szerk.: KOVÁCS I. P. 2010)

Munkámban – a legújabb nemzetközi korbeosztásnak megfelelően – a negyedidőszaknak a pleisztocén és a holocén időszakok összességét fogadom el, így annak alsó határa 2,58 millió év.

A pleisztocénhez tartozik így a korábban kérdéses helyzetű galéziai emelet is. A geokronológiai, kronosztratigráfiai szakkifejezések használatában és helyesírásában a Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott irányelveket (CSÁSZÁR G. 2002) követem.

Holocénnak a körülbelül 10 000 éve kezdődő és napjainkat is felölelő időtartamot fogadom el. A kutatási területen az intenzív antropogén felszínformálás kezdete a római időkre tehető és e folyamatok napjainkig megfigyelhetőek.

*Ezért a „történelmi idők” kifejezést használom az i. e. I. századtól a XX. század végéig tartó időtartamra. A „napjaink”, valamint a „jelenkor” megnevezések a XXI. század éveire vonatkoznak.*

A kutatási terület felszínfejlődésének sajátosságai miatt szükségesnek tartom a deráziós völgyek elnevezésének és genetikájuknak rövid tisztázását. A deráziós völgyek kialakulását, recens analógiákat felhasználva a pleisztocén glaciálisokhoz kötötték (PÉCSI M. 1961, 1962a, 1962b, 1997; MAROSI S. 1965; SZILÁRD J. 1965; ÁDÁM L. et al. 1969), ahol a periglaciális klíma szinte minden felszínformáló folyamata részt vett képződésükben. Így például az időszakosan megolvadó aktív réteg a lejtőkön, a gravitáció hatására, lejtőirányban elmozdul (geliszoliflukció), de hasonló mértékben kell számolnunk a lejtőleöblítési folyamatok, a pluvioniváció stb. hatásával is. A periglaciális klímaterületeken a lineáris erózió alárendelt szerepet kap, azonban mindvégig jelen van. Az általa kialakított éles, markáns formákat az areális folyamatok elsimítják, így a létrejött völgyek enyhén íveltek, lankásak lesznek (PÉCSI M. 1961; MAROSI S. 1965). A deráziós völgyek alapközettől függetlenül fordulnak elő, valódi klimatikus képződmények. Keresztmetszetük U-, vagy tál alakú<sup>4</sup>. *Nem rendelkeznek völgytalppal és állandó vízfolyással (ÁDÁM L. – PÉCSI M. 1985). Ezért a deráziós völgyeket az azokat kirajzoló szintvonalak inflexiós pontjai alapján határoltam le. A könyv további részeiben a deráziós, vagy deráziós jellegű völgyek völgytalpa kifejezéssel azok legmélyebb pontjaira hivatkoztam.*

Az eróziós-deráziós völgyek korábbi deráziós völgyek lineáris erózió hatására történő átalakulásával képződnek. Időszakos, vagy állandó vízfolyással rendelkeznek, de még őrzik az eredeti, deráziós völgy alakrajzi sajátosságait (ÁDÁM L. – PÉCSI M. 1985). *A deráziós, eróziós-deráziós-völgy, valamint delle szakkifejezések a felszínformák genetikájára utalnak, így könyvemben e megnevezéseket genetikus értelemben használom.*

*A kutatási területen számos olyan völgyet, völgyszakaszt ismertem fel, amely csak alaktani sajátosságaiban hasonlít a deráziós, eróziós-deráziós völgyekre, valamint dellékre. Ezek kialakulása nem a pleisztocén glaciálisok periglaciális klímáján végbemenő felszínformálási folyamatokkal magyarázható, hanem lokális okokra vezethető vissza. A deráziós jellegű völgy, vagy völgyszakasz kifejezéseket alaktani (geomorfometriai) értelemben használom. Így e csoportba soroltam a deráziós, eróziós-deráziós völgyeket, delléket és az ezekre alaktanilag, formailag hasonlító eróziós völgyeket is.*

<sup>4</sup> Korábban e felszínformákat korráziós (KÉZ A. 1956), mart, vagy szárazvölgynek nevezték. A korrázió és korráziós völgy elnevezést az 1960-as években PÉCSI M. (1964b) munkájának hatására a derázió és deráziós völgy kifejezések váltották fel. (A korrázió és derázió tartalmilag egyező fogalmak.) A nemzetközi szakirodalom – a hazai gyakorlattól eltérően – a szárazvölgy (*dry valley*) kifejezést használja a deráziós völgyek esetében. A dellék a deráziós völgyeknél fiatalabb, rendkívül sekély, enyhén ívelt, tálszerű, negatív felszínformák (KÉZ A. 1956). Kialakulásukban a deráziós völgyeknél már ismertetett folyamatok vesznek részt.

## 4. KUTATÁSI MÓDSZEREK, ALAPADATOK

### 4.1. A felhasznált térképek, adatbázisok, domborzatmodellek

1 : 10 000-es méretarányú *EOV* térképlapok (14–131, 14–132, 14–133, 14–134, 14–311, 14–312)

1 : 300 000-es méretarányú fáciestérkép (HÁMOR G. 1995)

1 : 25 000-es méretarányú földtani térkép (CHIKÁN G. et al. 1984)

1 : 10 000-es méretarányú földtani és észlelési térképek (JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1961, 1965; SZABÓ J. 1966–1968; VÁRSZEGI K. 1961–1965)

1 : 50 000-es méretarányú térképi adatokból szerkesztett digitális domborzatmodell (Magyar Honvédség, Tóth Ágoston Térképészeti Intézet)

1 : 10 000-es méretarányú térképi adatokból szerkesztett digitális domborzatmodell (Sági Péter, Gyurics Péter és általam elkészítve)

### 4.2. A geomorfológiai térképezés során használt eszközök, módszerek

A kutatási terület geomorfológiai felszínformáinak meghatározásához, valamint egymáshoz való viszonyuk feltárásához geomorfológiai térképvázlat elkészítését tűztem ki célul. Ehhez a klasszikus geomorfológia eszköztárát használtam fel. Munkám során először a terület geológiai, geomorfológiai, paleoklimatológiai szakirodalmát tekintetem át, majd elemeztem és feldolgoztam azt.

Részletesen tanulmányoztam a terület 1 : 10 000 topográfiai térképét. A kutatási terület nagysága, a geomorfológiai formák változatossága és egymáshoz való viszonya azonban nem tette lehetővé a terület klasszikus értelemben vett geomorfológiai térképének elkészítését. (Az az információk sokasága miatt áttekinthetlenné vált volna.) Így olyan geomorfológiai vázlat készítése mellett döntöttem, amely a lejtők, lejtőszögek és geológiai tartalom elhagyásával ábrázolja a fontosabb geomorfológiai tartalmat. A lejtők és geológiai felépítés közti kapcsolat vizsgálatára a geoinformatikai elemzések között tértem ki. Többszöri terepbejárásaim során a térképvázlatot pontosítottam, valamint terepi fotódokumentációt készítettem a jellemző felszínformákról és feltárásokról.

A geomorfológiai térképvázlatot – mivel azt pauszpapíron rajzoltam – szkenneltem, majd *Inkscape* (0.47) vektorgrafikus programmal rajzoltam át, illetve ennek segítségével megfelelő jelkulccsal láttam el. A geomorfológiai térképvázlat szín- és jelkulcsának elkészítésekor a PÉCSI M. (1963a) által adott iránymutatáshoz igazodtam. Az elkészült geomorfológiai térkép geoinformatikai és geomorfometriai feldolgozását a *Grass GIS 6.3.0.* segítségével végeztem.



Felmerül a kérdés, hogy érdemes-e ilyen nagy méretarányú térképeket használni nagyobb terület térképezéséhez? Nem lenne-e elegendő 1 : 25 000-es, vagy 1 : 50 000-es térképek alkalmazása? A kisebb felbontású térképek használatával is térképezhetőek lennének az egyes felszínek és a nagyobb völgyek, azonban olyan fontos információktól esnénk el, mint a hordalék- és törmelék-kúpok, csuszamlások pontos helye, vagy a völgyoldalak aszimmetriája. Nem is beszélve arról, hogy a völgytalpak morfológiai sajátosságainak feltárásához még az 1 : 10 000 méretarányú térképek (vertikális és horizontális) felbontása sem elegendő.

### 4.3. Sekélyfúrások

A kutatási területen több helyen próbálkoztunk sekélyfúrások mélyítésével, azonban a völgyek nagyobb kőtömbökkel, kavicsokkal kevert lejtőüledékei, hordaléka, illetve törmeléke ezt csak nagyon kevés helyen tette lehetővé. A fúrásokhoz az *AMS Inc.* által gyártott *Soil Classification Kit* sekély talajfúrókészletet, valamint az ebben található *Openface Auger*, bolygatott mintavételre képes fúrófejét használtuk. Mintavételezés a szabad szemmel is jól elkülöníthető rétegek mindegyikéből megtörtént.

### 4.4. Az 1 : 10 000-es méretarányú térképen alapuló domborzatmodell előállítás

A kutatási terület részletes domborzatmodelljének (DDM) előállításához a Jakabhegy és környéke 1 : 10 000-es térképeinek szintvonalait Sági Péter és Gyurics Péter digitalizálta. A DDM e térképlapok 2,5 méterenként húzódó szintvonalain alapul, így a modell vertikális felbontásának 2,5 métert választottam.

A szintvonalakból a *spline interpolációt* (MITASOVA H. – MITAS L. 1993; MITASOVA H. – HOFIERKA J. 1993; MITASOVA H. et al. 2005) alkalmazva készítettem el a DDM-t. Ennek túlmagasításával jól láthatóvá váltak az esetleges digitalizálási és interpolációs hibák, amelyeket a végleges interpoláció előtt javítottam.

A DDM-en végzett elemzések során a domborzat elemeinek (azok geomorfometriai tulajdonságainak) statisztikai összefüggéseit vizsgáltam. Így nem láttam szükségesnek annak validálását, hiszen a geomorfometriai eredményeim és a modell részletei megegyeznek a terepi megfigyelések tapasztalataival. Az esetleges 1–2 méteres magasságbeli eltérések (interpolációs hibák) érdemben nem befolyásolták vizsgálataimat.

## 4.5. A Páprágy- és Kásás-völgy részletes terepi felmérése során használt módszerek és a felmért pontokból származtatott domborzatmodell előállítása

A felszíncsoportok billenési következményeinek vizsgálatához hasznos információkat szolgáltatnak a völgyek felszínformáinak helyzete és sajátosságai. A térképezés során használt topográfiai térképek generalizáltságuk miatt sokszor a nagyobb képződményeket is elfedik. Ezért szükségesnek ítéltem meg a részletesen vizsgált völgyek teraszainak, valamint völgytalpainak felmérését. E munka két fázisban, időben elkülönülten zajlott.

A Páprágy-völgy részletes felmérését 2009 szeptemberében kezdtük meg. A völgy azon szakaszán hajtottunk végre műszeres mérést, amely már a lakott területek felett helyezkedik el (a völgytalp 220 méter t.sz.f.-i magasság feletti szakasza). Az alacsonyabb völgyszakasz esetében a terepi felmérés lehetetlen volt, mivel az egyrészt beépített, másrészt jelentősen át is formálták a beépítés következtében.

A felmérés elvégzéséhez *Sokkia SDL 50* digitális szintezőműszert használtunk. A műszer felállási pontjait úgy választottuk meg, hogy a terasz-szerű szint alacsonyabban és magasabban elhelyezkedő, jellemző pontjai közül minél többre szabad rálátás nyíljon. A felállási pontot minden esetben megjelöltük, hogy a későbbi mérések során azokra ismételtlen rá tudjunk mérni.

A mérés során a terasz-szerű szintek jellemző magassági pontjait, valamint – ha erre lehetőségünk adódott – a patakmeder talppontjait is felmértük. Ez az összefüggő szintek esetében több tíz, vagy akár 100 pontot is jelentett. A pontok magasságát relatív rendszerben rögzítettük, illetve a felállási ponthoz viszonyítva határoztuk meg.

Az egymástól távol eső terasz-szerű szinteket nem kapcsoltuk össze mérésekkel, hanem azokon *GPS* segítségével végeztünk helymeghatározást és szintezővel történő mérést. A munkánk során igyekeztünk minél pontosabb műszeres mérést végezni, azonban a terep nehézsége, a műszer korlátoltsága a méréseket a korábbi mm-es pontosságról néhány 10 cm-re rontotta (horizontálisan). A vertikális pontatlanság néhány cm-es maradt.

További méréseinket 2010 szeptemberétől kezdődően *Sokkia SET 630 RK3* digitális mérőállomással folytattuk. Munkánk során a völgytalp felmérését<sup>5</sup> és

<sup>5</sup> A völgytalp felmérése a völgy legmélyebb pontjait összekötő vonal és a völgytalpba vágódott patakmeder talppontjainak mérését jelentette. E pontokat (csekély kivételtől eltekintve a szintezőműszer korlátoltsága miatt) korábban nem volt módunk felmérni. A korábbi felállási pontok magasságát a mérés során abszolút értékekkel láttuk el, így a terasz-szerű szintek is abszolút magassági adatokat kaptak a számítások során, valamint a felállási pontok mért *EOV* koordinátái alapján újraszámolhattam tényleges helyzetüket.



a terasz-szerű szinteken korábban mért felállási pontok magasságának és helyzetének meghatározását (a két mérés során nyert adatok térbeli összekapcsolását) tűztük ki célként.

A műszer abszolút földrajzi helyzetének meghatározásához és a mérés elkezéséhez szükséges, minimum két ismert pont helyzetének felvételéhez *Garmin GPSMap 60CSxGPS*-vevőt használtunk. Így azokat már 1–2 méteres pontossággal tudtuk meghatározni. Az első felállási pontot egy korábbi mélyfúrás ma is jól látható helyén rögzítettük (4590 sz. érckutató fúrás), mivel annak ismert volt abszolút magassága. A mérés vertikális pontatlansága – a kiindulási alapként használt fúrás indulómagasságának bizonytalansága miatt –  $\pm 0,5$  méter körül alakult, amelyet igazoltak a további fúrásokra, útkereszteződésekre történő kontrollmérések. A mérőállomás mért pontjai, valamint a szintezőműszer méréseiből számolt pontok *EOV* koordinátákkal ( $x$ ;  $y$ ) és valós t.sz.f.-i magassággal rendelkeztek ( $z$ ).

Az előző év méréseit (a teraszmérés során felvett alappontokat) az alappontok újonnan felmért koordinátái alapján számoltam újra. Ezt követően a völgytalp és a teraszmérések adatbázisa egyesíthetővé vált. Az adatbázis tartalmazta az egyes pontok egyedi azonosítóját, a mérés során használt nevét,  $x$ ,  $y$ , és  $z$  koordinátáját, valamint indexét. Ezzel lejtő, völgytalp, terasz, csuszamlás, út, meder, törmelékkúp, keresztszelvény és tájékozó pont nevű kategóriákat különböztettem meg. E számok arra utaltak, hogy a mért pont a völgy mely kisebb felszínformájáról szolgáltatott információt.

Ezután a részletesen felmért völgytalpat, a terasz-szerű szinteket a kutatási terület digitális domborzatmodelljébe integráltam. Ehhez lehatároltam a Páprágy-völgy azon szakaszának vízgyűjtő-területét, ameddig méréseinket végeztük, majd csak e területen végeztem interpolációt. A terepi felmérés horizontális pontossága (felbontása) igen jó, körülbelül 30–40 cm maradt, míg a vertikális pontatlansága maximum 50 cm volt. A vízgyűjtő további részéről (völgyoldalak) azonban csak a topográfiai térkép szintvonalai nyújtottak információt (vertikálisan 2,5 méteres, míg horizontálisan körülbelül 5 méteres felbontással). A topográfiai térképről származó adatok felbontását azonban mesterségesen növelni kellett. Ez utóbbi nem vezetett tényleges információnyereséghez, azonban az adatok közös interpolációja végrehajthatóvá vált. A  $0,5 \times 0,5$  méteres horizontális felbontás kielégítően biztosította azt, hogy a modellben a kisebb felszínformák sem vesztek el. A patakmeder jelentős, minimum 1 méteres szélessége mellett a terasz-szerű szintek is jól láthatóvá, értelmezhetővé váltak, valamint e részletes felbontás (a vízgyűjtő-terület kis területén végezve műveleteket) sem kívánt a megszokottnál lényegesen, kiemelkedően nagyobb hardvertel-

jesítményt. A vertikális felbontást is 50 cm-ben állapítottam meg, mivel a terepi mérés pontatlansága e körüli, vagy ez alatti értéket vett fel.

A későbbiekben a vízgyűjtő-területének domborzatmodelljét a kutatási területről készült modellbe integráltam. Ezzel a Páprágy-völgy domborzatmodellje a mintaterület domborzatmodelljének részét képezte, részletes tartalmával további adatokat szolgáltatva.

Fontos figyelembe venni azonban azt, hogy az elkészült domborzatmodell a Páprágy-völgy völgytalpának legfiatalabb állapotát ábrázolja. A mérőállomással történt felmérés a 2010-es év második felében készült el, így a késő tavaszi-kora nyári intenzív bevágódás utáni állapotok kerültek felmérésre.

#### **4.6. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszínein és völgyein végzett vizsgálatok**

A geomorfológiai megfigyeléseimet alapul véve, a felszín típusok eltérő mértékben dőlő részeit körülhatároltam, azért, hogy a felszín típusok egyes részeinek dőlését össze tudjam egymással hasonlítani.

Az alacsonyan elhelyezkedő felszín típusot a Makár-hegy keleti lejtőjén, észak-dél irányba haladva két részre osztottam, mivel a geomorfológiai térképezés során megfigyeltem, hogy a Makár-hegy a felszín típus Jakab-hegy előtti tagjaival együttesen vesz részt a billenő emelkedésben. A közbenső felszín típusot három részre osztottam. Ennek határait a Páprágy-völgytől keletre, valamint a Kismell-völgytől nyugatra húztam meg. A felszín típus-részletekben fekvő felszíneket a domborzatmodellrel vettem össze. Majd az egyes felszínek magassági adatait kilistáztam. Ezek közül kiválasztottam a felszíneken leggyakrabban előforduló magassági értéket (a felszín magasságának módusza), valamint kiszámoltam a magassági értékek átlagát, minimum és maximum értékét.

A billenés mértékének, illetve annak pontos szögértékének meghatározásához, szükségem volt arra, hogy a felszínekhez kiszámolt értékeket a felszínen belül egy adott ponthoz rendeljem. Csak így volt lehetőségem azok térbeli változását megfigyelni. Ezért minden egyes felszínnek meghatároztam a középpontját és egy, a felszín típusot átszelő, a felszín típus dőlésével azonos irányú vonalra vetítettem azt.

Az e pontokhoz tartozó módusz, átlag, valamint minimum és maximum értékeket – a pontok egymástól való távolsága függvényében – grafikonon ábrázoltam, valamint a legnagyobb és legkisebb értékekből (legalacsonyabb és legmagasabb felszín) meghatároztam a felszín típus dőlését. E szögértékből kiszámoltam az egyes felszínek levetített középpontjának várható értékét, majd ezeket összevettem a felszínek minimum, maximum és átlagos magasságával.

A völgytalpak magasságát – a hipotézis szerint ezek magassági helyzete összefüggésben áll a felszínnek tengerszint feletti magasságával és azok billenésével – a domborzatmodell magassági adataiból szerkesztett keresztaszelvényekkel ábrázoltam. A keresztaszelvényeket a felszínnek billenési irányával párhuzamosan húztam meg. E keresztaszelvények további információt szolgáltattak a völgyeken elvégzett vizsgálatokhoz is.

A billenő kiemelkedés következtében a billenésre merőleges völgyek azon völgyoldalai, amelyek az intenzív emelkedéstől távolabb esnek meredekebbé, míg az ahhoz közelebb fekvők lankásabbá válnak. Ezt az összefüggést a felszínnek, a völgytalpak, és a DDM segítségével vizsgáltam meg.

Völgyoldalnak tekintetem azokat a lejtőket, amelyek az adott felszíntípus felszínei és a völgytalpak között helyezkedtek el. Ezeket a völgytalpak és a felszínnek és felszíntípus-részleteket határoló térképek metszetével válogattam le. Az így elkészült térképről elkülönítettem azokat a völgyoldalakat, amelyek az intenzív emelkedés irányával megegyező, illetve ezzel ellentétes kitétségek, valamint kiszámoltam ezek lejtését. A geomorfológiai térképezés során a billenés irányát dél-délnyugatinak határoztam meg, ezért a dél-délnyugati, valamint a kelet-északkeleti kitétségű lejtőket különítettem el. A vizsgálatba bevontam azokat a völgyoldalakat is, amelyek fentiekén kívül a fő irányoktól észak, valamint déli irányba  $22,5^\circ$ -kal fekszenek. A feldolgozandó adatmennyiség csökkentése végett a lejtőszögértékeket 3 fokként újraosztályoztam. A völgyoldalakhoz tartozó lejtőszög értékeknek kiszámoltam a móduszát, valamint az átlagát.

A felszíntípusok billenő kiemelkedése által kiváltott völgy-aszimmetria a lejtőoldalok hosszának változásával is járt. A felszíntípus billenésének irányával megegyező kitétségű völgyoldalak területe növekedett, míg ezáltal az ellentétes kitétségűeké csökkent. E völgyoldalak területének összehasonlításához a fentiekben előállított völgyoldaltérképeket használtam fel.

A hegységblokkok kibillenése a közbenső és az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus felszínei között húzódó, valamint a kiemelt tetőfelszínektől északra fekvő lejtők közötti meredekség-különbségben nyilvánul meg legszembetűnőbben. Mindamellert a kitétség okozta morfológiai különbségek ismeretének hiányában ez hordozza a legnagyobb bizonytalanságot is. A deráziós jellegű és eróziós völgyek észak-déli irányban történő arányváltozása jobban rámutat a kibillenés észak-déli komponensére.

A deráziós és eróziós jellegű völgyszakaszok arányának vizsgálatához a deráziós és az eróziós jellegű völgyszakaszok, valamint a felszíntípusok határát tartalmazó térképet használtam. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő fel-

színtípust tagoló deráziós jellegű és eróziós völgyek arányát (amely a völgyek területének arányán alapult) összevettem egymással.

A geomorfológiai térképvázlaton megfigyelt változásokat alapul véve a felszíntípusokat további részekre osztottam. E határok meghúzása a közbenső felszíntípus dőlési irányára merőlegesen és a szemmel látható eróziós-deráziós völgyarány-változás mentén történt. Majd kiszámítottam a felszíntípus-részletekre jellemző eróziós-deráziós arányt. Ennek a dőlését követő változása így már számszerűen összehasonlíthatóvá vált.

A kutatási terület további részein – a kontrollterületként vizsgált Misina-Tubes-vonulatnál – az 1 : 50 000-es térképi alapokon nyugvó domborzatmodellt használtam. Ez utóbbinak a horizontális és vertikális felbontása is messze elmarad a 1 : 10 000-es méretarányú térképből előállított modellétől. Ezért a kontrollterületen a felszínformák, felszíntípusok geomorfometriai tulajdonságait keresztshelvények készítésével tártam fel.

#### 4.7. A Páprágy-völgy völgytalpán történő recens bevágódás vizsgálata

A völgyben jelentkező bevágódás észlelésére rendszeres terepbejárásokat tettem. E megfigyeléseket összehangoltam a völgyben folyó részletes terepi felméréssel. A meder recens bevágódását azért vizsgáltam, mert az így nyert adatokból következtetést vonhattam le a patakmeder vertikális fejlődésének gyorsaságára (a lineáris erózió és bevágódás mértékére), a völgytalpon több helyen kialakult erőteljes bevágódás korára. Mindamellett, közvetve ugyan, de a völgyek előterében fekvő, vitatott korú hordalék- és törmelékűkúpok fejlődési ütemére is jól rávilágíthatnak.

Munkám során a patakmederről fotódokumentációt készítettem. A vizsgálat során a patakmeder 270 méter t.sz.f.-i magasságnál alacsonyabban fekvő részeit dokumentáltam, mivel a korábbi terepbejárások megfigyelései alapján itt számítottam intenzív eróziós folyamatokra. Meghatároztam a patakmeder lépcsőit, amelyeknél hátravágódó erózióra, illetve előttük bevágódásra lehetett számítani. Ezeket lefotóztam, valamint a későbbi azonosíthatóság miatt *EOV* koordinátájukat is felvettem.

A bevágódás mértékét és a patakmeder szélességét mérőszalaggal mértem meg. A későbbi csapadékos periódusok során, vagy éppen a hóolvadást követően lezúduló víz a patakmederben jelentős eróziós és egyben akkumulációs tevékenységet is végzett. Ennek nyomait az előbbihez hasonlóan az adott periódusok után rögzítettem, törekedve arra, hogy a megismételt fényképek az előb-

bihez hasonló szögből és megegyező fókusz távolságból készüljenek (NYSSEN J. et al. 2009; FRANKL A. et al. 2010).

E megfontolások után, a különböző időben készült képeken ábrázolt meder-állapotok jól összehasonlíthatóvá váltak, valamint a bevágódás mértékét pontosabban lehetett megbecsülni. A patakmeder újbóli mélység-, illetve szélességmérését szintén elvégeztem. Az újonnan létrejött eróziós formákat dokumentáltam. Az így létrejött adatbázist, valamint a fotódokumentációs anyagot a feldolgozáshoz rendeztem, valamint szűrtem azt.

## 5. KUTATÁSTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

Bár a vizsgált terület geomorfológiai kutatása elég hosszú időre (SZABÓ P. Z. 1931) nyúlik vissza, a megállapítások jelentős része azonban csak négy-öt szerző, szerzőcsoport tollából származik. A geológiai kutatások, amelyek néha geomorfológiai problémákat is érintenek, a nyersanyagkészletek miatt jóval bővebbek és részletesebbek. Sajnos az idősebb nyersanyagok kutatása miatt a fiatalabb (plio-pleisztocén) rétegekről kevés információ áll rendelkezésre. Az általam áttekintett kutatófúrások általában nem, vagy csak nagyon kis számban részletezik a negyedidőszaki üledékeket, annak ellenére, hogy azok jelentős szerepet töltenek be a terület morfológiai megjelenésében.

További problémát jelent az is, hogy a földtörténeti korbeosztás folyamatos változása mellett publikált művek szerzői általában nem jelezték, hogy az egyes fogalmakat (pl. pliocén, pannon, mediterrán) milyen értelemben (kronosztratigráfiai, vagy geokronológiai) és milyen időkeretben értelmezték. Az így gyűjtött jelentős mennyiségű ismeretanyag nagy része nehezen korrelálható a későbbi kutatási eredményekkel, vagy egyáltalán nem értelmezhető.

A terület részletes geológiai megkutatottságához hozzájárul az is, hogy a Paksi Atomerőmű közepes- és nagyaktivitású hulladékát nyugat-mecseki területen (Bodai Agyagkő Formáció) szándékoznak elhelyezni. Az alábbiakban, a korábbi munkák áttekintését főként geomorfológiai felszín típusokra, illetve felszínfejlődési problémakörökre bontva tettem meg. Ezt az teszi indokolttá, hogy a megszokott időrendi feldolgozás azt zavarossá tenné, mert egy időben többféle (geológiai, geomorfológiai, paleontológiai stb.) tanulmány is megjelent a kutatási területről.

### 5.1. Abráziós színlők, lepusztulási szintek

A XIX. század végi és XX. század eleji tanulmányok szerint a Mecseket a középső-miocénben tenger vette körül (BÖCKH J. 1876; VADÁSZ E. 1935). Az első geomorfológiai megfigyelések Prinz Gyula nevéhez köthetőek, aki már 1936-ban felhívta a figyelmet a Jakab-hegy déli lankáin húzódó felszínnek pannóniai korára, illetve művében (PRINZ GY. 1936) több helyen is olvashatunk a hegy morfológiájára – főként az egykori színlők elhelyezkedésére – vonatkozó megfigyeléseiről.

Az 1930-as évektől kezdődően főként VADÁSZ E. (1935) és SZABÓ P. Z. (1931, 1935) foglalkozott az egykori tengerelöntésekkel. Kavics-előfordulásokra és egyéb feltárásokra támaszkodva meghatározta a mediterrán-tenger (ma bádeni tenger) színlőinek pontos elhelyezkedését (SZABÓ P. Z. 1931). Ebből további

következtetéseket vont le a Nyugat-Mecsek antiklinálisának mediterrán utáni mozgásaira vonatkozóan. A későbbi kutatások csak hozzávetőleges adatokat közölnek az egykori legmagasabb tengerelöntésről, annak nyomát 300 méter tengerszint feletti magasságban találták meg (LOVÁSZ GY. 1970; LOVÁSZ GY. – WEIN GY. 1974).

A felső- és alsó-pannon üledékek változatos kifejlődését számos szerző bizonyította a területen (KLEB B. 1973; KONRÁD GY. 2004). Elterjedésükből, tektonizáltságukból főként a hegységszerkezet alakulására, tektonikus mozgásokra, vagy a Mecsekalja-öv menti pull-apart medencék fejlődésére következtek.

CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. (1983) a Misina-Tubes-vonulat déli lejtőin – 370–390 méter t.sz.f.-i magasságon (!) elhelyezkedő – felső-pannoniai homokokon végzett üledékföldtani vizsgálatokat. VADÁSZ E. (1935) e feltárásokat korábban még a bádeni tengerelöntéshez kötötte (KOCH L. 1988). Munkájuk a legnagyobb mértékű felső-pannon tengerelöntés magasságának meghatározása miatt különösen fontos.

KOCH L. (1988) szerint a Mecsek déli oldalán, annak ritmusos kiemelkedése következtében három fő teraszrendszer alakult ki. Az abráziós tevékenység nyomai (abráziós színlők) ma már jelentősen elroncsolva, völgyközi hátaik formájában húzódnak Kővágószőlőstől egészen a Tettye-patak völgyétől keletre eső völgyközi hátig. A Kővágószőlőstől a Makár-hegyig folyamatosan emelkedő szintek egy, napjainkig is tartó, billenő kiemelkedés következtében nyerték el jelenlegi magasságukat. A Magyarürögi-völgy vízgyűjtőjén megfigyelt felsőszakasz jellegű vízfolyásokból és a fent említett abráziós színlők feldaraboltóságából az erózió tektonikus előrejelzettségére következett.

Az újabb, általános, nagyobb területre kiterjedő vizsgálatokból is fontos következtetéseket vonhatunk le a szűkebb értelemben vett kutatási területre. Ilyen átfogó, miocén tengerelöntéseket bemutató fáciestérképek HÁMOR G. et al. (1987), HÁMOR G. – HALMAI J. (1995), HÁMOR G. (1995, 2001) névéhez fűződnek.

MAGYAR I. et al. (1999, 2007), MAGYAR I. (2009), a Pannon-beltő visszahúzódása idejének – és a selfperemek helyének – pontos meghatározását végezték el, lehetőséget adva így a pedimentáció kezdetének tér- és időbeli meghatározásához.

## 5.2. Hegylábfelszínek, hegyláb felszín-képződés

A hazai és nemzetközi szakirodalomban még ma is gyakran megfigyelhető az olyan fogalmak változatos és kevert alkalmazása, amelyek a különböző nagy



felszínfejlődési elméletekhez kapcsolódnak. Sokáig a hazai tudományban párhuzamosan éltek egymás mellett az össze nem egyeztethető fogalmak, mint a klimatikus geomorfológia tönkjei, a davisai ciklustan tönklépcsői és a pencki értelemben vett hegyláblépcsők stb.

A hazai szakirodalomban az 1960-as években megjelenő hegylábfelszín és hegylábfelszín-képződés fogalmak ebben a bonyolult és sokszor ellentmondásos közegben csak további félreértéseket, bizonytalanságot okoztak. Fontosnak tartom a hegylábfelszín fogalma kialakulásának, elterjedésének és értelmezésének tisztázását.

### *5.2.1. A hegylábfelszín fogalmának megszületése és kiterjesztése*

GILBERT G. K. (1887) említi először az észak-amerikai száraz, félsivatagi-sivatagi területek hegységei peremén megfigyelt kemény kőzetbe vajt sziklafélsíkokat. Ennek ellenére a hegylábfelszín, illetve pediment fogalmának megszületésére még 20 évet várni kellett.

McGEE W. J. 1897-ben – Davis ciklustanának publikálása előtt két évvel – mutatta be (GILBERT G. K. (1887)-hez hasonló mintaterületen dolgozott) a pedimentek kialakulását és főbb alaktani jellemzőit. Azok kifejlődését rétegerózióval magyarázta, erre utal munkájának címe is: „Sheetflood erosion”. McGEE W. J. (1897) szerint a meleg-száraz területek nagymértékű napi hőingása jelentős mennyiségű inszolációs aprózódott törmelék eredményez, amelyet a hirtelen lezúduló csapadékvizek és a gravitáció tereget szét. A pediment felszínét ennek következtében nem borítja vastagabb üledéktakaró, mint amennyit a lefolyó vizek el tudnak szállítani.

A pedimentek és a száraz területek egyéb formakincsének kutatása egészen az 1950-es évekig az észak-amerikai félsivatagi-sivatagi területekre koncentrált. Az európai kutatók (főleg franciák és németek) itt szereztek meg a pedimentekhez kapcsolódó ismereteiket. A francia CALLIEAUX A. (1950), BIROT P. (1951), DERREAU M. (1956), DRESCH J. (1957), TRICART J. (1961) és a német MENSCHING H. (1958, 1968), valamint MENSCHING H. – RAYNAL R. (1954) anyaországuk egykori gyarmatbirodalmának meleg-száraz területein – főleg Észak-Afrikában – folytatott kutatást.

A meleg-száraz területek megismerése előrehaladtával a pedimenteket vizsgáló kutatók – úgy, ahogy azt a trópusi tönkösödés kapcsán a klimatikus geomorfológia kimagasló személyisége LOUIS A. (1957) is tette – igyekeztek a pedimentképződést az arid, szemi-arid területektől eltérő klímaövekre is kiterjeszteni. KING L. C. (1949, 1962) szerint a pedimentáció nemcsak a száraz tró-



pusi területeken meghatározó felszínformáló folyamat, hanem az egyenlítői és a monszun éghajlaton, a mediterrán klímaterületeken is. Szerinte korlátozottan ugyan, de még a mérsékelt övben is megfigyelhető. Előbbi területeken a felszínelegyengetés általános, meghatározó formája, míg a mérsékelt övben alárendelt szerepet játszik.

Az említett kutatók (TRICART J. 1950; BAULIG H. 1952; DYLIK J. – RAYNAL R. 1966) korán felfigyeltek arra, hogy periglaciális klímaterületeken is kialakulnak a hegyláb felszínéhez rendkívül hasonló formák. Képződésüket a pedimentáció folyamatához hasonlóan magyarázták. Az inszolációs aprózódást itt a fagyaprózódás (kifagyás) helyettesíti, míg az időszakos csapadék elterelő, szállító munkáját az olvadékvizek és a geliszoliflukció végzi. A kialakult felszínformák kisebbek ugyan, valamint több lépcsőben helyezkednek el egymás alatt (VANDENBERGHE J. – CZUDEK T. 2008), mégis hasonlítanak az észak-afrikai, észak-amerikai pedimentekre. Ennek következtében az így képződött pedimentet kriopedimentnek, az azt létrehozó folyamatok összességét kriopedimentációnak nevezzük.

JOHNSON D. W. (1932) a pedimentek részének tekintette az előterükben lévő, a kemény kőzetbe vágott pedimenthez szorosan kapcsolódó, puhább üledékeket elnyeső félsíkokat is, amelyek a pedimentek folytatásában jelentek meg, a pedimentre jellemző lejtésértékekkel. Ezt több francia kutató (TRICART J. 1950; BIROT P. 1951; DRESCH J. 1957) is helytelenítette és azokra a glaciis kifejezés alkalmazását javasolta. A periglaciális területek hegyláb felszíneire így a krioglaciis kifejezés használata ajánlott.

*A fent idézett szerzők munkáiból kitűnik, hogy a hegyláb felszín és annak kialakulása klimatikus geomorfológiai fogalom, illetve jelenség. A hegyláb felszín kifejezés gyűjtőfogalom, amely annak mindkét részét: a pedimentet és a glaciist is magába foglalja. A hegyláb felszín-képződés arid, valamint szemi-arid területekhez, illetve azok klímájához kapcsolódik, ezért klimatikus (klímához köthető) geomorfológiai jelenség. Ugyanígy kapcsolhatók a periglaciális hegyláb felszínek (kriopedimentek és krioglaciisok) a hideg-száraz periglaciális területekhez.*

A pedimentáció előrehaladtával a pedimentek meredek, folyton hátráló lejtője felemésztheti a hegységet, amelynek következtében elegyengetett, tökéletlen síkság jön létre. Az így kiformált pediplént (MAXSON J. M. – ANDERSON G. H. 1935) viszont el kell különítenünk a davisai végső tönktől (peneplain), valamint a Penck-féle Primerrumpftól és Endrumpftól.

*Úgy is gondolhatnánk, hogy hegyláb felszínek alaktani sajátosságai következtében hasonlítanak a PENCK W. (1924, 1925) által leírt hegyláb lépcsőkre*

*(Piedmonttreppe), vagy a DAVIS W. M. (1899a, 1899b, 1912, 1923), JOHNSON D. W. (1910) által leírt tönklépcsőkre. Azokkal azonban nem hasonlíthatóak össze, mivel a pencki és daviszi bigenetikus felszínfejlődési elméletek főként a hegység gyorsuló emelkedésével, illetve annak szakaszos mozgásával magyarázzák a hegyláblépcsők és tönklépcsők létrejöttét, szemben a hegylábfelszínnek klimatikus értelmezésével. Ez nem jelenti azt, hogy a szemi-arid klímán formálódott hegylábfelszíneinket, valamint periglaciális hegylábfelszíneinket ne érték volna tektonikus hatások.*

A fenti elméletek geomorfológusokra gyakorolt hatása olyan nagymértékű volt, hogy a pedimentáció felismerői és a hegylábfelszíneket vizsgáló kutatók egészen az 1950-es, 1960-as évekig a daviszi ciklustant, illetve annak sivatagi területekre, még Davis által 1905-ben alkalmazott (DAVIS W. M. 1905) és továbbfejlesztett (DAVIS W. M. 1912) változatát próbálták alátámasztani, bizonyítani és tovább finomítani. A kriopedimentek és krioglacisok létezésének bizonyító értékű leírásáról már az 1940-es években olvashatunk (PELETIER L. C. 1950), azonban a szerző ezzel a daviszi ciklustan periglaciális területekre való alkalmazását, úgynevezett periglaciális ciklustan kidolgozását próbálta megvalósítani.

### ***5.2.2. A hegylábfelszín-képződés fogalmának hazai megjelenése és elterjedése***

Magyarországon a hegylábfelszín-képződés kutatása tekintetében egészen a XX. század elejéig kell visszatekintenünk. A század elejének kutatásai – ahogy a pannon üledékek értelmezésében is történt (MAGYAR I. 2004) – nagy lehetőséget szalasztottak el.

Id. Lóczy Lajos, a századelő egyik leghíresebb geológusa már foglalkozott különböző típusú lepusztulási szintekkel (LÓCZY L. 1913), azonban eredetüket, kialakulásukat nem vizsgálta, nem magyarázta részletesebben. A Cholnoky Jenővel megalkotott, majd később a CHOLNOKY J. (1918) által továbbfejlesztett pannon-pontusi sivatagi deflációs elmélet volt az, amelynek továbbgondolását nemcsak hogy elszalasztották, hanem elvetették, sőt egyenesen tagadták.

CHOLNOKY J. (1918) a pannóniai tenger visszahúzódása után száraz, sivatagi klímát feltételezett, így a bazaltplatós tanúhegyek, valamint a somogyi meridionális völgyek kialakítását is e sivatagai klímához kapcsolódó, erőteljes deflációval magyarázta. A pannon-pontusi klimatikus viszonyok feltárása, valamint a felszínformálási folyamatok megismerése azonban nem vezetett el a hegylábfelszín felismeréséhez. Cholnokyra – főként észak-amerikai utazását követően – nagy hatással volt a DAVIS W. M. (1899a, 1899b) által kidolgozott ciklustan, így

a ma általunk hegyláb felszínnek tekintett formákat abráziós színlökként, tönkökként, vagy leggyakrabban tönklépcsőkként azonosították.

Mindehhez főként Bulla Béla és munkássága (BULLA B. 1943, 1947, 1958) járult hozzá, mivel ő, mint a klimatikus geomorfológia első és egyben legmeghatározóbb hazai alakja egyenesen tagadta a Lóczy-Cholnoky-féle sivatagi elképzelést (BULLA B. 1943, 1962) – pl. a tanúhegyek kialakulását jégkorszaki, glaciális deflációval magyarázta. A bűdeli klimatikus geomorfológia (BÜDEL J. 1934, 1948, 1982) képviselőjeként a krétától a középső-miocénig trópusi, majd a középső-miocéntól a pannonig szubtrópusi tönkösödést feltételezett (BULLA B. 1962). Elméletét pont azokkal a vörösayagokkal támasztotta alá, amelyeket ma a hegyláb felszínnek korrelatív üledékeiként használunk.

Munkája a következő évek, évtizedek gondolkodására erőteljesen rányomta bélyegét. LANG S. (1953, 1955) a Magyar-középhegységéből számos helyről említett tönkfelszíneket. SZÉKELY A. (1960, 1968) a Mátrában, PINCZÉS Z. (1960, 1968, 1969) a Bükkben írt le a Bulla-féle értelemben vett tönköket, valamint a pencki értelemben vett hegyláb lépcsőket. Ez utóbbi forma alkalmazása még a tönköknél is szélesebb körben terjedt el. A Mecsek esetében, a könyvben közbenső felszíntípusba sorolt felszínek – amelyek abráziós színlők voltak, majd a hegyláb felszín-képződés során átalakultak – több szerzőnél is hegyláb lépcsőként szerepelnek.

A magyarországi hegyláb felszínnek első leírását PÉCSI M. (1961, 1963b) és PÉCSI M. – SZILÁRD J. (1968, 1969) végezte el. A hegyláb felszín-képződés és hegyláb felszínnek mellett azonban még tovább élt a már említett hegyláb lépcső és főként a tönk fogalma. PÉCSI M. kötötte először a hegyláb felszínnek kialakulását a Pannon-beltő visszahúzódását követő időszakhoz (PÉCSI M. 1963b, 1965), amely során a kialakuló hegyláb felszínnek elmesztették a Pannon-beltő üledékeit. Nemcsak elnyesik a pannóniai üledékeket, hanem a legidősebb teraszoknál idősebbek. PÉCSI M. (1963b) szerint a hegyláb felszínnek két szintben helyezkednek el a középhegységi területeken. A magasabb szintek pliocén, míg az alacsonyabbak pleisztocén hegyláb felszínnek. Elkülönítette a hegységperemen, valamint a völgyek mentén kifejlődött, úgynevezett völgyi pedimenteket is.

PÉCSI M. (1961, 1962a, 1962b, 1964a, 1964b, 1970, 1991, 1997) tanulmányaiban a kriopedimenteket és krioglacisokat, valamint azok klimatikus feltételeit is vizsgálta, amelyhez a periglaciális talajfagyjelenségek (SZÁDECKY-KARDOSS E. 1936) és pleisztocén periglaciális klíma felismerése (KEREKES J. 1938, 1939, 1941) vezetett el. Az őt követő kutatók (PINCZÉS Z. 1974, 1977, 1981, 1983, 1986, 1987, 1998a, 1998b; SZÉKELY A. 1969, 1977, 1983, 1985) az ezt követő évtizedekben a középhegységi területekről több helyről írták le a fent említett

kriopedimenteket, krioglacisokat. Ezt követően a magyarországi geomorfológiai irányzatok más irányokba tolódtak el és a heglábfelszínek részletes vizsgálata egészen az 1980-as, 1990-es évekig (JUHÁSZ Á. 1988; SCHWEITZER F. 1993) váratott magára.

### **5.2.3. A heglábfelszínnek korrelatív üledékei és felszínformái**

Az utóbbi évtizedek kutatásai és a korábbi vizsgálatok újraértelmezése igazolták, hogy a miocén-pliocén, valamint pleisztocén heglábfelszínnek több speciális üledékekkel, illetve geomorfológiai formával korrelálhatók. A legerjedtebb korrelatív üledéknek tekintjük a Béraltaváriumban kifejlődött heglábfelszíneket borító csarnótánumi vörösayagokat (GEREI L. et al. 1979; PÉCSI M. et al. 1983, 1988b; PÉCSI M. 1968, 1985, 1991; SCHWEITZER F. 1993). Az ezekkel kapcsolatos első összehasonlító vizsgálatokat és paleogeográfiai rekonstrukciót SCHWEITZER F. – SZÖÖR GY. (1997) végezték. Azóta számos, főleg geokémiai, -fizikai tulajdonságukat vizsgáló tanulmány jelent meg róluk (KOVÁCS J. 2003a, 2003b, 2007, 2008). A vöröses agyagok már a jóval fiatalabb, villányiumi heglábfelszínnek korrelatív üledékei (SCHWEITZER F. 1993).

A sivatagi lakk (fénymáz) és sivatagi kérgék a miocén-pliocén száraz időszakok klímájának rekonstruálásában nyújtanak nagy segítséget. SCHWEITZER F. – SZÖÖR GY. (1992) a mogyoródi és az algériai mintákat összehasonlító tanulmánya alapján tudjuk, hogy csak olyan területeken fordulnak elő, ahol az évi átlagos csapadék 130 mm alatti, az évi középhőmérséklet viszont 16–24°C közé tehető. Részletes geokémiai vizsgálatukat VARGA G. (2005) végezte el.

A pudingos homokkövek (TREITZ P. 1904; PÁVAI VAJNA F. 1941; SCHWEITZER F. 1993; KOVÁCS I. P. 2008) és tarkaagyagok (SCHWEITZER F. – SZÖÖR GY. 1992) a Pannon-beltő bezáródását és a visszamaradt víztestek bepárlódását jelzik. A sarkos-, vagy éleskavics-előfordulások (PAPP K. 1899; CHOLNOKY J. 1918; JASKÓ S. 1937; JÁMBOR Á. – KORPÁS L. 1969; JÁMBOR Á. 2002) – kivéve az utóbbi szerzőpáros véleményét – a Pannon-beltő utáni száraz időszak deflációját bizonyítják. A defláció során kifújt anyag általában meddő, faunamentes homokként halmozódott fel (MOTTL M. 1941). Ugyanezen időszak, intenzív inszolációs aprózódással járó, jelentős napi hőingására engednek következtetni az úgynevezett inszolációs breccsák (csontbreccsák), amelyeknek legfontosabb feltárása Beremenden található.

Ahogy az üledékhiányok – például a jászladányi fúrásban megfigyelt (RÓNAI A. 1985) –, úgy a geomorfológiai formakincs is utal erre a bizonyos meleg-száraz időszakokra. A tanúhegyek (CHOLNOKY J. 1918), deflációs mélyedések (VARGA

G. 2005; KOVÁCS I. P. 2008), meridionális völgyek és garmada buckák (pl. Zala-apáti-hát) mind a bérbaltaváriumi félsivatagi-sivatagi defláció maradványformái.

A már ismertetett meleg-száraz klímán képződő geomorfológiai formák képződési idejének jól megfelel a csapadékosabb időszakokban keletkező édesvízi mészkövek és karsztos mélyedések (barlangok) hiánya is (SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1974). A meleg-száraz időszakokban a karsztok dinamikus vízkészlete jelentősen lecsökken, ezért a karsztforrások kilépése, így az édesvízi mészkövek képződése is szünetel. A megfelelő csapadék-utánpótlás elmaradásával barlangok sem képződnek.

#### ***5.2.4. A hegyláb felszín-képződés paleoklimatológiai rekonstrukciója, típusfeltárások***

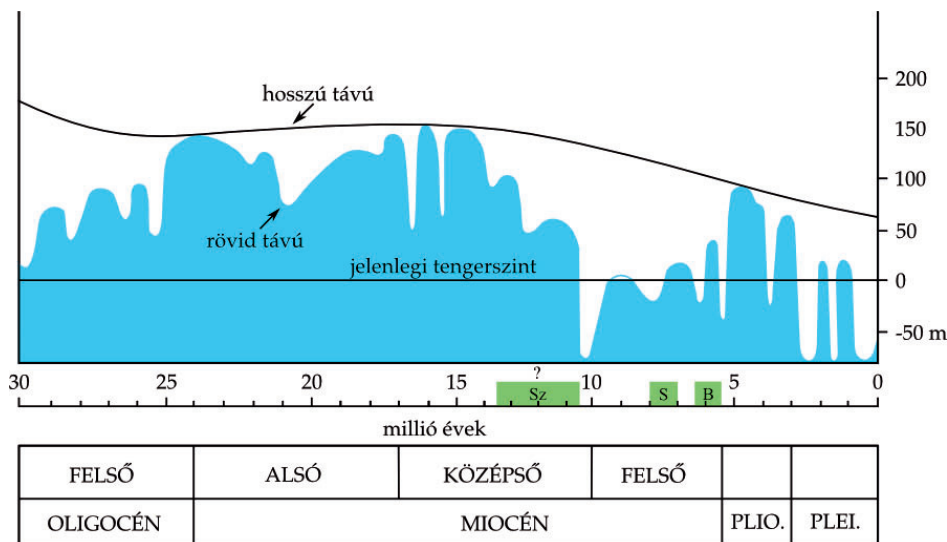
MAGYAR I. et al. (1999) és MAGYAR I. (2009) beltavi sztratigráfiai rendszere jól körülhatárolja a hegyláb felszín-képződés lehetséges tér- és időbeli elterjedését. A szárazföldi üledékek biosztratigráfiájára (KRETZOI M. 1969, 1983, 1985, 1987), valamint a korrelatív üledékekre, geomorfológiai formákra, fontosabb előfordulásokra támaszkodva elvégezhetjük a hegyláb felszín-képződés paleoklimatológiai rekonstrukcióját.

A miocén végén, illetve a pliocénben bekövetkező éghajlati változások nem csak a Kárpát-medencében éreztették hatásukat. A HAQ B. U.-féle (1987) világóceánok szintingadozásait ábrázoló görbét szemlélve (6. ábra) négy olyan szakaszt tudunk elkülöníteni az utóbbi 10–11 millió évben, mikor a világóceánok szintje drasztikusan lecsökkent (SCHWEITZER F. 1993, 2001, 2004b; VARGA G. 2005). Az adott időszakon belüli első 11,7 millió éve történt (szarmata tengerelőöntés a Kárpát-medencében), a második 7–8 millió éve (Sümegium), a harmadik és negyedik minimum 6,3–5,3 millió évre (Bérbaltavárium) tehető (POGÁCSÁS GY. et al. 1989).

A tengerszintcsökkenések (itt főként a Földközi-tenger szintváltozásaira utalok) nem feltétlenül kapcsolhatóak össze a Kárpát-medencében megfigyelt meleg-száraz periódusokkal. Bizonytalan az is, hogy a Földközi-tenger vízszintjének csökkenése hatással volt-e a Pannon-beltó vízszintjére, valamint a Kárpát-medence klímájára. Ha azt, mint beltónak tartjuk – nem volt kapcsolata a világtengerekkel –, a közvetlen hatás kizárható.

Azt is fontos szem előtt tartani, hogy a Sümegium idején a tavat a fokozatosan előrenyomuló deltafrontok már a Balaton vonalától délre, délkeletre eső területekre, majd a Bérbaltaváriumban a Dráva-medence, valamint a Szeged-

Makói-süllyedék területére szorították vissza (MAGYAR I. 2009). Így ekkor sokkal inkább a deltafrontok mögött kialakult fluviolakusztikus környezet geomorfológiája, valamint annak felszínén végbemenő folyamatok határozták meg a felszínfejlődés menetét.



6. ábra: Globális tengerszint-ingadozások az oligocéntől a pleisztocén végéig

Jelmagyarázat: Sz = Szarmata; S = Sümegium; B = Bérbaltavárium

(HAQ B. U. (1987) ábráját kiegészítette KOVÁCS I. P. 2010)

Az újabb modellkísérletek (MURPHY L. N. et al. 2009; SCHNECK R. et al. 2010) főleg azt támasztják alá, hogy a Messinai-sókrízis két minimuma alatt csak a Földközi-tenger medencéjében volt intenzív (6–7 °C-os) melegedés a tortónai korszakhoz képest. A modellek a peremterületeken a tortónaihoz képest hőmérséklet csökkenéssel és a csapadékmennyiség növekedésével számolnak, amelyet a paleobotanikai adatok (HABLY L. 2003) is alátámasztanak.

E probléma így továbbra is viták kiindulási pontját képezi, azonban a bérbaltaváriumi meleg-száraz időszak messinai sókrízissel történő paleoklimatológiai korrelációja a paleontológiai bizonyítékok tükrében egyértelműnek látszik. (Mindamellet a Bérbaltavárium meleg-száraz klímáját kiváltó folyamatok okai eddig ismeretlenek.) A fent említett szakaszokat főként PETHŐ GY. (1885) KRETZOI M. (1969, 1983, 1985, 1987), JUHÁSZ Á. (1972, 1983, 1988, 1995), SCHWEITZER F. (1993, 2001) kutatásai, valamint az újabb, a Pannon-beltóra vonatkozó kutatási eredmények (MAGYAR I. et al. 1999; MAGYAR I. 2009) alapján rekonstruálhatjuk.



Egyes szerzők szerint a hegyláb felszín-képződés már a Csákváriumban megindulhatott. A kiindulási szintet ehhez a korábbi pannóniai abrúziós színlők biztosíthaták (SCHWEITZER F. 1993; VARGA G. 2005). A csákvári Eszterházy-barlang a *Hipparionok* és *Muridák* beözönlésének emlékét őrzi. Magát a Csákváriumot KRETZOI M. (1987) az alsó- és felső-pannon határának tekintette. Az újabb adatok viszont a Csákváriumban a korábban gondoltnál jóval csapadékosabb klímát feltételeznek (MAGYAR I. 2009).

Az ezt követő első jelentősebb, meleg-száraz időszak a 7–8 millió év közötti Sümegium volt (MN12). KRETZOI M. (1987) ezt a *Congeria triangularis*, *Congeria balatonica* és *Congeria romboidea* időszakával és a robbanásszerűen megjelenő úgynevezett *Viviparus*-invázióval párhuzamosította. Az újabb adatok (MAGYAR I. et al 1999; MAGYAR I. 2009) alapján ilyen jellegű korrelációra csak lokálisan van lehetőség. Az emeletet a déli faunaelemek beáramlása jellemzi, ezt bizonyítják a *Meriones sp.* leletek és a Balatongyörökön talált zsiráf fossília is (VARGA G. 2005). A hegyláb felszínének képződésének tényleges megindulása, a kezdeti formák kialakulása 7–8 millió év közé tehető.

A hegyláb felszín-képződés fő időszaka a 6,3–5,3 millió év közé helyezhető Béraltavárium (SCHWEITZER F. – SZÖÖR GY. 1992; SCHWEITZER F. 1993, 2001; FÁBIÁN SZ. Á. et al. 2001a, 2001b, 2002, 2004a, 2004b; VARGA G. et al. 2003). KRETZOI M. (1983) ezt a Mein-féle 13-as emlőszónával azonosította. Ekkor alakult át a Kárpát-medence *Hipparion* faunája (a gazellák és a nedves elemek eltűntek). Ezzel az eseménnyel párhuzamosítható az egyházasdengelegi kereszttrétegzett homok *Meriones sp.* és *Epimeriones sp.* faunája (HIR J. 1995). Hasonlóan fontos faunafeltárásokat találtak még Osztramoson, Beremenden és Diósdon (KRETZOI M. 1953, 1961), illetve a lengyelországi Podlesice melletti barlangokban, hasadékköltésekben (KOWALSKI K. 1956, 1959).

A mai Dunántúl területéről visszahúzódott a Pannon-beltó, amelyet a polgárdi oázisfauna (KORMOS T. 1911a, 1911b; KRETZOI M. 1952; KORDOS L. 1992) és a feltöltődött területek fluviolakusztikus környezetére jellemző *Unio wetzleri*, mint édesvízi (folyóvízi, vagy tavi) kagylófaj megjelenése is jelez. A Béraltavárium meleg-száraz időszaka párhuzamosítható még a jászladányi fűrás 432–720 méter közötti szakaszával is (RÓNAI A. 1985; SCHWEITZER F. 1993; VARGA G. 2005).

A Béraltaváriumot SCHWEITZER F. (1993) a *messinai sókrízissel* korrelálta, amely során a Földközi-tenger medencéjében több száz méterrel csökkent a vízszint és jelentős evaporittelek képződtek (HSÜ K. J. et al. 1973, 1977). Mindezen paleogeográfiai események, paleoklimatológiai adatok alátámasztják azt, hogy a Lóczy-Cholnoky-féle pannon-pontusi sivatagi elképzelésnek van létjogosultsága a Kárpát-medence klímátörténetének és felszínfejlődésének rekonstruálásában.

A Béraltaváriumot követő Rusciniomot (5,3–4,2 millió év) átmeneti időszakként értékelhetjük, amelyet a lassú beerdősülés, a monszunerdők és ezekben a cibetmacskák és a kis panda megjelenése jellemez. Az emelet képződményeiből szinte teljesen hiányoznak a *Hipparionok* és csak néhány alfajuk előfordulása bizonyított a pleisztocénben (KRETZOI M. 1987). Az emelet végére teljesen befejeződött a hegyláb felszín-képződés.

A Rusciniomot követő Csarnótánium (4,2–3 millió év) szubtrópusi klímáján – a meleg-csapadékos időjárás kiváltotta intenzív mállás következményeként – képződött a hegyláb felszínét befedő, annak korrelatív üledékéül szolgáló típusos vörösagyag (SCHWEITZER F. 1993; SCHWEITZER – SZŐÖR GY. 1997; KOVÁCS J. 2003a, 2003b, 2007, 2008). Az emelet képződményeit a Rusciniumban megjelenő szubtrópusi fauna teljes dominanciája jellemzi. A fokozatos beerdősülés a *Hipparionok*, orrszarvúk visszaszorulásán, majd eltűnésén túl új állatfajok (*Spalaxok*, *Gliridák*, *Tapirus sp.* stb.) megjelenését eredményezte. Ekkorra tehető a valódi pockok (*Arvicolidae*), valamint az *Archidiscodon meridionalis* megjelenése is (JÁNOSSY D. 1979; KRETZOI M. 1953, 1962, 1969, 1983, 1985; KRETZOI M. – PÉCSI M. 1979).

A Csarnótánumból ismét lassú átmenet vezetett a Villányium (3–1,8 millió év) ismét szárazzá váló klímájába. A Beremendiumban (3–2,4 millió év) már csak vöröses agyagok képződtek és fokozatosan (ismét) szemi-ariddá vált a medence éghajlata. A pele-egér dominanciát (erdei magevők) felváltották a pockok és hörcsögök (mezei füevők). A Kislángium (2,4–1,8 millió év) szélsőséges félsivatagba hajló éghajlatát jól jelzi a struccok és tevék megjelenése, valamint a legidősebb, „meleg” löszök képződése (JÁNOSSY D. 1979; KORDOS L. 1992; KRETZOI M. 1969). Ez az alacsonyabb magasságon képződő, fiatalabb hegyláb felszín kialakulásának időszaka (SCHWEITZER F. 1993).

### 5.2.5. A hegyláb felszín és hegyláb felszín-képződés fogalmának gyakorlati alkalmazása

Munkámban főként a miocén-pliocén – sümegiumi és béraltaváriumi – és alsó-pleisztocén hegyláb felszín vizsgálatával foglalkozom. E formák meleg-száraz, félsivatagi-sivatagi klímán képződtek. A hegységek oldalában a jelentős napi hőingás következtében igen intenzív inszolációs aprózódás történt. A felaprózott közettörmelék az időszakosan hulló nagyintenzitású csapadékból összegyűlő vizek, időszakos vízmosásaikban (vádi-szerű formák) szállították tovább, az alacsonyabban fekvő hegységelőtér irányába (GILBERT G. K. 1887).

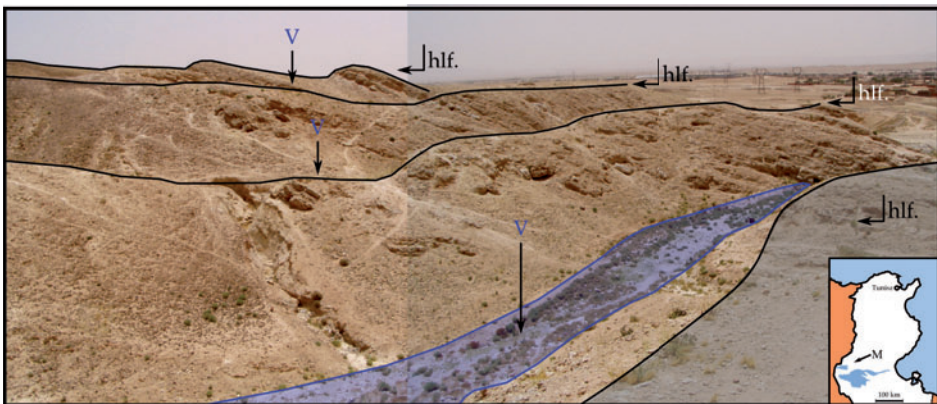


Az inszolációs aprózódás által érintett hegységi szakaszon meredek lejtő alakult ki, amely a hegyláb felszín fejlődésével a hegység irányába folyamatosan hátrált.

Az elszállított törmelék koptató munkájával elmetszette a hegység keményebb, valamint az előtér puhább kőzeteit, így egy enyhe lejtésű felsíkot formált ki. A hegység kemény kőzeteibe vágódott felsíkot pedimentnek (McGEE W. J. 1897), a puhább kőzeteket elnyesőt glacisnak (TRICART J. 1950; BIROT P. 1951; DRESCH J. 1957) tartom.

A pediment egyértelműen eróziós jelenség, míg a glacis, a törmelék erodáltságának és felhalmozódásának függvényében lehet eróziós és akkumulációs is. Ez utóbbit fedett és fedetlen részekre különíthetjük el (SZÉKELY A. 1992, 1997). Az inszolációs aprózódás folyamatának és a rövid szállítási útnak köszönhetően a hegyláb felszínén mozgó, vagy azon felhalmozódó üledék általában alig lekerékített, kevésbé görgetett.

Fontos, hogy a kialakult felsíkok nem jelentenek olyan egybefüggő, sík, lapos felszínt, mint pl. egy alluviális sík. Terepi megfigyeléseim és szakirodalmi adatok (THOMAS D. S. G. 1997) alapján a hegyláb felszínüket keletkezésüktől fogva egyre mélyülő és szélesedő, időszakos vizek által formált vízmosások, vádik tagolják (7. ábra).



7. ábra: Időszakos vízfolyásokkal tagolt hegyláb felszín részlete a tunéziai Métaouitól északra  
hlf. = hegyláb felszín; V = vádi-szerű vízfolyás; M = Métaoui (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010).

Ez a felszabdaltság félig-száraz – a száraz térségeknél jóval csapadékosabb – területeken rendkívüli vízhálózat-sűrűséget jelent. Ennek hatására a hegyláb felszín sokkal inkább értelmezhető a vádik, vízmosások, valamint a völgyek között húzódó háta csúcsmagasságai által alkotott felszínként, mint a fentiekben vázolt egybefüggő felsíkként. A szemi-arid területek hegyláb felszínének

felszabdaltságából következik az a kérdés is, hogy mennyire befolyásolják, vagy jelzik elő ezek a negatív eróziós formák a későbbi – akár az előbbtől gyökeresen eltérő klímán fejlődő – vízhálózatot?

A könyvben hegylábfelszínnek nevezem azokat az enyhe lejtésű félsíkokat, amelyek a miocén, a pliocén, valamint a pleisztocén meleg-száraz, illetve hideg-száraz időszakai alatt, a fent említett módon alakultak ki. A pleisztocén glaciálisok során kialakult formák esetében a pleisztocén periglaciális hegylábfelszín, mint gyűjtőfogalmat, valamint a kriopediment és krioglacis tagolást alkalmazom. A Kárpát-medence, valamint a kutatási terület hegylábfelszíneit fosszilis formaként értékelem, az egyes kriopedimentek és krioglacisok száraz-hideg klímára utalnak. Fosszilis voltukból következik, hogy kialakulásukat követő több százezer év felszínformálási folyamatainak bélyegét viselik magukon. A szakirodalomban leírt üde, jelenleg is fejlődő formák formabélyegeit csak alapos vizsgálatok során van lehetőség kimutatni.

### **5.3. Hordalékkúpok és patakeraszok**

A Misina-Tubes vonulat előterének vízgyűjtőiben ERDŐSI F. (1968, 1987) végzett részletes geomorfológiai vizsgálatokat. Régészeti feltárásokkal bizonyította a völgyek elvégződésénél fekvő hordalékkúpok fiatal – sokszor recens, vagy csak történelmi időkre visszanyúló – keletkezését.

Mindamellet a Nyugat-Mecsekben előforduló vízmosásokat is vizsgálta és megadta azok további kutatásának irányelveit. Feltárta a völgyek vízfolyásaira települt malmoknak a hordalékszállítás befolyásolásában játszott szerepét. Átfogó antropogén geomorfológiai megfigyelései (ERDŐSI F. 1977, 1979) – az antropogén jelenségek kategorizálása mellett – fontos információkat szolgáltatnak a kutatási terület fiatal felszínformálásáról, valamint támpontot adnak annak elvi megközelítéséhez. A hordalékkúpok keletkezését SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. (1977) a pleisztocén interglaciálisok idejére tette.

A hordalékkúpok és azon keresztül a vizsgált terület, valamint a Pécsi-medence fejlődéstörténetéhez CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. (2000) tanulmánya nyújtott újabb, hasznos információkat. A Jakab-hegy déli előtere hordalékkúpjainak egymáshoz viszonyított elhelyezkedéséből, valamint a patakok, völgyek irányváltoztatásából vontak le következtetéseket a medence pleisztocén süllyedési, a hegység emelkedési periódusaira vonatkozóan.

SCHWEITZER F. (2002) feltárta a Görcsönyi-hátra felkúszó és a Pécsi-vízhez igazodó felszínek helyzetét és azok korát, ez utóbbiakat a Duna teraszaival korrelálta. Először ő említi a dombságról a medence irányába futó völgyekben talált

terasz-szerű szinteket is, amelyek szerinte egykor a völgytalpakhoz igazodtak, de kialakulásukkal nem foglalkozott.

A völgyekben lévő terasz-szerű szintek kialakulásával, valamint a kisebb vízfolyások és medrük geomorfológiájával eddig csak kevesen foglalkoztak. A könyvnek nem célja a terasz kutatások átfogó elemzése, értelmezése, azonban a részletes vizsgálatok során feltárt formák értelmezésében egyes, ilyen jellegű irodalmi adatok támpontul szolgálhatnak.

GÁBRIS GY. (1986) az Északi-középhegység egyes részeinek vízhálózatának vizsgálatát végezte el, ehhez légifelvételeket használt. Munkája során kidolgozta a folyószakaszok hosszából és eséséből számított esésindexet, amelyből a folyószakaszok korára, a felépítő kőzetekre, a szállított hordalékra stb. vont le következtetéseket (GÁBRIS GY. 1986).

Későbbi munkái során GÁBRIS GY. (1995) irodalmi adatok és saját megfigyelése alapján pontosította a különböző holocén klimatikus fázisok éghajlatát, valamint ebből következtetett a folyóvízi bevágódás periódusaira is. GÁBRIS GY. (1997) megállapította, hogy a folyóvízi bevágódás üteme gyorsabb lehet, mint maga a teraszképződés. E művében részletesen vizsgálta a tektonikai folyamatok teraszképződésre gyakorolt hatását is.

#### 5.4. A völgy-, vízhálózat- és medencefejlődés

A Mecsek völgyeire tett első fontos utalás VADÁSZ E. (1935) munkájában jelenik meg, kialakulásukat a fiatal hegység szerkezet keletkezése utáni pleisztocénre teszi. A pleisztocén és a negyedidőszak kezdete, valamint értelmezése az elmúlt 100 év során gyakran változott. A további, a vízhálózat fejlődésére irányuló vizsgálatok a Pécsi-medence kialakulásán keresztül nyújtanak fontos információkat a kutatási terület felszínfejlődésének értelmezéséhez.

SZABÓ P. Z. (1955) a Pécsi-medence keleti részén fennállt, Pécsudvard-Vókány lefolyás korát prehisztorikus időtávlatban értelmezte, valamint a legfiatalabb kaptúrákat – amelyek jelenlegi tudásunk szerint a medence keleti terjeszkedésének korát is jelzik – az óholocénre datálta. Felhívta a figyelmet a Pécsi-medence, valamint az azt megelőző vízhálózat és a Karasica vízgyűjtőjének kapcsolatára is. A medencében fellelt régészeti maradványokból, szedimentológiai bizonyítékokból emelkedési és süllyedési fázisokra következtetett.

SZABÓ P. Z. (1964) mutatott rá először a medence északkeleti irányba tartó fejlődésére, valamint az azt bizonyító kaptúrákra. Kutatófúrások eredményeiből felismerte a medencét alkotó három, önálló fejlődéssel bíró, azonban egymásba fonódó Zóki-teknőt, Pellérdi-, valamint Nagyárpádi-medencét. Meghatározta a

Sumolyi- és a kialakulóban lévő Bogádi-süllyedék helyét is. A medencesor nyugati részére vonatkozó, igen intenzív süllyedést a Bükkösi-völgy elvégződésénél és a Szigetvári-dombságból délre kilépő patakok esetében is hiányzó hordalékkúpokkal, valamint egy királyegyházai fúrás üledékeivel magyarázta.

Ő írta le először a Pécsi-víz pécsbagotai szakaszát, mint antecedens völgyet. Megfigyelte a Görcsönyi-dombság würm végétől kezdődő és holocénban is tartó emelkedését („brachiantiklinális”), valamint a Dráva alföldi jellegű területének terjeszkedéséből következtetett a Mecsek emelkedésére. Tektonikai elképzeléseit még a Tisia-elmélet tükrében magyarázta, azonban morfológiai megfigyelései mindmáig időtállóak.

SZABÓ P. Z. (1955, 1957) szerint a Dráva-medence süllyedése csak a neolitikumban érte el Pécsét, így azt rendkívül fiatal képződménynek tekintette. A medencében és környékén található archeológiai feltárásokból következtetett a medencefejlődés folyamatára, valamint az arra hatással lévő emelkedési és süllyedési fázisokra. PÉCSI M. (1963b) a Pécsi-medencét szubmontán medencének tartotta.

Pécs részletes mérnökgeomorfológiai térképezése során SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. (1976), valamint SZILÁRD J. (1979) felfigyelt arra, hogy az Irma-, Krumpli-, Frühweiss- és Tettye-völgyek szerkezeti viszonyok által preformáltak.

CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. (2000) a miocén üledékek (pannon, szarmata) fekvőtérképéből (CSIKI G. – ERDÉLYI Á. 1986a, 1986b) következtetett a medence szerkezeti mozgásaira – attikai orogén (WEIN GY. 1967, 1969) – azonban annak felszíni megjelenését, a Keszün talált feltárás hordalékanyaga („felső-pannon hegylábi üledék”) alapján a pliocénbe helyezte. Ezt megelőzően szerintük a medence csak szerkezeti értelemben létezett. Ugyancsak feltárásokra és mélyfúrásokra alapozva meghatározták a pliocén lefolyási irányokat is (Magyarürögi-víz, Pécs-szabolcsi-víz és Vasasi-víz).

A Jakab-hegy déli lejtőjének geomorfológiai vizsgálata során feltárt vízfolyás-irányváltásokból és a hordalékkúpok magasság szerinti elrendeződéséből következtettek a medence három pleisztocén süllyedési fázisára (CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. 2000). Ezt támasztották alá a Pécsi-medence déli peremén északra nyíló völgyek esésgörbéjében megfigyelt lépcsőzetességgel is. A dolgozat fontos alapvetése, hogy a geomorfológiai fekvés egyben a geomorfológiai forma korát is meghatározza.

SCHWEITZER F. (2002) és SCHWEITZER F. et al. (2005) a Pécsi-medence kialakulásának korát a Posta-völgyben mélyített kutatófúrásban dokumentált Blake paleomágneses eseményről (PÉCSI M. et al. 1988a, 1988b) Brunhes-Matuyamára pontosították. SCHWEITZER F. (2002) felismerte, hogy a Görcsönyi-dombság

emelkedését a patakok kaptúrája jelzi. A szerzők emellett – Posta-völgyi fúrást értékelve meghatározták a Nyugat-Mecsek bérbaltaváriumi hegylábfelszínét, illetve az azt borító üledékeket.

SEBE K. et al. (2008), valamint SEBE K. (2009) újabb – főként tektonikus geomorfológiai – vizsgálatait a Mecsekalja-öv mozgásain keresztül következtettek a medence fejlődésére. A Jakab-hegy és a Pécsi-medence keleti elvégződésénél megfigyelt folyólefejeződések értelmezésével nyújtottak újabb adatokat.

### 5.5. Szerkezetalakulás

A Mecsekben először VADÁSZ E. (1935) végzett részletes geológiai megfigyeléseket, amelyek során felismerte a fiatal hegységet ért jelentős tektonikus hatásokat. Véleménye szerint a felső-pannon képződményeket is érintő mozgások során az alaphegység a déli előtérre tolódott<sup>6</sup>. SZABÓ P. Z. (1931) munkájában a bádeni tengerelöntés előtti emelkedéssel magyarázta a Vörös-hegyet a Jakab-hegy és Misina-Tubes-vonulatoktól elválasztó két völgy (mai megjelenésében völgytorzó) kialakulását.

SZABÓ P. Z. (1955, 1957) a felső-pannonban erőteljes, majd utána is folytató tektonikával, pikkelyeződéssel és a hegység emelkedésével számolt. WEIN Gy. (1967, 1969) hangsúlyozta, hogy a pleisztocén és az azt követő mozgások a korábban kialakult vonalak mentén következtek be.

A területen kutató szakemberek korán felismerték (VADÁSZ E. 1935) és igazolták (HÁMOR G. 1966, KLEB B. 1973), hogy az alaphegység gyűrődése már a kréta időszakban megtörtént. KLEB B. (1973) a hegység pannóniai korú üledékeinek elhelyezkedéséből, tektonizáltságából következtetett a pannóniai korszakban és az azt követően lezajló mozgásokra. A pannóniai szerkezetalakulás irányát északkelet-délnyugat, valamint kelet-nyugat irányban határozta meg. Ezzel szemben NÉMEDI VARGA Z. (1977, 1983) észak-dél irányú szerkezetalakulásról írt. LOVÁSZ Gy. (1970) szerint a pannóniai tengerelöntés idején a Mecsek egységes tömbként viselkedett (abráziós színlők).

SZILÁRD J. (1979) a Donátus mérnökgeomorfológiai térképezése során rámutatott a különböző lepusztulásszinteket felszabdalo völgyek keskeny vögytalpára, valamint arra, hogy a völgyekben nem képződtek teraszok. Mindezt a negyed-

<sup>6</sup> Az intrapanon mozgásokat – mivel azok korára főként a pannóniai kőzetekben mért elmozdulásokból következtettek – az üledékek felhalmozódását követő időre helyezem. A posztpannóniai mozgások, ugyanilyen megfontolások alapján ezektől fiatalabbak. Az 1990-es éveknél korábbi szakirodalomban a „pannóniai”, vagy „pannon” kifejezést főként pannóniai s.l. értelemben használták – annak ellenére, hogy maga az elnevezés (JÁMBOR Á. 1980) csak az 1980-as években született meg. Így a posztpannon tektonika, akár 600 000, vagy 1 millió évig (a pleisztocén kezdetétől függően) is tarthatott.

időszakban is aktív tektonikus folyamatokkal (emelkedés) magyarázta. Szinte mindegyik, a geomorfológiai térképezésben résztvevő szerző (SZILÁRD J. 1979; SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. 1976, 1977; SZILÁRD J. – LOVÁSZ GY. 1980) beszámolt a területét érintő posztpannon tektonikáról. A Hetvehely-Magyarszéki vonalat WÉBER B. (1977) definiálta először, vele szemben KONRÁD GY. – SEBE K. (2010) a Bakócai-övet tartják a Nyugat-Mecseket deformáló tektonika északi határának.

Ugyancsak VADÁSZ E. (1935) számolt be elsőként a Mecsek előterében megfigyelhető jelentős oldalelmozdulásról. SZEDERKÉNYI T. (1974) felismerte, hogy a Mecsekalja-vonal már a variszkuszi időkben is létezett. A későbbi kutatások már az itt bekövetkezett, balos elmozdulást is bizonyították (SZEDERKÉNYI T. 1976; CSONTOS L. et al. 1990; BENKOVICS L. 1997).

A hegység virágszerkezetét WÓRUM G. (1999) említi először. TARI G. (1992) és TARI G. et al. (1992) szerint a területen már a miocénben kialakulhattak az úgynevezett pull-apart medencék. Ezek részletes fejlődéstörténetét BENKOVICS L. (1997) írta le. KONRÁD GY. (2004, 2005) szerint a medencék fejlődése ennél jóval korábban, a paleogénben megkezdődhetett. Erre utalnak a Szentlőrinci-medencében talált (WÉBER B. 1982) paleogén üledékek is (KONRÁD GY. – SEBE K. 2010). A medence részletes vizsgálata során (KONRÁD GY. 2004; SEBE K. 2009; KONRÁD GY. – SEBE K. 2010; SEBE K. et al. 2008) további részletes információkat kapunk a medence szerkezetfejlődéséről és a környékén lejátszódó mozgásokról, valamint azok koráról.

A legújabb kutatások (KONRÁD GY. – SEBE K. 2010) a Nyugat-Mecsek 26 feltárásában tett megfigyelések alapján következtettek a fiatal – pannon utáni – tektonikai mozgások elterjedésére, korára, valamint a Pécsi-medence szerkezetfejlődésére. Megfigyelték a Mecsekalja-öv pécsi és attól keletre eső szakaszának posztpannon észak-déli, északnyugat-délkeleti kompressziós szakaszát, valamint azt, hogy az öv aktivitása nyugati irányban egyre idősödik.

Irodalmi adatokra hivatkozva a Cserkút – 1 : 10 000-es méretarányú – földtani térképlap nyugati részétől nyugatra nem számolnak fiatal tektonikával. Megállapították, hogy a posztpannoniai, valamint negyedidőszaki mozgások során a Nyugat-Mecsek egységes tömbként viselkedett. Több feltárást elemezve következtettek arra, hogy az egykori pull-apart medenceként viselkedő Pécsi-medence mára transzpressziós jelleget ölt. További fontos megállapításuk, hogy a Mecsekalja-öv északi határa a Mecsekalja-, míg déli határa a Görcsönyi-feltolódás. SEBE K. (2009) a Mecsekalja-öv pécsi és attól keletre terjedő részének holocén aktivitását a medence és vízfolyások fejlődésével (kaptúrák) bizonyította.



BARABÁS A. (2010) szerint a Mecsekben a miocén üledékképződés a sakk-táblaszerű, vertikálisan mozgó egységeken indult meg. Ennek okát a pull-apart medenceképződésben és a hozzá köthető szerkezeti vonalak aktivitásában látta. Meghatározta a hegységet érintő mozgásfázisokat, valamint pontosította a Mecsek-alja-vonal menti elmozdulás mértékét. A Pannon-beltő visszahúzódása utáni időkben a hegység intenzív emelkedésével számolt. A pannóniai abráziós színlők kibillent helyzetéből arra következtetett, hogy a Mecsek keleti része intenzívebben emelkedett, mint a nyugati. A Mecsek földtani fejlődéstörténetét recens analógiákat is felhasználva KONRÁD GY. et al. (2010) foglalták össze.

### 5.6. Geoinformatikai és geomorfometriai vizsgálatok

A hazai morfometriai kutatások történetében egészen az 1950-es, 1960-as évekig kell visszatekintenünk. Ekkor kezdődött meg a korráziós völgyek részletes vizsgálata. (A korrázió és derázió kifejezések azonos tartalommal bírnak, azonban ez előbbi elavulttá vált.) Azok morfometriai definiálásához, összehasonlításához keresztshelvényeket, geomorfológiai vázlatokat és lejtőtérképeket használtak (KÉZ A. 1956; MAROSI S. 1965; SZILÁRD J. 1965; PÉCSI M. 1962a, 1997). A későbbi időkben is gyakran hivatkoztak rájuk, mint tál-, vagy kád-alakú sekély mélyedésekre – megadva genetikus geomorfológiai értelmezésüket is –, azonban további részletes morfometriai értékelésük nem történt meg (BUGYA T. – KOVÁCS I. P. 2009).

Az 1970-es évektől hazánkban a morfometriai kutatásoknak új fejezete kezdődött. A kutatások főként egy szerzőhöz kapcsolódtak. KERTÉSZ Á. (1972, 1974, 1976) által kidolgozott morfometriai módszerek és az általa elvégzett morfometriai vizsgálatok nagy érdeklődésre tarthatnak volna számot. Azonban ekkor, a személyi számítógépek megjelenése előtt, olyan, mai szemmel egyszerű és gyakran alkalmazott térképek, mint a lejtőkiettség, vagy lejtőkategória előállítására óriási energiát igényelt. A kézzel elvégzett számítások óriási időigénye nem tette lehetővé, hogy az ilyen jellegű vizsgálatok országos szinten elterjedjenek. Mi több, azok reprodukálásával senki sem próbálkozott.

A geoinformatikai (GIS) módszerek alkalmazása mellett azoknak egy speciális területe a geomorfometria (PIKE R. J. et al. 2009) is elterjedt a személyi számítógépek megjelenésével. Magyarországon azonban, egészen az ezredfordulóig csak nagyon kevesek használták ki a számítógépek (GIS szoftverek) adta lehetőségeket (BUGYA T. 2008). Ezek egyrészt karsztos területeken végzett geomorfológiai (TELBISZ T. 1999), másrészt nagyobb területre kiterjedő általános alakotani vizsgálatok (CSUTÁK M. – BÓDIS K. 2001) voltak.

A Mecsek esetében először KONRÁD GY. (2004) végzett geoinformatikai módszereket felhasználó, geológiai vizsgálatokat. SEBE K. (2006, 2009), majd SEBE K. et al. (2008) és KONRÁD GY. – SEBE K. (2010) végeztek főként tektonikai jelenségeket kutató domborzatelemzést. KOVÁCS I. P. et al. (2007) és KOVÁCS I. P. – LAMPÉRT K. (2009) a Nyugat-Mecsek felszínfejlődésének vizsgálatakor alkalmazott geoinformatikai módszereket.

Az utóbbi években a geoinformatikai (SZABÓ G. 2006; LÓKI J. et al. 2006; BUGYA T. 2008, SEBE K. 2009) és geomorfometriai (BUGYA T. – KOVÁCS I. P. 2008, 2009; DEMETER G. – SZABÓ SZ. 2009) tanulmányok száma egyre inkább növekszik. A geomorfológiai vizsgálatokban a számszerűsítések háttérbe szorulása, egzakt megfogalmazások gyakori hiánya, valamint a felszínfejlődés kutatása során nyújtott újabb lehetőségek miatt igen indokolt lenne a geoinformatikai és -morfometriai módszerek használata. A geomorfológiai kutatásokra jellemző minőségi szemlélet mellett a (jó értelemben vett) mennyiségi szemlélet (WILSON J. P. – GALLANT J. C. 2000; HENGL T. – REUTER H. I. 2009) – kvantitatív megfigyelések – alkalmazása is kívánatos lenne.

## 5.7. Antropogén felszínformálás

A Dél-Dunántúlon lejátszódott antropogén változásokkal ERDŐSI F. (1977, 1979, 1987) foglalkozott több ízben. Munkásságából jelen tanulmány szempontjából a korabeli – a kutatási terület vízfolyásain dolgozó – malmok működtetése során véghezvitt vízrendezési tevékenységet ismertető (ERDŐSI F. 1977, 1979), területhasználat változásával foglalkozó írásai (ERDŐSI F. 1987), valamint a hordalékkúpok fejlődését befolyásoló antropogén tényezők vizsgálati eredményei (ERDŐSI F. 1968) szolgáltathatnak hasznos információt.

A Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből többen foglalkoztak a területváltozás hatásaival (NAGYVÁRADI L. 1998), a települési környezetet meghatározó természeti adottságokkal (GYENIZSE P. 2010) és a társadalom- és városfejlődés kiváltotta antropogén hatásokkal (SZABÓ P. Z. 1940; GYENIZSE P. et al. 2008), munkájuk gyakran geoinformatikai módszerek felhasználásával készült.



## 6. A GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉS EREDMÉNYEI

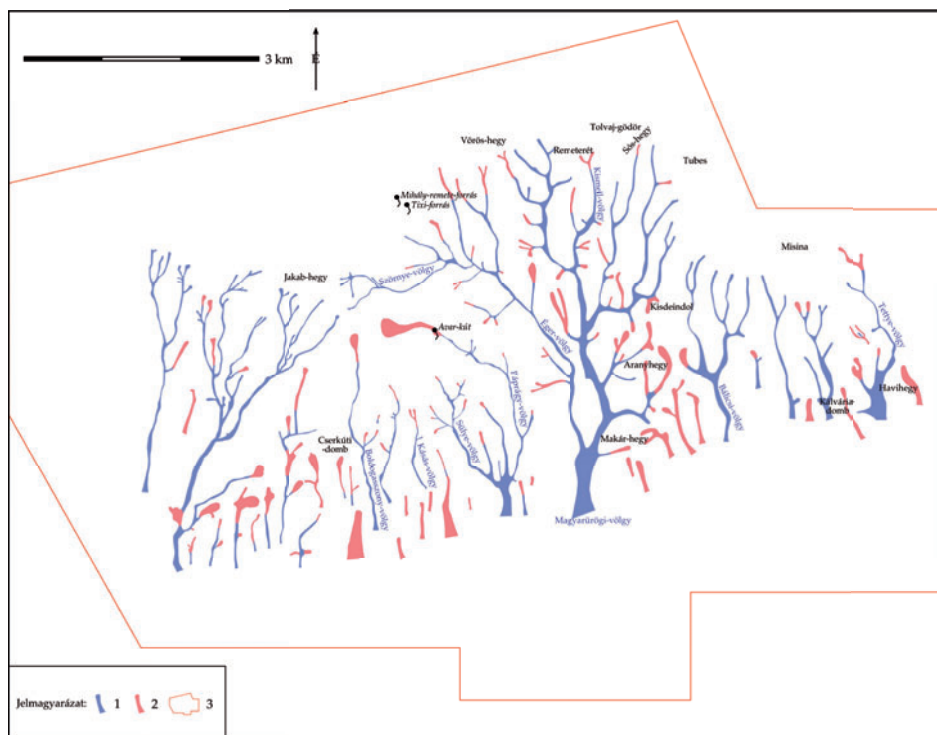
### 6.1. Deráziós és deráziós jellegű völgyek, völgyszakaszok

A Jakab-hegy déli és keleti, valamint a Vörös-hegy déli lejtőjén csak néhány, teljes hosszában deráziós jelleget öltő völgy található (8. ábra). A Jakab-hegy déli lejtőjén a Cserkúti-dombtól délre, az EOV térképen jelölt 272,1 és 283,5 méter magassági pontok között húzódó, észak-dél irányú völgy bír deráziós jelleggel. A PÉCSI M. (1961, 1962a, 1962b, 1964b, 1997), SZILÁRD J. (1965), ÁDÁM L. et al. (1969) és MAROSI S. (1965) által meghatározott deráziós völgyekhez azonban csak alaktanilag hasonlít. Tipikus tál-, vagy U-alakú völgy, amely kemény, ellenálló homokkőbe, valamint konglomerátumba vágódott. A völgy azonban nem rendelkezik a deráziós völgyekre jellemző vastag periglaciális törmelékkitöltésekkel. A „völgytalpon” vékony recens üledéktakaró húzódik, valamint jelen vannak itt az időszakos lineáris erózió nyomai is. (A deráziós völgyek nem rendelkeznek völgytalppal (ÁDÁM L. – PÉCSI M. 1985), itt a völgy alján lévő üledéktakaróra utalok.)

A kutatási területet felszabdalo völgyek völgyfőinél már gyakrabban fordul elő a deráziós jelleg. Főként igaz ez a Sülye-völgytől nyugatra eső, észak-déli völgyekre, illetve a Boldogasszony-völgytől nyugatra fekvő völgyek völgyfői kivétel nélkül deráziósak. A Jakab-hegy tetőrégióit elérő eróziós völgyek kisebb, míg a Cserkúti-medencétől délre húzódó völgyek nagyobb, szélesebb és hosszabb deráziós völgyfővel rendelkeznek.

A térkép tanulmányozása során szembeűnő volt, hogy a Jakab-hegy déli lejtőit felszabdalo völgyek mindegyike rendelkezik keleti, vagy északkeleti mellékvölgyvel (deráziós), amelyek az egykori bádeni szinlők (közbenső felszíntípus) oldalába mélyültek. E deráziós mellékvölgyek nagy kiterjedésűek, szélesek, laposak, gyakran „delle” jellegűek. Ilyen – deráziós jellegű és szintekhez igazodó – mellékvölgyek, amelyek az eróziós völgyekhez kapcsolódnak, nyugati irányban és alacsonyabb magasságon, vagy nem fejlődtek ki, vagy csak jóval kisebb, mélyebb völgykezdeményként jelentkeznek.

A legnagyobb deráziós völgyfővel és leghosszabb deráziós jellegű völgyszakasszal rendelkező völgy a Páprágy-völgy, amely a Jakab-hegyre keleti irányból kúszik fel. A völgy deráziós jellegét csak a 360 méteres magasságot – az úgynevezett Avar-kutat – nyugatra elhagyva veszi fel. A völgy e szakasza fosszilis forma, lejtőit vékony, völgytalpát vastag, recens törmeléktakaró fedi.



8. ábra: A Jakab-hegy és Misina-Tubes vonulat déli lejtőjét tagoló völgyek geomorfológiai vázlatja

Jelmagyarázat: 1 = eróziós völgszakasz; 2 = deráziós völgszakasz;

3 = a kutatási terület határa. (szerk.: Kovács I. P. 2010)

Megjelennek benne a lineáris erózió nyomai is, azonban csak az Avar-kút alatti szakaszán válik igazán eróziós jellegűvé. Összességében ezt egy erózióssá váló deráziós völgszakasznak, azaz eróziós-deráziós völgynek tekintem.

A Misina-Tubes-vonulat morfológiájában alárendelt szerepet kapnak a deráziós völgyek, völgszakaszok. Csoportosan a Makár-hegy, valamint az Arany-hegy környékén fordulnak elő, ahol az eróziós völgyek szinte teljesen hiányoznak. Önállóan a Havi-hegytől keletre, illetve a Kálvária-dombtól délre jelennek meg, mint rövid, mellékvölgy nélküli völgyek. Tipikus deráziós völgyként jelenik meg a Makár-hegytől keletre húzódó völgy, amelyet vastag periglaciális és antropogén üledékek töltenek ki. A völgy üledékeinek (pannóniai homok és több méter vastag törmeléken üledéktakaró) feltárására a *Science Building* építését megelőző régészeti munkálatok során került sor.

## 6.2. Eróziós és eróziós jellegű völgyek, völgyszakaszok

Az eróziós völgyek a kutatási terület uralkodó felszínformái közé tartoznak, ezt nem csak számuk, hanem méreteik – mélységük, szélességük – és markáns megjelenésük alapján is biztosan kijelenthetem. A deráziós völgyekkel ellentétben igen gyakran jelennek meg mint önálló, szinte teljes hosszukban eróziós völgyek (pl. Boldogasszony-völgy, Sülye-völgy, Kásás-völgy). A vizsgált terület nyugati részén kisebb (rövidebb), míg kelet felé haladva egyre nagyobb (hosszabb) völgyek vízgyűjtő-területe a völgyek méretével arányosan változik. A Páprágy-völgytől keletre és északkeletre fekvő és még a Jakab-hegyi vizsgálati terület részét képező völgyek a Magyarürögi-völgy vízgyűjtőjéhez tartoznak. Gyakori, hogy e nagyobb eróziós völgyek elérik akár a 2–2,5 km hosszúságot is. A völgyek iránya, észak-déli, valamint észak-északnyugat-dél-délkeleti, egyes szakaszokon délkeleti (pl. Sülye- és Páprágy-völgy).

Mélységük – a völgyoldal legmagasabb pontja és a völgytalp közötti magasságkülönbség alapján – 10 méter, vagy annál nagyobb, de elérheti akár a 60–70 métert is. Az egykori – SZABÓ P. Z. (1931) által meghatározott – bádeni színlőkön, illetve azokból formált felszíneken (közbenső felszín típus) északkeleti irányba haladva az azokat átszelő völgyek mélysége egyre növekszik. Ennek tükrében a legmélyebb eróziós völgyeket a vizsgált terület északkeleti részén – a Jakab-hegy keleti oldalán – találjuk, míg a legsekélyebb eróziós völgyek Cserkúttól délre, illetve dél-délkeletre fordulnak elő. Ez az összefüggés észak-dél irányban is nyomon követhető, amely szerint az észak-dél irányú eróziós völgyek legmélyebb szakaszai a fent említett felszíneket átréselve figyelhetőek meg, míg azoktól északra, illetve délre mélységük jelentősen csökken, ellaposodnak. Az eróziós völgyszakaszok hossza északkeleti irányban egyre növekszik.

A völgyek szélessége – amelyet a völgyoldalak legmagasabb pontjai között mértem – tetemes, 150–250 méter, de elérheti a 300 méter, vagy az a feletti értékeket is. A legszélesebb völgyszakaszok a közbenső felszín típus felszíneinek átréselésénél húzódnak, azt déli irányba elhagyva a völgyek összeszűkülnek, kifutnak hordalékkúpjaikra. Itt már hiányoznak a völgyközi hátként megfigyelhető szintek. A közbenső felszín típusú északra haladva szintén szűkebb völgyekkel találkozunk, mivel a völgyek itt érik el a hátravágódásuk jelenlegi határát, itt a legfiatalabbak. A fentiek alól a Cserkúti-medence, Cserkút településétől északra futó völgyei, valamint a Boldogasszony-, a Szörnye-völgy és a Páprágy-völgy észak-dél irányú szakasza jelent kivételt. A völgyoldalak tetemes távolságával szemben a völgytalpak szélessége csupán néhány 10 méterre tehető. Az eróziós völgyek a közbenső felszín típus oldalába mélyülő, szubszekvens

deráziós mellékvölgyei szinte egy vonalra fűzhetők fel, valamint párhuzamosak a felszín típus délnyugati lejtésével.

Terepbejárásokon végzett megfigyeléseim bizonyítják, hogy az eróziós völgyek szinte mindegyike jelentős aszimmetriát mutat. Ez megmutatkozik a völgyek oldalának meredekségében: az északkeleti lejtők lankásabbak, vastag üledékekkel borítottak, míg a délnyugatiak sokkal meredekebbek, azokat csak vékony, recens, folyamatosan mozgó üledéklepel fedi. E meredekségbeli különbség ott a legmarkánsabb, ahol a völgyek átréselik a fent említett felszín típusot, valamint a felszín típus lejtésére merőleges az adott völgy szakasz.

A Szörnye-völgy Farkas-forrás feletti szakasza – ahol a völgytalp 470 méterről ereszkedve eléri a 340 méter t.sz.f.-i magasságot – jelentős aszimmetriát mutat. A völgy a 470–420 méteres talpmagasság közötti szakaszán nyugat-északnyugat-kelet-délkelet irányú. Míg a 420–340 méteres szakaszon délnyugat-északkeleti irányba fut. A völgy nem hirtelen változtatja irányát, hanem ívesen kanyarodik. A futására merőleges északi oldal lejtői több fokkal meredekebbek, mint a velük szemközti, északi kitettségű völgyoldalak. A völgy déli oldalán vastag törmelék takaró, míg az ellentétesen vékony törmelék lepel húzódik. Igazán figyelemreméltó, hogy a Páprágy-völgy deráziós völgyfője, illetve deráziós völgy szakaszának azon részei, amelyek a Szörnye-völgygel párhuzamosak, pontosan ugyanígy viselkednek. Valószínűleg ezt a jelenséget az ellentétes kitettségű (észak-déli) völgyoldalakon végbemenő különböző felszínformálási folyamatok eredményezik.

A terület eróziós völgyei a különböző korú – bádeni, pannon, pliocén, pleisztocén, holocén, vagy akár recens –, valamint különböző genetikájú felszíneket átréselve – legyenek azok egykori abrúziós színlők, hegyláb felszín-maradványok, vagy hordalékkúpok – jelentős magasságkülönbséget küzdenek le, míg elérik erózióbázisukat, a Pécsi-medencét. Ez a magasságkülönbség, a leghosszabb völgyek esetében akár a 350–400 métert is elérheti. A már többször említett, közbelső felszín típusba vágódott völgyek által áthidalt magasságkülönbség értelemszerűen csökken, ahogy a felszín típus délnyugat felé alacsonyodik, azonban itt is kell legalább 80–100 méteres különbséggel számolni. A nagy magasságkülönbség egyértelmű hatással van a völgyek morfológiájára, eróziós mivoltukra, így tipikus V-alakjukra is.

Terepbejárásaim során felfigyeltem arra is – ez a jelenség még az 1:10 000-es méretarányú térképen is csak elvétve, vagy egyáltalán nem látszik –, hogy a völgytalpakon gyakran markáns morfológiai eltérések jelennek meg. Gyakran eróziós és akkumulációs völgytalpszakaszok váltakoznak, amelyek megtévesztésig hasonlítanak a Kádár-féle folyószakasz elméletben (KÁDÁR L. 1960) vázolt

folyamatok által kialakított lépcsőkre. Azonban megjelenésükre sokkal inkább az egyes völgyszakaszokon bekövetkezett csuszamlások térbeli elhelyezkedésének vizsgálata (csuszamláshalmaz feletti szakaszon történő feltöltés, míg az ezt követő bevágódás) szolgál magyarázattal.

A fentebb említett völgyeken kívül léteznek további eróziós völgyek is a vizsgált területen. E völgyek már az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus délnyugatra egyre csökkenő magasságú felszíneit szabdalják fel. Az eróziós völgyektől való elkülönítésük rendkívül nehéz – a genetikus értelmezést a völgyek, völgyszakaszok közé lerakott törmelék- és hordalékkúpok nehezítik. Értelmezhetőek azok folytatásaként – mivel vízgyűjtő-területük azonos –, de tekinthetünk rájuk úgy is mint különálló, fiatalabb, de genetikájukban hasonló völgyekre. Megjelenésük megtévesztő, deráziós jelleget mutatnak, enyhén íveltek, akár tál-alakúak is lehetnek. Azonban ezt az alaktani furcsaságot egyrészt a felettük kifutó völgyekből származó, nagy mennyiségű törmelék (törmelék- és hordalékkúpok), másrészt az intenzív mezőgazdasági művelés (szőlőművelés) okozza (lásd a „Részletes geomorfológiai és geomorfometriai vizsgálatok” c. fejezetnél).

A Misina és Tubes ívesen futó vonulatát körülölelő, geomorfológiai szinteket felszabdalo völgyek morfológiai megjelenésében is alapvetően az eróziós jelleg dominál. A völgyek a Kisdeindol-Arany-hegy vonaltól nyugatra a Magyarürögi-völgy vízgyűjtőjéhez tartoznak, míg ettől keletre kisebb vízgyűjtőket alkotva futnak le a Pécsi-sík irányába. A völgyek hossza itt a Jakab-hegy déli lejtőjén lévő eróziós völgyekéhez hasonló, a leghosszabb völgyek azonban alig haladják meg a 2 km-es hosszúságot.

Szélességük szintén 150 és 200 méter közé tehető (a völgyoldalak legmagasabb pontjai között), a legszélesebb szakaszokon akár a 300 métert is elérhetik. A legszélesebb völgyszakasz itt azonban nem az egykori bádeni felszínen alakult ki, hanem az alacsonyabb magasságon fekvő Havi-hegytől nyugatra (Tettye-patak völgye). A völgyek völgytalpa itt is keskeny, azonban az alacsonyabban fekvő felszíneket elérve jelentősen kiszélesedik.

A Misina-Tubes-vonulat völgyei esetében is elkülönítettem a völgyek, völgyszakaszok fiatalabb generációját, azonban itt is a Jakab-hegynél felmerült nehézségekbe ütköztem. A fiatalabb völgyek egyrészt az idősebbek szerves folytatását képezik (lásd Bálicsi-völgy), hordalékkal kitöltöttek (pl. Tettye-patak völgye), egyéb okokból deráziós jelleget mutatnak (Kálvária-dombtól keletre fekvő völgy), vagy deráziós völgyek (Havihegyi-völgy).

A völgyek átlagosan 400 méteres t.sz.f.-i magasságból indulnak, azonban a vizsgált terület nyugati részén völgyfőik elérik az 500 méter t.sz.f.-i magasságot is. Hordalékkúpjukat 140–160 méteren érik el, így összességében 250, ritkáb-

ban 350 méteres szintkülönbséget küzdenek le. Mélységük 10–40 méter közé tehető (ez átlagosan 30–40 métert jelent), azonban az 50 méteres mélységet is elérhetik. A fiatalabb völgyekre átlagosan 20–30 méteres mélység jellemző, de itt is akadnak kivételek (pl. Tettye-patak völgye: 40–45 méter). A vizsgált terület eróziós völgyei itt is V-alakúak, azonban a Jakab-hegyi kutatási területen megfigyelt aszimmetria nem jelentkezik (lásd a „Részletes geomorfológiai és geomorfometriai vizsgálatok” c. fejezetnél).

A kutatási terület epigenetikus völgytorzóit a Vörös-hegytől nyugatra az Éger-völgy észak-északnyugati folytatásában, a Rákos-patak jobboldali mellék-völgye mentén – amelyet a Tixi- és Mihály-remete-források táplálnak – nyomonhatjuk. Itt az egykori völgytalp jelentősen átformálódott: meredek falú, mély eróziós völgyek teszik szinte felismerhetetlenné az egykori völgyet.

A Vörös-hegytől keletre fekvő epigenetikus völgytorzó még ma is jól látható. A 450–420 méter t.sz.f.-i magasságon fekvő Remeteréttől közvetlenül keletre, a Kismell-völgytől északra, annak szerves folytatásában fekszik. A mai völgytalp 410 méteres t.sz.f.-i magasságban húzódik észak-dél irányban. Nyugatról az 514–516 méter t.sz.f.-i magasságban fekvő Sós-hegy és keleti mellékvölgye – a Tolvaj gödör – határolja. Északi és déli irányból, az említett völgyek hátravágódása miatt folyamatosan felemésztyődik.

### 6.3. Eróziós árkok, vízmosások és kisebb eróziós formák

A vízmosások a kutatási terület mindkét részén elszórtan fordulnak elő. Ezek a terület legfiatalabb, negatív felszínformái. Azonosításuk az 1 : 10 000-es méretarányú *EOV* térkép alapján meglehetősen nehéz, mivel azon csak a jelentősebb formákat tüntették fel. Továbbá problémát jelent az is, hogy a beépített területeken – kimondottan a Misina-Tubes-vonulat előterében, de akár a Rácváros nevű településrésznél is – feltölthették őket. A mezőgazdasági eredetű – főként a szőlőművelés során végzett – feltöltésük szinte az egész kutatási területre jellemző lehet. Erre utalnak az 1883-ból származó szabályrendelet lineáris erózió elleni védekezést célzó, szigorú *articulusai* is (KOVÁCS I. P. – MOHOS M. 2010). A Misina-Tubes-vonulat előterében a térkép egyetlen egy vízmosást sem jelöl.

A terület geológiai felépítésének ismeretében – zömmel karbonátos kőzetek vannak a felszínen – nem is várnánk megjelenésüket. Azonban a területen számos helyen előforduló lösz-szerű üledékeken – amelyre MOLDVAY L. (1964b) és RONCZYK L. (2010) hívta fel a figyelmet –, törmelékes lejtőüledékeken, vagy az alacsonyabb helyzetű pannóniai üledékeken akár optimális feltételek mellett is fejlődhetnek. Ha léteztek is e formák, mára az antropogén tevékenység eltüntette azokat.



Fontos megemlíteni azt is, hogy az eróziós árkok kialakulásában elsődleges szerepe volt és van ma is a szőlőművelésnek, erdőirtásoknak, egyszóval a területhasználat változásának. Ennek következtében a terület vízmosásait sokkal inkább recens, vagy történelmi időkre visszavezethető formáknak tartom, mintsem holocénnek, ahogy azt a korábbi hazai szakirodalom sokszor sugallja.

A mecsekszentkúti erdészház közelében helyezkedik el a vízmosások által legjobban felszabdalt terület. A körülbelül negyed km<sup>2</sup>-nyi területen hat vízmosást és számos kisebb metsződést jelöl a térkép, amely egyedülálló sűrűsödést jelez. A jelenségnek főleg antropogén okai lehetnek, mivel különlegesen nagy lejtéssel, környezeténél puhább alapkőzettel, lösztakaróval nem rendelkezik a terület. Feltehetően egy nagyobb erdőirtás következményeit látjuk.

Fokozott figyelmet fordítottam azokra a vízmosásokra, amelyek egyes – a Jakab-hegyi kutatási terület keleti, délkeleti részén lévő – völgyek völgytalpán jelentek meg (Páprágy-, Szörnye-, Éger-völgy). Ezek közül a Páprágy-völgy és annak völgytalpába vágódott eróziós árok részletes geomorfológiai vizsgálatát végeztem el.

A völgytalpakba vágódott eróziós árkok gyakran végigkísérik a völgyet, mélységük azonban változó 1–1,5 métertől akár 5–6 méterig is terjedhet. Különböző mélységű szakaszokat mindegyik völgyben megfigyeltem, azok nem az egyes völgyekre, hanem az egyes völgyszakaszokra jellemzőek. Mélységüket alapvetően meghatározza a korábbi völgytalpon felhalmozódott törmelék vastagsága, a völgyszakaszok esetében esetlegesen előforduló lejtős tömegmozgások – ez szintén az előbbi tényezőt befolyásolja – és az alapkőzet tulajdonságai.

A több éven keresztül végzett terepbejárások tapasztalatai alapján a vizsgált terület vízfolyásai időszakosak. Ezek völgytalpon történő megjelenését a második – őszi – csapadékmaximum során hulló esők és a tavaszi hóolvadék-vizek okozzák. A fent említett völgyek nem, vagy csak kevés állandó forrással rendelkeznek. Az állandó források és a patakok vízhozama alacsony, munkavégző képességük kicsi. Az elmúlt ötven-hatvan év során koncentrált lineáris erózióra csak a csapadékos későőszi és tavaszi hónapokban volt lehetőség.

#### 6.4. Lepusztulási szintek

A klasszikus geomorfológiai térképezéssel és GIS módszerek felhasználásával elkészített geomorfológiai vázlaton megjelenő felszínek elhelyezkedésük és genetikájuk alapján felszín típusokba sorolhatók. Az egyes felszín típusok a hasonló orográfiai helyzetű felszíneket foglalják magukba, ezek felszínfejlődése és igen nagy valószínűséggel kora is megegyezik (9. ábra).

## 6.4.1. Kiemelt tetőfelszínek felszíntípus

A legidősebb planációs felszínek a hegység tetőrégióját alkotják, amelyek az alábbi t.sz.f.-i magasságokkal jellemezhetőek: Misina (535 m), Tubes (611 m), Vörös-hegy (530 m), Jakab-hegy (592 m). Déli irányban határozott, meredek – 15–35°-os – lejtővel különülnek el az alattuk húzódó, fiatalabb felszínektől.

A Jakab-hegy esetében e felszíntípus csapása megegyezik az antiklinális tengelyével (északnyugat-délkeleti irányú). Észak-déli kiterjedése 200 és 400 méter között változik. Csapásirányban mért hossza 2750–2800 méter. Lankás, enyhe lejtőjű felszínét sekély deráziós völgyfők szabdalják, amelyek a felszíntípus felszíneit elhagyva eróziós jeleget öltenek. SZABÓ P. Z. (1931) ezekből a völgyekből írta le az egykori, a Mecsek-hegység déli előterében a hegység fölé emelkedő „Görcsönyi-hegység” görgetegeit. Ekkor az általános lehordási irány még északi volt. Ezeket az eggenburgi folyóvízi, durvatörmelékes üledékeket később a Szászvári Formációba sorolták (JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1961; WÉBER B. 1982; CHIKÁN G. 1991; BARABÁS A. 1993).

A Vörös-hegy tetőrégióját, valamint a vele azonos genetikájú felszíneket SZABÓ P. Z. (1931) szerint a bádai korszak során kialakult, epigenetikus völgyek választják el, amelyek a Kismell- és az Éger-völgy északi folytatásában húzódnak. Itt a legidősebb felszínek 530 és 430–400 méteres t.sz.f.-i magasságon fekszenek, egységes megjelenésüket az őket főként északról felszabdáló deráziós és eróziós völgyek bontják meg. Itt a tetőfelszín egyenletesen és enyhén lejt nyugati irányba.

A Vörös-hegyet is magába foglaló legnagyobb, összefüggő területű felszín nyugat-kelet irányban több mint 1200 méter hosszán nyúlik el, míg észak-déli irányban 820 méter a maximális kiterjedése. E nagy kiterjedésű felszín mellett több kisebb kiterjedésű szintfelületet térképeztem, amelyek a Vörös-hegynél némileg alacsonyabban fekszenek, azonban valamilyen módon – bádai abrázio, vagy periglaciális felszínformálás – jobban lealacsonyodtak, felszabdálódtak.

A felszíntípus Misina-Tubes vonulathoz tartozó tagjait a már említett epigenetikus völgy és meredek lejtők határolják el a Vörös-hegytől. A meredek lejtőket három nagyobb kiterjedésű, enyhébb lejtőszögű, egymás felett rendezetten elhelyezkedő felszín is megszakítja a Lapistól északra. A felszíntípus legmagasabb pontját ettől délkeletre éri el a Tubessel (611 m), majd keskeny – 50–150 méter széles – gerincként folyamatosan alacsonyodik le a Misina-tető (535 m) irányába.

A kiemelt tetőfelszínek korának meghatározásához – megfelelő korrelatív üledékek hiányában – a bádai abrázio színlőkkel (SZABÓ P. Z. 1931), valamint a Szászvári Formáció folyóvízi kifejlődésű, törmelékes üledékei szolgáltat-



nak adatot. A Görcsönyi-dombság területén a mezozoikumban húzódó kiemelt hegység üledékei (JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1961; WÉBER B. 1982; CHIKÁN G. 1991) bizonyítják, hogy e lepusztulási szintnek a környezete a Szászvári Formáció képződésének idején szárazföldi térszín volt. Az alacsonyabban elhelyezkedő bádeni abrúziós színlök csak a lepusztulási szintek kialakulása után jöhettek létre.

#### **6.4.2. Közbenső helyzetű felszintípus**

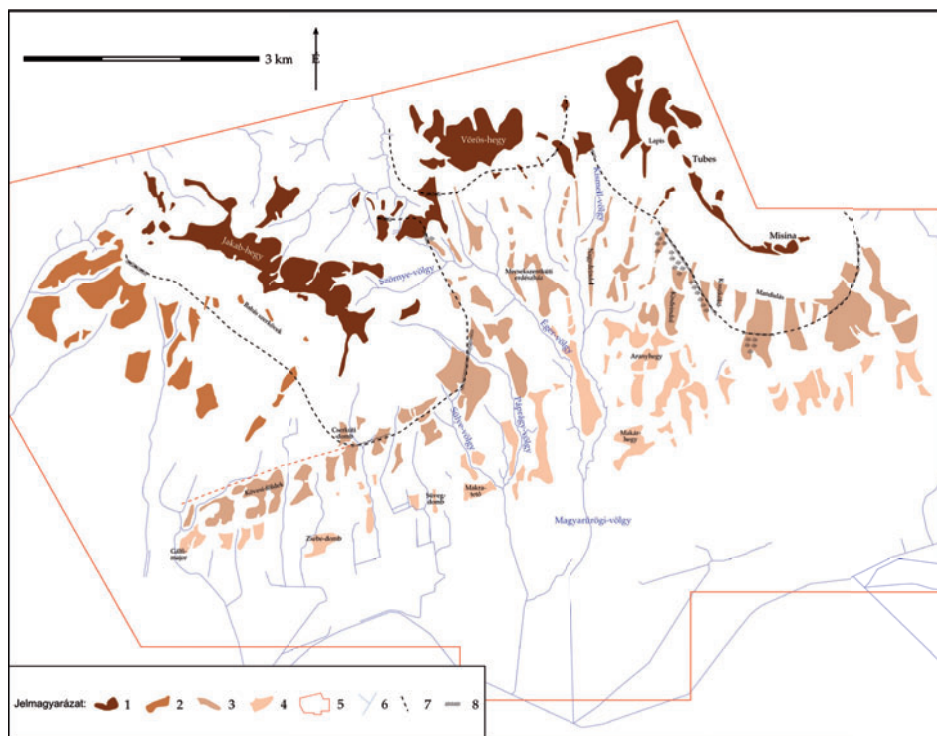
A közbenső helyzetű felszintípus felszínmaradványai övszerűen körülölelik a magasabb geomorfológiai szinteket. A Cserkúti-medence déli előteréből indulva a felszintípus csapása nyugat-délnyugat-kelet-északkeleti, majd a Sülye-völgyet elhagyva dél-délnyugati-észak-északkeletivé válik. A Vörös-hegy előterében délnyugat-északkeleti, majd a Misina-Tubes-vonulatnál északnyugat-délkeleti, a Mandulástól keletre nyugat-délnyugat-kelet-északkeletivé válik. A felszintípus csapása a hegységblokkokhoz igazodik, a fent vázolt iránybeli változások nem hirtelen, hanem lassú átmenettel történnek meg.

A felszintípus tagjait korábban a bádeni tenger abrúziós színlökiként értelmezték (SZABÓ P. Z. 1931; VADÁSZ E. 1935; PRINZ GY. 1936). Az 1960-as években mint hegyláb felszínüket írták le őket (PÉCSI M. 1963b, 1964a), azonban korukat nem pontosították. MOLDVAY L. (1964a) „dőlt, táblás jellegű felszíni formáknak” tartotta azokat (cf. fig. 2. in: MOLDVAY L. 1964a). A CHIKÁNNÉ-JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. (1983) a Misina-Tubes-vonulat előterében végzett üledékföldtani vizsgálatok alapján, felső-pannon abrúziós színlöknek írta le őket. Itt a felső-pannon üledékek 370–390 méteres t.sz.f.-i magasságon fekszenek.

A Jakab-hegy esetében hasonló magasságban elhelyezkedő felső-, vagy akár alsó-pannon üledékek nem ismertek, amelyet a Misina-Tubes-vonulathoz viszonyított, kis távolságuk tükrében csak azok lepusztulásával magyarázhatunk. A Kásás-völgyben talált beszáradási rétegek azonban rámutatnak arra, hogy a hasonló tengerszint feletti magasságú, alacsony relatív reliefű felszínmaradványok mindkét tengerelöntés formamaradványaként értelmezhetőek, azonban e két időszakhoz kapcsolódó felszínek elkülönítéséhez nem állnak megfelelő módszerek rendelkezésünkre. Ennek a legfőbb oka az, hogy a Pannon-beltő abrúziós tevékenysége átformálhatta a bádeni tenger által kialakított abrúziós színlököt, valamint a fiatalabb, vagy pannóniai korú tektonikai mozgások nagyban módosíthatták azok magassági helyzetét.

Mindezen felszínek jól elkülöníthetőek a további – planációs (tető-) felszínüket magukba foglaló – felszintípustól, amelytől minden esetben határozott,

meredek lejtő választja el őket. A Jakab-hegy déli és keleti lejtőjén – egészen az Éger-völgyig – a felszíntípus kiterjedt felszínekből áll, amelyeket mély eróziós völgyek különítenek el egymástól. Észak-déli irányban 200–400 méter hosszan fekszenek, de a legterjedelmesebb felszínek eléri az 500–600 méteres kiterjedést is.

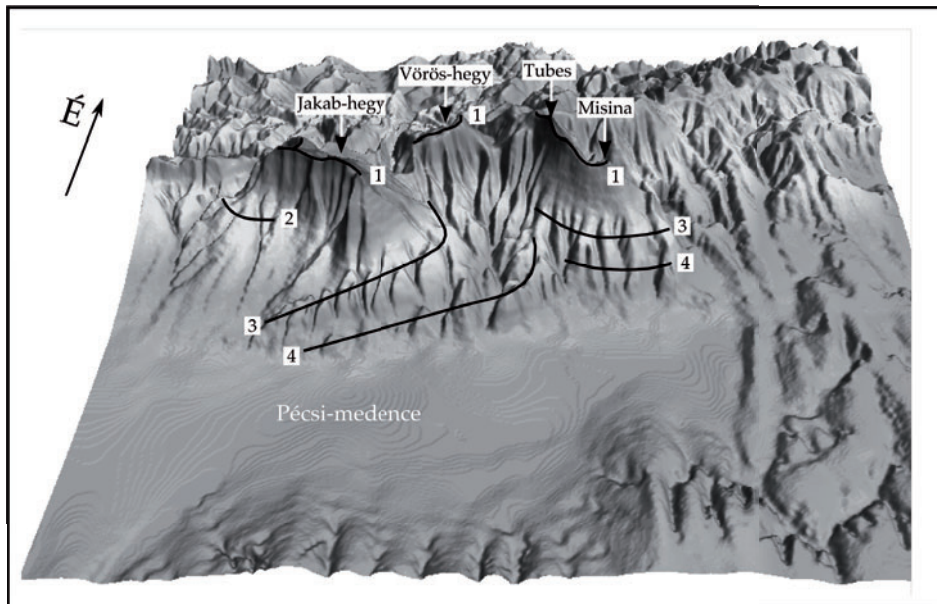


**9. ábra: A Jakab-hegy és Misina-Tubes-vonulat déli lejtőjén húzódó felszínek geomorfológiai vázlatja**

Jelmagyarázat: 1 = kiemelt tetőfelszínek; 2 = a közbelső felszíntípus nem meghatározott genetikájú felszínei; 3 = a közbelső felszíntípus felszínei; 4 = az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus felszínei; 5 = a kutatási terület határa; 6 = felszíni vízfolyások; 7 = a bádeni tenger partvonala Szabó P. Z. (1931) szerint (A piros szaggatott vonal az általam módosított partvonalat jelzi.); 8 = bádeni abrázációs üledékek SZABÓ P. Z. (1931) szerint. (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010).

Az oldalirányba legkiterjedtebb felszíneket Cserkúttól délre, délnyugatra találhatjuk, itt szélességük nem egy helyen elérheti a 500–600 métert is (pl. Kövesi földek területén). A Cserkútra vezető műútból keletre oldalirányú kiterjedésük csökken – 150–200 méter –, jobban elkülönülnek egymástól, de a Kásás-völgytől északra, északkeletre ismét szélesebb felszínek rajzolódtak ki.

A felszínek lejtése – és ez általánosan igaz az egész felszín típusra – a megszokottól nagyobb, mivel jelentős reliefenergiával rendelkező, idős, hosszú ideje koptatott felszínekről van szó. A „síksík területnek” tekintett, még lepusztulási szintként meghatározott formák akár 7–8°-os lejtéssel is rendelkezhetnek. A felszín típus északkeleti elvégződésénél a felszínek 350–360 méteres magasságban fekszenek, míg a Gálfi-majortól északra 160–170 méterig alacsonyodnak (10. ábra).



**10. ábra:** A kutatási terület digitális domborzatmodellje (ötszörös túlmagasítással)  
 Jelmagyarázat: 1 = kiemelt tetőfelszínek; 2 = a közbelső felszín típus nem meghatározott genetikájú felszínei; 3 = közbelső felszín típus; 4 = alacsonyan elhelyezkedő felszín típus.  
 (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010)

A Vörös-hegy előterében a felszín típus tagjai, mint keskeny – 70–100 méter széles –, folyamatosan lealacsonyodó gerincek jelennek meg. A maga 250–300 méteres szélességével legszelebb felszín a mecsekszentkúti erdészháztól délkeletre fekszik. A felszín észak-déli kiterjedése rendkívül változatos, mivel a korábban egységes gerincek lealacsonyodtak, valamint azokba a későbbi korok során több lépcsős vésődött. Fokozott szerepet tulajdonítok itt nemcsak a későbbi tengerelőntéseknek, hanem a pleisztocén periglaciális klíma felszínformálási folyamatainak is (PÉCSI M. 1961; PINCZÉS Z. 1977; SZÉKELY A. 1977).

A Misina-Tubes-vonulat előterében lévő felszínek a Kismell-völgytől Kiseindolig a Vörös-hegy előterében lévő felszínekkel nagyfokú alaktani hasonlóságot mutatnak, mind szélesség, mind hosszúság tekintetében is. A leghosszabb felszín a Nagydeindolon rajzolódott ki, ennek hossza 1350–1400 méter. A Kiseindol és Kisszkókótól keletre fekvő felszín közötti felszínek szintén egységes képet mutatnak. A Misina-Tubes vonulathoz legközelebb eső, legmagasabb részük a legszélesebb (125–250 méter), majd a lejtés irányába haladva – 250–500 métert megtéve – folyamatosan elkeskenyednek, összeszűkülnek, így déli irányba elnyúlt formát mutatnak.

Ettől keletre a felszínek – két kivételtől eltérve – látványosan kiszélesednek (250–700 méter), hosszuk is megnő (650–850 méter). A szintek a vonulat előterében egységesen 400–410 méteres t.sz.f.-i magasságból indulnak és 280–310 méterig alacsonyodnak le. A Misina-Tubes-vonulat alatt a felszín típus – annak nyugati elvégződése irányba mutató – dőlése nagyon kis mértékű, szinte elhanyagolható.

A kutatási terület nyugati peremterületén, kiemelt tetőfelszínek alatt a közbenső helyzetű felszín típus azon felszínei fekszenek, amelyeknek genetikáját eddig nem sikerült egyértelműen meghatározni. Ezek a felszínek lapos, felszabdalt felszínmaradványokként (Jakab-hegy délnyugati része) tűnnek fel. A legmagasabban elhelyezkedő felszínek 350–380 méter t.sz.f.-i magasságban fekszenek – Kővágóttöstől északra, valamint észak-északkeletre. Az alacsonyabb fekvésű felszínmaradványok a Cserkúti-medence egyre meredekebbé váló lejtőjén fekszenek. Koruk egyelőre még nem tisztázott. Egyes felszíneket szelektív denudációs folyamatok eredményeként értékelhetünk (pl. Babás szerkövek), míg mások feltehetően bádeni abrúziós színlők (SZABÓ P. Z. 1931) lehetnek.

### **6.4.3. Alacsonyan elhelyezkedő felszín típus**

A kővágószőlősi antiklinális déli peremén a közbenső felszín típus felszínei alatt, 170–180 méteres magasságban találunk ismét felszíneket. Kisebb, környezetük fölé emelkedő és attól elkülönült dombokként (Zsebe-domb 170 m, Süveg-domb 168,9 m, Makra-tető 182,1 m) figyeltem meg őket. A felszín típus keleti, majd északkeleti irányba egyenletesen emelkedik egészen 250–270 méter t.sz.f.-i magasságig. A felszínek egységes viselkedése engedett arra következtetni, hogy annak részeként kell kezelnem a Makár-hegyet is, amely ugyan a Magyarürögi-völgytől keletre fekszik, azonban 270 méteres magasságával jól illeszkedik a felszín típus felszíneihez. A Makár-hegy e felszínekkel azonos genetikáját már KOCH L. (1988) is hangsúlyozta (*II. ábra*).



**11. ábra: A Misina-Tubes-vonulat előterében fekvő felszín típusok a Kásás-völgy mellől szemlélve**

Jelmagyarázat: 1 = kiemelt tetőfelszín; 2 = közbenső felszín típus; 3 = alacsonyan elhelyezkedő felszín típus (szerk.: Kovács I. P. 2010)

A Jakab-hegy előterében a felszínek – lásd a fenti felsorolást – kis kiterjedésűek, 150–320 méter szélesek és 200–300 méter hosszúak. Közülük csak a Zsebe-domb tűnik ki körülbelül 370 méteres szélességével. Itt megtalálhatjuk a Pannon-beltő abrúziós kavicsait (ezek akár több méter átmérőjűek is lehetnek) és üledékeit (KLEB B. 1973, PIRKHOFER E. 1997) is. A Zsebe-dombhoz alaktaniilag rendkívül hasonló Makra-tetőt keleti irányban elhagyva a felszín típus tagjai jelentős észak-déli kiterjedéssel bírnak (pl. Alsóhegy Ürög dűlőnévű felszín 1,3 km hosszú). A legkeletebbi felszín a Makár-hegy, amely lankás déli és igen meredek északi oldallal emelkedik ki környezetéből.

Hasonló felszíneket láthatunk a Misina-Tubes-vonulat előterében is, amelyek egységesen 280–260 és 200–210 méter t.sz.f.-i magasságon helyezkednek el. A Makár-hegytől északra főként deráziós völgyfők tagolják őket, itt a felszínek hosszan elnyúltak – gyakran 600–800 méter hosszúak –, míg a Bálicsi-völgytől keletre rövidebbek (400–500 méter), eróziós völgyekkel tagoltak.

SZABÓ P. Z. (1931), VADÁSZ E. (1935), PRINZ GY. (1936) az alacsonyan fekvő – általam alacsonyan elhelyezkedő felszín típus részeként definiált – felszíneket a Pannon-beltő abrúziós színűjeként írta le. A Jakab-hegy előteréből ismerünk erről a felszín típusról pannon abrúziós üledékeket is (KLEB B. 1973; PIRKHOFER E. 1997). A felszín típus szintjeit így minden bizonytalannal érintette és formálta a Pannon-beltő (elég csak a körülbelül 100 méterrel magasabban lévő felső-pannóniai üledékekre gondolnunk). A Tettye környékén felszínre bukkanó szarmata üledékek azonban azt bizonyítják, hogy kialakulásukban a szarmata abrúzió is szerepet játszott. A későbbi alsó-, majd felső-pannon tengerelöntés e szintet formálta tovább.



Ahogy a közbenső felszín típus esetében a bádeni tenger színlátót átfőrmálta a Pannon-beltő, úgy alakította át azt és az alacsonyan fekvő felszín típus felszínét a pleisztocén pedimentáció (PÉCSI M. 1963b; PÉCSI M. et al. 1988b; SCHWEITZER F. 2002; FÁBIÁN SZ. Á. et al. 2000). Így ezeket a felszíneket pleisztocén hegyláb-felszín-maradványoknak tartom.

Meg kell jegyezni, hogy a hegyláb felszín jelentősen átfőrmálódott a pleisztocén periglaciális időszakok alatt (PÉCSI M. 1961; PINCZÉS Z. 1977; SZÉKELY A. 1977), továbbá kisebb kiterjedésű fiatal felszín is kialakult ekkor. Ezek a szintek egyrészt megnehezítették a terület morfológiai vizsgálatát – a lepusztulási szintek felszín típusokba való sorolását –, másrészt további részletes bepillantást engednek a Nyugat-Mecsek pleisztocén felszín fejlődésébe. A fiatal tektonikai mozgások kialakította nagyobb relief energiának köszönhetően a pleisztocénben képződött üledékek lepusztultak, így csak foltokban találhatóak meg a vizsgált területen.

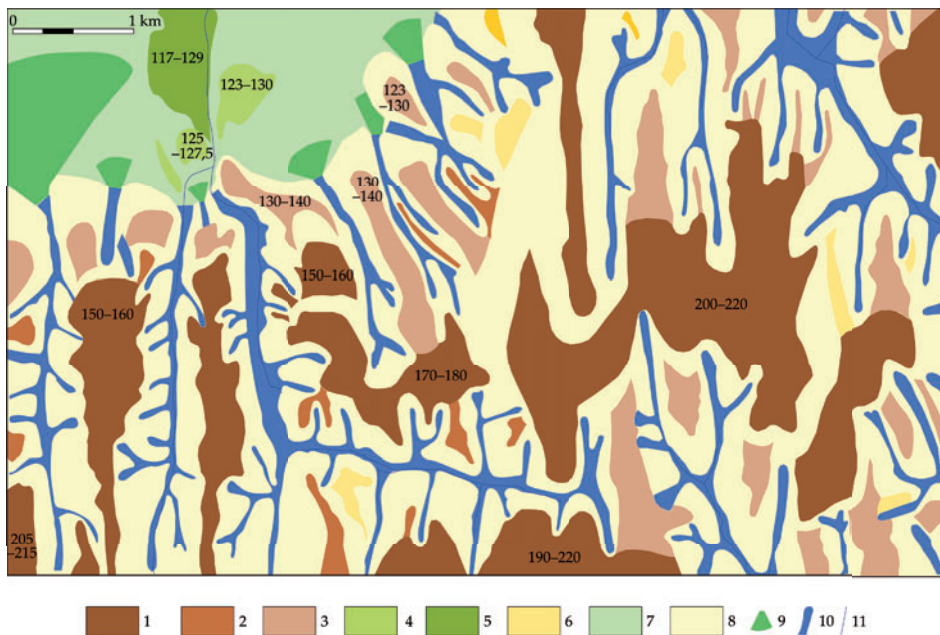
#### **6.4.4. A közbenső és az alacsonyan elhelyezkedő felszín típusok kora**

A két felszín típus geomorfológiai elemzésénél már részletesen kitértem azok elhelyezkedésére, a felszín alakjára, méretükre. Abszolút kormeghatározásra megfelelő fedő-, vagy takaró üledékek hiányában nincs lehetőség, ezért a relatív kormeghatározás eszközeit hívtam segítségül.

SZABÓ P. Z. (1931), CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. (1983), KLEB B. (1973), KONRÁD GY. (2004), valamint PIRKHOFFER E. (1997) munkáiból jól kitűnik az, hogy a középső- és felső-miocén tengerelöntések a kutatási területen két, jól azonosítható – bádeni, szarmata és pannóniai – abrázios terasz szintet alakítottak ki. Ezek átfőrmált, lealacsonyodott, majd völgyközi hátakká szabdaltságot fekszenek a közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszín típus szintjei.

A felszín átfőrmálódása – szélesedése, növekedése és egyben lealacsonyodása –, valamint a Mecsek összefüggő hegyláb felszín kialakulása azonban későbbi időre (miocén vége, pliocén eleje) tehető. A felszín típusok közül a Misina-Tubes-vonulat déli lejtőjén fekvők – ha a felszín típusokat alkotó felszíneket egységesen szemléljük – közel vízszintesen fekszenek. Mivel egykor ezek, vagy ezek gyökérrégiói abrázios felszín voltak, ezért eredeti településük is vízszintes. Ebből arra a következtetésre juthatok, hogy feltehetően nem érintette őket olyan, vagy olyan mértékű billenő jellegű kiemelkedés (KOCH L. 1988), mint azt a Jakab-hegy esetében megfigyeltem. Így alkalmasak lehetnek arra, hogy a közelben elhelyezkedő, jól ismert korú felszín magasságához viszonyítva határozzuk meg ezek korát.

A Pécsi-medence déli peremén lévő teraszfelszínek korát és azok pontos helyzetét már (SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005) meghatározták, valamint a Duna hasonló magasságban fekvő teraszaival korrelálták. Málom és Posta-völgy geomorfológiai térképén (12. ábra) a legidősebb teraszszint 190–220 méter t.sz.f.-i magasságban fekszik (V. sz. terasz). Ezt alapul véve a Pécsi-víz V. sz. terasza 700 000–800 000 éves, amely adatot a Posta-völgyi mélyfúrásban felismert Brunhes-Matuyama paleomágneses váltással 750 000 évre korrigálták (SCHWEITZER F. et al. 2005).



**12. ábra: Málom és Posta-völgy környékének egyszerűsített geomorfológiai vázlata (a geomorfológiai szintek jellemző magasságértékével)**

Jelmagyarázat: 1 = alacsony fennsík 150–250 m t.sz.f.-i magasságon; 2 = alacsony gerinc, 150 méternél magasabb, szélessége > 100 m; 3 = alacsony hát, völgyközi hát, szélessége > 100 m; 4 = patakmenti teraszok, teraszszintek maradványai; 5 = vizenyős terület; 6 = lejtőpihenő; 7 = allúvium; 8 = lejtők általában; 9 = törmelékkúp; 10 = völgytalp; 11 = vízfolyás.

(SCHWEITZER F. (2002) térképét átszerkesztette Kovács I. P. 2010)

Az V. sz. teraszszint jól igazodik a Mecsek hegyláb felszínéhez, amelyet éppen a 750 000 éve kinyíló Pécsi-medence választott el a Jakab-hegytől és a Misina-Tubes-vonulattól. E hegyláb felszín az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus folytatásának is tekinthető, mivel annak magassága – 260–280 és 200–210

méter – megengedi ezt. E csekély magasságkülönbség, néhány km-en történő megtétele enyhén emelkedő sík felszín feltételez.

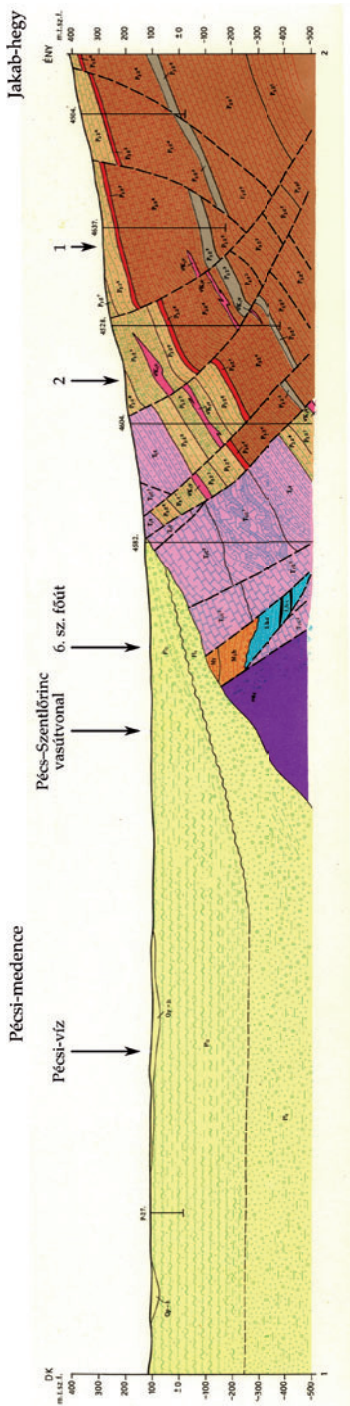
Az V. sz. teraszszint kialakulása előtt képződő, nagy szélességű – több km hosszan elnyúló – lankás térszín kialakulása csak hegyláb felszín-képződéssel magyarázható. A málomi és a Posta-völgyi mintaterületen a hegyláb felszín létét, nemcsak magassági helyzetének tisztázásával, hanem a Posta-völgyi fúrásban talált korrelatív üledékekkel is bizonyították (PÉCSI M. et al. 1988a; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005). Magasságuk alapján az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszínei e hegyláb felszín szerves folytatásaként értékelhetők. Ugyanúgy elnyesik a korábbi rétegeket, ahogy a hegyláb felszín Pécsi-medencétől délre eső glacia is, valamint meredek lejtővel végződnek, amely THOMAS D. S. G. (1997) szerint a hegyláb felszínnek másik fontos ismérve (*13. ábra*).

E hegyláb felszín a Pécsi-víz V. sz. teraszánál idősebb, korrelatív üledékeit – a vöröses agyagokat – a Posta-völgyi fúrásban találták meg. A vöröses agyagok minden esetben villányiumi hegyláb felszínre települnek, azok korrelatív üledékei (SCHWEITZER F. 2002). Ezek alapján az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus villányiumi (pleisztocén) hegyláb felszínnek tekinthetjük.

A Posta-völgyi fúrás vöröses agyagai azonban a korábbi hegyláb felszín-képződés korrelatív üledékeire – amelyeket a pleisztocén hegyláb felszín nyestett el – üledékhiánnyal települnek (PÉCSI M. et al. 1988b; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005). Ezek a Csarnótáról jól ismert és a bérbaltaváriumi hegyláb felszín korrelatív üledékeiként használt, csarnótánumi vörösayagok. E vörösayagok a Mecsek késő-miocén-pliocén hegyláb felszín glacia sára települnek. Így a bérbaltaváriumi hegyláb felszín pedimentjének az alacsonyan elhelyezkedő felszín típusnál (miocén-pliocén hegyláb felszín) jóval magasabban fekvő közbenső felszín típus tartom.

E két felszín típus – igaz genetikai szempontból abráziós terasz – késő-miocén-pliocén, valamint pleisztocén pedimentációs folyamatokkal formálódhatott át. A Bérbaltavárium meleg-száraz klímáján az egykori bádeni abráziós színlők meredek lejtői fokozatosan hátráltak a hegység felé, valamint a vádikban szállított törmelékanyag elnyírta az egykori abráziós üledékeket és a hegységet felépítő kőzeteket. Az így kialakult közbenső felszín típus tagolt felszínét a Csarnótánum csapadékos klímáján induló intenzív völgyfejlődés darabolta fel, valamint ekkor halmozódtak fel rajta korrelatív üledékei is (a vörösayagok).





13. ábra: Földtani keresztmetszvény a Jakab-hegy déli oldalán

Jelmagyarázat: 1 = közbelső felszíntípus; 2 = alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus;  $P_{2z}^2$  = szürke homokkő;  $P_{2z}^4$  = vörös homokkő alatti konglomerátum;  $P_{2z}^5$  = nagy szemcseméretű konglomerátum;  $P_{2z}^6$  = kavicsos, vörös shomokkő;  $P_{2z}^7$  = fakövörös, homokkő;  $P_{2z}^8$  = vörös homokkő és alsó-triász aleurolit;  $T_{1s}$  = triász, vörös és zöld homokkő, palás agyagkő;  $T_{1c}^1$  = triász, szürke, dolomitos márga, anhidrit és gipsz betelepülésekkel;  $T_{1c}^2$  = triász, sötétszürke, bituminos márga és mészkő;  $K_{1v}$  = alkáli diabáz;  $M_s$  = középső-miocén, sárga, oolitos, porózus mészkő;  $M_{2h}$  = középső-miocén kavics, agyagkő, agyagos homokkő;  $Pl_2$  = felső-pannóniai kavics, homok és agyagos homokkő;  $Pl_1$  = durvaszemű homok, kavics, közbetelepült barnaszénnel;  $Qp-h$  = pleisztocén lösz és holocén agyag (SZABÓ J. [1966–68] ábráját kiegészítette: KOVÁCS I. P. 2010).

Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus a Kislángiumban ismét meginduló heglábfelszín-képződés során jött létre. A pedimentáció feltárta az egykori szarmata-pannoniai abrázios színlőket, üledékeit a glacison szétteregette. Eközben azok elnyírták a korábbi heglábfelszín korrelatív üledékeit, a vörösagyagokat is. Ezzel egyidőben a miocén-pliocén heglábfelszín (közbenső felszíntípus) fejlődése is felújult. A klíma csapadékosabbá válásával újra a vörösagyagokhoz hasonló vöröses agyagok – a villányiumi heglábfelszín korrelatív üledékei – képződtek, amelyek üledékhiánnyal települtek a csarnótánumi vörösagyagokra. A Jakab-hegy közbenső és alacsonyan fekvő felszíntípusa jól illeszkedik e gondolatmenetbe, azonban magasságuk csak úgy kapcsolható a Misina-Tubes-vonulat felszíntípusaihoz, ha fgyelembe vesszük kibillent helyzetüket.

## 6.5. Csuszamlások

A vízmosásokhoz hasonlóan a csuszamlások előfordulását is főleg csak a Jakab-hegy előterében várnánk, azonban ahogy a vízmosások kialakulásának, úgy a csuszamlásoknak is sokszor ideális geológiai, geomorfológiai feltételeit fedeztem fel. Ilyen, a csuszamlások előfordulásának gyakoriságát növelő tényező a lejtők, völgyoldalak meredeksége (nagy reliefenergia), a nagy vastagságú lejtőüledékek (főként lejtőlösz), valamint az átlagtól eltérő csapadékosabb időszakok (klimatikus, paleoklimatikus viszonyok), illetve az antropogén tényezők.

Ahogy a fent említett tényezők pozitívan befolyásolják a csuszamlások kialakulását, úgy fel is gyorsítják azok eltűnését. A jelentős reliefenergia, a tektonikus mozgások, valamint a puha lejtőüledékek egyaránt hozzájárultak és járulnak ma is a lejtők és geomorfológiai szintek gyors pusztulásához, így a csuszamlások eltűnéséhez. Mindamelltt az antropogén tényezők is hasonló szerepet játszanak kialakulásukban és pusztulásukban – erdőirtások, tereprendezések –, de hatásuk egyértelműen a Misina-Tubes-vonulat 400 méter alatti területein és a Jakab-hegy szőlőművelés által érintett, vagy lakott részein a legintenzívebb.

Geomorfológiai térképezés a Misina-Tubes-vonulat esetében nem tárt fel csuszamlásokat, hiányuk a fent említett okokkal magyarázható. A Jakab-hegy, Vörös-hegy völgyeiben azonban nagy számmal fordulnak elő. Szerepük itt főleg a patakmeder futásának – így a mikromorfológiai paraméterek – befolyásolásában, a terasz-szerű szintek kialakításában van.

A már említett májusi esőzések hatására a Jakab-hegy előterében, a Cserkúti-dombtól délre 200 méter t.sz.f.-i magasságon jelentős csuszamlás történt (14. ábra). A mozgás a közbenső felszíntípus déli kitétségű lejtőjén egy korábbi csuszamlás halmazának délnyugati részén következett be.



**14. ábra:** A közbelső felszín típus déli lejtőjén megfigyelt recens csuszamlás  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

Itt a területet felépítő kőzeteket konszolidálatlan lejtőüledékek takarják be. A 70–100 cm vastagságú, kötörmelékkel kevert, humuszban gazdag, talajosodott üledék alatt áthalmozott, több méter vastagságú, fiatal lejtőlösz fekszik. A csuszamlás bekövetkezésének fő oka egyrészt a májusi esőzések során lehullott csapadék átáztató hatásának, másrészt a csuszamlást megelőzően, annak előterében fekvő, a lejtő stabilitását megbontó mélyútnak volt.

Az esőzések hatására átnedvesedett – jelentős agyagtartalommal rendelkező – löszös üledék csúszópályaként szolgált a felette elhelyezkedő lejtőtörmeléknek. A mozgásban több tíz m<sup>3</sup> üledék vett részt, feltöltve az előtte elhelyezkedő mélyutat és életveszélyessé téve a – körülbelül 10 méter hosszú és három méter magas – szakadásfront mögötti házat. A kialakult forma a szakadásfront-hoz közel szeletes földcsuszamlás, majd a csuszamlás halmazához (15. ábra) közeledve sárfolyás jelleget öltött.





**15. ábra: A csuszamlás halmaza**  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

A csuszamlás hasonlít az általunk 2007-ben, Tihanyban feltárthoz, ahol szintén egy régebbi csuszamlás halmazán történt mozgás (FÁBIÁN SZ. Á. et al. 2010). Ott a szedimentológiai viszonyok a jelenlegitől eltérőek (főként pannóniai üledékeken és lejtőtörmeléken következett be mozgás), viszont az események kiváltásában nagy szerepe volt az intenzív csapadékhullásnak. A vizsgálati területen

kívánatos lenne az olyan, lösszel borított területek részletes térképezése, ahol korábban már történtek felszínmozgások, vagy a domborzat megjelenése erre enged következtetni.

## 6.6. Törmelék- és hordalékkúpok

A törmelék- és hordalékkúpok elkülönítésére az ERDŐSI F. (1968, 1987) által megadott kritériumokat alkalmaztam. Ezek szerint hordalékkúpnak tekintetem az adott felszínformát, ha azt állandó vízfolyás alakította ki, míg törmelékkúp-  
nak, ha az torrensek üledékének felhalmozódásából származik.

A geomorfológiai térképábrázolás elkészítése közben nagy nehézséget okozott a hordalék- és törmelékkúpok elkülönítése. Sokuk csak pár tíz méteres kiterjedésű és néhány méter vastag, így az 1 : 10 000-es méretarányú EOV térképeken – a nagyobb hordalékkúpok kivételével – a térkép készítése során alkalmazott generalizálással eltűntek. Fekvésükből adódóan ma beépített (Misina-Tubesvonulat), vagy mezőgazdaságilag művelt (Jakab-hegy) területen fekszenek. Ebből következően az eredeti formák sok helyen antropogén hatásra átalakultak, pontos terepi azonosításuk is nehézkes (16. ábra).

Egzakt következtetések levonására csak korlátozottan alkalmasak, ezt jól példázza az is, hogy két különböző írás, egyazon hordalékkúp elhelyezkedésében több méteres magasságkülönbséget és igen jelentős korbelt eltérést mutatott ki. A fent említett problémák korlátozzák pl. a csúcsmagasságaik összehasonlításából levonható következtetések egzaktosságát.

A Páprágy-völgy részletes geomorfológiai vizsgálata során tett megfigyeléseim – bevágódás üteme, kipucolt üledék mennyisége – alapján, valamint ERDŐSI F. (1987) eltemetett archeológiai feltárásokra való hivatkozását elemezve ERDŐSI F. (1987) véleményével értek egyet. Mindezt alátámasztják a Páprágy-völgyben megfigyelt igen intenzív lineáris erózió mellé társuló törmelék- és hordalékmozgások, -felhalmozódások is.

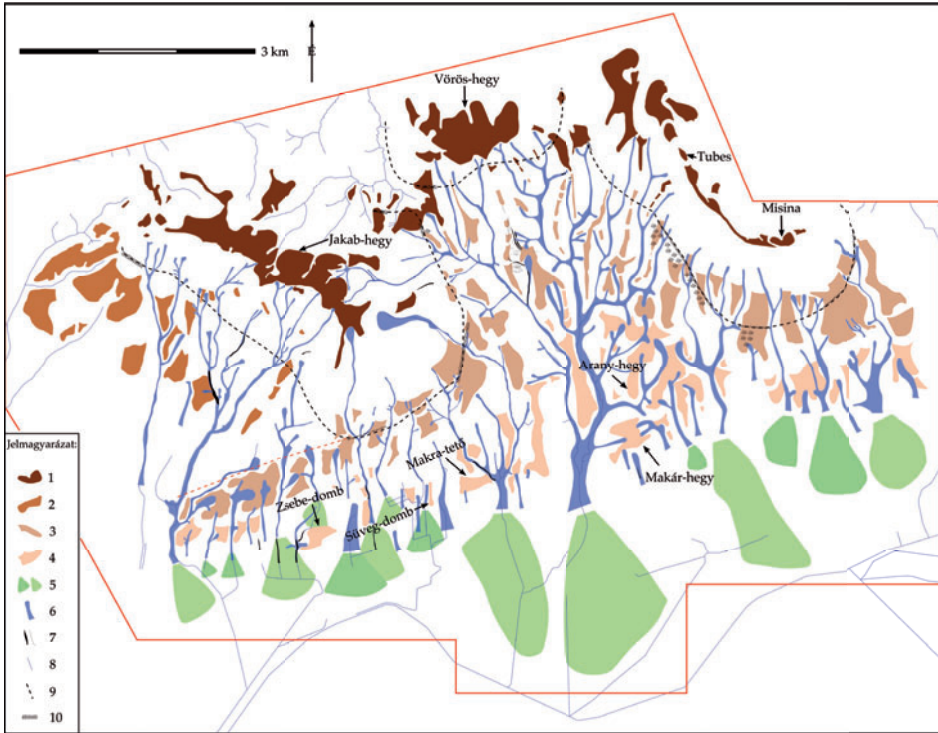
Így magam is meg vagyok győződve arról, hogy a hordalék- és főleg a törmelékkúpjaink rendkívül fiatalok és csak a legnagyobb kiterjedésűek (pl. Magyarürögi-völgy hordalékkúpja) lehetnek holocén korúak. Így elhelyezkedésükből – kimondottan indulómagasságukból – főleg az utóbbi néhány ezer, vagy száz év felszínfejlődési folyamataira, azoknak ütemére következtethetünk.

## 6.7. Lejtők, a lejtők állaga

A kutatási terület lejtőit három felszín típus és a völgyek két generációja tagolja. A geológiai felépítésből (lásd 2. ábra) fakadóan a terület lejtői viszonylag stabi-

lak. Csuszamlásra, vagy arra utaló jelekre – néhány kivételtől eltekintve (lásd csuszamlások) – csak a nagyobb völgyek esetében figyeltem fel.

A domborzat, így a lejtők stabilitásának megromlásához sokkal inkább az antropogén folyamatok vezetnek, vezethetnek, amelyek a Misina-Tubes-vonulat előterében jelentősek (pl. építkezések). Ilyen esetekben főként nem a terület stabil alapközetei, hanem az azt fedő lejtőüledékek szolgálhatnak a tömegmozgások bázisául.



**16. ábra: A Jakab-hegy és Misina-Tubes-vonulat déli lejtőjének geomorfológiai vázlata**  
 Jelmagyarázat: 1 = kiemelt tetőfelszín; 2 = a közbelső felszíntípus nem meghatározott genetikájú felszínei; 3 = a közbelső felszíntípus; 4 = alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus; 5 = törmelék- és hordalékkúpok; 6 = völgyek; 7 = vízmosságok és metsződések; 8 = felszíni vízfolyások; 9 = a bádeni tenger partvonala SZABÓ P. Z. (1931) szerint (A piros szaggatott vonal az általam módosított partvonalat jelzi.); 10 = bádeni abrázációs üledékek SZABÓ P. Z. (1931) szerint.  
 (szerk.: Kovács I. P. 2010)

A lejtők állékonyságának biztosítása érdekében elterjedt a támfalak építése, teraszok kialakítása. E folyamat kezdete a szőlőművelés elterjedésére vezethető vissza, amely során a lejtőszög mérséklésén keresztül a talajerózió mértékét akarták csökkenteni.

A filoxeravész (*Viteus vitifoliae* elterjedését) követően általánossá vált a talaj „forgatása”, amely során a felszínre kerülő nagyobb köveket támfalak építéséhez használták fel (KOVÁCS I. P. 2008; KOVÁCS I. P. – LASSU T. 2010). A támfalak nemcsak a szőlőművelést könnyítették, vagy építésbiztonsági célt szolgáltak, hanem a puha lejtőüledékekbe mélyülő mélyutak oldalfalát is így stabilizálták. Ez utóbbi antropogén formák igen elterjedtek a kutatási terület vastag, pleisztocén üledékekkel fedett részein, illetve ott, ahol a könnyen pusztuló palás kőzetek felszínre bukkannak. A kevésbé stabil falakkal határolt mélyutak gyakran szerepet játszanak a lejtős tömegmozgások kiváltásában is.

A lejtőszögeket ábrázoló térkép tanulmányozása közben felfigyeltem arra, hogy a hegységblokkok déli, vagy délnyugati oldala meredekebb, mint az északi, vagy északkeleti (KOVÁCS I. P. et al. 2007). Ez megfigyelhető a Jakab-hegy esetében is, ahol a déli, délnyugati oldal lejtőszöge átlagosan  $20^\circ$  (helyenként  $30^\circ$ -ot is eléri), míg északi, északkeleti lejtője mindenhol kisebb lejtéssel bír, mint  $20^\circ$ . A Misina-Tubes-vonulat délnyugati oldalának lejtése átlagosan  $20^\circ$ , legmeredekebb részén a  $25^\circ$ -ot is meghaladja, de még a legenyhébb hajlású lejtőinek meredeksége is nagyobb, mint  $16^\circ$ . Ugyanezen vonulat északkeleti oldala  $15$ – $18^\circ$  meredek, amely néhol  $21^\circ$ -os maximum értékkel jelentkezik. A Jakab-hegy délnyugati oldala  $8$ – $10^\circ$ -kal meredekebb, mint az északkeleti, azonban a Misina-Tubes-vonulat esetében ez az érték csak  $3$ – $4^\circ$ .

Legkorábban SZABÓ P. Z. (1935) figyelt fel erre a jelenségre; a Jakab-hegy déli, délnyugati lejtőjének meredekségét az azt felépítő kőzetek különböző, erózióval szembeni ellenálló-képességével magyarázta. A Misina-Tubes-vonulat esetében azonban ilyen – északkelet-délnyugat irányú – geológiai, vagy kőzetminőségbeli változás nem tapasztalható és az északkeleti-délnyugati átlagos lejtőszög közötti különbség mégis tetemes. A Jakab-hegy esetében tapasztalt  $8$ – $10^\circ$ -os eltérés valószínűleg nem csak kőzetminőségi, -ellenálló-képességi okokkal magyarázható. E problémával a geomorfometriai fejezetben foglalkozom részletesebben.



## **6.8. A kutatási terület felszínfejlődése**

A vizsgált terület felszínfejlődésének feltárásában, rekonstruálásában szükséges annak tágabb környezetét is figyelembe venni, ez főként az idősebb, késő-miocén-pliocén, valamint főként az azt megelőző folyamatokra igaz. Az egykori tengerelöntések és tektonikus mozgások, valamint hatásai csak nagyobb összefüggésekben vizsgálhatóak, magyarázhatóak.

### **6.8.1. Középső- és felső-miocén tengerelöntések és hatásuk**

A Nyugat-Mecsek a mezozoikumtól egészen a miocén bádani emeletéig szárazföld volt (SZABÓ P. Z. 1931). Déli előterében – a mai Görcsönyi-dombság területén – egy, a mezozoikumban kiemelkedett hegység húzódott. Ekkor az általános lepusztulási irány még északi volt. Erre utalnak a SZABÓ P. Z. (1931) által a Mecsek északi oldalának völgyeiben megtalált kristályos görgetegek, valamint a Szászvári Formáció durvatörmelékes üledékei is (JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1961; WÉBER B. 1982; CHIKÁN G. 1991).

Az ezt követő, első tengerelöntés a miocén bádani emeletében történt. A tenger először északi (BARABÁS A. et al. 1996), majd csak ezt követően, déli irányból öntötte el a területet. A tengerelöntés abrázációs tevékenységének nyomait a Jakab-hegy, Vörös-hegy, valamint Misina-Tubes vonulatok déli lejtőjén SZABÓ P. Z. (1931, 1935) találta meg. A SZABÓ P. Z. (1931) által megrajzolt tengerelöntés partvonalát a geomorfológiai térképen is megjelenítettem. Feltűnő, hogy az szinte minden esetben a közbenső felszín típus felső elvégződésénél fut. E felszín típus egyes felszíneit már PRINZ GY. (1936) is bádani abrázációs színlőnek tartotta.

SZABÓ P. Z. (1931) a bádani partvonal meghúzását a helyenként fellelt, abrázációs színlőre utaló üledékek alapján végezte el. A feltárások között, ahol nem volt bizonyítható a bádani tenger partvonalának elhelyezkedése, a legvalószínűbb (közel vízszintes) partvonalat rajzolta be. A tengerpart vonala így jól követi a rögtön alatta húzódó felszíneket. A SZABÓ P. Z. (1931) által megrajzolt bádani partvonal azonban a Jakab-hegy előterében, a Boldogasszony-völgytől nyugatra eső szakaszon, körülbelül 300 méter t.sz.f.-i magasságot követve jóval a közbenső felszín típus felett fut. Tényleges elhelyezkedését itt nem támasztják alá abrázációs üledékek. Ha az egykori partvonalat – a délnyugati irányban folyamatosan csökkenő magasságú – közbenső felszín típusot követve vezetnénk, akkor egyértelműen kirajzolódna az abrázációs színlők is, éppúgy, ahogy azokat a Misina-Tubes-vonulat, vagy éppen a Vörös-hegy esetében megfigyeltem.

Míg a Misina-Tubes-vonulat és a Vörös-hegy előtt ezek a felszínek szinte teljesen vízszintesen fekszenek, addig a Jakab-hegy esetében körülbelül 1,5°-kal

dőlnek dél-délnyugati irányba. Így a közbenső felszín típus Boldogasszony-völgytől nyugatra eső felszíneit is bádeni abrázió maradványainak tartom, amelyek a tengerelöntéseket követően délnyugati irányba billentek.

A szarmata tengerelöntés maradványait csak kevés helyen ismerhetjük fel a kutatási területen. Jellegzetes üledékeit a Tettye-völgytől keletre eső völgyközi háton tanulmányozhatjuk. A későbbi, pannóniai tengerelöntés a szarmata abráziós színlőket felülírta, teljesen eltüntette. Azok a mai domborzatban – az előbbi példától eltekintve – nem jelennek meg.

A Pannon-beltóban lerakódott üledékek, valamint az általa kialakított abráziós formáknak igen nagy jelentősége van a vizsgált területen. Az alsó-pannon üledékek meglehetősen alacsony magasságon helyezkednek el. Patacsról, valamint a Zsebe-domb keleti és déli oldaláról SZABÓ J. (1966–1968) írt le abráziós kavicsokat. Ezt a felszínt a alsó-pannon Pannon-beltó abráziós színlőjének tekinthetjük (PIRKHOFFER E. 1997). KONRÁD GY. (2004) a medenceperemi kifejlődésű alsó-pannon üledékekben nem talált Jakab-hegyi eredetű anyagot, így ebből az alaphegység feltolódásos elmozdulására következtetett (körülbelül 400 méteres emelkedés!).

A felső-pannon üledékek legmagasabb előfordulása a Misina-Tubes-vonulaton 370–390 méteres t.sz.f.-i magasságban található (CHIKÁNNÉ-JEDLOVSKY M. – KÓKAI A. 1983). Ezek jelzik a legnagyobb pannóniai tengerelöntés felső határát. A felső-pannon transzgresszió így elérte a korábbi tengerelöntések abráziós színlőit is, azokat átformálta és lerakta üledékeit.

KONRÁD GY. (2004) az alsó- és felső-pannóniai üledékek vizsgálatából számos következtetést vont le az ekkor lejátszódó tektonikai folyamatokra vonatkozóan. Ezekből jól látszik, hogy a kutatási területet a pannon időszakban olyan, igen jelentős tektonikus hatások érték, amelyek főleg a terület emelkedését vonták maguk után. A bádeni és pannóniai – ezen belül is a felső-pannon – időszak közé tehető a terület geomorfológiai inverziója. A korábbi kiemelt területek (pl. a Görcsönyi-dombság kiemelt tömbje) lepusztultak, elvesztették korábbi magasságukat, az addig alacsonyan fekvő Mecsek viszont a bádeni és pannon mozgások hatására kiemelkedett. Így a Pannon-beltó visszahúzódásának idején – ezt a Kásás-völgyi feltárással lehet párhuzamosítani – már lehetőség volt arra, hogy a jelenlegi domborzatot kialakító, szárazföldi felszínfejlődési folyamatok kezdetüket vegyék.

## 6.8.2. A miocén-pliocén hegyláb felszín-képződési időszakok

### 6.8.2.1. Szarmata (10–11 millió év), Sümegium (7–8 millió év)

Ahogy azt MAGYAR I. et al. (1999), valamint HÁMOR G. (1995) térképein láthatjuk, a Mecsek egyes részei az utóbbi 13,5 millió évben mindvégig a tengerelöntések szintje fölé emelkedtek. A szarmata tengerelöntés által el nem öntött, magasabb területeken is történhetett pedimentáció. Ehhez a kiinduló szintet az egykori bádeni abrúziós színlök adhatták. Ha történt pedimentáció, annak nyomait a későbbi felső-pannon elöntés és hegyláb felszín-képződési szakaszok felülírták, illetve korrelatív üledékei lepusztultak.

A Sümegium meleg-száraz klímájának nyomait sem lelhetjük fel a kutatási területen. Ez többek között azzal magyarázható, hogy a hegységet ekkor még körülölelte a Pannon-beltó (cf. fig. 31. in: MAGYAR I. 2009), valamint az elöntötte a korábbi alsó-pannon, szarmata és bádeni abrúziós színlöket is. Erre a CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. (1983) által talált felső-pannoniai üledékek, valamint az általunk a Kásás-völgyben talált beszáradási rétegek engednek következtetni. Így, ahogy azt a szarmata száraz időszak esetében is megfigyelhettük, pedimentációs folyamatok csak a mindenkor tengerelöntések szintje felett, ez esetben a mai 290, illetve 370–390 méter t.sz.f.-i magasság felett zajlottak.

### 6.8.2.2. Bérbaltavárium (5,3–6,3 millió év)

A területen a Pannon-beltó teljes visszahúzódását MAGYAR I. et al. (1999) és MAGYAR I. (2009) vizsgálatai alapján 8 millió évnél fiatalabbra, valamint 6,5 millió évnél idősebbre tehetjük. Ekkor kezdetét vette a pedimentáció, amelynek ideális feltételeket és egyben kiindulási szintet biztosítottak a bádeni tenger, valamint a Pannon-beltó abrúziós színlői<sup>7</sup>. A hegyláb felszín-képződés így a mai, közbenső felszíntípuson folyt. A hegység oldalában meredek, pusztuló falal hátráló felszíneket a kutatási területen (közbenső felszíntípus) pedimentként értelmezem. Feltűnő a magasságbeli egyezés a PÉCSI M. (1963b) által, a Zengő előterében meghatározott, 340–350 méter t.sz.f.-i magassággal rendelkező hegyláb felszínnel.

A szálban álló kőzeteket a nagy napi hőingás felaprózta (inszolációs aprózódás), majd a korábbi bádeni, pannóniai abrúziós üledékekkel együtt, az időszakosan hulló csapadékvizek torrens vízfolyásokként elszállították, szétteregették (17. ábra). Az inszolációs aprózódás és a lejtőn lefelé mozgó törmelék csiszoló

<sup>7</sup> A Pannon-beltó a szarmata abrúziós szintet átformálta, így azt a továbbiakban pannóniai abrúziós szintnek tekintem.

hatása a hegységet felépítő kőzeteket enyhén dél felé dőlő sík felszínre koptatta, elnyírta azokat.



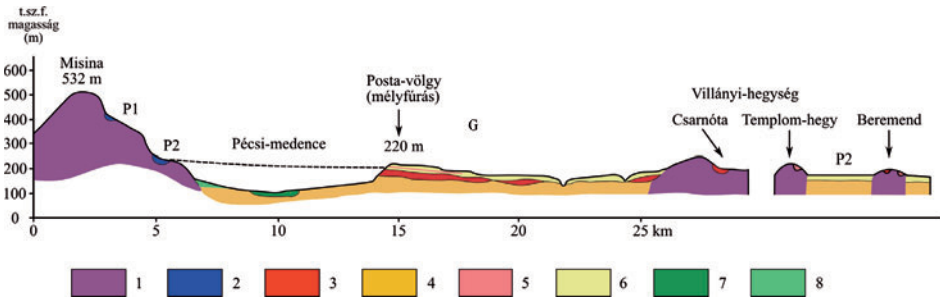
**17. ábra: Recens pediment Chebika mellett (Tunézia)**

Jelmagyarázat: hlf. = heglábfelszín (pediment); V = vádi-szerű vízfolyások.

(szerk.: Kovács I. P. 2010)

A heglábfelszín üledékei így a mai Görccsönyi-dombság területén, valamint attól délre, legyezőszerűen szétterülő törmelékkúpokban halmozódtak fel, kialakítva a nyugat- és középső-mecseki heglábfelszín akkumulációs glaciis részét. Ilyen mecseki eredetű üledékekről számolt be CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. (2000) a keszüi feltárás kapcsán.

A későbbi korrelatív üledékek a pedimentációs folyamatok által elnyesett pannóniai homokra közvetlenül települnek (PÉCSI M. et al. 1988a; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005). Többek között a pedimentációs folyamatokkal – valamint a pleisztocénben végbemenő lepusztulással – magyarázható az abrázio nyomainak eltűnése, illetve az, hogy a vizsgált felszín típusok esetében csak kevés feltárásban nyomon követhetjük azokat (bádeni színlők – SZABÓ P. Z. (1931) és VADÁSZ E. (1935), felső-pannon abrázio színlők – CHIKANNÉ JEDLOVSKY M. – KÓKAI A. (1983), beszáradási rétegek). A pedimentet és a glaciist – a pleisztocénben kinyíló – Pécsi-medence különítette el egymástól (18. ábra).



**18. ábra: A nyugat-mecseki és Villányi-hegységi heglábfelszínek, valamint a Posta-völgyi fűrás geomorfológiai helyzete**

Jelmagyarázat: 1 = mészkő és homokkő; 2 = abrziós üledékek; 3 = vörösgyag; 4 = homok; 5 = vöröses agyag; 6 = lösz; 7 = folyóvízi üledékek; 8 = törmelék- és hordalékkúpok; P1 = bérbaltaváriumi pediment; P2 = villányi pediment; G = glacis (PÉCSI M. et al. [1988] ábráját átdolgozta és kiegészítette Kovács I. P. 2010)

A heglábfelszínek nem egységes, vagy közel egységes síkként fejlődtek ki. Az időszakos vízfolyásokkal felszabdalt térszínen létrejött medrek a későbbi időszakokban átöröklődtek és az egykori lejtésirányt követve felszabdalták a közbenső felszíntípust. E bérbaltaváriumi vádik jelezheték elő a mai, Görcsönyi-dombságtól déli irányba húzódó – később, a pleisztocénben a Pécsi-medence kinyílása miatt vízgyűjtőjük felső hányadát elvesztő – völgyek jelenkori futását. Emellett a közbenső felszíntípust felszabdalo völgyek irányát is erőteljesen befolyásolták. E vádik, völgykezdemények majd csak a Csarnótánumban alakulnak igazi völgyekké.

### 6.8.2.3. Ruscinium (4,2–5,3 millió év)

A Ruscinium a Bérbaltavárium és Csarnótánum közötti átmeneti időszak volt. Ez nemcsak klimatikus értelemben, hanem a klimatikus változások felszínfejlődésre gyakorolt hatásában is értendő. A Rusciniumban megkezdődött a Kárpát-medence beerdősülése, a Bérbaltaváriumra jellemző meleg-száraz fauna visszaszorulása, majd eltűnése és kicserélődése. Ekkor számos új állatfaj (*Spalaxok*, *Avicolidae*, *Gliridák*, *Tapirus sp.* stb.) jelent meg (JÁNOSSY D. 1979; KRETZOI M. 1953, 1962, 1969, 1983, 1985; KRETZOI M. – PÉCSI M. 1979), amely már utal a Csarnótánum szubtrópusi nedves klímájába való lassú átmenetre. Az emelet kezdetén még tartott a Mecsek heglábfelszínének formálódása, azonban a Ruscinium végére azt a szubtrópusi területekre jellemző trópusi mállás váltotta fel.

### **6.8.3. A hegyláb felszínének feldarabolódása: Csarnótánium (4,2–3 millió év)**

A Csarnótánium meleg-nedves klímáján intenzív mállás során képződött a Mecsek hegyláb felszínét fedő vörösagyagtakaró. Az emelet névadó típusfeltárása éppen a miocén-pliocén hegyláb felszín glacis részének elvégződésénél, a Villányi-hegységben fekvő Csarnóta (KRETZOI M. 1959, 1962) községnél található. A vörösagyag ma már csak a glacis egyes részeit borítja foltokban (PÉCSI M. et al. 1988a; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005), mivel a későbbi korszakok során a pedimentet érte leginkább a külső erők felszínformálása. A nagyobb reliefenergia miatt a lepusztulás itt volt a legintenzívebb.

A pleisztocén – villányiumi hegyláb felszín által – elnyesett és erodált vörösagyagok mellett a Posta-völgyi fúrásban, az alattuk található bentonitrétegek is jól korrelálhatóak a hegyláb felszín felszabdalódását kiváltó klimatikus változásokkal, a szubtrópusi jellegű klímával, valamint magával a vörösagyagokkal is. Már SCHWEITZER F. (2002) is utalt arra, hogy a bentonit a vörösagyaghoz hasonlóan intenzív mállás során képződik, általában vulkáni eredetű kőzetekből. Fel-tűnő, hogy a Somlón talált jelentős mennyiségű bentonit és vörösagyagtakaró (KOVÁCS I. P. 2008) a Posta-völgyi fúrással megegyező geomorfológiai helyzetben található, azzal párhuzamosítható<sup>8</sup>.

A Csarnótánium megnövekedett csapadékmennyisége a lineáris erózió szerepének megnövekedését is maga után vonta. A Bérbaltaváriumban kialakult kezdetleges vízhalózat völgyeiben intenzív bevágódás kezdődött, elindult a köz-belső felszín típus egységes felszínének felszabdalása, a völgyek túlmélyülése, V-alakúvá formálódása.

### **6.8.4. Pleisztocén felszínfejlődés**

#### **6.8.4.1. A vörös agyagok keletkezése és a hegyláb felszín-képződés utolsó fázisa**

A Villányium (3–1,8 millió év) alsó részének (Beremendium 3–2,4 millió év) már kevésbé csapadékos és meleg klímáján vörös agyagok képződtek. Ezeket a Posta-völgyi fúrásban, az idős löszösszlettel együtt, 37 és 46 méter között találták meg (PÉCSI M. et al. 1988a; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005). Fokozatosan (ismét) szemi-ariddá vált az éghajlat és ez elvezetett a hegyláb felszín-képződés utolsó fázisához, a 2,4–1,8 millió év közé tehető Kislángiumhoz

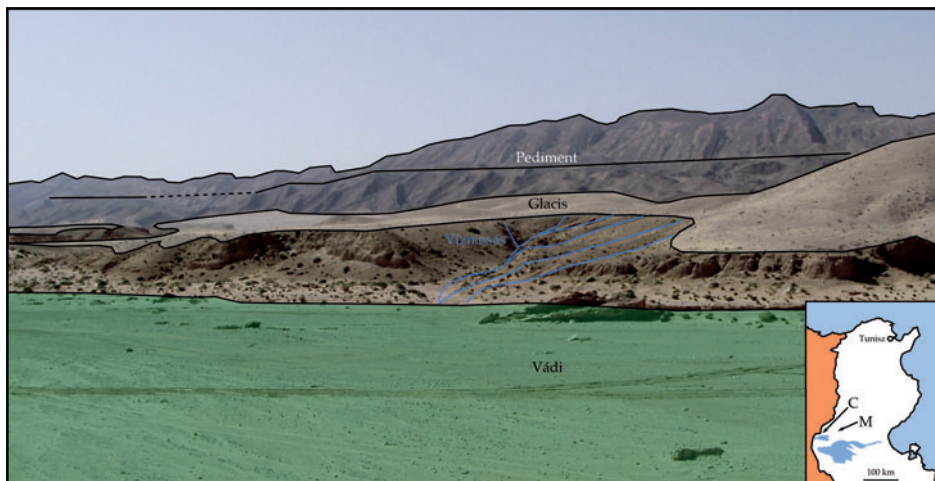
<sup>8</sup> A típusos vörösagyagokkal sikerült korrelálni a Somló bérbaltaváriumi hegyláb felszínét is, amely a vulkanizmus 5,3 millió évnél korábbi befejeződését bizonyította (KOVÁCS I. P. 2008).



(JÁNOSY D. 1979; KORDOS L. 1992; KRETZOI M. 1969). Erről az időszakról a fent említett fúrás idős, meleg lőszei, az emelet Villányi-hegységi típusfeltárása (KRETZOI M. 1954), valamint az ezeket hordozó geomorfológiai szintek – villányiumi (pleisztocén) heglábfelszín – tanúskodik.

Igaz, a kutatási területen képződtek alacsonyabb heglábfelszínek, de azok korrelatív üledékei lepusztultak és maguk a formák is jelentősen lealacsonyodtak, valamint részben felülírták őket a glaciálisok periglaciális folyamatai. Igen valószínű az, hogy a Kislángium szemi-arid klímáján a korábbi, béraltaváriumi heglábfelszín (közbenső felszintípus) képződése is felújult. Meredek lejtője tovább hátrált a hegység felé, ugyanakkor a pedimentációs folyamatok hatására jelentősen alacsonyodott is.

A kislángiumi korrelatív üledékek az idős heglábfelszín glacisán fekszenek. A villányiumi heglábfelszín-képződés a béraltaváriumi heglábfelszín korrelatív üledékeit is elnyírta – erre utal a Posta-völgyi fúrásban a vörös- és vöröses agyagok közötti üledékhiány – és tovább koptatta, alacsonyította azt. A hegység kemény kőzetein egy újabb szint alakult ki, amely e villányiumi korú heglábfelszín szerves folytatása, „gyökérrégiója”, valamint az alapkőzetek felépítésének ismeretében pediment része (19. ábra).



**19. ábra:** Recens pediment és glacis Chebika és Mélaoui közelében (Tunézia)  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

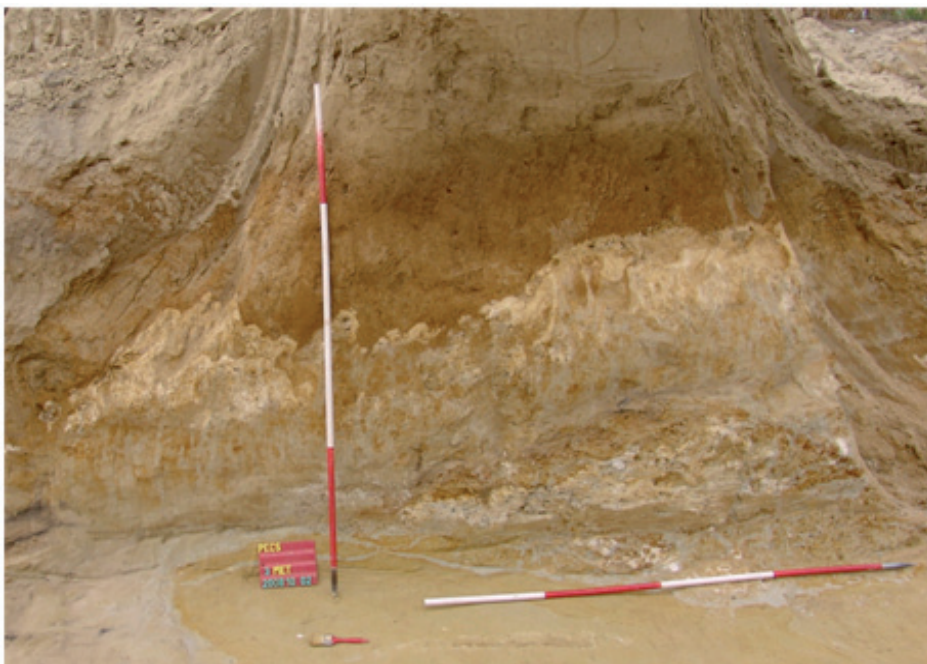
A málomi, Posta-völgyi legfelsőbb szinteket (villányiumi heglábfelszín glacisa) e pedimenthez köthetjük be, amely a pannóniai üledékeket is kipucolta és az alacsonyan fekvő, pannóniai abrázios színlöket is átformálta. Az egykori



abráziós üledékek jelentős része így lepusztult és csak néhány feltárásban – Zsebe-domb (KLEB B. 1973; PIRKHÖFFER E. 1997) – nyomozhatjuk.

6.8.4.2. *A pleisztocén glaciálisok klímája és felszínfejlődése*

A Mecsek és előterének felső-pleisztocén periglaciális klímájáról a kozármislenyi feltárás hideg sztyeppfaunája tanúskodik. A fauna számos, szélsőségesen hideg éghajlathoz is jól alkalmazkodó elemet tartalmaz (*Bison priscus*, *Mammuthus primigenius*, *Mammuthus trogontherii?* stb.). A feltárás déli részén a periglaciális klímára jellemző fagyörvénylést és csepptalajt is megfigyeltünk (20. ábra).



20. ábra: Periglaciális fagyörvénylés a kozármislenyi feltárásnál  
(VARGA G. fényképe 2008)

Fontos szerepet tulajdonítok a periglaciális klímán létrejövő geliszoliflukciónak, krioturbációnak (és kísérőjelenségeinek), az areális erózió-  
nak (DYLÍK J. 1963; ÁDÁM L. et al. 1969; SZÉKELY A. 1983; PÉCSI M. 1997; FÁBIÁN Sz. Á. et al. 1998, 2000; KOVÁCS J. et al. 2007). E folyamatok által létrehozott formákat számos feltárásban megfigyeltem. A főként areálisan mozgó törmelék vastagon beborította a kutatási terület völgyoldalait, völgytalpait és egyéb lejtőit – erre utal a még ma is sok helyen fellelhető vastag lejtőlösz és periglaciális üle-

déktakaró. A formák így lekerekítetté, ívessé váltak. A völgyek ha átmenetileg is, de deráziós jelleget öltöttek. A pleisztocén hideg időszakok alatt halmozódott fel a szűkebb és tágabb értelemben vett kutatási terület nagy részét borító, fiatal löszösszet is, amely a Posta-völgyi feltárásban több tíz méter vastagon jelentkezik (PÉCSI M. et al. 1988a; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005).

A pleisztocén glaciálisokban megkezdődött a valódi deráziós völgyfők kialakulása (SOMOGYI S. 1962; MAROSI S. 1965; SZILÁRD J. 1965). Ezek közül a legmarkánsabb forma a Jakab-hegyre felkúszó Páprágy-völgy Avar-kút feletti szakasza. Azonban ettől eltérő kőzetminőségen is találunk hasonló formákat, mivel a derázió nem kőzetfüggő jelenség (PÉCSI M. 1961, 1962a, 1962b; MAROSI S. 1965; SZILÁRD J. 1965).

A pleisztocén glaciálisokhoz köthető a felszín típusok jelentős lealacsonyodása, átformálódása is. A vizsgált területen nem alakult ki nagyobb, összefüggő kriopediment, vagy krioglacis, de a deráziós lépcsők szerepe mégis jelentős. Az egykori hegyláb felszín tagoló völgyek közti völgyközi hátaik jelentős mértékben lealacsonyodtak, valamint lealacsonyodó gerincük lépcsőzetessé vált. Ez máig jól visszatükröződik a terület morfológiájában. Ehhez hasonló, középhegységi környezetből számos tanulmány számolt be az úgynevezett krioplanációs lépcsőkről (PINCZÉS Z. 1974, 1977, 1981, 1983, 1986; PINCZÉS Z. et al. 1993; SZÉKELY A. 1969, 1973, 1977, 1983). Továbbá az interglaciálisokban képződött talajok lejtsós folyamatok (pl. geliszoliflukció), valamint a krioturbáció hatására jelentősen átkeveredtek, közben tápanyaggal dúsultak.

#### 6.8.4.3. A Pécsi-medence kialakulása és kora

A kutatási terület felszínfejlődésében, mint üledékgyűjtő és főleg, mint reliefenergiát növelő (alacsonyabb fekvés) tényezőként fontos szerepet játszott a Pécsi-medence – részmedencékre bomló – kinyílása is. Ennek irányát geológiai vizsgálatok (BARABÁS A. 1993; KONRÁD GY. 2004; KONRÁD GY. – SEBE K. 2010), valamint morfológiai kutatások (SZABÓ P. Z. 1955, 1957, 1964; PÉCSI M. et al. 1988a; CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. 2000; SCHWEITZER F. 2002; SCHWEITZER F. et al. 2005) délnyugat-északkeleti irányban határozták meg. A medence északkeleti irányban egyre fiatalodik. A vizsgált területnek, azon keleti irányba haladva, egyre fiatalabb időszakokban szolgált üledékgyűjtőjéül. Így kinyílása keletre haladva egyre később, míg nyugatabbra egyre korábban növelte a vizsgált terület reliefenergiáját.

A kozármislenyi feltárás közeteinek – pannóniai homok, agyag –, valamint faunáinak – *Congerina sp.* és a pleisztocén sztyeppfauna elemek – kevertisége az

üledékek többszöri áthalmazására utal (VARGA G. et al. 2010a, b). Ennek iránya kezdetben északnyugat-délkeleti lehetett, majd dél-északi volt. Ez utóbbi áthalmazás már a Pécsi-medence kinyílásához köthető.

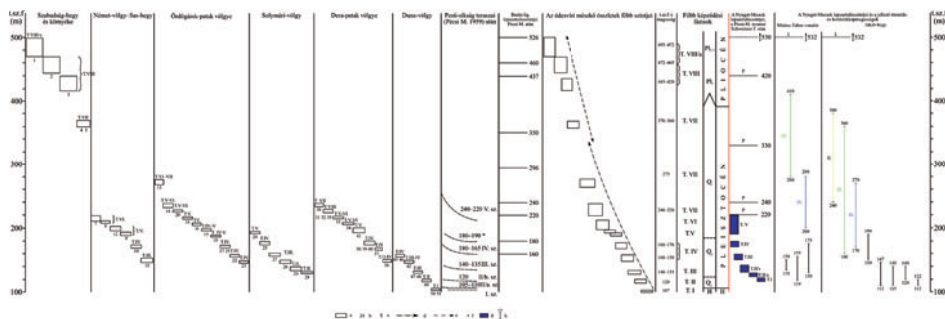
A feltárás korát még nem sikerült pontosan meghatározni. Egyes, nagyméretű csontok (*humerus*) idős *Mammuthus primigenius* egyedektől, vagy a jóval korábban élt *Mammuthus trogontherii*-től is származhatnak (VARGA G. et al. 2010a, b). Előbbi esetben 350 000–20 000, míg utóbbiban 600 000–350 000 éves egyedekkel kell számolni (BENEŠ J. – BURIAN Z. 1989; GÉCZY B. 1993).

SCHWEITZER F. et al. (2005) a feltárástól nyugati irányban fekvő Posta-völgyi fúrás rétegsorát elemezve, az abban megtalált – korábban a körülbelül 125 000 éves Blake eseménynek meghatározott – paleomágneses váltást a Brunhes-Matuyama (730 000 év) paleomágneses eseményre korrigálta. A szerzők a paleomágneses váltással párhuzamosították az üledékekben megfigyelhető hordalékszállítási irány észak-déliről, dél-északra történő változását, így a medence – a vizsgált fúrás észak-dél vonalában történő – kinyílásának korát is.

A Posta-völgy előterében a medence kinyílása után már nem történhetett észak-nyugati irányból hordalékszállítás, így, vagy a Jakab-hegyi eredetű üledékek halmozódtak fel korábban Kozármislenytől nyugatra, majd keveredtek a középső-, vagy késő-pleisztocén faunával, vagy a Posta-völgyi fúrás paleomágneses eseménye nem 730 000, hanem csak 125 000 éves.

A problémát azonban tovább színezi az is, hogy a feltárás kavicsanyagában, a Jakab-hegyi eredetű homokkövön kívül – igaz alárendelt szerepben – fonolit is található (VARGA G. et al. 2010a), amely kelet-mecseki eredetre utal (Köves-tető). A fentiek tükrében így a feltárás anyaga egyaránt származik a Nyugat-, valamint a Kelet-Mecsekből is. Az északnyugati (homokkő) és északkeleti (fonolit) irányból történő hordalékszállítással így egyszerre – ha nem is egy időben – számolhatunk.

A kérdéshez fontos információt szolgáltatnak a Pécsi-víz Málomnál és a Posta-völgynél feltárt teraszszintjei (SCHWEITZER F. et al. 2005) is, amelyek igen jól korrelálhatók a Duna mentén kialakult, hasonló magasságban fekvő szintekkel (PÉCSI M. 1959). A Posta-völgyi fúrás északi és északnyugati előterében a legmagasabb, még a Pécsi-vízhez köthető teraszszint – V. számú terasz – 190–220 méter t.sz.f.-i magasságban húzódik (21. ábra). A Duna ezzel megegyező magasságban fekvő teraszainak keletkezése 700 000 és 800 000 év közé tehető (SCHWEITZER F. 2002).



**21. ábra: A Budai-hegység völgyeihez kapcsolódó édesvízi mészkőösszletek szintjei és főbb képződési fázisai, valamint a Nyugat-Mecsek lepusztulási- és teraszfelszíneinek, hordalékkúpjainak magassági adatai**

*Jelmagyarázat: a = az édesvízi mészkőösszletek szintjei; b = az előfordulások helyei; c = TI–TVIII/a-ig az édesvízi mészkőösszletek főbb képződési fázisai; A T. V. képződési fázis t.sz.f.-i magassága 195–210 m, a T. VI. képződési fázisé 210–220 m; d = a kialakult völgyrendszerek hatására, valamint a Budai-hg. K-i peremén megjelenő, Duna-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkőszintek; e = János-hegy–Szabadság-hegy szakaszos, főleg emelkedő tendenciájú szerkezeti mozgások és az ehhez kapcsolódó völgyalakulás hatására képződött édesvízi mészkőszintek; f = a IV. és V. sz. hordalékkúp terasz között, Csömör és Cinkota, illetve a Rákos-patak és a Palotai-patak között egy 15–20 méteres közbeiktatózott szint jelentkezik; g = a Pécsi-víz teraszai (édesvízi mészkő ezeket nem fedi); h = lepusztulási szintek (a felszíntípusok I–IV. jelölve), hordalék és törmelékkúpok (jellemző előfordulási magasság alapján). I = kiemelt tetőfelszínek; II = közbenső felszíntípus nem meghatározott genetikájú felszínei; III = közbenső felszíntípus; IV = alacsonyan fekvő felszíntípus. A kronozstratigráfiai beosztás a Nyugati-Mecsekre nem vonatkozik! (SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. (1974) ábráját kiegészítette: KOVÁCS I. P. 2010)*

A Posta-völgyi fúrásban megfigyelt már korábban említett paleomágneses váltás és a hozzá kapcsolódó hordalékszállítási irányváltás, valamint az V. számú terasz magassága is megegyezik. Így a Pécsi-víz V. számú teraszának kora alapján a fúrásban jelentkező paleomágneses korát csak a Brunhes-Matuyama eseménnyel hozhatjuk összefüggésbe. Mivel a paleomágneses váltás a hordalék-szállítás irányváltásán (a korábbi észak-déli helyett dél-északi szállítás) keresztül a Pécsi-medence kinyílásának idejét is jelzi, a medence korát így itt 750 000 évben határozhatjuk meg.

A Misina-Tubes-vonulatnál az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus 280–260 és 200–210 t.sz.f.-i méteres magasságával jól illeszkedik a Pécsi-víz V. számú teraszaihoz, azoknál magasabban fekszik. Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus fejlődésében a pannóniai abrázio, majd a pedimentáció játszott fontos szerepet. A málomi és Posta-völgyi szintek jól illeszkednek egy, a felszíntípustól

kiinduló pleisztocén heglábfelszín lassan ereszkedő lejtőjébe. A heglábfelszín pediment részét a 750 000 éve kinyíló Pécsi-medence választotta el annak glacis részétől (Málom és Posta-völgy legmagasabban fekvő felszínei).

Így a Kozármislenyi-feltárás Jakab-hegyi eredetű kavicsanyaga a miocén-pliocén és pleisztocén heglábfelszín képződés idején halmozódott fel a jelenlegi feltárás környékén, illetve attól délre. A Kozármislenyi-feltárásban előkerült pleisztocén sztyeppfaunája csak jóval később élt és pusztult el a Mecsek heglábfelszínén. A medence kelet felé tartó, további kinyílásával és a hordalékszállítási irány megváltozásával a csontok északi irányba halmozódtak át és összekeveredtek az egykori glacis üledékeivel (Jakab-hegyi eredetű kavicsok).

Természetesen a kelet-mecseki eredetű fonolit előbbiekkal történő keveredése is erre az időre tehető. Az szintén értelmezhető a Kelet-Mecsek glacisának üledékeként. Az északi irányba bekövetkezett áthalmazás a fiatalabb (a Posta-völgytől keletebbre fekvő) medenceszakaszhoz köthető, ezért csak abban lehetünk biztosak, hogy Kozármislenynél a medence kinyílása 750 000 évnél fiatalabb.

Feltételezhető, hogy a Pécsi-medence felszíni megjelenése fiatal, pleisztocén képződmény. Korát csak a Pécsi-víz teraszai, a Jakab-hegy és Köves-tető környékéről származó kavicsanyag tükrében, a Posta-völgyi mélyfúrás és a Kozármislenyi-feltárás viszonylatában, a tér- és időbeli korlátokat szigorúan szem előtt tartva értelmezhetjük. A kérdést, amelynek főleg a Misina-Tubusonulat felszínfejlődési folyamatainak feltárásában van nagy jelentősége, egyelőre, sajnos nem tekinthetjük teljesen lezártnak. A feltárás közelében továbbra is folytak – jelenleg sekélyfúrások – vizsgálatok.

#### **6.8.5. Holocén felszínfejlődés**

A kutatási területen a holocén során bekövetkező paleogeográfiai változásokról, különböző klimatikus fázisokról meglehetősen kevés adattal rendelkezünk, így főleg a nagyobb területre vonatkozó paleoklimatológiai, geomorfológiai szakirodalmat felhasználva vonhatunk le következtetéseket, illetve állíthatunk párhuzamot.

A holocén preboreális fázisban (10 000–9 000 év) fokozatos beerdősülés jellemezte a területet. A csapadékosabbá váló éghajlat intenzív lineáris eróziót eredményezett (SCHWEITZER F. 2004a). A preboreális (10 000–9 000 év), az atlanti (8 000–5 000 év), a szubboreális (5 000–2 500 év) és a szubatlati (2 500–) csapadékos klímája újból kedvezett az agyagos lejtőüledékekkel fedett, meredek

lejtőkön meginduló csuszamlások kialakulásának (SCHWEITZER F. 1993; SZABÓ J. 1996; JUHÁSZ Á. 1999, 2004) is.

A fent említett csapadékosabb fázisok elsősorban a már kialakult vízhálózat továbbfejlődését, valamint a periglaciális üledékekkel kitöltött völgyek kipucolódását vonták maguk után. Ezen a horizontális dimenzióban történő fejlődésen (hátravágódás) túl, főként a völgytalpon történt bevágódást vonta maga után. Az intenzív eróziós folyamatok hatására halmozódtak fel a kutatási terület legidősebb hordalékkúpjai (Patacsi-vízfolyás, Magyarürögi-völgy).

A lineáris erózió formálta kisebb formák (eróziós árkok, vízmosások) kialakulását, a hazai szakirodalomban elterjedt felfogással (holocén) szemben későbbi időre teszem. Feltehetően csak a legnagyobb, legmarkánsabb eróziós árkok fejlődése kezdődhetett meg a holocénban.

A Pécsi-medence holocén felszínfejlődésére tett megfigyelésekkel azonban némileg már nagyobb számban rendelkezünk. SZABÓ P. Z. (1955, 1957) szerint a neolitikumban a Dráva-medence süllyedése elérte a jelenlegi Pécs nyugati részét. A bronzkorban a medencében már halászzattal is foglalkoztak (SZABÓ P. Z. 1943; LEHMANN A. 1995), majd a bronzkori tó eltűnése után a római időkben annak helyén mocsár húzódott. Ennek végleges eltűnése a középkorra tehető. A bronzkori tó, valamint római kori mocsár kialakulását a medence süllyedésével, annak középkori eltűnését a terület emelkedésével magyarázta.

ERDŐSI F. (1968, 1987) szerint azonban a mocsár kialakulását feltehetően antropogén változások okozták. A területhasználat megváltozása – legeltetés, szőlőművelés megjelenése – a vízgyűjtőkön az eróziót, a hordalékkúpokon felhalmozódó üledék mennyiségét növelte. A Magyarürögi-vízfolyás hordalékkúpján történő intenzív felhalmozódás miatt az a Pécsi-vizet a medence déli részére szorította, így bekövetkezett a medence keleti részének elmocsarasodása (ERDŐSI F. 1968).

A medencefejlődés e szakaszát így nem kell szükségszerűen tektonikus folyamatokkal magyarázni, az okok kereshetőek a területhasználat változásában is. (Ez természetesen nem jelenti azt, hogy ezzel kizártam volna a tektonika lehetőségét.) Mindamellet a medence holocénra tehető kinyílását egyértelműen cáfolják a Pécsi-víz teraszai, amelyek jól korrelálhatóak a Duna hasonló magasságon fekvő teraszaival (22., 23. ábra).

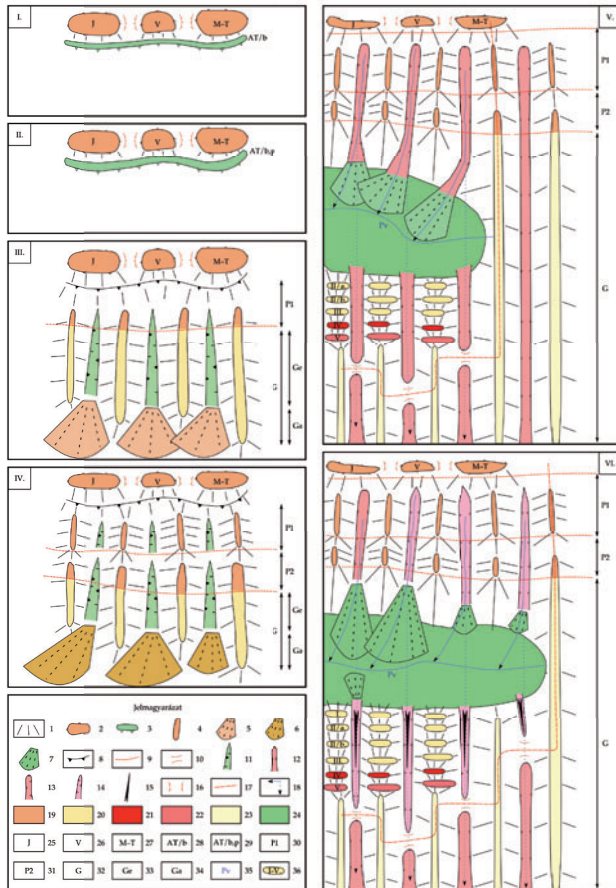


### *6.8.6. Történelmi idők és a jelenkor felszínfejlődése*

A könyvnek nem célja a terület részletes történeti feldolgozása, így e fejezetben csak azokat az antropogén tevékenységeket tekintem át, amelyek bizonyítottan hatással voltak a geomorfológiai folyamatokra, így a terület domborzatára. E hatások jól csoportosíthatóak néhány probléma köré, mindemellett kapcsolódnak a területhasználat változásához is.

A történelmi idők felszínborításának megváltozásában fontos szereppel bír a városi terület létrejötte és nagyságának változása. Pécs a római időkben (Sopianae) csak a mai belváros nyugati részére terjedt ki (GYENIZSE P. 2010) és egészen az első katonai felmérés (1783–1784) előtti időkig megmaradt a középkori városfalakon belül, valamint azok szoros közelségében. A város intenzív terjeszkedése csak későbbre tehető. A beépített területeken a felszínfejlődési folyamatokat nagymértékben gátolja a felszín lefedettsége, a vizek elvezetése. Mindemellett túlzás lenne állítani, hogy a beépített területeken nem történik felszínfejlődés. Elég itt utalnom a májusi extrém csapadékhullások okozta hirtelen áradásokra, mikor a kiépített medrekben folyó, azokból kilépő patakok, vagy éppen a burkolt felületekről összefolyó vizek okoztak károkat. A beépített területeken történő hordalékfelhalmozásról már ERDŐSI F. (1968, 1987) is beszámolt. Összességében e területek felszínfejlődése nagyon korlátozott és jól előrejelezhető területekhez, irányokhoz köthető.





**22. ábra: A kutatási terület és tágabb környezetének paleogeomorfológiai rekonstrukciója I.**

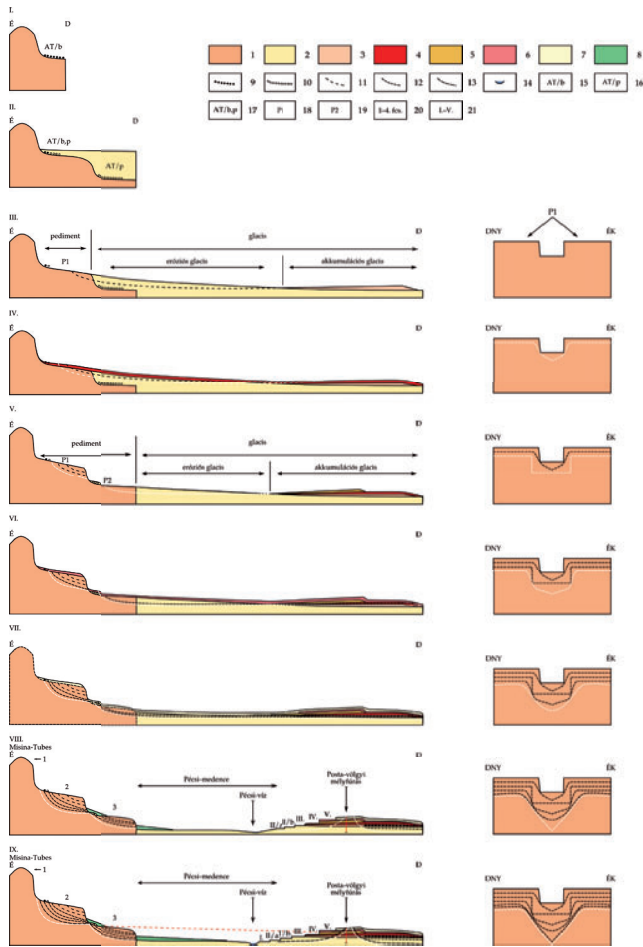
*Jelmagyarázat: I = a bádeni tenger előtérének ideje; II = Pannon-beltő előtérének ideje;*

*III = Béraltavárium; IV = Kislángium; V = felső-pleisztocén; VI = holocén; 1 = lejtő általában; 2 = a hegység tetőrégiója; 3 = tengeri/tavi abrázíós színlő; 4 = völgyközi hát (pediment/glacis); 5 = béraltaváriumi törmelék- és hordalékkúp; 6 = kislángiumi törmelék- és hordalékkúp; 7 = pleisztocén, holocén törmelék- és hordalékkúp; 8 = a pediment meredek lejtőjének felső elvágódése; 9 = a pediment és glacis határa; 10 = nyereg; 11 = vádi-szerű vízfolyás völgye; 12 = derázíós völgy; 13 = erózióssá váló (eróziós-derázíós) völgy;*

*14 = eróziós völgy; 15 = vízmosás; 16 = epigenetikus völgy; 17 = vízválasztó vonal;*

*18 = kaptúra; 19 = kemény, ellenálló kőzet; 20 = homok, agyag; 21 = vörösayag; 22 = vöröses agyag; 23 = lösz; 24 = Pécsi-medence; 25 = Jakab-hegy; 26 = Vörös-hegy; 27 = Misina-Tubes-vonulat; 28 = bádeni korú geomorfológiai szint; 29 = Pannon-beltőhöz köthető geomorfológiai szint; 30 = béraltaváriumi pediment; 31 = kislángiumi pediment; 32 = glacis; 33 = eróziós glacis; 34 = akkumulációs glacis; 35 = Pécsi-víz, vagy annak öse; 36 = a Pécsi-víz teraszai.*

*(szerk.: Kovács I. P. 2010)*



**23. ábra: A kutatási terület és tágabb környezetének paleogeomorfológiai rekonstrukciója II.**

*Jelmagyarázat: I = bádeni tenger előtűnésének ideje; II = a Pannon-beltő előtűnésének ideje; III = Bérbaltavárium; IV = Csarnótánum; V = Kislángium; VI = Beremendiumtól a pleisztocén glaciálisokig; VII = pleisztocén glaciálisok; VIII = pleisztocén vége; IX = holocén; 1 = kemény, ellenálló kőzet; 2 = homok, agyag; 3 = bérbaltaváriumi glaciális törmelékű üledékek; 4 = vörösgyag; 5 = kislángiumi glaciális törmelékű üledékek; 6 = vöröses agyag; 7 = lösz; 8 = törmelék- és hordalékkúpok üledékek; 9 = a bádeni tenger abrziós üledékek; 10 = a Pannon-beltő abrziós üledékek; 11 – 13 = völgytalpak; 14 = Pécsi-víz; 15 = a bádeni tenger abrziós terasza; 16 = a Pannon-beltő abrziós terasza; 17 = a bádeni tenger Pannon-beltő által átforgált abrziós terasza; 18 = bérbaltaváriumi pediment; 19 = kislángiumi pediment; 20 = felszintípusok és számuk; 21 = a Pécsi-víz teraszai. (Az ábra jobb oldalán a Misina-Tubes-vonulat közbenső felszintípusa völgyeinek fejlődési vázlatát látható.)*

(szerk.: Kovács I. P. 2010)

Mielőtt a város terjeszkedése túlnyúlt volna a középkori városfalakon, a felette elnyúló lejtőket már intenzív szőlőművelés alá vonták. A szőlőműveléshez kapcsolódó, igen szigorú szabályzatok – *articulusok* – (AIDINGER J. 1883) többek között a lineáris erózió pályáit is erőteljesen befolyásolták. Hatásukra a mélyutak, vízmosások (vízelvezető árkok) fejlődése előre meghatározott pályák mentén történt. E lineáris eróziós formák a jelenlegi úthálózat vonalvezetésében jól tükröződnek (KOVÁCS I. P. – MOHOS M. 2010). A szőlőművelés egykori határai még ma is jól felismerhetőek. Az ültetvények a Misina-Tubes-vonulat esetében az egykori bádeni abrúziós színlők legfelső részéig, míg a Jakab-hegyen azok aljáig kúsztak fel. A rendszerváltást követő évek, évtizedek kitelepülő lakossága épp ezt az egykori szőlőtermő-, vagy üdülőterületet foglalja el. Így annak felszínfejlődése, a beépítettség mértékének növekedése révén (patakok becsatornázása, teraszosítás stb.) egyre inkább hasonlítani kezd az alacsonyabban fekvő városrészekben megfigyeltékhez.

A terepbejárások megfigyelései azt támasztják alá, hogy természetes folyamatok között zajló felszínfejlődésről jelenleg főleg csak a lakott területen kívül, valamint a már szőlőműveléssel nem érintett területeken van lehetőség. Hiba lenne azonban azt gondolni, hogy a domborzat e részén természetes állapotokkal találkozhatunk. Elég itt a történelmi úthálózat szerepére (RADNÓTI A. 1940), vagy a Jakab-hegy földváraira, a bányászati vízszintsüllyesztés következtében szárazzá váló patakmedrekre, vagy éppen a völgyekben évszázadokig működő malmok (ERDŐSI F. 1977, 1979) sokaságára gondolnunk.

## 7. RÉSZLETES GEOMORFOLÓGIAI ÉS GEOMORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK

### 7.1. Problémafelvetés, alapvető megfontolások, hipotézisek

A kutatás szempontjából fontos és jól kimutatható mozgások alapvetően a közbenső és az alacsonyan fekvő felszíntípus esetében okoztak – már a terület domborzatmodelljéről első pillantásra is látható – geomorfológiai és geomorfometriai módszerekkel feltárható eltéréseket (KOVÁCS I. P. et al. 2007).

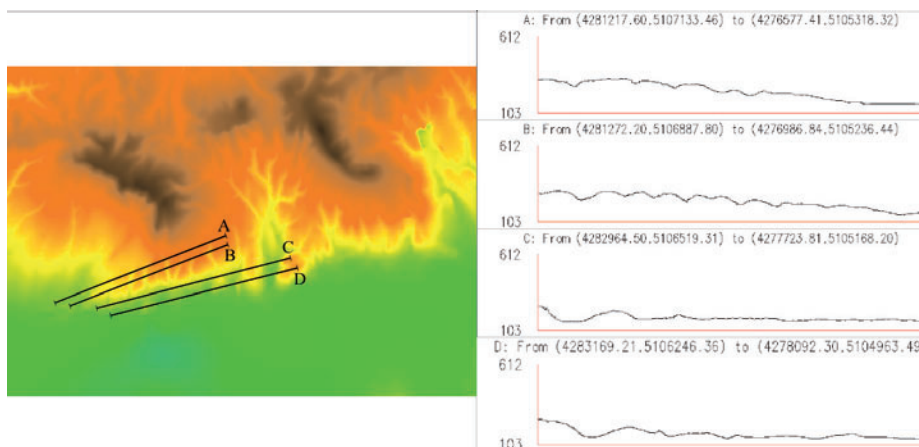
A kutatási területen számolni lehet a pannóniai mozgások során végbemenő (KLEB B. 1973), vagy azokat követő posztpannon tektonikával is. Ez utóbbit a legújabb kutatások (KONRÁD GY. – SEBE K. 2010) cáfolták, míg mások – igaz a Misina-Tubes-vonulattól keletre – egészen fiatal, holocén (SEBE K. 2009), vagy történelmi időkre visszanyúló (SZABÓ P. Z. 1955, 1957, 1964) tektonikát is feltételeztek.

KOCH L. (1988) szerint a Mecsek szakaszos kiemelkedése miatt kialakult „teraszszintek” egy mindmáig tartó, kibillenést okozó emelkedés következtében elmozdultak. Ezt a megfigyelését KOCH L. (1988) a „teraszok” dőlésére alapozta. Ezeket a geomorfológiai vázlat készítésekor a közbenső és alacsonyan fekvő felszíntípusba soroltam be. A térképezés eredményeit, a Jakab-hegy előterében lévő felszíntípusok egymáshoz viszonyított elhelyezkedését KOCH L. (1988) megfigyelései jól alátámasztják és magyarázzák. Ezért ezeket a munkahipotézisembe építettem<sup>9</sup>.

Az előzetes vizsgálatok alapján a közbenső és az alacsonyan fekvő felszíntípus felszínei a vízszinteshez képest 1,5°-kal dőlnek nyugat-délnyugati irányba (24. ábra), a Jakab-hegy déli lejtőjén, míg a Misina-Tubes-vonulatnál e felszíntípusok azonos irányú dőlése mindössze 0,5° (25., 26. ábra). A billenő kiemelkedés – annak kora függvényében – számos morfológiai következménnyel járt, illetve járhatott, ezért terepi és térképi megfigyeléseimet egybevetve az alábbi megfontolásokat tettem.

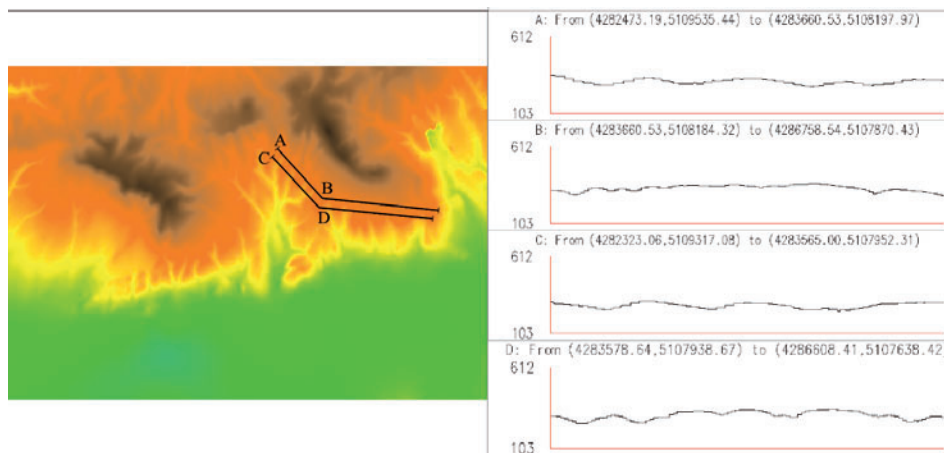
Vizsgálatom kezdetén a kibillent felszínek magasságát pontosan meghatározva – a terület geomorfológiai vázlatára és 1 : 10 000-es domborzatmodelljére alapozva – kiszámoltam a felszínípusok tényleges, pontos dőlését. Lehatároltam a billenés által érintett felszíneket, völgyszakaszokat.

<sup>9</sup> A kutatási terület hegységblokkjainak délnyugat irányú billenése jól illik a Dél-Dunántúl újabb keletű földtani modelljébe. Jól kapcsolható a Mecsekalja-öv menti elmozduláshoz is (*ex verbis Majoros György*). Sajnos az említett földtani modell kifejtésére, igazolására és tágabb geomorfológiai értelmezésére jelen körülmények között nincs mód.



24. ábra: A Jakob-hegy közbelső és alacsonyan fekvő felszíntípusának keresztmetszénei  
 Jelmagyarázat: A, B = közbelső felszíntípus; C, D = alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus.  
 (szerk.: Kovács I. P. 2010)

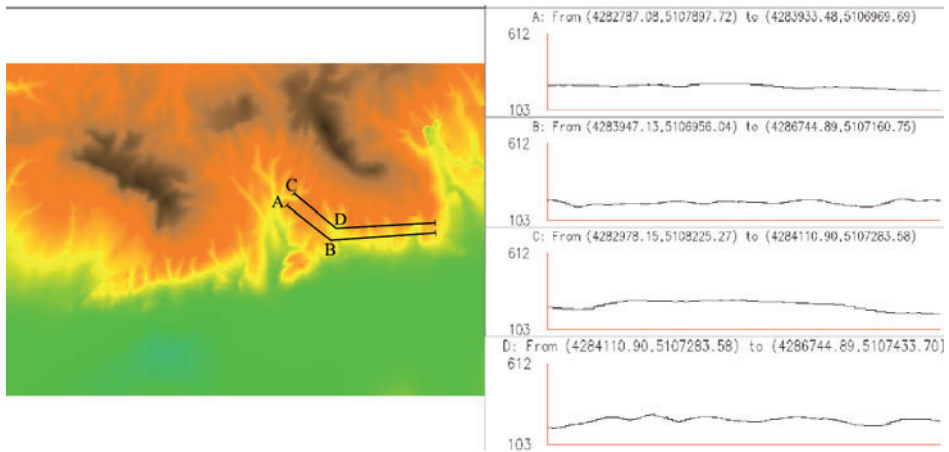
A Jakob-hegyi és Misina-Tubes-vonulat előterében lévő felszíntípusok azonos korából és genetikájából kiindulva, vizsgálataimat a Jakob-hegyi felszíntípusokra, valamint az azokat tagoló völgyekre terjesztettem ki, míg a Misina-Tubes-vonulat felszíntípusait, völgyeit kontrollterületként használtam fel.



25. ábra: A Misina-Tubes-vonulat közbelső felszíntípusának keresztmetszénei  
 (szerk.: Kovács I. P. 2010)

Ha a terület billenése a felszín kialakulása előtt történt, akkor azok – genetikájukból adódóan – vízszintesen, vagy közel vízszintesen helyezkednek el. Ha azonban a felszín típusok kialakulása után, vagy a két felszín típus képződése közben jelentkezett a billenő emelkedés, akkor a felszín típusok annak megfelelően kibillenve fekszenek.

A Misina-Tubes-vonulat felszín típusainak magasságához viszonyítva meghatározható, hogy a Jakob-hegy felszín típusainak egyes részei milyen mértékben emelkedtek.



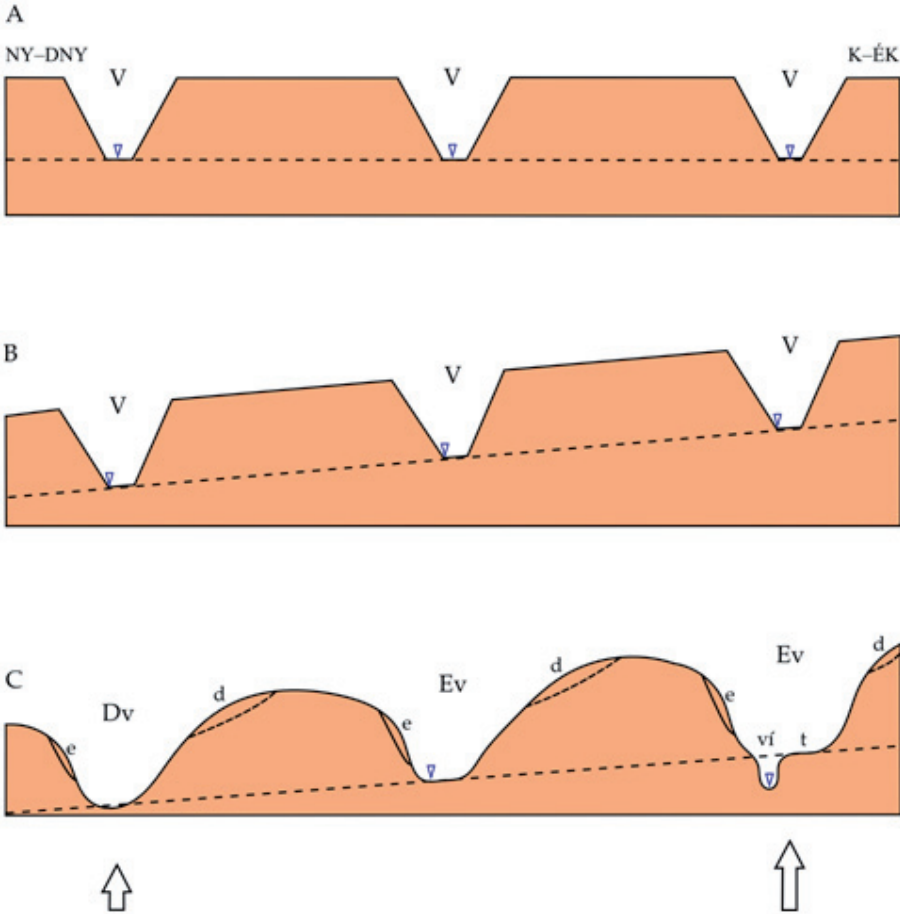
26. ábra: A Misina-Tubes-vonulat alacsonyán elhelyezkedő felszín típusának keresztmetszénei (szerk.: Kovács I. P. 2010)

A felszín billenésének irányára merőleges, vagy közel merőleges völgyszakaszokban jelentkeznie kell a billenés hatásainak, ha az a völgyek kialakulásának kezdetén, vagy azt követően következett be (27. ábra).

Ezt egyrészt e völgyszakaszok aszimmetriája – a billenésre merőleges völgyszakaszok egymással ellentétes kitettséggű (szemközti) – oldalainak szignifikánsan eltérő és a felszín típus mentén végig követhető lejtésbeli különbsége bizonyíthatja. Ez szoros összefüggésben áll e völgyoldalak hosszában, valamint kiterjedésében fennálló különbséggel is, ahogy arra már SEBE K. (2009) a Göröcsönyi-dombság területén végzett vizsgálata során felhívta a figyelmet. A völgyoldalak általános esetben szimmetrikusan képződnek. Aszimmetriát az eltérő kőzettani felépítés, vagy a tektonikus mozgások eredményeznek.

Másrészt ugyanezen völgyszakaszok talpán, illetve oldalán ugyanígy megfigyelt üledékek vastagságbeli eltérése is alátámaszthatja e megállapításokat. A meredek oldalokról a lejtés irányának megfelelően a törmelék lassan, a gravitációnak megfelelően a völgyek középvonala felé helyeződik át.

Harmadrészt a felszín típusok felszíneit feldaraboló, majd azokat elhagyó völgyek, a felszín típusokból olyan magasságon lépnek ki, amely igazodik a felszín típusok dőléséhez. Az  $1,5^\circ$ -kal dőlő felszín típusok esetében a völgyek kilépési pontjait összekötő vonalnak is  $1,5^\circ$ -kal kell dőlnie.



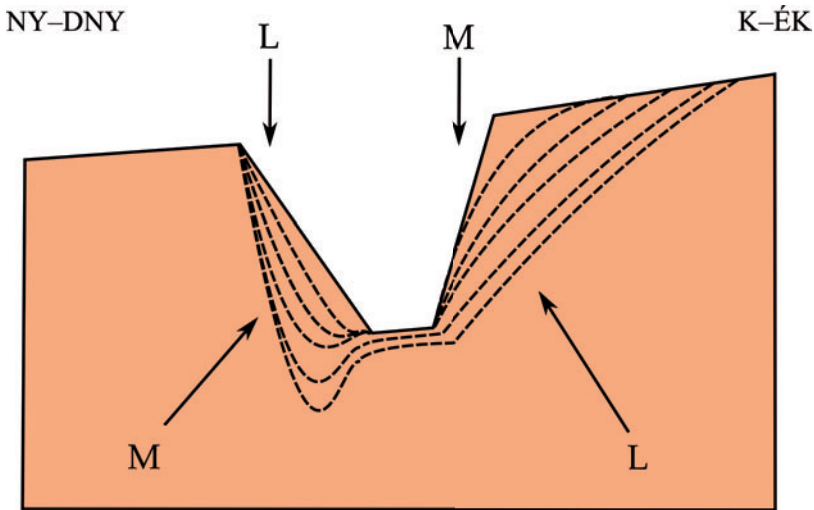
**27. ábra: A billenő kiemelkedés morfológiai következményeinek vázlata**

Jelmagyarázat: A = billenést megelőző állapot; B = billenés kezdete; C = billenés későbbi időpontban; V = vádi; Dv = deráziós jellegű völgy; Ev = eróziós völgy; e = eróziós mellékvölgy; d = deráziós mellékvölgy; ví = vízmosás, mélyre vágódott patakmeder; t = patakerasz.  
(A kék háromszög a vízfolyás helyzetét jelöli, amíg szaggatott vonal a völgytalpakat köti össze.)  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)



Ha a billenés fiatal jelenség, akkor a völgyek vízfolyásai is úgy igazodnak ehhez, hogy az alacsonyabban fekvő völgyoldal irányába térnek ki, eltávolodva a völgy elméleti középvonalától.

Ha a vízfolyások hosszabb időn keresztül a völgy egyik oldalán folynak, akkor eróziós tevékenységüket (intenzív hordalékszállításukat) is ott fejtik ki, így a völgyoldal meredekebbé válik. Az ellentétes oldal billenés következtében meredekké vált lejtői – a lineáris erózió és a hordalékelszállítás hiánya miatt – ellankásodnak, törmelékei lassan, areálisan mozognak (28. ábra).



28. ábra: A billenés hatására aszimmetrikussá váló völgyoldalak elvi fejlődésmenete  
 Jelmagyarázat: L = kevésbé meredek (lankás) völgyoldal; M = meredek völgyoldal.  
 (szerk.: Kovács I. P. 2010)

Billenésre merőleges völgyszakaszok, illetve a billenéssel párhuzamos, egymással ellentétes irányú mellékvölgyei különbözőképpen viselkednek. Ha a mellékvölgy a völgy meredek oldalán nyílik, akkor leginkább eróziós völgyre számíthatunk. Ha ezzel ellentétesen, a lankás oldalon fejlődik ki, akkor sokkal inkább magára ölti a deráziós völgyek és dellék formabélyegeit. A lassabban emelkedő felszínrészekről az intenzív emelkedés irányába haladva ez az összefüggés folyamatosan fennáll. Mindamellett a legintenzívebben emelkedő területen, a deráziós völgyek helyett már eróziós völgyeket találhatunk.

A billenő kiemelkedés (KOCH L. 1988) következtében az emelkedésben lemaradó felszínrészek reliefenergiája csak lassan, míg az emelkedésben intenzíven résztvevő terület reliefenergiája gyorsan növekszik.

Az intenzívebben emelkedő felszínrészen – ha ehhez megfelelő víz áll rendelkezésre – a lineáris eróziós folyamatok és formák fognak dominálni, míg a lassabban emelkedő területeken főként areális felszínfejlődés és formakincs képződése zajlik. Ezért az emelkedő területeken főként eróziós völgyzaka-szokat, vízmosásokat, mélyre vágódott patakmedreket, patakeraszokat, míg a kevésbé emelkedő területen főként areális folyamatok által kialakított deráziós jellegű formákat figyelhetünk meg. Az intenzíven és kevésbé emelkedő felszín-részek között átmeneti zóna helyezkedik el, ahol az areális és lineáris erózió között egyensúlyi állapot lép fel<sup>10</sup>.

Ha az emelkedés nagyon fiatal – esetleg egészen napjainkig tart –, akkor a legfiatalabb formakincsnek (pl. patakeraszok) magasságukat tekintve igazodniuk kell ehhez, úgy, ahogy a már említett völgykilépési pontoknak is.

Korábbi megfigyeléseink (KOVÁCS I. P. et al. 2007), amelyek a Jakab-hegy és Misina-Tubes-vonulat észak-dél irányú aszimmetriájára utalnak, már sokkal nehezebben számszerűsíthetőek. Ha azonban igazolást nyernének, akkor a KOCH L. (1988) által megfigyelt billenő kiemelkedés további részleteként, ahhoz igen jól illeszthetőek lennének. Eszerint nemcsak a Jakab-hegy közbenső és alacsonyan fekvő felszín típusainak keleti részén, hanem a kiemelt tetőfelszín típus tengelyében is intenzívebb emelkedéssel kell számolnunk. Ez a kiemelkedés adhatja ugyanis a nyugat-délnyugat irányba történő kibillenés észak-déli összetevőjét.

A Jakab-hegy észak-déli aszimmetriája azonban magyarázható egyrészt az azt felépítő különböző minőségű kőzetek szelektív lepusztulásával (SZABÓ P. Z. 1935), másrészt az észak-déli lejtőkön végbemenő – az eltérő kitértség miatt – különböző intenzitású felszínformálódással. Ez utóbbi tényező a Misina-Tubes-vonulat esetében is fennáll, azonban az alapkőzet – ellenálló-képességét tekintve – homogén. A további kérdés az, hogy értelmezhető-e a Misina-Tubes-vonulat észak-déli aszimmetriája a kitértegből fakadó különböző intenzitású, módú lepusztulással? E kérdés megválaszolása jelen körülmények között szinte lehetetlen, hiszen a kitértség okozta geomorfológiai változások feltárásához hosszú távú megfigyelések, terepi mérések lennének szükségesek.

Az észak-déli kibillenésnek azonban mindenképpen geomorfometriai, geomorfológiai következményekkel kellett járnia. Ezt az alábbi jelenségek meglétében, lehetséges előfordulásában látom (29. ábra).

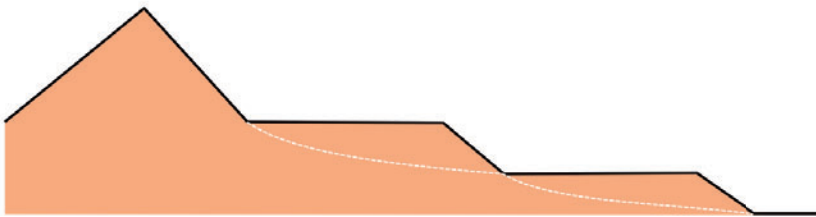
<sup>10</sup> E feltételezés csak az antropogén felszínformálástól mentes, vagy az által csak részben érintett területeken vizsgálható. Munkám során, így – a Jakab-hegyen – a közbenső felszín típus tagoló völgyekben megfigyelt eróziós formákra támaszkodhattam, mivel az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus és az azt tagoló völgyek igen intenzív antropogén hatás alatt állnak. A Misina-Tubes-vonulat esetében a közbenső felszín típus és környezete jelentősen átalakult, így ott csak a hipotézisemet bizonyító statisztikus összefüggéseket kerestem.

A hegységblokkok billenése a kutatási területen kialakult felszínek azon részeit, melyek az északról délre történő kibillenés irányával párhuzamosak, meredekebbé teszi, feltéve, hogy a billenés a felszínek kialakulása után következett be. Ezzel szemben a billenés tengelyének másik oldalán a hegységblokkok lejtői enyhébbek lesznek.

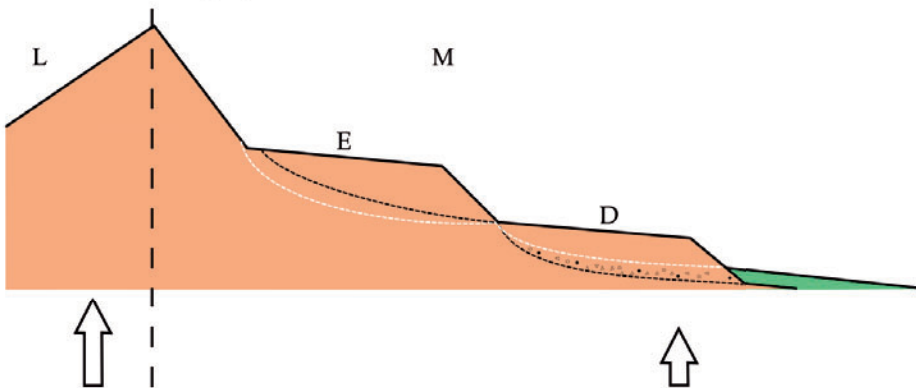
A hegységblokkok déli oldalán a meredek lejtők intenzíven pusztulnak, alapközetig kopnak, míg az ellentétes oldal enyhébb lejtőit akár vastag üledéktakaró is befedheti.

É

D



a billenés tengelye



29. ábra: A hegységblokkok billenésének észak-dél irányú morfológiai következményei

Jelmagyarázat: L = kevésbé meredek (lankás) lejtő; M = meredek lejtő;

E = eróziós völgyszakaszok; D = deráziós völgyszakaszok. (A nyilak a hegység emelkedésének mértékét jelzik.) (szerk.: Kovács I. P. 2010)

A billenés tengelyétől délre haladva a meredek lejtőket megszakító felszíneket völgyek tagolják. E völgyek felső, billenés irányával párhuzamos szakaszai az intenzív billenő kiemelkedés miatt erózióssá válnak. Az eróziós völgyek az

intenzíven pusztuló, meredek lejtő hordalékát, valamint a bevágódásukból származó törmeléket törmelék- és hordalékkúpokban halmozzák fel. Mivel itt, a völgyek elvégződésében a billenés, vagy billenő emelkedés következtében a terület kevésbé emelkedik – az erózió által érintett részekhez képest „süllyed” – a hordalék- és törmelékanyag nem tud eltávozni a völgyek ezen szakaszáról. Ezért itt a völgyeket a törmelék és hordalék vastagon kibéleli és azok „deráziós jelleget” öltenek. Így, a billenés tengelyétől déli irányba távolodva az eróziós – főként V-alakú – völgyeket deráziós jellegű, ellaposodó, U-, vagy tál-alakú völgyek, völgyszakaszok váltják fel. Mindamellett a hordalék- és törmelékkúpok főként itt, a „deráziós jellegű” völgyszakaszok elvégződésében fekszenek.

Könyvemben – tekintettel annak terjedelembeli korlátaira – a fent megfogalmazott hipotézisek közül csak azokat vizsgáltam, amelyek közvetlenül kapcsolódnak a közbenső és alacsonyan fekvő felszín típus kibillenéséhez, valamint az általa kiváltott geomorfometriai változásokhoz. Fontos, hogy a felszínnek billenésére, billenő kiemelkedésére és az ezzel együttjáró mozgások földtani elemzésére, okaiknak vizsgálatára nem tértem ki, azoknak csak geomorfológiai, geomorfometriai következményeit elemeztem. A földtani (tektonikai) elemek feltárása – mivel jóval túlmutat könyvem keretein – egy későbbi munka tárgyát képezheti.

## **7.2. A részletes geomorfológiai és geomorfometriai vizsgálatok eredményei**

### ***7.2.1. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszín típusok felszínein végzett vizsgálatok eredményei***

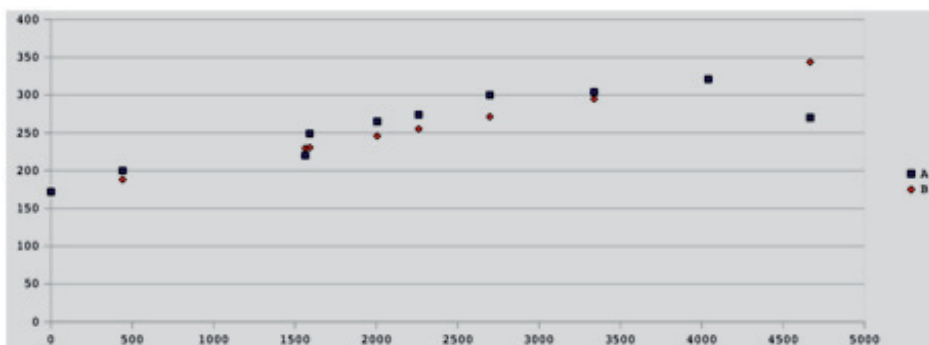
A közbenső felszín típus felszínei kelet-északkeleti irányba haladva, 158 méterről (1. sz. felszín minimum értéke) egyenletesen emelkednek 353 méter t.sz.f.-i magassáig (9. sz. felszín maximum értéke). A legalacsonyabban elhelyezkedő (1. sz.) felszín magassági adatainak módusza 172 méter, míg a legmagasabban lévő felszín hasonlóan számolt értéke 321 méter. A legalacsonyabb és legmagasabb felszín magasságkülönbségéből (149 méter), valamint a köztük lévő távolságból (4041 méter) kiszámoltam az őket összekötő egyenes vízszinteshez viszonyított dőlését:  $2,11^\circ$ .

E szögértékből, az egyes felszínek magasságához számolt, várható móduszértékeket a felszínek mért magassági értékeinek móduszával, minimum és maximum értékeivel is összevettem. A várható módusz-értékekhez viszo-

nyítva a mért móduszok és minimum értékek rendelkeztek a legkisebb szórással (30. ábra). Így ezek jellemzik legjobban a közbelső felszíntípus felszínét. Továbbá alátámasztják azt is, hogy a felszíntípus a vízszinteshez képest körülbelül  $2,1^\circ$ -kal dől nyugat-délnyugat irányba.

A számításokat a legalacsonyabb és legmagasabb felszín magassági értékeinek minimumát és maximumát felhasználva is elvégeztem. Ezekben az esetekben a kibillenés értékek szögértékeiből kiszámolt várható értékek és mért módusz, minimum és maximum értékek jelentős szórást mutattak. Így nem támasztották alá a segítségükkel kiszámolt billenési értékeket, amelyek  $1,9$ – $2,76^\circ$  között változtak.

A vizsgálatok eredményei jól rámutattak arra, hogy a billenés vízszinteshez viszonyított értéke legalább  $1,9^\circ$ , legfeljebb  $2,76^\circ$ . A felszín magassági értékeinek móduszaiból számolt körülbelül  $2,1^\circ$ -os billenési érték jól közelít ezeknek az eredményeknek az átlagához ( $2,06^\circ$ ) is.



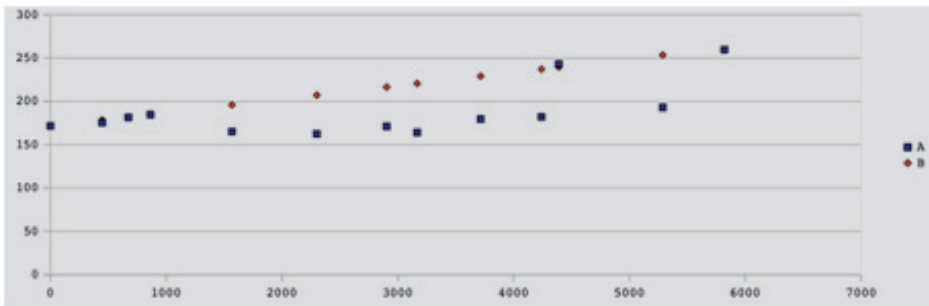
30. ábra: A közbelső felszíntípus felszínének magasságát legjobban reprezentáló értékek  
 A = a felszín magasságának móduszértékei; B =  $2,11^\circ$ -os billenés mellett számított várható magassági értékek. (szerk.: Kovács I. P. 2010)

A mérés eredményei így alátámasztják azt, hogy a Jakab-hegynél a közbelső felszíntípus felszínét a vízszinteshez képest, körülbelül  $2,1^\circ$ -kal billentek ki nyugat-délnyugati irányba. Magassági adataik várható (a felszíntípus dőlésértékből számított) és mért móduszainak, valamint minimum értékeinek alacsony szórása alapján a felszín a billenés során egységesen viselkedtek.

Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus felszínét kelet-északkeleti irányba haladva, 153 méterről (1. sz. felszín minimum értéke) emelkednek 273 méter t.sz.f.-i magasságig (13. sz. felszín maximum értéke). A legalacsonyabban elhelyezkedő (1. sz.) felszín magassági adatainak módusza 171,5 méter, míg a legmagasabban lévő felszín hasonlóan számolt értéke 259,5 méter.

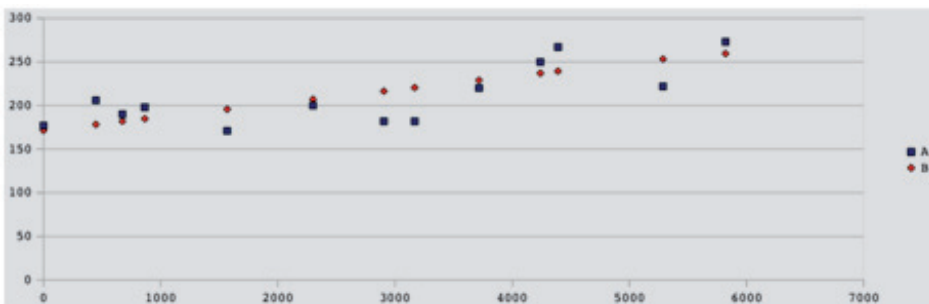
A legalacsonyabb és legmagasabb felszín magasságkülönbsége (88 méter), valamint a köztük lévő távolság (5820 méter) alapján az őket összekötő egyenes vízszinteshez viszonyított dőlése  $0,886^\circ$ . A legalacsonyabb és legmagasabb felszín magassági értékeinek minimumát és maximumát felhasználva a dőlésértékek  $0,57\text{--}1,18^\circ$  között változnak. Átlaguk  $0,872^\circ$ , amely csak  $0,016^\circ$ -kal tér el a móduszok felhasználásával számolt dőlésértéktől.

A továbbiakban így a legalacsonyabb és legmagasabb felszínek magassági értékeinek módusza segítségével kiszámolt  $0,9^\circ$ -os dőlésértéket felhasználva számoltam ki a felszínhez tartozó várható értékeket (31. ábra). Ezeket összevettem a felszíneken mért módusz, valamint minimum és maximum értékekkel. A várható, valamint mért móduszok jelentős szórást mutattak. Ugyanezt a maximum értékekkel összevetve a szórás mértéke csökkent (32. ábra).



**31. ábra: Az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszíneinek magasságát kevésbé reprezentáló értékek**

*A = a felszínek magasságának móduszértékei; B =  $0,899^\circ$ -os billenés mellett számított várható magassági értékek (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010).*



**32. ábra: Az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszíneinek magasságát legjobban reprezentáló értékek**

*A = a felszínek magasságának maximumértékei; B =  $0,899^\circ$ -os billenés mellett számított várható magassági értékek (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010).*



Az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszíneit így a felszínnek magassági adataiból számított maximum értékek jellemzik a legjobban. Nyugati részének felszíneire volt először hatással a Pécsi-medence kinyílása. Így e felszínnek alacsonyodtak le, formálódtak át legkorábban. Ezért ezek – az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus felszíneinél nagyobb – szórása a felszínnek geomorfológiai helyzetével magyarázható.

A változatos alapkőzetten képződött pleisztocén heglábfelszínen (alacsonyan fekvő felszín típus), a heglábfelszín-képződést követően szelektív eróziós folyamatok zajlottak. A korábban egységes szintbe rendeződő, majd 0,8°-kal nyugat-délnyugati irányba kibillenő felszínnek, alapkőzetük ellenálló-képessége függvényében alacsonyodtak le. Ezzel szemben a közbenső felszín típus homogén homokkőrétegekbe vágódott, így az eróziós folyamatok minden felszínre azonos mértékben voltak hatással.

A Misina-Tubes-vonulat előterében a völgyoldalak szimmetrikusak, valamint a felszín típusok felszíneit összekötve közel vízszintes vonalat rajzolhatunk ki. A felszíneken húzott keresztmetszvények arról tanúskodnak, hogy a közbenső felszín típus e része nem vett részt a Jakab-hegy hegységblokkjának billenő emelkedésében. A hegység e része a Jakab-hegy blokkjához képest egyenesen emelkedett ki.

### ***7.2.2. A közbenső és alacsonyan elhelyezkedő felszín típusokat tagoló völgyeken végzett részletes vizsgálatok eredményei***

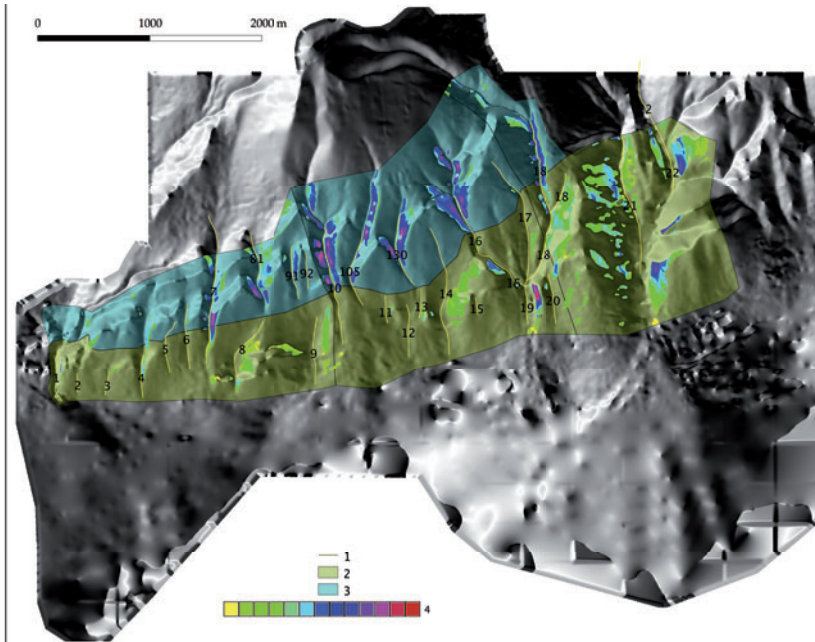
#### *7.2.2.1. A völgyoldalak vizsgálatának eredményei*

A közbenső felszín típus tagoló völgyek billenésre merőleges völgyoldalai – a felszín típus felszínein húzott keresztmetszvényeket szemlélve – jelentős aszimmetriát mutatnak. A kibillenés irányával ellentétes kitétséggű völgyoldalak rövidebbek, meredekebbek, míg az azzal megegyező kitétséggűek hosszabbak, lankásabbak. Ezt az aszimmetriát a kibillenés irányával megegyező, valamint ellentétes kitétséggű völgyoldalak területének aránya is bizonyítja (33. ábra).

A közbenső felszín típus völgyei közül mindegyiknek meghatároztam a billenéssel megegyező, valamint azzal ellentétes irányú völgyoldalai által elfoglalt terület nagyságát (1. táblázat). A 13 völgy között négy olyan völgyet (3., 6., 92., 105. sz. völgyek) találtam, amelyben a kelet-északkeleti kitétséggű völgyoldalak nem voltak mérhetőek. Ezzel szemben nyugat-délnyugati kitétséggű völgyoldalak minden völgyben előfordulnak.

Ez az arány az 1. és 7. sz. völgyben volt a legmagasabb, azonban azt a kelet-északkeleti lejtők által elfoglalt rendkívül kis terület okozta. A vizsgált területen hat olyan völgyet figyeltem meg, amelyek völgyoldalainak aránya 2,33–8,59 között változott. E völgyek átlagos völgyoldalaránya 4,13 volt.

A 16., 18. sz. völgyekben megfigyelt arány, az előbbiekkal szemben 0,76, valamint 0,93 volt. Ez utóbbi völgyben az ellentétes kitétségű völgyoldalak szinte egyenlő nagyságú területet foglalnak el, szimmetrikusak, míg a 16. sz. völgy a többi völgygel ellentétes, enyhe aszimmetriát tanúsít.



**33. ábra:** A Jakab-hegy kelet-északkeleti, valamint nyugat-délnyugati kitétségű völgyoldalainak lejtőmeredekség térképe, a lejtőkitétség térképre feszítve  
 Jelmagyarázat: 1 = a völgy középvonala (és azonosítója); 2 = az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus határa; 3 = a közbelső felszíntípus határa; 4 = völgyoldalak lejtésértékei három fokozatként csoportosítva (0–3°-tól 36–39°-ig). (szerk.: Kovács I. P. 2010)

**1. táblázat: A közbenső felszíntípus völgyoldal adatainak összefoglaló táblázata**  
(A módusz, minimum és maximum értékeket a három fokként csoportosított lejtőszögértékekből számolva. (szerk.: Kovács I. P. 2010)\*)

*a terepi felmérés adataival kiegészített ddm-en megismételt mérés eredményei.)*

A völgyoldal kitétsége	Azonosító	Módusz	Minimum	Maximum	Terület (ha)	Az ellentétes kitétségű lejtők területének aránya
kelet-délkeleti	1	6	3	7	0,03	31,42
nyugat-délnyugati		6	2	7	0,94	
kelet-délkeleti	3	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		3	3	3	0,03	
kelet-délkeleti	4	3	2	5	0,19	4,26
nyugat-délnyugati		6	3	7	0,81	
kelet-délkeleti	6	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		4	3	5	0,07	
kelet-délkeleti	7	7	6	7	0,06	35,06
nyugat-délnyugati		7	2	11	2,03	
kelet-délkeleti	10	10	3	11	2,68	2,33
nyugat-délnyugati		8	3	11	6,24	
kelet-délkeleti	16	8	4	11	6,05	0,76
nyugat-délnyugati		8	2	11	4,58	
kelet-délkeleti	18	5	2	9	3,35	0,93
nyugat-délnyugati		8	2	10	3,12	
kelet-délkeleti	18*	5	1	16	3,26	1
nyugat-délnyugati		5	1	18	3,25	
kelet-délkeleti	81	9	3	11	1,31	3,01
nyugat-délnyugati		5	2	9	3,94	
kelet-délkeleti	91	5,5	4	7	0,13	8,59
nyugat-délnyugati		7	3	9	1,12	
kelet-délkeleti	92	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		6	3	7	0,24	
kelet-délkeleti	105	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		9	2	11	4,24	
kelet-délkeleti	130	9	6	11	1,1	3,63
nyugat-délnyugati		9	3	11	4	
kelet-délkeleti	130*	9	1	12	1,33	2,95
nyugat-délnyugati		9	1	12	3,93	

A nyugat-délnyugati, valamint kelet-északkeleti völgyoldalak aránya bizonyítja azt, hogy a nyugat-délnyugati völgyoldalak által elfoglalt terület nagyobb, mint a kelet-északkeleti völgyoldalak területe. Ez a Jakab-hegy közbenső felszíntípusának szinte minden völgyére igaz. Ezzel ellentétes tendenciát csak két völgy esetében figyeltem meg. Ez a jelenség az előfordulások kis száma miatt a természetes változatossággal is magyarázható. Adataim – a közbenső felszíntípus esetében – közvet-

len bizonyítékot szolgáltatnak a völgyoldalak billenés tengelyére merőleges szakaszainak aszimmetriájára, valamint a billenés nyugat-délnyugati irányára is.

Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípust tagoló völgyek közül 19 rendelkezik nyugat-délnyugati kitettségű völgyoldalakkal. Mindamellett ezek között hét olyan völgyet (1., 2., 4., 6., 10., 11., 13.) figyeltem meg, amelyben kelet-északkeleti kitettségű völgyoldal nem volt mérhető. A felszíntípus felszínei közé néhány olyan völgy is mélyült, amely nem rendelkezik sem kelet-északkeleti, sem nyugat-délnyugati völgyoldalakkal. E völgyek további vizsgálatától eltekintettem.

A 16. és 21. sz. völgy völgyoldalainak aránya (0,22 és 0,75) arra utal, hogy ezek a völgyek a felszíntípus többi völgyével ellentétes aszimmetriát mutatnak. Ezekkel szemben a 14. számú völgyben a nyugat-délnyugati lejtők 66,82-szor nagyobb területet foglalnak el, mint a kelet-északkeleti kitettségűek. Ez utóbbiak területe rendkívül kicsi, 0,09 ha.

A fentiekől eltekintve azokban a völgyekben, amelyekben a nyugat-délnyugati lejtők nagyobb területet foglalnak el (8 ilyen völgyet figyeltem meg), mint a kelet-északkeleti kitettségűek; a völgyoldalak aránya 3,01–20,88 között változik. A völgyoldalak aránya átlagosan 11,24. Ezek alapján a nyugat-délnyugati völgyoldalak átlagosan 11,24-szor akkora területet foglalnak el, mint a kelet-északkeleti völgyoldalak.

Így a billenésre merőleges, egymással ellentétes kitettségű völgyoldalak területének aránya, az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus esetében is jól bizonyítja a völgyoldalak erőteljes aszimmetriáját, valamint a billenés nyugat-délnyugati irányát.

## 2. táblázat: Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus völgyoldal adatainak összefoglaló táblázata

(A módusz, minimum és maximum értékek a három fokként csoportosított lejtőszögértékekből származva. (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010)

\* a terepi felmérés adataival kiegészített DDM-en megismételt mérés eredményei

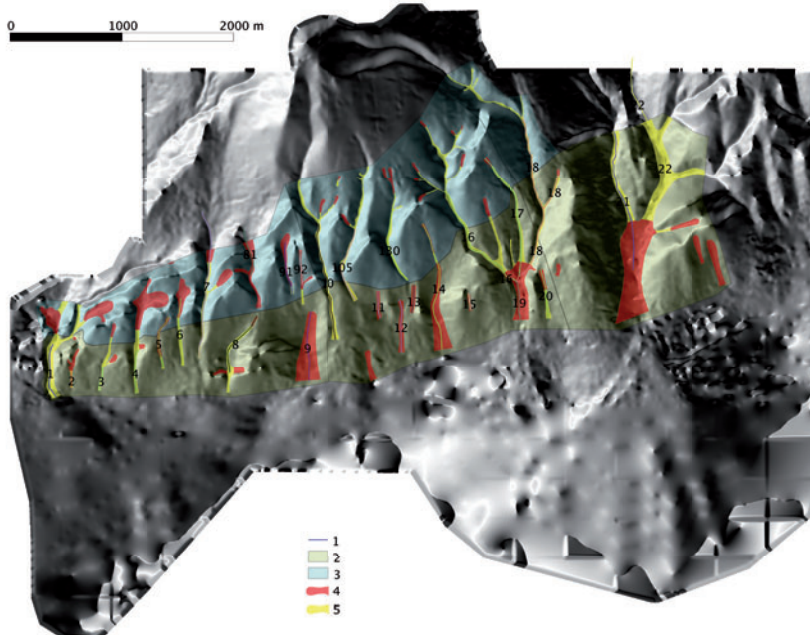
A völgyoldal kitettsége	Azonosító	Módusz	Minimum	Maximum	Terület (ha)	Az ellentétes kitettségű lejtők területének aránya
kelet-délkeleti	1	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		4	3	7	0,35	
kelet-délkeleti	2	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		2	2	3	0,01	
kelet-délkeleti	3	2	2	2	0,06	3,95
nyugat-délnyugati		3	2	4	0,23	
kelet-délkeleti	4	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		5	3	7	0,69	

kelet-délkeleti	6	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		4	4	5	0,06	
kelet-délkeleti	7	7	6	7	0,06	20,88
nyugat-délnyugati		2	1	11	1,21	
kelet-délkeleti	8	4	1	6	0,2	15,72
nyugat-délnyugati		2	1	6	3,08	
kelet-délkeleti	9	2	1	4	1,14	3,01
nyugat-délnyugati		2	1	5	3,42	
kelet-délkeleti	10	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		7	3	8	0,1	
kelet-délkeleti	11	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		4	4	6	0,09	
kelet-délkeleti	13	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		3	2	6	0,34	
kelet-délkeleti	14	6	4	6	0,09	66,82
nyugat-délnyugati		3	2	5	6,21	
kelet-délkeleti	16	7	3	8	0,95	0,22
nyugat-délnyugati		3	2	5	0,21	
kelet-délkeleti	17	–	–	–	–	–
nyugat-délnyugati		3	2	5	0,89	
kelet-délkeleti	18	6	4	9	0,61	16,14
nyugat-délnyugati		5	1	9	9,77	
kelet-délkeleti	19	5	3	6	0,13	16,33
nyugat-délnyugati		2	1	13	2,06	
kelet-délkeleti	20	6	3	6	0,19	10,08
nyugat-délnyugati		4	2	5	1,87	
kelet-délkeleti	21	5	1	8	15,25	0,75
nyugat-délnyugati		3	1	11	11,4	
kelet-délkeleti	22	4	2	8	1,96	3,82
nyugat-délnyugati		2	2	10	7,48	

### 7.2.2.2. A deráziós jellegű és eróziós völgyek arányának vizsgálati eredményei

A közbenső felszíntípuson kelet-északkeleti irányba haladva a deráziós jellegű és eróziós völgyszakaszok aránya tendenciózusan változik. A felszíntípus nyugat-délnyugati részén az eróziós völgyszakaszok 4,22, míg a deráziós jellegűek 20,48 ha kiterjedésűek (arányuk 4,85). Ettől kelet-északkeletre már az eróziós völgyszakaszok – 11,8 ha összterületükkel – válnak meghatározóvá, míg a deráziós völgyszakaszok csak 3,98 ha területet foglalnak el (egymáshoz viszonyított arányuk 0,34). A felszíntípus kelet-északkeleti elvégződésénél a Páprágy-völgy 3,02 ha területű, tisztán eróziós völgyszakasza húzódik (34. ábra).

*A felszín típus nyugat-délnyugati része a billenő kiemelkedés során kevésbé emelkedett, így itt az areális folyamatok domináltak. Az itt lévő völgyszakaszok – mivel reliefenergiájuk alacsony, deráziós jelleget öltenek. Kelet-északkeleti irányba haladva a kiemelkedés mértéke fokozatosan nő, amely a reliefenergia növekedését eredményezi. Mindezt a deráziós völgyek számának visszaszorulása (arányának csökkenése), valamint az eróziós völgyszakaszok dominanciája is jelzi.*



**34. ábra:** A Jakab-hegy közbelső és alacsonyan elhelyezkedő felszín típusát szabdaló eróziós és deráziós völgyek, a lejtőkötettség térképre feszítve

*Jelmagyarázat: 1 = a völgy középvonala (és azonosítója); 2 = az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus határa; 3 = a közbelső felszín típus határa; 4 = deráziós jellegű völgy; 5 = eróziós völgy. (szerk.: Kovács I. P. 2010)*

Az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus esetében e folyamatnak pont az ellenkezőjét láthatjuk. A deráziós jellegű völgyszakaszok kelet-északkelet felé haladva egyre nagyobb területet (11,61; 19,04; 24,31 ha) foglalnak el. Emellett az eróziós völgyszakaszok által elfoglalt terület elmarad ezektől (11,21; 9,52; 18,65 ha). (Mindemellett fontos megjegyezni azt, hogy deráziós jellegű völgyek meghatározása kevésbé objektív módon történt. Ha a Magyarürögi-, valamint Páprágy-völgy deráziós jellegű völgyszakaszát, mint eróziós szakaszt vizsgál-



jük, akkor az eróziós deráziós jellegű völgyszakasz arányok a közbenső felszíntípusnál megfigyeltekhez hasonlóan alakulnak.

A közbenső felszíntípus nyugat-délnyugati irányba billenő felszíneit tagoló völgyek közül – a felszíntípusok billenéssel megegyező irányba dőlő részét átfogóan vizsgálva – a deráziós jellegű völgyszakaszok 24,46 ha, míg az eróziósak 19,04 ha területet foglalnak el. Arányuk így 1,29, amely a deráziós jellegű völgyszakaszok dominanciáját jelzi. Az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípuson ugyanez az arány 1,4, mivel a deráziós jellegű völgyszakaszok 54,95, az eróziós völgyszakaszok 39,38 ha területre terjednek ki.

Ezek a megfigyelések azt bizonyítják, hogy a felszíntípusok kibillenése észak-déli irányban haladva is geomorfometriai következményekkel járt. A Jakab-hegy közbenső felszíntípusát felszabdalo völgyekből érkező törmelék az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus völgyeinek völgytalpán, valamint a völgyek torkolatából induló hordalékkúpokban halmozódik fel. E folyamatok következtében az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus völgyszakaszai deráziós jelleget öltenek.

Mindamellet, ahogy arra a felszíntípusok felszíneinek magassági vizsgálatai rámutattak, az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus kisebb mértékben billent ki nyugat-délnyugati irányba, mint a közbenső. Így a lineáris, valamint areális eróziós folyamatok által formált völgytípusok arányváltozása nem követi azt úgy, ahogy a közbenső felszíntípus völgyszakaszainál megfigyelhető.

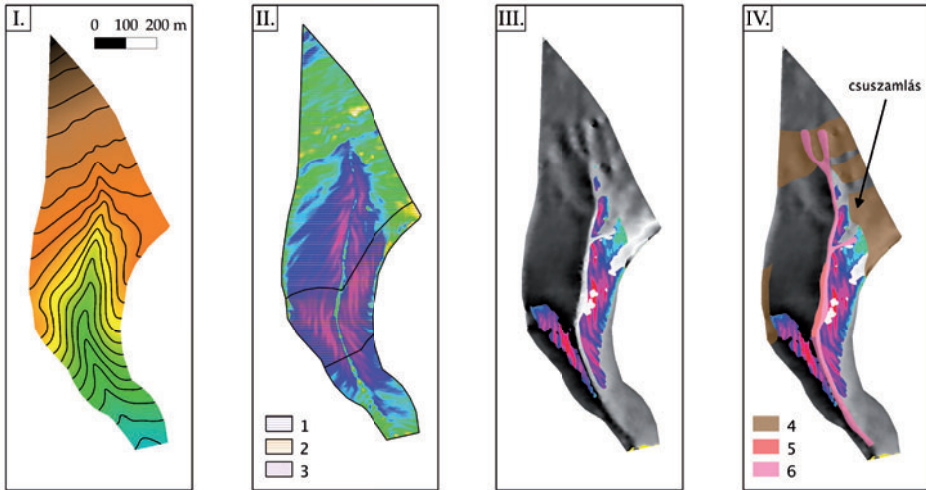
### **7.2.3. A Páprágy- és Kásás-völgy részletes vizsgálatának eredményei**

A Páprágy- és Kásás-völgy geomorfológiai térképezése során az 1 : 10 000-es topográfiai térképet, valamint a részletes terepi felmérés adatait és a terepbejárások során tett megfigyeléseket használtam fel. A völgyek geomorfológiai sajátosságai, az eróziós, valamint deráziós folyamatok a billenő kiemelkedés okozta geomorfometriai változások részletes feltárásához nyújtottak további információt.

#### **7.2.3.1. A Kásás-völgy vizsgálatának eredményei**

A Kásás-völgy a Jakab-hegy közbenső felszíntípusába mélyült (35. ábra). Iránya a tőle nyugatra fekvő névtelen völgygel szinte teljesen megegyező, felső szakaszán észak-déli, majd észak-északkelet–dél-délnyugati, végül észak-északnyugat–dél-délkeleti. 340 méteres t.sz.f.-i indulómagasságától 160 méter szintkülönbséget leküzdve éri el a Süveg-domb északi, 180 méter t.sz.f.-i magasságon húzódó peremét. Mélysége erózióbázisa felé haladva folyamatosan nő (60–70 méter). Vízgyűjtő-területe 32,5 ha.

Két ágra szakadt deráziós jellegű völgyfője 320 méteres magasságban egyesül, majd ezt követően a völgytalp egyre meredekebbé válása mellett, azonban deráziós jellegét megőrizve 290 méter t.sz.f.-i magasságig ereszkedik. Ezt követően tipikus V-alakú eróziós völgyformát ölt, amelyet erózióbázisának eléréséig meg is tart.



**35. ábra: A Kásás-völgy vízgyűjtő-területének térképei**

*Jelmagyarázat: I. = digitális domborzatmodell (szintvonalak 10 méterenként); II. = lejtőmeredekség térkép a formációhatárok feltüntetésével; III = lejtőkiettség térkép a kelet-délkeleti és a nyugat-délnyugati völgyoldalak lejtőkategória térképével (3 fokként csoportosítva); IV = geomorfológiai vázlat. 1 = fakövörös homokkő, Jakabhegyi Homokkő Formáció; 2 = vörös homokkő aleurolit, Jakabhegyi Homokkő Formáció; 3 = vörös és zöld homokkő, palás agyag, Patacsi Aleurolit Formáció; 4 = közbenső felszíntípus felszínei; 5 = széles völgytalpszakas; 6 = völgytalp. (szerk.: Kovács I. P. 2010)*



36. ábra: A Kásás-völgy kiszélesedő völgytalpa  
(Kovács I. P. fényképe 2010)

A deráziós jellegű völgyszakaszt elhagyva a V-alakú völgy völgytalpa kezdetben rendkívül szűk, 5–6 méter szélességű. 252–225 méter t.sz.f.-i magasság között – 240 méter távolságot megtéve – völgytalpa 9–20 méterre kiszélesedik (36. ábra), majd ezt követően ismét összeszűkül.

A völgy állandó vízfolyással nem rendelkezik, völgytalpát csak a tavaszi hóolvadás és az őszi csapadék hullás táplálta források lefolyó vizei erodálják. Forrásfelfakadásokat a 290–300 méter t.sz.f.-i magasságban lévő csuszamlás szakadásfrontján, valamint a kiszélesedő völgytalpon figyeltem meg. (A völgyben nem található foglalt forrás.) Kisebb eróziós formákat (körülbelül 0,5–1 méteres völgytalpi bevágódást) csak a V-alakú völgyszakaszon figyeltem meg. Ezek az eróziós jelenségek, ezen belül is főként a völgy azon szakaszához köthetőek, ahol a völgytalp jelentősen kiszélesedik. Itt a völgy felső szakaszáról érkező törmelék kibéleli a völgytalpát és az időszakosan lefolyó vizek ebbe vágódnak be. Az időszakos vízfolyások medrüket itt gyakran változtatják, a felhalmozódó törmeléknek csak kis részét tudják elszállítani.

Az eróziós völgyszakaszt elérve a korábban lankásabb völgyoldalak meredekké válnak. A kelet-északkeleti meredeken, míg a nyugat-délnyugati kitétségszerű völgyoldalak kisebb lejtéssel érik el a völgyet keletről és nyugatról határoló, 290–300 méter t.sz.f.-i magasságon fekvő felszíneket. Így a völgyoldalak igen erőteljes aszimmetriát mutatnak, amely nem köthető az alapkőzet változásához, hiszen a terület közettani szempontból homogénnek tekinthető.

A Jakabhegyi Homokkő, valamint a Patacsi Aleurolit Formáció vörös és zöld homokkövei szolgálnak alapközetül.

A völgy által leküzdött magasságkülönbség nagysága (magas reliefenergia), a vízgyűjtő-területének homogén geológiai felépítése – az előbbiekkal szemben – az eróziós völgyszakaszok esetében keskeny völgytalpat feltételezne. A völgytalpat akár több méter mély, túlmélyült mederszakaszok tagolhatnák. A topográfiai térkép szintvonalai, valamint a terepi megfigyelések is a völgy alsó szakaszának tipikus eróziós voltára utalnak.

A völgy 9-től akár 20 méterig is kiszélesedő, feltöltött völgytalpú szakasza – amelyre a völgytalp terepi felmérése során figyeltem fel – ezzel szemben a deráziós és eróziós völgyektől is eltérő sajátosságokat mutat. Völgyoldalai meredekek, e tulajdonságában a Kásás-völgy hasonlít ugyan a tipikus eróziós völgyekre, azonban széles völgytalpa, annak feltöltöttsége, a jelentősebb lineáris eróziós formák alacsony száma arra utal, hogy e völgyszakaszon a lineáris és areális eróziós folyamatok egyensúlyba kerültek. A kiszélesedő völgytalpszakasz a közbenső felszín típus billenési irányára merőlegesen helyezkedik el, így annak kialakulásának okát a felszín típus nyugat-délnyugati irányú billenő emelkedésében látom. Ez utóbbit, a billenés irányával megegyező, valamint azzal ellentétes kitétséggű völgyoldalakat által elfoglalt terület jelentős különbsége (erőteljes aszimmetriája) is alátámasztja.

A Kásás-völgy dél-délnyugati kitétséggű lejtőjét a völgy eróziós szakaszának felső elvégződésétől kelet-északkeletre egy, jelentős méretű csuszamlás szakítja meg. Szakadásfrontja átlagosan 295 méter t.sz.f.-i magasságon, félkörívben húzódik (37. ábra).

A csuszamláshalmaz felső részén feltáruznak a mozgáshoz csúszópályául szolgáló agyagos, homokos rétegek. Emellett a mozgást közvetlenül kiváltó tényezőnek tartom a szakadásfront felett, valamint a szakadásfront alján kilépő, időszakosan felfakadó forrásokat is. A felszínmozgás korának feltárására nem rendelkezem egzakt adatokkal, azonban a forma üdesége arra utal, hogy képződése történelmi időkre tehető. Továbbá az 1 : 10 000-es méretarányú topográfiai térkép is feltünteti a szakadásfront pontos helyzetét. A térképlapot az 1980-as években frissítették utoljára, így a mozgás ezt megelőzően már bekövetkezett.

Hasonló tömegmozgások a közbenső felszín típus völgyeiben (Boldogaszszony-, Páprágy-, Éger-völgy) viszonylag nagy számban fordulnak elő. Méretük azonban kisebb, elhelyezkedésük a völgytalpához viszonyított alacsonyabb magassághoz kötött. E csuszamlások során a völgyoldalakat borító vastag üledéktakaró konszolidálatlan, törmelékes üledékei vettek részt a mozgásokban. Az időszakosan lefolyó vizek partalámosása, valamint az üledékeken kilépő for-

rások közvetlenül vezettek a lejtőüledékek stabilitásának megbomlásához és a csuszamlások bekövetkezéséhez.



37. ábra: A Kásás-völgyi csuszamlás  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

A Kásás-völgyben megfigyelt csuszamlás szakadásfrontja a völgytalptól jelentős távolságra körülbelül, 65 méterre fekszik. A környezetében megfigyelt forrásfelfakadások a csúszópályául szolgáló agyagos, homokos üledékek visszaduzzasztó hatásának köszönhetőek. (Ezek hiányában a források minden bizonnyal a völgytalp közelében lépnének ki a felszínre.) A forrástevékenység hatására átnedvesedett, agyagos, homokos üledékek, stabilitásukat elvesztve a lejtő irányába elmozdultak. Ez valószínűleg valamely csapadékosabb késő őszi, tavaszi, esetleg kora nyári időszakhoz köthető, hiszen a terepjárásokon csak ezekben a periódusokban figyeltem meg a völgyben forrástevékenységet.

A szakadásfront felett, valamint a csuszamláshalmazon több sekélyfúrást végeztünk. E fúrások a szakadásfront felett, rendszerint 1 méter, míg a szakadásfront előtt, a csuszamlás halmazán 1,95 m mélységben elérték az alapkőzetül szolgáló vöröshomokkővet (Jakabhegyi Homokkő Formáció). A mintavételezés során megállapítottam, hogy az üledékek nagyfokú változatosságot mutatnak, mivel szürke, kékesszürke és sárga, agyagos, valamint szürke homokos rétegek váltakoznak benne. Az alapkőzethez közeledve a mintákban egyre nagyobb számban fordultak elő az alapkőzetből származó kvarckavicsok is.

Összességében az üledéksorban a szürke és a szürkés-kék színű, magas agyagtartalommal rendelkező üledékek dominálnak. E rétegek vasgumós kiválásokkal is tarkítottak, amelyek arra engednek következtetni, hogy azok vízhez kötött környezetben képződtek (38. ábra). Mindamellet a harántolt rétegek egyikében sem találtam ősmaradványt.





38. ábra: A Kásás-völgyi csuszamlásnál talált tarkaagyag (vasgumókkal)  
(a méretarány 2 cm) (szerk.: Kovács I. P. 2010)

Hasonló agyagos, homokos üledékek a közbenső felszín típus felszíneiben, illetve völgyeiben, völgyoldalaiban – a Páprágy-völgy egy hordalékkúpjának kivételével – nem ismertek. A kutatási terület szakirodalma sem utal hasonló előfordulásra. A csuszamlás halmazán mélyített 4626 számú érckutató fúrás is figyelmen kívül hagyta ezeket az üledékeket. A Kárpát-medence más részeiről azonban SCHWEITZER F.– SZŐÖR GY. (1992) már írt le tarkaagyagokat, vala-



mint a Somló geomorfológiai térképezése során jómagam is megfigyeltem ezeket Kovács I. P. (2008).

A feltárt üledékek tengerszint feletti magassága, színe, faunamentessége, valamint bennük található gyakori vasgumós kiválások azt sugallják, hogy azok az úgynevezett tarkaagyagok csoportjába sorolhatóak. Mivel a völgyoldal legmagasabb pontjától (a völgy legkorábban kialakult részétől) alig néhány méterre fekszenek, feltehetően a völgyfejlődés kezdeti állapotával megegyező időben keletkeztek. A Pannon-beltó egykori abrúziós színlői a Misina-Tubes-vonulatnál 370–390 méter t.sz.f.-i magasságról ismertek (CHIKÁNNÉ JEDLOVSKY M. – KÓKAI A. 1983). Ennek alapján feltételezhető, hogy a beltó a Jakab-hegy e részét is előtötte, majd a visszahúzódását követő pangóvízes környezetben képződtek a tarkaagyagok. Ezt követően az erózióbázis szintjének csökkenésével megkezdődött a völgyek kinyílása és a tarkaagyagok áthalmazódása. A tarkaagyagok eredete geofizikai, geokémiai tulajdonságaik pontos ismerete nélkül azonban továbbra is bizonytalan.

#### 7.2.3.1. A Páprágy-völgy vizsgálatának eredményei

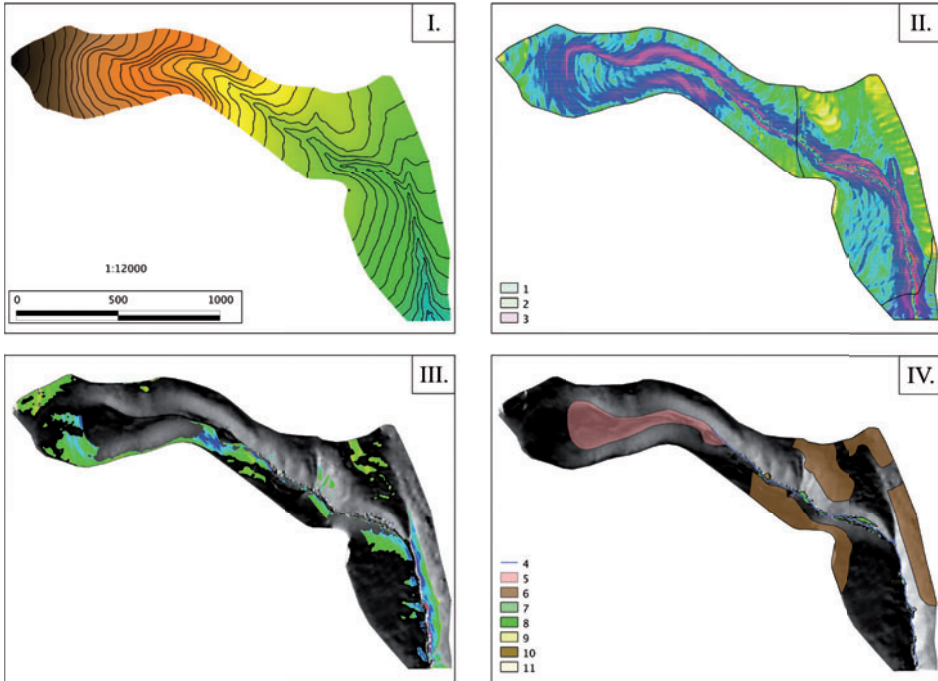
A Páprágy-völgy vízgyűjtő-területének legmagasabb pontja 580 méter t.sz.f.-i magasságban, a Jakab-hegy kiemelt tetőfelszínének keleti peremén található. A völgy körülbelül 4,1 km-t tesz meg, míg eléri a 140 méter t.sz.f.-i magasságból induló hordalékkúpját. Közben áthalad a közbenső felszíntípus kelet-északkeletiből északkeleti irányba forduló, valamint az alacsonyan elhelyezkedő felszíntípus alacsonyabban fekvő felszínei között (39. ábra).

Mivel a völgy alsó, 220 méter t.sz.f.-i magasságnál alacsonyabb szakaszán jelentős a beépítettség, ezért csak e magasság feletti völgyszakaszon végeztem részletes terepi felmérést és megfigyeléseket. A völgy vízgyűjtő-területének általam vizsgált része 1,017 km<sup>2</sup> kiterjedésű. A völgy e szakaszát két, geomorfológiai szempontból markánsan elkülönülő részre osztottam fel.

Az Avar-kút (360 m) feletti, kelet-nyugat irányú szakasza deráziós jelleget ölt, mivel enyhén ívelt lejtői tál-szerű keresztmetszetet és formát kölcsönöznek neki. E völgyszakasz északi völgyoldala, azonban meredekebb, mint a déli, ez minden bizonnyal az ellentétes kitérítés következménye, hiszen az alapkőzet – úgy, ahogy a Kásás-völgy esetében is – homogén (vöröses homokkő).

E völgyszakaszon a völgyoldalokról és a völgytalpról származó törmelékanyag keleti irányban folyamatosan kivastagodva béleli ki a völgytalpat. A völgytalpon számos eróziós barázda mélyült a vastag törmeléktakaróba, azonban állandó vízfolyás hiányában ezek további fejlődése, növekedése korlátozott.

Ezt a völgszakaszt eróziós-deráziós völgynek tekintem, mert a kezdeti deráziós völgyformát időszakos vízfolyások formálják át. Az Avar-kút (jelölt forrás) szivárgó vizei ebből, a völgytalpon felhalmozódott törmelékanyagból származnak. Az időszakos vízfolyások az Avar-kútnál egyesülnek, majd ezt követően egyetlen patakmedret kialakítva folynak le a völgyben.



**39. ábra: A Páprágy-völgy vízgyűjtő-területének térképei**

*Jelmagyarázat: I. = digitális domborzatmodell (szintvonalak 10 méterenként); II. = lejtőmeredekség térkép, a földtani adatok feltüntetésével; III. = lejtőkitettség térkép a kelet-délkeleti és a nyugat-délnyugati völgyoldalak lejtőkategória térképével (3 fokonként csoportosítva); IV. = geomorfológiai vázlat. 1 = fakóvörös homokkő, Jakabhegyi Homokkő Formáció; 2 = vörös homokkő aleurolit, Jakabhegyi Homokkő Formáció; 3 = vörös és zöld homokkő, palás agyag, Patacsi Aleurolit Formáció; 4 = időszakos vízfolyás; 5 = deráziós jellegű völgszakasz völgytalpa; 6 = a közbenő felszín típus felszínei; 7 = alacsony, terasz-szerű szint; 8 = patakerasz; 9 = csuszamlás; 10 = törmelékkúp; 11 = a terepi felmérésből kimaradt csuszamlás becsült helyzete. (szerk.: KOVÁCS I. P. 2010)*

A forrást keleti irányba elhagyva a völgy délkeleti irányba kanyarodik. Völgyoldalai meredekké válnak és a patakmeder mélyen bevágódott a völgyoldalokról származó üledékekbe, azokat alapközetig koptatta. Ez a szakasz egészen a 316 méter t.sz.f.-i magasságú pontig tart. A meredek lejtőket csak egy helyen töri meg egy kisebb deráziós jellegű völgy, amely a patakmeder elérése előtt törmelékkúpot épített.

Ennek üledékeit – a Kásás-völgyben alkalmazott módszer szerint – kézi talajfúró segítségével tártuk fel. A körülbelül 335 méter t.sz.f.-i magasságon megtalált, a Kásás-völgyi üledékekhez hasonló, de jóval vékonyabb kifejlődésű, szürkés-kék agyagsávot harántolt fúrónk.

A hordalékkúppal szemben, a patakmeder délnyugati oldalán kis kiterjedésű teraszszint alakult ki. Feltűnő, hogy a hordalékkúp és a völgy első teraszszintje ott található, ahol a völgy eléri a közbenső felszintípus felszíneit.

A völgy további szakaszát, amely a 316 méter t.sz.f.-i magassági ponttól addig tart, amíg a völgytalp 220 méter t.sz.f.-i magasságig ereszkedik, egységesnek tekintem. E völgyszakasz alapvetően eróziós jelleget mutat, az egész völgyszakaszon kisebb-nagyobb magasságú teraszokat, terasz-szerű szinteket is megfigyeltem.

Az 1 : 10 000-es méretarányú földtani térkép szerint a fenti völgyszakaszok fakövörös homokkőbe, míg ez utóbbi völgyszakasz vöröshomokkőbe és aleurolitba vágódott. (Mindhárom közettípus a Jakabhegyi Homokkő Formáció része.) A terepi felmérések és terepbejárások során ez utóbbi két kőzetet több helyen is megfigyeltem a 316 méter t.sz.f.-i magasság alatti völgyszakaszon. A vöröshomokkő azonban a terület jelentősebb részét borítja, míg az aleurolit csak kisebb foltokban bukkan a felszínre. Terepi megfigyeléseim szerint a geomorfológiai formák (terasz-szintek) elhelyezkedése és a völgyoldalak meredekségbeli különbsége nem mutat egybeesést e földtani változásokkal.

Ez a völgyszakasz a 316 méter t.sz.f.-i magassági pontot elhagyva 305 méter t.sz.f.-i magasságig, enyhén lejtve ereszkedik délnyugati irányba. Ezen a rövid, 150 méteres szakaszon az időszakos vizek a völgytalpon felhalmozott törmelékből, abba bevágódva teraszszinteket formáltak. A bevágódás mértéke itt eléri a 1,5–2 métert is.

Ezt követően a völgy kelet-délkeleti irányba fordul, valamint völgytalpába igen intenzíven bevágódott a patakmeder. A patakmeder mélysége itt eléri az 5–6 méteres mélységet is (40. ábra). Ennek következtében a völgy korábbi völgytalpából széles teraszszint (41. ábra) formálódott, amely végigköveti a völgytalpat, egészen a 270 méter t.sz.f.-i magasságig. A recens eróziós folyamatok hatására a patakmederben újabb, néhány méter széles és hosszú terasz-szerű szintek is kialakultak, amelyek a terepi megfigyelések alapján jelenkori képződmények.



40. ábra: Intenzív bevágódás a Páprágy-völgy kelet-délkelet irányú szakaszán  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

A 270 méter t.sz.f.-i magasságú völgytalppontot elhagyva a völgytalpi bevágódás mértéke jelentősen csökken, így a jelenkori eróziós folyamatok csak alacsonyabb terasz-szerű szinteket alakítottak ki. A völgy iránya itt már észak-északnyugat–dél-délkeletivé válik. Mivel a völgy itt merőlegesen fut a közbenső felszíntípus billenési irányához viszonyítva, a völgyoldalak aszimmetriája itt a



legszembeütőbb. A nyugat-délnyugat kitétségű lejtők itt hosszabbak, enyhébb lejtésűek, míg a kelet-délkeleti kitétségűek rövidebbek és meredekebbek.



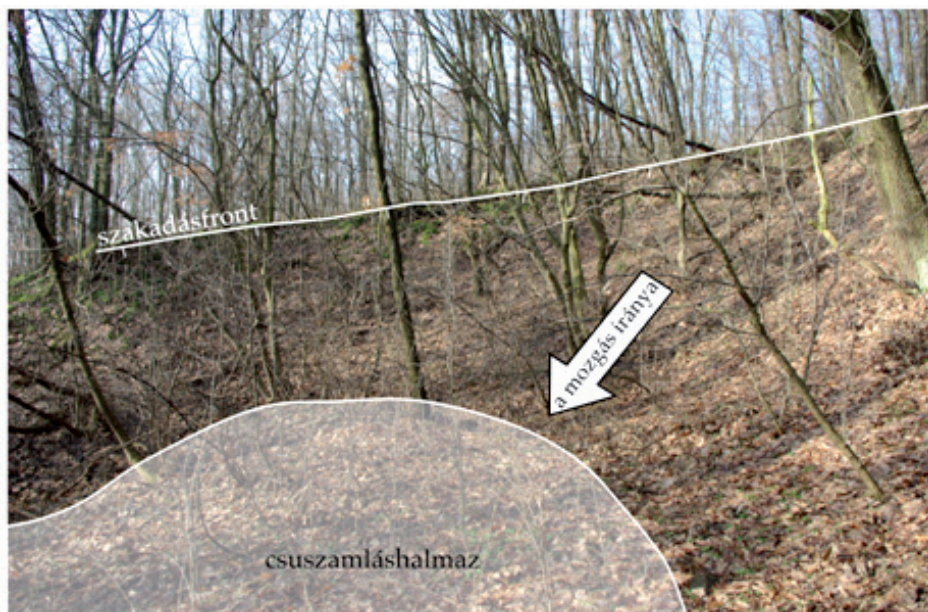
41. ábra: Széles patakerasz a Páprágy-völgy kelet-délkelet irányú szakaszán  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

A kelet-délkeleti kitétségű lejtőkön, a 260–240 méter t.sz.f.-i magasságú völgytalpszakasszal párhuzamosan számos csuszamlást is megfigyeltem (42. ábra). Többségüknek a felmérését a terep nehézsége miatt nem sikerült elvégezni.

Kialakulásukban a meredekké váló lejtők, az azokat borító vékony, konszolidálatlan lejtőüledékek, a völgyoldalakon kilépő forrásfelfakadások, valamint az időszakos vízfolyások oldalazó eróziója játszottak szerepet. A csuszamláshalmazok több esetben a völgytalp csuszamlással ellentétes oldalára kényszerítették a patakot, valamint gyakran el is gátolták azt. Így a csuszamláshalmaz feletti rövid szakaszokon a lefolyó vizek feltöltő munkát végeztek, majd azt elhagyva intenzíven bevágódtak. A leghosszabb feltöltött völgytalpszakaszt 250–240 és 270 méter t.sz.f.-i magasság között figyeltem meg. (Ezt a nyugat-délnyugati kitétségű lejtő egyetlen csuszamlása zárja le.)

Ezt elhagyva a völgytalpon ismét intenzív bevágódás történt, amelynek következtében az egykori völgytalpból csak kisebb területű teraszszintek alakultak ki. Ezek magassága 1,5–3 méter a jelenlegi völgytalphoz viszonyítva.

A völgyben 270 és 240 méter t.sz.f.-i magasság közötti völgytalpszakasszal párhuzamos lejtőkön megfigyelt jelenségek jól illeszkednek a felszintípus billenő emelkedésének elméletébe. E völgyszakasz a felszintípus billenésének irányára merőleges, ezért a billenő kiemelkedés következtében a kelet-délkeleti kitétségű lejtők rövidebbek és meredekebbek, míg a nyugat-délnyugati kitétségűek hosszabbak és lankásabbak. Ez a billenő kiemelkedés közvetett következménye, hiszen a völgytalpon lefolyó vizek az intenzív kiemelkedéstől távolabbi völgyoldal felé tartanak (alacsonyabb magasság felé), e lejtőket pusztítják, teszik egyre meredekebbé.



42. ábra: Csuszamlás a Páprágy-völgy kelet-északkeleti kitétségű lejtőjén  
(szerk.: Kovács I. P. 2010)

Az így aszimmetrikussá vált lejtők meredek völgyoldalain, alámosott patakfalain nagyobb gyakorisággal következnek be csuszamlások, mint a lankásabb, ellentétes kitétségűeken. A csuszamlások a patakmedret gyakran elgátolják, anyaguk feltölti a völgytalpat, ezért a csuszamláshalmazok feletti szakaszon a vízfolyás energiájából veszít, hordalékát lerakja. A csuszamláshalmazt elhagyva esése – és egyben energiája – növekszik és intenzív hordalékszállításba kezd (bevágódás).

Ha itt, a billenő kiemelkedés legintenzívebb pontján a völgyoldalak nem lennének merőlegesek a billenés irányára, akkor a csuszamlások is kisebb szám-



ban fordulnának elő. Ilyen esetben a billenő kiemelkedés által megnövekedő reliefenergia a lefolyó vizek általi bevágódás mértékét jelentősen megnövelné. A patakmeder intenzív mélyülése teraszképződéssel járna.

E folyamatok alakították ki a 305–270 méter t.sz.f.-i magasság közötti völgytalpszakaszhoz kapcsolódó teraszszinteket is. Mivel ennek a völgyszakasznak az iránya 45°-os szöget zár be a billenés irányára merőlegessel, ezért a billenés irányára merőleges völgyoldalak itt alig fordulnak elő. Így itt a völgy asszimmetriája sem jelentkezik olyan intenzíven, ezért csuszamlások igen kis gyakorisággal fordulnak elő. A billenő kiemelkedés itt is intenzíven érezteti hatását, így ez a reliefenergia megnövekedésén keresztül elvezet a patakmeder bevágódásához, valamint az ezzel egyidőben történő teraszképződéshez.

A 2010-es év kora nyári, késő tavaszi intenzív csapadékhullásai – májusban 222 mm csapadék hullott, amely az átlagos havi csapadékösszeget jelentősen meghaladta – intenzív lineáris eróziót eredményeztek.

A Páprágy-völgy völgytalpán húzódó patakmederben számtalan, 70–100 cm mély evorziós üst alakult ki (lásd Mellékletek). A meder átlagos bevágódása körülbelül 40 cm-re tehető, amelyet 60–70 cm-es maximumokból és 30–40 cm-es minimumokból számítottam. Az eróziós árkok talpán megfigyelt lépcsők is jelentősen, körülbelül 1–1,5 métert is hátráltak. A bevágódás több helyen elérte az alapközetet és a lefolyó víz kipucolta a patakmedret. Ezzel szemben a késő őszi csapadékhullás, valamint hóolvadás generálta lefolyás túlmélyítő hatása – a szeptember 23-i méréstől az extrém esemény kezdetéig – mindössze 10–20 cm-es volt.

Ha csak az évi átlagos bevágódás mértékét vesszük figyelembe, akkor az 5–6 méter mély vízmosások kialakulása akár 10–15 hasonló mértékű extrém esemény együttes hatásaként is magyarázható. Így a mélyre vágódott patakmeder és az általa kiformált teraszszintjei minden bizonnyal fiatal, történelmi időkben képződött formák, amelyek napjainkban is folyamatosan továbbfejlődnek. Az ezeknél alacsonyabban fekvő terasz-szerű szintek a recens eróziós folyamatok rendkívül fiatal maradványfelszínei.

A patakmederben megfigyelt intenzív recens eróziós folyamatok, üde csuszamlások nemcsak a teraszszintek, illetve patakmeder korához, kialakulásához szolgáltatnak adatot, hanem bizonyítják a billenő kiemelkedés irányát, valamint annak napjainkig tartó geomorfológiai következményeit is.

## 8. ÖSSZEFOGLALÁS ÉS AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE

Könyvemben a Nyugat- és Középső-Mecsek déli előterében három felszín típust különítettem el. A felszín típusok genetikájukat tekintve változatosak, azonban az azokat kialakító folyamatokat, valamint korukat – a korábbi szakirodalmi adatokat, valamint saját megfigyeléseimet alapul véve – sikerült meghatározni.

A kutatási terület legmagasabban fekvő lepusztulási szintje (kiemelt tetőfelszínek) a bádeni tengerelöntést megelőzően, valamint a Szászvári Formáció folyóvízi üledékeinek felhalmozódását követően képződött. Alatta fekszenek a bádeni tenger egykori abrúziós színlői, amelyek egyben a Pannon-beltő abrúziós üledékei is hordozzák (közbenső helyzetű felszín típus). Ezeket a Bérbaltavárium meleg-száraz klímáján a pedimentációs folyamatok átformálták, valamint időszakos vízfolyásaikkal fel is szabdalták. Ekkor jött létre a Mecsek-hegység déli irányba hosszán elnyúló hegyláb felszíne, amelyet befedtek a Bérbaltaváriumot követő Csarnótánium meleg-nedves klímáján képződő vörösagyagok.

Az alacsony elhelyezkedő felszín típus felszínei a Kislángium meleg-száraz klímáján felújuló pedimentációs folyamatok eredményeként (pleisztocén hegyláb felszín) formálódtak ki. E folyamatok hatására a kiemelt tetőfelszínek, valamint a közbenső felszín típus tovább alacsonyodtak.

A Mecsek egységes – Bérbaltaváriumban kiformált, majd Kislángiumban tovább alacsonyodó – hegyláb felszínét a pleisztocénben a délnyugatról északrai irányban kinyíló Pécsi-medence szakította két részre. A hegyláb felszín, a Jakab-hegy és a Misina-Tubes-vonulat kemény kőzetein kialakult részét (pediment), a Pécsi-medence választotta el a Göröcsönyi-dombságtól, amely a hegyláb felszín glaciája volt.

A medence kinyílása, felszíni megjelenése – „pull-apart” medencékkel való szerkezeti előrejelzettség mellett – a Pécsi-víz, illetve annak őskének eróziós tevékenységéhez kötődik. Ezt és a kialakulás korát jól bizonyítják a Pécsi-víz teraszai. A legidősebb – V. számú – terasz, nemcsak a medence, hanem a nála magasabban fekvő pleisztocén hegyláb felszín korának meghatározásához is támpontot nyújtott.

A Pécsi-medence kinyílásával egy időben a hegyláb felszínét észak-déli irányban felszabdáló völgyek elvesztették kapcsolatukat felső szakasszal, majd rögtön ezután megkezdődött a völgyek egy újabb generációjának kialakulása. E völgyek a glaciáról északra, a medence irányába nyíltak ki.

A felszín típusok felszíneinek magassági adatai alapján a Jakab-hegy billenő kiemelkedése a közbenső felszín típus (bérbaltaváriumi korú pediment) kialakulása után kezdődött meg. Mielőtt az alacsony elhelyezkedő felszín típus fel-

színei (villányiumi korú pediment) kialakultak volna, a közbenső felszín-típus már körülbelül  $1,3^\circ$ -kal kibillent nyugat-délnyugati irányba. A Jakab-hegy billenő emelkedése ezt követően már mindkét felszín-típusra hatással volt és azok további  $0,8^\circ$ -kal billentek nyugat-délnyugati irányba.

A napjainkban zajló eróziós folyamatok intenzitása arra utal, hogy a felszín-típusokat tagoló völgyek patakteraszai, terasz-szerű szintjei fiatal (napjainkban képződő, vagy történelmi időkben kiformált) képződmények. Mindez arra enged következtetni, hogy a billenő kiemelkedés – amint arra KOCH L. (1988) is utalt – napjainkig tart. Az intenzív völgyfejlődés egyben a völgyek fiatal korának is fontos bizonyítéka.

A billenő kiemelkedés a Jakab-hegy felszín-típusain, valamint az azokat tagoló völgyekben erőteljes morfológiai változásokat eredményezett, szemben a Misina-Tubes-vonulat felszín-típusaival és az azokat tagoló völgyekkel. A Jakab-hegy közbenső és alacsonyan fekvő felszín-típusait felszabdoló völgyek a billenés hatására aszimmetrikussá váltak. Ez az aszimmetria abban nyilvánult meg, hogy a billenés irányára merőleges völgyszakaszok kelet-északkeleti, valamint nyugat-délnyugati kitettséggű völgyoldalai közül ez utóbbiak hosszabbak (ezek foglalnak el nagyobb területet).

A felszín-típusok legintenzívebben emelkedő részéhez közeledve megnőtt a reliefenergia, amely intenzív lineáris eróziót eredményezett. Itt, a közbenső felszín-típus völgyeiben (Páprágy-völgy) intenzív bevágódást és teraszképződést figyeltem meg.

A lineáris erózió mértéke nyugat-délnyugati irányba csökken. Rövid, átmeneti – széles völgytalppal rendelkező völgyek alkotta – zónát (például Kásás-völgy) elhagyva a felszín-típusok völgyei már deráziós jelleget öltenek. E területen az areális folyamatok uralkodnak, a kevésbé intenzív emelkedés hatására – kisebb reliefenergia – a lineáris erózió háttérbe szorul.

A részletes terepi megfigyelések, felmérés és geomorfológiai eredmények rámutattak arra, hogy a völgyek morfológiai sajátosságai igazodnak a közbenső felszín-típus billenéséhez. A patakteraszok, a terasz-szerű szintek, a csuszamlások, valamint a mélyre vágódott és feltöltött patakmedrek térbeli elhelyezkedése illeszkedik a kutatási terület felszínfejlődéséről kialakult képbe.

A Jakab-hegy nyugat-délnyugati irányú billenő emelkedése észak-déli irányú morfológiai változásokat is eredményezett. Az alacsonyan elhelyezkedő felszín-típus csapásában, valamint azt déli irányba elhagyva a völgyek morfológiai sajátosságait szemlélve, uralkodóvá válik a deráziós jelleg, az eróziós völgyszakaszok szinte teljesen hiányoznak. Ez azzal magyarázható, hogy a hegységblokkok billenő kiemelkedése közben e területek lemaradtak az emelke-

désben, így reliefenergiájuk csökkent. Emellett az intenzíven emelkedő és ezáltal intenzíven pusztuló lejtőkről származó hordalék és törmelék felhalmozódási területei lettek. A törmelék és hordalék kibélelte a völgyeket, amelynek következtében azok deráziós jelleget öltöttek.

A fentiekkel ellentétben a Misina-Tubes-vonulat esetében e felszín típusok felszínei közel vízszintes vonalba rendeződnek. A rajtuk húzott keresztmetszelve nyek bizonyítják, hogy a hegységblokkok kiemelkedésük során nem billentek ki. A Jakab-hegy és Misina-Tubes-vonulat felszín típusainak eltérő mértékű dőléséből, felszíneiknek, völgyeiknek eltérő morfológiai tulajdonságaiból következik az, hogy a Nyugati-Mecsek e vonulatai a Bérbaltaváriumot követően különálló blokkonként értelmezhetőek.

A blokkok feltételezett határának kijelölése a közbenső és az alacsonyan elhelyezkedő felszín típus morfológiai változásainak figyelembevételével, azok határa mentén megkísérélhető. A további lehatárolást azonban megfelelő geomorfológiai vizsgálatok, adatok hiányában nem tartom kellően megalapozottnak.

## 9. A KUTATÁS TOVÁBBI IRÁNYAI

A Nyugat- és Középső-Mecsek geomorfológiai térképezése, valamint a hegységblokkok billenő kiemelkedésének morфомetriai következményét feltáró vizsgálatok számos, eddig meg nem válaszolt kérdést hagytak nyitva maguk után.

A felszín típusok korrelatív üledékeinek geokémiai és -fizikai vizsgálata mindenképpen kívánatos lenne. Ezek olyan adatokat szolgáltatnának, amelyek segítségével pontosítható lenne a vizsgált felszín típusok, valamint a billenő kiemelkedés kezdetének kora is.

A bérbaltaváriumi és kislángiumi hegyláb felszínek korrelatív üledékeit a Dél-Baranyai-, valamint a Geresdi-dombság területén tárhatjuk fel. E kistáj csoportok, kistájak átfogó, geomorfológiai térképezése mindenképpen szükséges a Mecsek hegyláb felszínének további megismeréséhez. Főként igaz ez a hegyláb felszín a hegységtől elszakító Pécsi-medencétől keletre, hiszen itt a hegyláb felszín még eredeti helyzetben fekszik.

A Kásás-völgyben feltárt beszáradási rétegek összehasonlító (szemcseeloszás) vizsgálata már folyamatban van. Ezek az agyagos üledékek – ha a vizsgálatok eredetüket alátámasztják – a Pannon-beltő visszahúzódásának, valamint az egykori tengerelöntés határának fontos bizonyítékai lehetnek. A Jakab-hegyen, ilyen magasságból a Pannon-beltőhöz, vagy annak visszahúzódásához köthető üledékeket nem ismertünk, annak ellenére, hogy létüket a Misina-Tubes-vonulat előfordulásai (CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. 1983) sugallták.

Mindamellettt szükségnek tartom a Misina-Tubes-vonulat felszín típusain, a Jakab-hegyen végzett geomorfometriai vizsgálatok megismétlését is. Ezzel pontosan fel lehetne tární a hegység blokk felszíneinek, völgyeinek geomorfometriai tulajdonságait, valamint a hegység blokkok különböző emelkedő mozgásának részleteit és következményeit.

A hegység blokkok billenő kiemelkedése azok északi, északkeleti oldalán fekvő lepusztulási szintekre, valamint azok geomorfológiai, geomorfometriai tulajdonságaira is hatással volt. E felszínek, felszín maradványok geomorfológiai feltárását követően morфомetriai sajátosságaik megismerése újabb információkat szolgáltathat a billenő kiemelkedés részleteiről, úgy, ahogy a kibillent felszín típusok további morфомetriai feltárása (például a mellékvölgyek vizsgálata) is.

Az elkészült geomorfológiai vázlatot, a részletes domborzatmodell, valamint a geológiai ismereteket felhasználva további következtetéseket vonhatunk le a völgyfejlődés, hordalékkúp képződés ütemére vonatkozóan. Mindezen vizsgálatoknak azonban figyelembe kell venniük a kutatási területet ért antropogén

hatásokat és azok következményeit is. A kutatási terület további geomorfológiai vizsgálata szükségessé teszi olyan részletes földtani térkép, térképvázlat készítését, amelyen a különböző ellenállóképességű kőzetek jól elkülöníthetőek.



## 10. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Témavezetőimnek, Dr. Schweitzer Ferenc professzor úrnak és Dr. Bugya Titusznak köszönöm, hogy elvállalták témavezetésemet. Munkám során fáradhatatlanul láttak el útmutatásokkal, jótanácsokkal. Kitartóan segítettek leküzdeni a felmerülő nehézségeket.

Dr. Tóth József rector emeritus, valamint a Földtudományok Doktori Iskola jóvoltából 2007-ben tíz napos tanulmányutat tettem Tunéziában. Ezúton köszönöm neki és a Doktori Iskolának, hogy munkámban mindig támogatott és hasznos kritikáival, tanácsaival segítette a könyv elkészülését.

Dr. Dövényi Zoltán intézetigazgatónak és mint a Földtudományok Doktori Iskola vezetőjének köszönöm, hogy munkámat a DDM-5 állományok megvételéhez nyújtott anyagi segítséggel támogatta, valamint lehetővé tette a könyv megjelenését.

A könyv elkészítése során nyújtott segítségükért, hasznos tanácsaikért, építő kritikáikért hálás vagyok Dr. Babák Krisztinának, Dr. Fábíán Szabolcs Ákosnak és Dr. Varga Gábornak.

Ezúton köszönöm Dr. Konrád Gyulának, a Földtani Tanszék vezetőjének, hogy a kutatási terület mélyfúrási adatbázisát rendelkezésemre bocsátotta, valamint segített a kutatási terület földtani felépítésének megismerésében.

Köszönöm Dr. Majoros Györgynek, a billenő emelkedés és következményeinek földtani értelmezésében nyújtott segítségét.

Köszönöm Dr. Pozsár Vilmosnak, hogy a geológiai térkép értelmezésében segítséget nyújtott.

A Térképészeti és Geoinformatikai Tanszék munkatársainak és vezetőjének, Dr. Nagyvárad Lászlónak köszönöm, hogy a tanszék mérőállomását rendelkezésemre bocsátották.

A terepi felmérések és sekélyfúrások során Görcs Noémi Livia, Gyurics Péter, Hermán Gábor, Sági Péter és Szabó Gergő voltak segítségemre. Kitartó, önzetlen segítségük nagyban hozzájárult ahhoz, hogy a Páprágy- és a Kásás-völgy terepi felmérése sikeresen folyjon.

A geomorfológiai térképvázlat elkészítéséhez szükséges terepbejárásokon Lampért Kirillel dolgoztam együtt, akinek azt is köszönöm, hogy a tunéziai tanulmányutunkon is társam volt.

Köszönetet mondok páromnak és családom többi tagjának, akik munkámban mindig támogattak, biztattak és elfogadták, hogy ha fizikailag velük is voltam, de sokszor, lélekben a heglábfelszíneken kalandoztam.

## 11. IRODALOMJEGYZÉK

1. ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. 1969. A magyarországi dombságok negyedkori felszínfejlődésének főbb vonásai. *Földrajzi Közlemények* 17. (3) pp. 255–269.
2. ÁDÁM L. – PÉCSI M. (szerk.) 1985. Mérnökgeomorfológiai térképezés. MTA FKI. Budapest, 189 p.
3. AIDINGER J. (kir. tanácsos, polgármester ellenjegyzésének kiadva) 1883. Szabályrendelet a szőlőkbeni rend megállapítása és a hegyrendőrség szervezése tárgyában. Pécs, 22 p.
4. BARABÁS A. 1993. A Nyugat-Mecsek földtani viszonyai. Kézirat, Mecsekérc Adattár.
5. BARABÁS A. 2010. A Délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránérctelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük. Doktori értekezés, Kézirat, 170 p.
6. BARABÁS A. – MÁTHÉ Z. – HÁMOR G. 1996. A Nyugat-Mecseki neogén részletes vizsgálata. Kézirat, Mecsekérc Adattár.
7. BARDOT DE MARNY N. 1869. Geological Essay of the Kherstonian District. Demakova, B. St. Petersburg
8. BARTHA F. 1964. A Mecsek hegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről, pp. 175–183.
9. BAULIG, H. 1952. Surfces d'aplanissement. *Annales de Géographie* 61. (325) pp. 161–183.
10. BENKOVICS L. 1997. Étude structurale et géodynamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). Doktori értekezés, Kézirat, 230 p.
11. BENEŠ J. – BURIAN Z. 1989. Az ősidő állatai. Gondolat Kiadó, Budapest, p. 287, 290.
12. BEREI A. (szerk.) 1962. Új Magyar Lexikon. IV. Mediterrán (szócikk). p. 584.
13. BERGGREN W. A. 1972. A Cenozoic time-scale – some implications for regional geology and paleobiogeography. *Lethalia* 5. (2) pp. 195–215.
14. BIROT P. 1951. Sur le problème de l'origine des pédiments. *Compte rendu du Congrès International de Géographie* 2. pp. 9–18.
15. BÖCKH J. 1876. Pécs város környékének földtani és vízi viszonyai. Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 4. pp. 129–287.
16. BUGYA T. 2008. Negyedidőszaki folyóteraszok azonosítása földtani fúrások adatai és térinformatikai eljárások alapján. Doktori értekezés, Kézirat, 104 p.

17. BUGYA T. – KOVÁCS, I. P. 2008. Identification of geomorphological surfaces by GIS and statistical methods in Hungarian test areas. In: LÓCZY D. – TÓTH J. – TRÓCSÁNYI A. (ed.): Progress in Geography in the European Capital of Culture 2010. Imedias Kiadó. Pécs, pp. 249–260.
18. BUGYA T. – KOVÁCS I. P. 2009. Utilization of geoinformatic methods in the morphometric analysis. Case study on a mesa from Hungary: the Somló Hill. *Revista de geomorfologie* 11. Romanian Academy of Sciences. pp. 11–20.
19. BULLA B. 1943. Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken. *Földrajzi Közlemények* 71. (1) pp. 18–45.
20. BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen). Tankönyvkiadó, Budapest, 554 p.
21. BULLA B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának kérdésében. *Földrajzi Értesítő* 7. (3) pp. 257–274.
22. BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
23. BÜDEL J. 1934. Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. 25. Deutscher Geographentag. pp. 138–147.
24. BÜDEL J. 1948. Das System der klimatischen Morphologie. Deutscher Geographentag, 36 p.
25. BÜDEL J. 1982. Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 443 p.
26. CALLIEAUX A. 1950. Ecoulement liquides en nappe et aplanissements. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 1. pp. 243–270.
27. CHIKÁN G. 1991. A Nyugati-Mecsek kainozóos képződményei. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 72. 281 p.
28. CHIKÁN G. 2003. A Nyugati-Mecsek gazdaságföldtani értékelése. Doktori értekezés, Kézirat, 151 p.
29. CHIKÁN G. – CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. 1984. A Nyugat-Mecsek földtani térképe. 1 : 25 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
30. CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. – KÓKAI A. 1983. Felső-pannóniai színlő a Misina-Tubes vonulat (Mecsek-hegység) DNy-i oldalán. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről. Budapest, pp. 249–261.
31. CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrográfiája. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei. I. kötet, II. rész, MFT Balaton Bizottsága. Budapest, 316 p.

32. CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. 2000. Újabb adatok a Pécsi-medence kilakulásához. In: FÁBIÁN SZ. Á. – TÓTH J. (szerk.): Geokronológia és domborzatfejlődés PTE TTK Földrajzi Intézet. Pécs, pp. 31–41.
33. CSÁSZÁR G. (szerk.) 1996. Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. A Magyar Rétegtani Bizottság összeállítása. (Miocén) <http://www.mafi.hu/-static/microsites/lithosz/miocen.html> (2011.02.12.)
34. CSÁSZÁR G. 2002. A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronosztratigráfiai terminusok. *Földtani Közlöny* 132. (3–4) pp. 481–483.
35. CSIKI G. – ERDÉLYI Á. 1986a. A Peremartoni Főcsoport (Alsópannóniai Képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe. 1 : 500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
36. CSIKI G. – ERDÉLYI Á. 1986b. A Dunántúli Főcsoport (Felsőpannóniai Képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe. 1 : 500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
37. CSONTOS L. – GALÁ CZ A. – TARI G. – VÖRÖS A. 1990. Summary of the Mesozoic stratigraphy of the Mecsek and Villány Mountains. Structural overview of the Mecsek and Villány Mountains. Konferencia kiadvány
38. CSUTÁK M. – BÓDIS K. 2001. Digitális domborzatmodell alkalmazása geomorfológiai vizsgálatokban a Velencei-hegység területén. *Földrajzi Értesítő* 50. (1–4) pp. 73–84.
39. DAVIS W. M. 1899a. The Geographical Cycle. *Geographical Journal* 14. (5) pp. 481–504.
40. DAVIS W. M. 1899b. The peneplain. *American Geologist* 23. pp. 207–239.
41. DAVIS W. M. 1905. The geographical cycle in an arid climate. *Journal of Geology* 13. pp. 381–407.
42. DAVIS W. M. 1912. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Teubner Verlag. Leipzig, 565 p.
43. DAVIS W. M. 1923. The cycle of erosion and the summit level of Alps. *Journal of Geology* 21. pp. 1–42.
44. DEMETER G. – SZABÓ SZ. 2009. Morfometriai és litológiai tényezők kapcsolatának kvantitatív vizsgálata a Bükkben és északi előterében. Debrecen, 195 p.
45. DERREAU M. 1956. Précis de géomorphologie. Masson. Paris, 393 p.
46. DÖVÉNYI Z. (SZERK.) 2010. Magyarország kistájainak katasztere. MTA FKI, Budapest pp. 488–492, 508–511, 517–522 .

47. DRESCH J. 1957. Pédiments et glaciers d'érosion pédiplais et inselbergs. *L'Information Géographique* 21. (5) pp. 183–196.
48. DYLIK J. 1963. Magyarország periglaciális problémái. *Földrajzi Értesítő* 12. (4) pp. 453–464.
49. DYLIK J. – RAYNAL R. 1966. Tendances nouvelles dans les recherches périglaciaires depuis le Congrès International de Géographie à Rio de Janeiro. *Biuletyn Peryglacjalny* 15. pp. 5–26.
50. ERDŐSI F. 1968. Társadalmi hatások Pécs térsége hordalékkúpjainak fejlődésében. *Földrajzi Értesítő* 17. (3) pp. 293–308.
51. ERDŐSI F. 1977. A társadalmi hatások értékelése a délkelet-dunántúli vizek példáján. *Földrajzi Értesítő* 26. (3–4) pp. 305–336.
52. ERDŐSI F. 1979. A délkelet-dunántúli természeti környezetet befolyásoló antropogén hatások összefoglaló értékelése. *Földrajzi Értesítő*. 28 (3–4) pp. 307–338.
53. ERDŐSI F. 1987. A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsek tágabb környezetében. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 98–114.
54. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – NAGYVÁRADI L. – VARGA G. 2004a. Lower and Middle Pliocene palaeoclimate sedimentological evidences in the Pannonian Basin. Pollution and Water Resources. Columbia University Seminar Proceedings 35. pp. 258–267.
55. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – NAGYVÁRADI L. – VARGA G. 2004b. Was there desert climate in the Carpathian Basin, or not? *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 38. pp. 49–58.
56. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 1998. Újabb szempontok a Kárpát-medence felső-würmi ösföldrajzi viszonyaihoz a homokékek alapján. Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Természetföldrajzi Tanszékéről 8. 14 p.
57. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 2000. Újabb szempontok hazánk periglaciális klímájához. *Földrajzi Értesítő* 49. (3–4.) pp. 189–204.
58. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 2001a. Globális klímaváltozások a neogénben és hatásuk a Kárpát-medencében. In: LOVÁSZ GY. – SZABÓ G. (szerk.) Területfejlesztés – regionális kutatások. PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs, pp. 31–40.
59. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 2001b. Újabb szempontok a pedimentáció problémájához a Keszthelyi-hegység alapján. In: FÁBIÁN SZ. Á. – TÓTH J. (szerk.): Geokronológia és domborzatfejlődés. PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs, pp. 43–56.
60. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérégek Magyarországról. *Földrajzi Értesítő* 51. (3–4) pp. 407–412.

61. FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS I. P. – RADVÁNSZKY B. – VARGA G. 2010. Csuszamlások a Ciprián-forrás (Orosz-kút) környékén 1997–2007. In: TRÓCSÁNYI A. – KOVÁCS I. P. (szerk.): Tér, Talentum, Tanítványok. I. PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs, pp. 135–144.
62. FERENCZI I. 1937. Adatok a pécskörnyéki medencerész földtani viszonyainak ismeretéhez. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1929–32-ről. pp. 365–408.
63. FRANKL A. – NYSSSEN J. – DE DAPPER M. – HAILE M. – DECKERS J. – POESEN J. 2010. Trends in gully erosion as evidenced from repeat photography (North Ethiopia). In: ZGLOBICKI W. (eds): Book of Abstracts. Human Impact on Gully Erosion. Lublin, pp. 33–34.
64. FRISNYÁK S. (szerk.) 1977. Magyarország földrajza. Tankönyvkiadó. Budapest, pp. 34–37.
65. GÁBRIS GY. 1986. A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata. *Földrajzi Értesítő* 35. (3–4) pp. 269–278.
66. GÁBRIS GY. 1995. A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén öskörnyezet változásainak tükrében. *Földrajzi Közlemények* 43. (1) pp. 3–10.
67. GÁBRIS GY. 1997. Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi Közlemények* 45. (1–2) pp. 3–16.
68. GÉCZY B. 1993. Ősállattan. Vertebrata paleontologia. Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 275–461.
69. GEREI L. – SZEBÉNYI L.-NÉ – REMÉNYI M.-NÉ – BALOGHNÉ DI G. M. – BALOGH J. – HAVAS F.-NÉ – HERBERTH J.-NÉ – MÉSZÁROS E. – SCHWEITZER F. – PÉCSI M. – PÉCSINÉ DONÁTH É. – MÁRTON P. – WAGNER M. 1979. Felsőpliocén hegyláb felszín korrelatív üledékek a gyöngyösvisontai lignitbánya külszíni feltárásában. Kutatási zárójelentés, Kézirat, MTA FKI, Budapest, 66 p.
70. GILBERT, G. K. 1887. Cocolites in southeastern Colorado. *Journal of Geology* 4. pp. 816–823.
71. GLAÇON G. – GRAZZINI C. V. – IACCARINO S. – REHAULT J. P. – RANDRIANASOLO A. – SIERRO J. F. – WEAVER P. – CHANNEL J. – TORII M. – HAWTHORNE T. 1990. Planktonic foraminiferal events and stable isotope records in the Upper Miocene, Site 654. In: Kastens K. A. – Mascle J. (ed.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 107. pp. 415–427.
72. GYENIZSE P. 2010. Geoinformatikai vizsgálatok Pécssett. Pécs településfejlődésére ható természeti és társadalmi hatások vizsgálata geoinformatikai módszerekkel. *Geographia Pannonica Nova* 7. 110 p.



73. GYENIZSE P. – NAGYVÁRADI L. – PIRKHOFFER E. 2008. Pécs domborzati képe, Pécs beépítettsége. *Pécsi Szemle* 11. (2) pp. 97–103.
74. HABLY L. 2003. Late Neogen vegetation and climate reconstruction in Hungary. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 46. (4) pp. 85–90.
75. HALAVÁTS GY. 1902. A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei. I. kötet, I. rész, Őslénytani függelék 4. (2) MFT Balaton Bizottsága, Budapest, 74 p.
76. HÁMOR G. 1966. Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről. pp. 193–206.
77. HÁMOR G. 1995. A Kárpát-medence miocén ösföldrajzi és fáciestérképe. Melléklet. In: HÁMOR G. 2001. Magyarázó a Kárpát-medence miocén ösföldrajzi fáciestérképéhez. 1 : 300 000. Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest
78. HÁMOR G. 2001. A Kárpát-medence miocén ösföldrajza. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 12–50.
79. HÁMOR G. – BÁLDI T. – BOHN-HAVAS M. – HABLY L. – HALMAI J. – HAJÓS M. – KÓKAY J. – KORDOS L. – KORECZ-LAKY I. – NAGY E. – NAGYMAROSY A. – VÖLGYI L. 1987. The bio-, litho- and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 70. Budapest, pp. 351–353.
80. HÁMOR G. – HALMAI J. 1995. Proposal for the definition of the Miocene superstages in the Paratethyan region. *Romanian Journal of Stratigraphy* 76, Supplement 7. pp. 37–41.
81. HAQ B. U. – HARDENBOL J. – VAIL, P. R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science* 235. pp. 1156–1167.
82. HAQ B. U. – SCHUTTER S. R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science* 322. pp. 64–68.
83. HENGL T. – REUTER H. I. (eds) 2009. Geomorphometry. Concepts, Software, Applications. Elsevier, 725 p.
84. HÍR J. 1995. Revised investigation of the Alloricetus material (Rodentia Mammalia) from the Tarkő Rock – Shelter (N. Hungary) Geologica Hronika Ton Ellinikon Hóron. *Annales Geologiques des Pays Helleniques* 36. pp. 507–606.
85. HSÜ K. J. – MONTADERT L. – BERNOULLI D. – CITA M. B. – ERICKSON A. – GARRISON R. E. – KIDD R. B. – MÉLIERÉS F. – MÜLLER C. – WRIGHT R. 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature* 267. pp. 399–403.
86. HSÜ K. J. – RYAN W. B. F. – CITA M. B. 1973. Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242. pp. 240–244.

87. INQUA 2004. Definition and geochronologic/chronostratigraphic rank of the term Quaternary. Recommendations by the Quaternary Task Group. IUGS, INQUA. <http://www.statigraphy.org, Q2.pdf>
88. ISC 2009. International Stratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org>
89. JÁMBOR Á. 1980. A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 62. 243 p.
90. JÁMBOR Á. 1991. Review of the geology of the s.l. Pannonian formation of Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 32. (3–4) pp. 269–324.
91. JÁMBOR Á. 1998. A magyarországi negyedidőszaki (kvarter) képződmények rétegsorának áttekintése. In: BÉRCZI I. – JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 495–517.
92. JÁMBOR Á. 2002. A magyarországi éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. *Földtani Közlöny* 132. (különszám) pp. 101–116.
93. JÁMBOR Á. – KORPÁS L. 1969. A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről. pp. 76–92.
94. JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1961. Mecsek-hegységi miocén kavicsvizsgálatok. *Földtani Közlöny* 91. (3) pp. pp. 316–324.
95. JÁMBOR Á. – SZABÓ J. 1965. Kővágószőlős. A Mecsek-hegység földtani térképe. 1 : 10 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
96. JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
97. JASKÓ S. 1937. Pleisztocén éles kavicsok a D-i Bakonyból. *Földtani Közlöny* 67. pp. 333–334.
98. JOHNSON D. W. (eds.) 1910. Geographical Essays by William Morris Davis. NewYork, pp. 165–192.
99. JOHNSON D. W. 1932. Rock planes in arid regions. *Geographical Review* 22. pp. 565–566.
100. JUHÁSZ Á. 1972. A Magas-Bakony durva üledékeinek morfológiai vizsgálata. *Földrajzi Értesítő* 21. (2–3) pp. 159–185.
101. JUHÁSZ Á. 1983. Az Északi-Bakony előtere és a pannonhalmi-dombság domborzata. *Földrajzi Értesítő* 32. (3–4) pp. 421–431.
102. JUHÁSZ Á. 1988. A Bakony kutatásának eredményei tematikus térképsorozaton. *Földrajzi Értesítő* 37. (1–4) pp. 235–236

103. JUHÁSZ Á. 1995. The geomorphology and relief types of the Bakony Mountains. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* (különszám) pp. 33–45.
104. JUHÁSZ Á. 1999. A klimatikus hatások szerepe a magaspartok fejlődésében. *Földtani Kutatás* 36. (3) pp. 14–20.
105. JUHÁSZ Á. 2004. Településeket, létesítményeket veszélyeztető tömegmozgások a balatoni magaspartok mentén. *Földrajzi Közlemények* 128. (1–4) pp. 19–30.
106. KÁDÁR L. 1952. A földszármazástan alapvonalai és a földrajzi burok kialakulása. In: BULLA B. (szerk.): Általános természeti földrajz. I. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 128.
107. KÁDÁR L. 1960. Hordalékmozgás és folyószakaszjelleg. Vita dr. Kádár László elméletéről. *Földrajzi Értesítő* 9. (3) pp. 309–379.
108. KADIĆ O. – KRETZOI M. 1927. Előzetes jelentés a Csákvári sziklaüregben végzett ásatásokról. *Barlangkutató* 14–15. pp. 1–19.
109. KERÉKES J. 1938. Fosszilis tundratalaj a Bükkben. *Földrajzi Közlemények* 66. (4–5) pp. 112–116.
110. KERÉKES J. 1939. A pestszentlőrinci fosszilis tundraképződmények. *Földrajzi Közlemények* pp. 131–139.
111. KERÉKES J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei. *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól* pp. 97–149.
112. KERTÉSZ Á. 1972. Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában a Tetves-árok és a Péli-völgy példáján. *Földrajzi Értesítő* 22. (4) pp. 487–502.
113. KERTÉSZ Á. 1974. A morfometria és a morfometrikus térképezés célja és módszerei. *Földrajzi Értesítő* 24. (4) pp. 433–442.
114. KERTÉSZ Á. 1976. A morfometrikus módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásokban. *Földrajzi Értesítő* 26. (2–4) pp. 237–248.
115. KÉZ A. 1956. A korráziós völgyek egy fajtájáról (dellék). *Földrajzi Értesítő* 5. (3) pp. 343–348.
116. KING L. C. 1949. The pediment landforms: some current problems. *Geological Magazine* 86, pp. 245–250
117. KING L. C. 1962. The morphology of the Earth. Oliver and Boyd. London, 699 p.
118. KLEB B. 1973. A mecseki pannon földtana. MÁFI Évkönyve 53. (3) Budapest, pp. 751–943.
119. KOCH L. 1988. Geomorfológiai vizsgálatok a Ny-Mecsekben. Kézirat, Mecsekérc Adattár

120. KONRÁD GY. 2004. Jelentés a Mecsek déli előtere neogén medenceüledékeinek tektonikai értékeléséről. Kézirat, PTE TTK FI Földtani Tanszék, Pécs.
121. KONRÁD GY. 2005. A Bakonya B-2 árok feltárt képződményei. Kézirat, RHK adattár.
122. KONRÁD GY. – SEBE K. 2010. F fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. *Földtani Közöny* 140. (2) pp. 135–162.
123. KONRÁD GY. – SEBE K. – HALÁSZ A. – HALMAI Á. 2010. A Délkelet-Dunántúl földtani fejlődéstörténete – recens analógiák. *Földrajzi Közlemények* 134. (3) pp. 251–265.
124. KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája. Akadémiai doktori értekezés, Kézirat, 103 p.
125. KORMOS T. 1911b. A polgárdi szubtrópusi oázis. *Földtani Közöny* 41. (1–2) pp. 88–89.
126. KORMOS T. 1911a. A polgárdi pliocén csontlelet. *Földtani közöny* 41. (1–2) pp. 48–64.
127. KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998. A medenceperemi pannóniai s.l. Üledékes formációk rétegtana. In: BÉRCZI I. – JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 453–468.
128. KOVÁCS I. P. 2008. Újabb adatok a Somló felszínfejlődéséhez. *Földrajzi Értesítő* 58. (3–4) pp. 257–271.
129. KOVÁCS I. P. – LAMPÉRT K. 2009: Lepusztulási szintek a Nyugati-Mecsek déli lejtőjén. In: KISS T. (szerk.): Természetföldrajzi folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai. Szeged, pp. 155–166. <http://www.geo.u-szeged.hu/konf/index.html>
130. KOVÁCS I. P. – LAMPÉRT K. – BUGYA T. – LOVÁSZ GY. – VARGA G. 2007. Planation Surfaces of the Western Mecsek. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 41. pp. 45–60.
131. KOVÁCS I. P. – MOHOS M. 2010. A szőlőművelés területének történelmi változása és hatása a lineáris erózió mértékére Patacs és Magyarürög példáján. Előadás. Magyar Földrajzi Konferencia. Pécs, 2010.11.06.
132. KOVÁCS J. 2003a. Vörösgyagok geomorfológiai helyzete és kora a Kárpát-medencében. *Közlemények a PTE TTK Természetföldrajzi Tanszékéről* 23. 24 p.
133. KOVÁCS J. 2003b. Terrestrial red clays in the Carpathian Basin: a paleoenvironmental and geomorphological approach. *Geomorphologia Slovaca* 3. (2) pp. 86–88.

134. KOVÁCS J. 2007. Chemical Weathering Intensity of the Late Cenozoic „Red Clay” Deposits in the Carpathian Basin. *Geochemistry International* 45. (10) pp. 1056–1063.
135. KOVÁCS J. 2008. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *International Journal of Earth Sciences* 97. (1) pp. 171–178.
136. KOVÁCS J. – FÁBIÁN SZ. Á. – SCHWEITZER F. – VARGA G. 2007. A relict sand-wedge polygon site in north-central Hungary. *Permafrost and Periglacial Processes* 18. pp. 379–384.
137. KOWALSKI K. 1956. Insectivores, bats and rodents from the Early Pleistocene bone breccia of Podlesice near Kroczyce (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica* 1. (4) pp. 331–393
138. KOWALSKI K. 1959. Baranogale helbingi Kormos and other Mustelidae from the bone breccia in Podlesice near Kroczyce (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica* 4. (1) pp. 61–69.
139. KRETZOI M. 1941. Főka-maradványok az érdi szarmatából. *Földtani Közlöny* 71. pp. 274–279.
140. KRETZOI M. 1952. A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. *Földtani Intézet Évkönyve* 40. pp. 1–35.
141. KRETZOI M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces faunák alapján. *MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei*. 9. pp. 89–99.
142. KRETZOI M. 1954. Jelentés a kislángi kalabriai (Villafrankai) fauna feltárásáról. A Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról. pp. 213–264.
143. KRETZOI M. 1959. Rovarevők, rágcsálók és nyúlformák a csarnótai legfelső pliocénből. *Vertebrata Hungarica* 1. (2) pp. 244–246.
144. KRETZOI M. 1961. A diódsi gerinces-fauna és a miocén-pliocén határ. *Földtani Közlöny* 91. (2.) pp. 208–214.
145. KRETZOI M. 1962. A csarnótai fauna és faunaszint. A Földtani Intézet Évi Jelentése 1959-ről. pp. 297–382.
146. KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlatja. *Földrajzi Közlemények* 93. (3) pp. 197–204.
147. KRETZOI M. 1983. Kontinenstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények* 107. (3–4) pp. 230–240.

148. KRETZOI M. 1985. Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. In: KRETZOI M. – PÉCSI M. (ed.): Problems of the Neogen and Quaternary in the Carpathian Basin. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 3–20.
149. KRETZOI M. 1987. A Kárpát-medence pannóniai (s.l.) teresztrikus gerinces biokronológiája. Földtani Intézet Évkönyve 69. pp. 393–422.
150. KRETZOI M. – PÉCSI M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. *Acta Geologica Hungarica* 22. (1–4.) pp. 3–33.
151. LÁNG S. 1953. Természeti földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi-középhegységben. *Földrajzi Közlemények* 1. (1–2) pp. 21–65.
152. LÁNG S. 1955. A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Földrajzi Monográfiák 1. 512 p.
153. LE PLAY, 1842. Formation tertiaire de la steppe pontique. In: DEMIDOF (ed.): Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée. 4. St. Petersburg, pp. 150–168.
154. LEHMANN A. 1995. Földrajzi tanulmányutak a Mecseken és környékén. Janus Pannonius Tudományegyetem, Pécs, 147 p.
155. LÓCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei. I. kötet I. rész, 1. sz. MFT Balaton Bizottsága, Budapest, 617 p.
156. LÓKI J. – SZABÓ J. – SZABÓ G. 2006. Correlating the utilization of maps constructed with different method and in different scale for analysing topography. In: ZENTAI L. (eds.): Térkép – Tudomány. pp. 259–266.
157. LOUIS A. 1957. Rumpfflächenproblem, Erosionzyklus und Klimageomorphologie. Festschr. Machatschek. Pettermanns Mitt. Berlin, Erg. Herft. 262. pp. 9–26.
158. LOVÁSZ GY. 1970. Surfaces of Planation in the Mecsek Mountains. In: PÉCSI M. (ed.): Studies in Hungarian Geography 8. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 65–72.
159. LOVÁSZ GY. – WEIN GY. 1974. Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. Baranya Megyei Tanács. Pécs, 223 p.
160. LÓRENTHEY I. 1905. Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. A Balatonvidéki kecskekörmök és lelőhelyeik. In: A Balaton környékének földrajzi leírása, orográfiaja és geológiája. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei. IV. kötet, A Balatonmellék Paleontológiája (Függelék) IV./III. A MFT Balaton Bizottsága. Budapest pp. 1–192.
161. MAGYAR I. 2004. Tanulságok a hazai pannóniai puhatestű-rétegtan történetéből. *Földtani Közöny* 134. (3) pp. 369–390.



162. MAGYAR I. 2009. A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben őslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján. Akadémiai doktori értekezés, Kézirat, 132 p.
163. MAGYAR I. – RADJOVEČIĆ D. – SZTANÓ O. – SYNÁK R. – UJSZÁSZI K – PÓCSIK M. 2013. Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. *Global and Planetary Change* 103. pp. 168–173.
164. MAGYAR I. – GEARY D. H. – MÜLLER P. 1999. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 147. pp. 151–167.
165. MAGYAR I. – LANTOS M. – UJSZÁSZI K. – KORDOS L. 2007. Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. *Geologica Carpathica* 58. (3) pp. 277–290.
166. MAROSI S. 1965. A deráziós völgyekről. *Földrajzi Értesítő* 14. (2) pp. 229–239.
167. MAROSI S. – SOMOGYI S. (szerk.) 1990. Magyarország kistájainak katasztere. I–II. MTA FKI. Budapest, 1023 p.
168. MAXSON J. M. – ANDERSON G. H. 1935. Terminology of surface forms of the erosion cycle. *The Journal of Geology* 43. (1) pp. 88–96.
169. MCGEE W. J. 1897. Sheetflood erosion. *Bulletin of the Geological Society of America* 8. pp. 87–112.
170. MENSCHING H. 1958. Glacis–Fussfläche–Pediment. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band 2*. pp. 165–186.
171. MENSCHING H. 1968. Bergfussfläche und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. *Geologische Rundschau* 58. pp. 62–82.
172. MENSCHING H. – RAYNAL R. 1954. Fussflächen in Marokko. Beobachtungen zu ihrer Morphogenese an der Ostseite des Mittleren Atlas. *Petermanns Geogr. Mitt.* 98. Gotha, pp. 171–176.
173. MITASOVA H. – HOFIERKA J. 1993. Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modelling and Surface Geometry Analysis. *Mathematical Geology* 25. pp. 657–667.
174. MITASOVA H. – MITAS L. 1993. Interpolation by Regularized Spline with Tension: I. Theory and Implementation. *Mathematical Geology* 25. pp. 641–655.
175. MITASOVA H. – MITAS L. – HARMON R. S. 2005. Simultaneous spline approximation and topographic analysis for lidar elevation data in open source GIS. *IEEE GRSL* 2. (4) pp. 375–379.

176. MOLDAVAY L. 1964a. Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről. pp. 105–109.
177. MOLDAVAY L. 1964b. Adatok a Mecsekhegységi lösz földtani viszonyainak vizsgálatához. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről. pp. 91–101.
178. MOLNÁR B. 1984 A Föld és az élet fejlődése. Nemzeti Tankönyvkiadó. Budapest 360 p.
179. MOTTI M. 1941. Pliocén problémák és a plio-pleisztocén határkérdés. A Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38. évekről. Budapest, pp. 43–63.
180. MURPHY L. N. – KIRK-DAVIDOFF D. B. – MAHOWALD N. – OTTO-BLIESNER B. L. 2009. A numerical study of the climate response to lowered Mediterranean Sea level during the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279. pp. 41–59.
181. MÜLLER P. 1998. A pannóniai képződmények rétegtana. In: BÉRCZI I. – JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 485–493.
182. NAGYVÁRADI L. 1998. Közép- és dél-dunántúli települések tipizálása természeti környezetük állapota és alakulása alapján. Doktori értekezés, Kézirat, 175 p.
183. NÉMEDI VARGA Z. 1977. A Kapos-vonal. *Földtani Közlöny* 107. (3–4) pp. 313–328.
184. NÉMEDI VARGA Z. 1983. A Mecsek-hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről. pp. 464–484.
185. NIESSEN J. – HAILE M. – NAUDTS J. – MUNRO N. – POESEN J. – MOEYERSONS J. – FRANKL A. – DECKERS J. – PANKHURST R. 2009. Desertification? Northern Ethiopia re-photographed after 140 years. *Science of the Total Environment* 407. (8) pp. 2749–2755.
186. PAPP K. 1899. Éles kavicsok (Dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (sztyep-péin). *Földtani Közlöny* 29. (5–7) pp. 193–198.
187. PÁVAI-VAJNA F. 1941. Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételek. A Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38 évekről. Budapest, pp. 399–438.
188. PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Földrajzi Monográfiák III. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
189. PÉCSI M. 1961. A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon. *Földrajzi Közlemények* 9. (1) pp. 1–24.

190. PÉCSI M. 1962a. A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. *Földrajzi Értesítő* 11. (1) pp. 19–39.
191. PÉCSI M. 1962b. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. *Földrajzi Értesítő* 11. (3) pp. 305–335.
192. PÉCSI M. (szerk.) 1963a. Magyarország részletes geomorfológiai térképeinek jelkulcsa. MTA Földrajztudományi Kutatócsoport, Természeti Földrajzi Munkaközösség, Budapest, 24 p.
193. PÉCSI M. 1963b. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységeken. *Földrajzi Közlemények* 11. (3) pp. 195–212.
194. PÉCSI M. 1964a. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. *Földrajzi Értesítő* 13. (1) pp. 1–25.
195. PÉCSI M. 1964b. Le role des vallées de dérasion. Colloque de Géogr. Franco-Hongrois. Guide d' excursion. Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 74–77.
196. PÉCSI M. 1965. Upper Pliocene-post Pannonian pediments in the middle mountains of Hungary. *Geomorphological Problems of Carpathians*. Slovensk. Akad. Vied. Bratislava, pp. 199–221.
197. PÉCSI M. 1968. A magyar középhegységek lepusztulásszintjei különös tekintettel a pedimentképződésre. Természetföldrajzi Dokumentáció 7. MTA FKI. Budapest, pp. 24–31.
198. PÉCSI M. 1970. Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation – Problems of relief planation. In: PÉCSI M. (ed.): *Studies in Geography in Hungary* 8. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 25–40.
199. PÉCSI M. 1985. Neogen red clays of the Carpathian Basin. *Studies in Geography in Hungary* 19. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 44–60.
200. PÉCSI M. 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés. *Elmélet-Módszer-Gyakorlat* 53. MTA FKI, Budapest, 296 p.
201. PÉCSI M. 1997. Szerkezeti és vázталajképződés Magyarországon. *Elmélet-Módszer-Gyakorlat* 57. MTA FKI, Budapest, 296 p.
202. PÉCSI M. – GEREI L. – SCHWEITZER F. – MÁRTON P. 1988a. Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. *Időjárás* 92. (2–3) pp. 75–86.
203. PÉCSI M. – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1988b. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In: PÉCSI M. – STARKEL L. (ed.): *Paleogeography of Carpathian Regions*.

- Theory - Methodology - Practice 47. Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 11–41.
204. PÉCSI M. – SCHWEITZER F. – GEREI L. – BALOGH J. – KRETZOI M. – MARTON P. – VÖRÖS I. – SZOKOLAI GY. 1983. Pliocén-pleisztocén hegyláb felszín és hordalékösszlet a Mátraalján. *Földrajzi Értesítő* 32. (3–4) pp. 506–508.
205. PÉCSI M. – SOMOGYI S. 1967. Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. *Földrajzi Közlemények* 91. (4.) pp. 285–304.
206. PÉCSI M. – SZILÁRD J. 1968. Az egyengetett felszínnek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. *Természetföldrajzi Dokumentáció* 7. MTA FKI, Budapest, pp. 1–23.
207. PÉCSI M. – SZILÁRD J. 1969. Az egyengetett felszínnek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. *Földrajzi Értesítő* 18. (2) pp. 153–174.
208. PELTIER L. C. 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annales of the Association of American Geographers* 40. pp. 216–236.
209. PENCK W. 1924. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Engelhorn, Stuttgart, 283 p.
210. PENCK W. 1925. Die Piedmontfläche des südlichen Schwarzwaldes. *Z. Ges. Erdk.* pp. 81–108.
211. PETHŐ GY. 1885. Baltavár ösemlőseiről. A Földtani Intézet Évi Jelentése 1884-ről. pp. 59–73.
212. PIKE, R. J. – EVANS, I. S. – HENGL, T. 2009. Geomorphometry: A Brief Guide. In: HENGL, T. – REUTER, H. I. (eds.): *Geomorphometry. Concepts, Software, Applications*. Elsevier, pp. 3–30.
213. PINCZÉS Z. 1960. A tönkösödés kérdése a Zempléni-hegység déli részén. *Földrajzi Értesítő* 9. (4) pp. 463–478.
214. PINCZÉS Z. 1968. A Bükk-hegység tönk- és pedimentfelszínei. *Természetföldrajzi Dokumentáció* 7. MTA FKI, Budapest, pp. 32–39.
215. PINCZÉS Z. 1969. Tertiary surfaces of the Tokaj (Zemplén) Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho Balcanica* 3. pp. 3–16.
216. PINCZÉS Z. 1974. The cryoplanation steps in the Tokaj Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho Balcanica* 8. pp. 27–46.
217. PINCZÉS Z. 1977. A hazai középhegységeink periglaciális planációs felszínei és üledékei. *Földrajzi Közlemények* 101. (1–3) pp. 29–41.

218. PINCZÉS Z. 1981. Középhegységeink magas övezetének periglaciális képződményei és üledékei. *Nemz. Földr. Tud. Ülésszak, Pécs*, pp. 69–89.
219. PINCZÉS Z. 1983. A krioplanációs meredek lejtők kialakulása és morfológiája. *Földrajzi Értesítő* 32. (1) pp. 461–474.
220. PINCZÉS Z. 1986. Periglaciális formák és üledékek térbeli rendje egy vulkanikus hegy lejtőjén. *Földrajzi Értesítő* 35. (1) pp. 29–42.
221. PINCZÉS Z. 1987. Problems of surface evolution Carphato-Balkan Geomorphological Comission. Guide Book of Excursion. Debrecen, pp. 45–51
222. PINCZÉS Z. 1998a. A Tokaji-hegység kialakulása és geomorfológiai értékei. *Földrajzi Közlemények*. 46. (1–2) pp. 1–10.
223. PINCZÉS Z. 1998b. A Tokaji-hegység geomorfológiai nagyformái. *Földrajzi Értesítő* 47. (3) pp. 379–393.
224. PINCZÉS Z. – MARTONNÉ ERDŐS K. – DOBOS A. 1993. Eltérések és hasonlóságok a hegyláb felszínének pleisztocén fejlődésében. *Földrajzi Közlemények* 41. (3) pp. 149–162.
225. PIRKHOFFER E. 1997. A Ny-mecseki antiklinális déli szárnyának késő-kainozós fejlődéstörténete. Diplomamunka. Kézirat, PTE TTK Földrajzi Intézet. Pécs.
226. POPOV S. V. – SHCHERBA I. G. – ILYINA L. B. – NEVESSKAYA L. A. – PARAMONOVA N. P. – KHONDKARIAN S. O. – MAGYAR I. 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeo* 238. pp. 91–106.
227. POGÁCSÁS GY. – JÁMBOR Á. – MATTICH R. E. – ELSON D. P. – HÁMOR T. – LAKATOS L. – LANTOS M. – SIMON E. – VAKARCS G. – VÁRKONYI L. – VÁRNAI P. 1989. A nagyalföldi neogén képződmények kronostratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses összevetése alapján. *Magyar Geofizika* 30. (2–3) pp. 41–62.
228. PRINZ GY. 1936. Magyar föld, magyar faj I. Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest, pp. 89–141.
229. RADNÓTI A. 1940. A Sopianae-ből kiinduló római utak. Pécs szabad királyi város Majorossy Imre Múzeumának 1939–1940. Évi Értesítője. pp. 27–39.
230. RICCI LUCCI F. – COLALONGO M. L. – CREMONI G. – GASPERI G. – IACCARINO S. – PAPANI G. – RAFFI S. – RIO D. 1982. Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico. In: CREMONI G. – RICCI LUCCI F. (ed.): Guida a la geologia italiana. pp. 17–46.
231. RÓNAI A. 1985 Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica Series Geologica* 21. Budapest, 445 p.

232. RONCZYK L. 2010. A települési térben megfigyelhető antropogén eredetű felszínváltások kvantitatív vizsgálata Pécs példáján. Doktori értekezés, Kézirat, 196 p.
233. RUGGERI G. 1958. Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia. *Atti dell'Accademia di Scienze, Lettere e Arti di Palermo* 4. 17. (1) pp. 1–169.
234. SÁG L. 1987. Földtani alapok. In: PÉCSI M. (szerk.): A Dunántúli-középhegység (A). Természeti adottságok és erőforrások. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 80–83.
235. SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1974. Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. *Földrajzi Közlemények* 22. (2) pp. 113–134.
236. SCHNECK R. – MICHEELS A. – MOSBRUGGER V. 2010. Climate modelling sensitivity experiments for the Menninian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286. pp. 149–163.
237. SCHWEITZER F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Akadémiai doktori értekezés, Kézirat, pp. 71–125.
238. SCHWEITZER F. 2001. A Kárpát-medence félsivatagi és sztyeppsíkság formálódása és a messinai sókrízis. *Földrajzi Értésítő* 50. (1–4) pp. 9–31.
239. SCHWEITZER F. 2002. Gemorfológiai vizsgálatok és újabb adatok a Mecsekalja-vonal neotektonikai fejlődéstörténetéhez. A Dél-dunántúl átfogó neotektonikai elemzése. Kézirat, Budapest, 28 p.
240. SCHWEITZER F. 2004a. Holocén éghajlatváltozások földtani és geomorfológiai vonatkozásai a Kárpát-medence belsejében. Kézirat, Budapest, 20 p.
241. SCHWEITZER F. 2004b. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értésítő* 53. (1–2) pp. 5–11.
242. SCHWEITZER F. – FÁBIÁN SZ. Á. – VARGA G. 2005. A Pécsi-víz völgyének kialakulása és kora. In: DÖVÉNYI Z. – SCHWEITZER F. (szerk.): A földrajz dimenziói. Tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek. MTA FKI, Budapest, pp. 461–472.
243. SCHWEITZER F. – SZŐÖR GY. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. *Földrajzi Közlemények* 116. (3–4) pp. 105–123.
244. SCHWEITZER F. – SZŐÖR GY. 1997. Geomorphological and Stratigraphical Significance of Pliocene Red Clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie* 110. Supplement Band. pp. 95–105.
245. SEBE K. 2006. Domborzatmodell alkalmazhatósága a geomorfológiai elemzésben a Nyugat-Mecsek példáján. *Földrajzi Értésítő* 55. (1–2) pp. 5–24.



246. SEBE K. 2009. A Nyugat-Mecsek és környezete tektonikus geomorfológiai elemzése. Doktori értekezés, Kézirat, 113 p.
247. SEBE K. – CSILLAG G. – KONRÁD GY. 2008. The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland (SE Transdanubia, Hungary). *Geomorphology* 102. (1) pp. 55–67.
248. SENEŠ J. (eds.) 1976. Proceedings of the VI<sup>th</sup> Congress, Bratislava, Sept. 4–7, 1975 (2)
249. SOMOGYI S. 1962. Kísérlet a pleisztocén éghajlattípusok néhány hazai értelmezésének párhuzamosítására. *Földrajzi Értesítő* 11. (1) pp. 166–201.
250. STEININGER F. F. – SENEŠ J. – KLEEMANN K. – RÖGL F. (ed.) 1985. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps. I. II. Institute of Paleontology. University of Vienna, 189., 536 p.
251. SUSS E. 1885–1901. *Das Antlitz der Erde*. Tempsky, Vienna.
252. SÜMEGHY J. 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 32. (2) pp. 67–254.
253. SZABÓ G. 2006. Kartográfiai és térinformatikai módszerek pontosságának földrajzi szempontú vizsgálata. Doktori értekezés, Kézirat, 143 p.
254. SZABÓ J. 1893. Előadások a geológia köréből. A VIII. (1893–1895. évi) ciklus második kötete. K. M. Természettudományi Társulat 60. Természettudományi Könyvkiadó-vállalat. Budapest, pp. 264–280.
255. SZABÓ J. 1966–1968. Cserkút. A Mecsek-hegység földtani térképe. 1 : 10 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
256. SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Habilitációs értekezés. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 223 p.
257. SZABÓ L. (szerk.) 1968. Általános természeti földrajz. Tankönyvkiadó, Budapest, 995 p.
258. SZABÓ P. Z. 1931. A Mecsek hegység formáinak ismerete. *Földrajzi Közlemények* 59. (9–10) pp. 165–180.
259. SZABÓ P. Z. 1935. A Jakabhegy. *Földrajzi Közlemények* 63. (9–10) pp. 400–407.
260. SZABÓ P. Z. 1940. A földrajzi helyzet Pécs fejlődésében. A város keletkezése. *Pannónia* 4. pp. 392–403.

261. SZABÓ P. Z. 1943. A Makárhegy és az ürögi rét. Mecsek Egyesület Évkönyve 53. Pécs, 27–28.
262. SZABÓ P. Z. 1955. A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége a Dél-Dunántúlon. A Pécsi Akadémiai Napok Előadása. A Dunántúli Tudományos Intézet Kiadványa. pp. 3–37.
263. SZABÓ P. Z. 1957. A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. *Földrajzi Értesítő* 6. (4) pp. 397–413.
264. SZABÓ P. Z. 1964. A Dráva alföldi jellegű síkságának alaktana. *Földrajzi Értesítő* 13. (3) pp. 261–275.
265. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1936. Pleistozäne Strukturbodenbildung in den ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. *Földtani Közöny* pp. 213–228.
266. SZEDERKÉNYI T. 1974. Paleozoós magmatizmus és szerkezetalakulás Délkelet-Dunántúlon. Kézirat, Mecsekérc Adattár.
267. SZEDERKÉNYI, T. 1976. Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. *Acta Geologica Hungarica* 18. (3–4) pp. 305–313.
268. SZÉKELY A. 1960. A Mátra nyugati részének kialakulása és formakincse. *Földrajzi Közlemények* 8. (3). pp. 251–278.
269. SZÉKELY A. 1968. A Mátra nagyformái és kialakulásuk. Természetföldrajzi Dokumentáció 7. MTA FKI, Budapest, pp. 40–49.
270. SZÉKELY A. 1969. A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. *Földrajzi Közlemények* 17. (3) pp. 272–289.
271. SZÉKELY A. 1973. A Magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. *Földrajzi Közlemények* 21. (2) pp. 185–199.
272. SZÉKELY A. 1977. Periglaciális domborzatátalakulás a magyar középhegységekben. *Földrajzi Közlemények* 25. (1–3) pp. 55–59.
273. SZÉKELY A. 1983. A pleisztocén periglaciális domborzatformálódás Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 32. (3–4) pp. 389–398.
274. SZÉKELY A. 1985. A Sár-hegy és felszínformái. *Fol Hist. Nat. Mus Matr Suppl.*
275. SZÉKELY A. 1992. Geomorfológiai szintézis. In: BORSY Z. (szerk.): Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 616–641.
276. SZÉKELY A. 1997. Vulkanomorfológia. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 234 p.
277. SZÉLES M. 1966. Őslénytani adatok az alsó- és felsőpannon alemeletek elhatárolásához. A Magyar Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről. pp. 559–568.
278. SZILÁRD J. 1965. A magyarországi periglaciális völgyképződés egyes kérdései. *MTA Földrajztudományi Kutatócsoport Közlemények* 129. Budapest, pp. 225–238

279. SZILÁRD J. 1975. Pécs város geomorfológiai térképezése. Kézirat, MTA FKI, Budapest, 12 p.
280. SZILÁRD J. 1979. Magyarázó és dokumentáció a pécsi „Donatus” jelű 1 : 5000-es mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Kézirat, MTA FKI, Budapest, 13 p.
281. SZILÁRD J. – LOVÁSZ GY. 1980. Magyarázó és dokumentáció a pécsi „Patacs” jelű 1 : 10 000-es mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Kézirat, MTA FKI, Budapest, 8 p.
282. SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. 1976. Előzetes magyarázó a pécsi „Tettye” jelű 1 : 5000-es méretarányú térképlap mérnökgeomorfológiai térképéhez. Kézirat, MTA FKI, Budapest, 12 p.
283. SZILÁRD J. – SCHWEITZER F. 1977. Pécs belváros 1 : 5000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképlap és magyarázója. Kézirat, MTA FKI, Budapest, 10 p.
284. TARI G. 1992. Late neogene transpression in the Northern Trust Zone, Mecsek Mts., Hungary. *Ann univ. Sci. Budapest R. Eötvös Nom. Ser. Geol.* 29. pp. 165–187.
285. TARI G. – HORVÁTH F. – RUMPLER I. 1992. Style of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 208. (1–3) pp. 203–219.
286. TELEGGDI-ROTH L. 1879. The Geology of the Rákos-Ruszt Range and the Southern Part of the Lajta Mtn. *Földtani Közlöny* 9. pp. 99–110.
287. TELBISZ T. 1999. Számítógépes szimuláció a felszínalaktanban. *Földrajzi Közlemények* 47. (3–4) pp. 151–162.
288. THOMAS D. S. G. (eds.) 1997. Arid zone geomorphology. Wiley, 713 p.
289. TREITZ P. 1904. Jelentés az 1904. évben végzett agrogeológiai felvételezésről. *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1904. évről.* pp. 39–47.
290. TRICART J. 1950. Cours de Géomorphologie. 2<sup>e</sup> Partie Géomorphologie Climatique. Univ. Paris, 270 p.
291. TRICART J. 1961. Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. *L'Information Géographique* 25. pp. 155–169.
292. VADÁSZ E. 1935. A Mecsekhegység. Magyar tájak földtani leírása I. Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 180 p.
293. VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest 646 p.
294. VANDENBERGHE J. – CZUDEK T. 2008. Pleistocene Cryopediments on Variable Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes* 19. pp. 71–83.
295. VARGA G. 2005. Paleoklimatológiai ciklusok a felső-miocénben és a pliocén elején, valamint ősföldrajzi értelmezésük. Doktori értekezés, Kézirat, 112 p.

296. VARGA G. – FÁBIÁN SZ. Á. – KOVÁCS J. 2003. Szempontok a Pannon-medence felszínfejlődéséhez a messinai sókrízis idején. *Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről* 23. Pécs 18 p.
297. VARGA G. – KOVÁCS J. – RADVÁNSZKY B. – KOVÁCS I. P. 2010a. A kozármislenyi feltárás faunaelemei. *Földrajzi Közlemények* 134. (3) pp. 267–280.
298. VARGA G. – RADVÁNSZKY B. – KOVÁCS J. – KATONA L. 2010b Typical mammoth Steppe fauna remains from the southern foreland of Mecsek Mountains, Hungary. *Quaternaire* 3. pp. 199–201.
299. VÁRSZEGI K. 1961–1965. Pécs ÉNy. A Mecsek-hegység földtani térképe. 1 : 10 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
300. WÉBER B. 1977. Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Nyugati-Mecsekből. *Földtani Közöny* 107. (1) pp. 27–37.
301. WÉBER B. 1982. A Mecsekalja-árok neogén és paleogén képződményeiről. *Földtani Közöny* 112. (2) pp. 209–240.
302. WEIN GY. 1967. Délkelet-Dunántúl hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. *Földtani Közöny* 97. (3) pp. 286–293.
303. WEIN GY. 1969. Tectonic review of the Neogene covered areas of Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 13. pp. 399–437.
304. WILSON J. P. – GALLANT J. C. (ed.) 2000. Terrain analysis. Principles and applications. John Wiley & Sons, 479 p.
305. WÓRUM G. 1999. A Mecsek-villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. Szakdolgozat, Kézirat, ELTE, Budapest, 141 p.

**12. MELLÉKLET**

A mellékletben a Páprágy-völgy 220–270 méter t.sz.f-i magasság közötti völgytalpszakaszának fényképeit helyeztem el. Az egyes oldalakon lévő fényképek a völgytalp egy adott szakaszáról, különböző időpontokban készültek. Az „ID” a fénykép azonosítóját jelöli. A felvételek az alábbi völgytalpszakaszokat ábrázolják:

<i>I.</i>	<i>220 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>II.</i>	<i>221 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>III.</i>	<i>225 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>IV.</i>	<i>225 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>V.</i>	<i>338 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>VI.</i>	<i>240 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>VII.</i>	<i>255 méter t.sz.f.-i magasság</i>
<i>VIII.</i>	<i>270 méter t.sz.f.-i magasság</i>

## I.



2010.02.25.  
70cm mély  
evorziós üst



2010.05.22.  
150cm mély  
evorziós üst  
50 cm mély  
bevágódás



2010.06.11.  
változatlan  
meder



II.



2010.02.25.



2010.05.22.  
30cm mély  
bevágódás

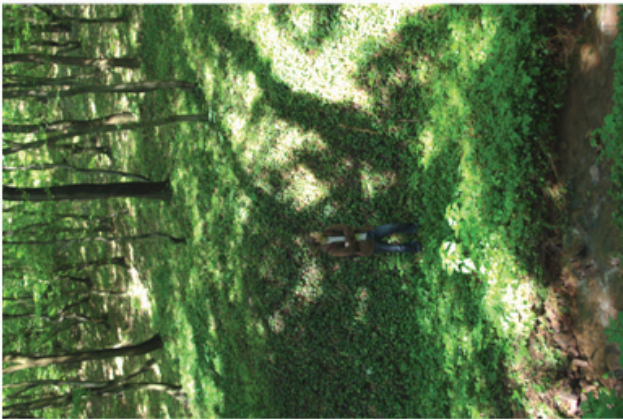


2010.06.11.  
30 cm mély  
bevágódás

III.



2010.06.11.  
változatlan  
meder



2010.05.22.  
50 cm mély  
bevágódás



2009.09.23.



IV.



2009.09.23.



2010.05.22.  
41cm  
bevágódás



2010.06.11.  
változatlan  
meder

V.



2010.06.11.  
30 cm bevágódás



2010.05.22.  
30 cm bevágódás



2009.09.28.



VI.



2009.09.28.



2010.05.22.  
20 cm bevágódás



2010.06.11.  
változatlan meder

VII.



2009.09.23.



2010.05.22.  
20 cm bevágódás,  
70 cm mély  
evorziós üst



2010.06.11.  
változatlan meder



VIII.



2009.09.23.



2010.05.22.  
20 cm bevágódás



2010.06.11.  
változatlan meder

