

**EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA
FÖLDRAJZ–METEOROLÓGIA DOKTORI PROGRAM**

Fiatal tektonika és felszínfejlődés kapcsolata az Alpok keleti előterében

Doktori értekezés

Készítette:

Kovács Gábor

Témavezetők:

Dr. Székely Balázs
egyetemi docens

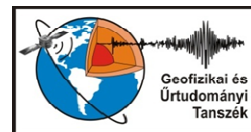
Dr. Telbisz Tamás
egyetemi adjunktus

A doktori iskola vezetője:

Prof. Gábris Gyula

A doktori program vezetője:

Prof. Nemes-Nagy József



**EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
GEOFIZIKAI ÉS ŰRTUDOMÁNYI TANSZÉK
TERMÉSZETFÖLDRAJZI TANSZÉK
2013**



Nemetújvár látképe a Strém-völgyel. Háttérben a Nemetújvári-dombság és a Kőszegi-hegység

...őseimnek, kiknek mindent köszönhetek...

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS	1
1.1 Motiváció.....	1
1.2 A disszertáció vázlatos felépítése	2
2. A VIZSGÁLT TERÜLET ISMERTETÉSE ÉS KUTATÁSTÖRTÉNETE	4
2.1 A kutatási terület elhelyezkedése és morfológiája	4
2.2 Alkalmazott nevezéktan	5
2.3 Geológiai felépítés	7
2.4 A Pannon-medence miocén–kvarter geodinamikája.....	12
2.5 A kutatási terület geodinamikai helyzete.....	15
2.6 Célkitűzések	17
2.7 A felhasznált adatforrások és azok ismérvei.....	19
3. ÁLTALÁNOS GEOMORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK	24
3.1 Az alkalmazott módszerek rövid leírása.....	26
3.2 Az eltérő morfológiájú területek lehatárolása, azok geomorfometriai paraméterei.....	33
3.3 A mellékvízgyűjtők tulajdonságai	40
3.4 Összefoglalás, következtetések	45
4. TEKTONIKUS HATÁSOK GEOMORFOMETRIAI VIZSGÁLATA	49
4.1 Az alkalmazott módszerek rövid leírása	50
4.2 Egységes burkolófelszínnek elemzésének eredményei.....	57
4.3 Vízfolyások szakaszjelleg-vizsgálatának eredményei.....	60
4.4 Szakaszjelleg más paraméterekkel való összevetésének eredményei	64
4.5 Összefoglalás, értelmezés, következtetések	68
5. PALEOFELSZÍNEK ÉS -FORMÁK KIMUTATÁSA, HELYZETE ÉS GEOMETRIÁJA	72
5.1 Felhasznált adatok és módszerek	73
5.2 A lignitrétegek geometriája és helyzete.....	77
5.3 Korábbi folyásirányok vizsgálatának eredményei	82
5.4 A kavicssteraszok helyzete	85
6. TEREPI MEGFIGYELÉSEK ÉS MÉRÉSEK	91
6.1 Terepi módszerek leírása.....	91
6.2 A Németújvári-dombságban végzett megfigyelések	95
6.3 Megfigyelések a Pinka-fennsík és az alsó Pinka-árok területén.....	99
6.4 Mérések az Észak-Pinka-árok területén	104
6.5 Mérések a Toronyi-perem területén	107
6.6 Megfigyelések a Gyöngyös-sík és Kőszeghegyalja területén	110
6.7 Mérések az Észak-Gyöngyös-árok területén	112

7. A TOPOGRÁFIÁBAN MEGFIGYELHETŐ JELENSÉGEK EREDETE, ÖSSZEVETÉS A MÉLYSZERKEZETTEL.....	114
7.1 Felhasznált adatok és módszerek	115
7.2 Az aljzatmorfológia és a felszíni elemek térképi összehasonlítása	118
7.3 Az aljzat és a felszín szelvények menti összevetése	122
7.4 Szeizmikus szelvények értelmezése	126
8. A VÍZHÁLÓZAT VÁLTOZÁSA ÉS ANNAK KIVÁLTÓ OKAI	132
8.1 Kezdeti állapot	132
8.2 Első fázis.....	133
8.3 Második fázis	136
8.4 Harmadik fázis.....	138
8.5 Negyedik fázis	140
8.6 Ötödik–hatodik fázis.....	142
8.7 Következtetések	143
9. KÖVETKEZTETÉSEK	144
9.1 Dél-Burgenlandi-küszöb.....	145
9.2 Nyugat-magyarországi dombvidék	146
9.3 A Rába allúviума	146
9.4 Konklúzió	148
9.5 A terület lehetséges geodinamikája	150
ÖSSZEFOGLALÁS	i
SUMMARY	ii
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	iii
IRODALOMJEGYZÉK	iv
ÁBRÁK, TÁBLÁZATOK ÉS MELLÉKLETEK JEGYZÉKE	xi

1. BEVEZETÉS

1.1 Motiváció

Egyetemi tanulmányaim egyik legfontosabb tanulsága a környezetvédelem egyik jelmondata: „Gondolkodj globálisan, cselekedj lokálisan!”. Részben ennek apropójából döntöttem úgy, hogy doktori kutatási területem a diplomamunkám témájának folytatása, szülőföldem mai felszínének kialakulása lesz. Ezt a megszokottnál kicsit tágabban értelmezem, hiszem Nyugat-Magyarországon belül a Kőszegi-hegység, Lapincs, Rába és Répce által határolt terület több mint 2 500 km², azonban gyerekkorom kirándulásai során sűrűn jártam a vidéket, melynek változatos formakincse már idejekorán elbűvölt.

A téma kiválasztása szerencsésnek bizonyult, hiszen a munkám megkezdése óta eltelt években, kollégáim – akiket mentoraimnak is tekinthetek – látva a terület iránti lelkesedésemet, átvéve azt, hasonló lelkesedéssel segítettek és láttak el számos szakmai tanáccsal és ötlettel, ezúton köszönöm nekik.

Szakmai szempontból több okot is meg lehet jelölni a vizsgálat fontosságára. A nyugati határvidéket a sok évtizedes elzártság során nagyrészt elkerülte a földtudományi érdeklődés, főleg a nyersanyagkutatásnak köszönhetjük a kevés, de annál hasznosabb információt. A kutatási terület nagyjából fele az osztrák oldalon fekszik, ami az adatok még nehezebb hozzáférését okozta. Szerencsére az utóbbi évtizedekben kezdenek fellendülni a határon átnyúló vizsgálatok (pl. FODOR et al. 2011) aminek számos fontos eredményt köszönhetünk.

A terület néhány jellegzetessége már több, nagyobb egységet vizsgáló kutató figyelmét felkeltette. Ilyen például a kanyarodó vízhalózat, melynek tagjai torkolatuk előtt felveszik a Rába ívét (pl. BENDEFY 1971), a közel É–D-i völgyek, melyeket sokan a meridionális völgyek közé sorolnak, vagy éppenséggel a meredek peremekkel tagolt, viszonylag lapos morfológia, melynek kialakulását egymásnak ellentmondó elméletekkel magyarázták.

Szerencsémnek mondhatom, hogy egy-egy, a felszín alakító hatás iránti elkötelezettség helyett – a nyugati végek szerelmeseiként – a terület morfológiájának, illetve annak kialakulásának megismerése lehetett a fő célom.

1.2 A disszertáció vázlatos felépítése

A dolgozatot a kutatási módszerek illetve célok szerint elkülönülő fejezetekre tagoltam. Először kijelölöm a vizsgált terület pontos fekvését, határait majd a felszín morfológiáját, vízrajzának általános képét mutatom be. Az elemzések során gyakran olyan jelenségekkel, morfológiai elemekkel foglalkozom, melyeknek egységes nevezéktana nem ismert. Ezért az általam alkalmazott elnevezések rendszerét külön bemutatom.

A terület jellegének megismerése érdekében bemutatom annak geológiai felépítését, mind a földfelszínre, mind az aljzatra vonatkozólag. Ezt követően nyújtok egy rövid képet a Pannon-medence neogén geodinamikájáról, amire azért van szükség, hogy a területet és az azokra irányuló hatásokat egy általános keretbe foglaljam. Ezek alapján képet szerzünk a kutatási terület tektonikáját jellemző, időben és térben változó erőteréről és annak lehetséges hatásairól.

Ezen információk alapján már részletesebben felvázolható az a problémakör, ami köré a dolgozat épül, ezért ezt követően a felmerülő kérdéseket, majd a kutatásom célkitűzéseit tárgyalom. Ezután számba veszem a munkámhoz felhasznált adatokat, azok forrásaival, ismérveivel és alkalmazhatóságával együtt.

A dolgozat „Kutatás” részét fejezetekre osztottam. Erre azért volt szükség, mert több különböző témakört dolgoztam fel, más-más eszköztár segítségével. Így egy-egy kisebb léptékű téma bevezetése, módszerei, eredményei és értékelése külön-külön található meg. Ennek a szerkezetnek az előnye a gondolatmenet folyamatossága, fejezetről fejezetre újabb és újabb, nagyrészt egymásra épülő információk birtokába jutunk, amik tudatában az összetettebb problémák végül könnyebben magyarázhatók. Sok esetben összehasonlító elemzést végzek, melyhez több ábra együttes használatára van szükség. Emiatt azok egy részét az olvasás és az értelmezés megkönnyítése érdekében külön mellékletben helyeztem el.

Először általános morfometriai módszerekkel vizsgálom a területet, melyek segítségével a különböző jellegű tájakat elkülönítem (3. fejezet). Ez egy kvantitatív eredményeket adó fejezet, ahol az egyes egységek jellemzőit mérőszámokkal határozom meg. Itt már említést kap a neotektonikus hatás, hiszen egyes módszerek utalhatnak a relatív kiemelkedés/süllyedés meglétére.

Ennek vizsgálatára azonban csak a következő fejezetben (*4. fejezet*) kerül sor, ahol néhány tektonikus geomorfológiai vizsgálatot végzek el. Az eddigiekkel részben megegyező módszerekkel feltárok olyan morfológiai formákat (folyómedrek, teraszok, lignitfelszínek), melyek recens geometriája információkat nyújthat a területet érintő neogén tektonikus hatásokról (*5. fejezet*). Ezt követi a terepi megfigyelések és mérések felsorolása (*6. fejezet*), amit a már meglévő, főleg földtani kutatások jelentéseiből kinyert információk egészítenek ki.

Diszkusszió jelleggel vetem össze a feltárt jelenségeket és a felszínmorfológiát az aljzat morfológiájával, részben korábbi szerzők eredményeit, térképeket, geofizikai mérési eredményeket, majd szeizmikus szelvényeket is használva (*7. fejezet*). Végül a meglévő összes információt felhasználva, korábbi, a pannon és fiatalabb jelenségeket érintő kutatások eredményeit figyelembe véve megkísérlem a terület vízhálózat-változásainak rendszerét felállítani (*8. fejezet*). A dolgozat legvégén a feltárt jelenségekre keresek magyarázatot és megkísérlek választ kapni a szerkezeti hatásokkal kapcsolatos kérdésekre (*9. fejezet*).

A dolgozat menetébe sokszor aprólékosan elemzett, részletesen leírt megfigyelések épülnek. Néhány esetben ezek túl sok, feleslegesen aprózott leírásoknak tűnnek, amelyek nehezíthetik az olvasást. Ezekre azonban szükség van, hiszen sokszor tartalmaznak olyan információt, amik befolyásolják a területről alkotott általános képet, alátámasztják, vagy cáfolják a felépített elméleteket, illetve kisebb formák létét jelzik.

2. A VIZSGÁLT TERÜLET ISMERTETÉSE ÉS KUTATÁSTÖRTÉNETE

2.1 A kutatási terület elhelyezkedése és morfológiája

A kutatási terület a Répce, a Rába és a Lapincs folyók, valamint északon a metamorf Kőszegi- és Borostyánkői-hegység által határolt egység (*I. melléklet*). Egységes Országos Vetületben északon a 240., nyugaton a 425., délen a 180., míg keleten a 490. km határolja. HAJDÚ-MOHAROS & HEVESI (2002) tájbeosztása alapján a terület részei Ny-on a változatos felszínű Németújvári-dombság és Felsőőrség, K-en a széles hátakból álló Kőszeghegylja, Pinka-fennsík és Gyöngyös-sík, D-en pedig az Alsó-Rába-völgy. A jellemzően dombvidéki terület a Keleti-Alpok 2000 m-t is elérő hegyláncai és a Kisalföld síksága között helyezkedik el. Míg a Keleti-Alpok a korábbi kutatások szerint a geológiai közelmúltban és a jelenben is lassan, de emelkedik (pl. GRUNDMANN & MORTEANI 1985; BADA et al. 2001; WAGNER et al. 2010), addig az utóbbi terület süllyed (pl.: JOÓ 1992).

Morfológiáját tekintve a vizsgált terület három eltérő jellegű részre tagolható:

[1] Az Alsó-Rába-völgy és a Gyöngyös-sík Ablánc pataktól D-re eső része, melyek alacsony relieffel rendelkeznek és belesimulnak a Kisalföld síkjába (250–170 m tszf.). Ezek teljes mértékben alföldi jellegű térszínek (*I. melléklet*).

[2] Kőszeghegylja, a Pinka-fennsík és a Gyöngyös-sík É-i része szintén alacsony relieffel rendelkeznek (350–180 m tszf.), de az egyes egységeket É-ről egyértelmű, K-ről és D-ről többé-kevésbé markáns peremek határolják (*I. melléklet, szaggatott vonal*).

A területen egyébiránt É–D-i irányban nagyrészt egymással párhuzamos patakok folynak, amelyek csak csekély mértékben vágódtak be. A Pinka-fennsíkot az Alsó-Rába-völgytől elválasztó 20–30 m magas töréslépcső a Rába kavicstakarójának a Pinka-fennsíktól élesen elkülönülő pereme (ÁDÁM 1962). A perem futása követi a Rába vonalát, iránya megegyezik a már említett főbb szerkezeti irányokéval.

[3] A Pinkától Ny-ra eső dombsági terület (450–200 m tszf.) erősebben felszabdalt. Itt is elkülöníthetők meredek peremekkel elválasztott egységek, amelyeken belül az egymással közel párhuzamosan É–D-i irányban futó vízfolyásokat D felé alacsonyodó gerincek választják el egymástól, amelyek FINK (1963) és EICHER (1994) szerint az átöröklött felső-pliocén felszínre utalnak.

Az említett párhuzamos vízhálózatnál sokkal szembetűnőbb a területre általánosan jellemző kanyarodó (nem kanyargó!) vízhálózati mintázat. Az *I. melléklet* alapján megállapítható, hogy az egyes egységeket határoló peremek rendre eltérítik a közel É–D-i irányú patakokat, amelyek ezáltal nagyjából Ny–K-i irányúvá válnak (Lapincs, Kis-Szék-patak, Strém, Pinka, Gyöngyös, Arany-patak, Sorok, Perint, Ablánc, Répce), majd néhány esetben újra visszatérnek az eredeti folyásirányhoz (Strém, Pinka, Gyöngyös felső szakasza, az Arany- és Sorok patak a Perintbe torkollva, Répce). Ez a rajzolat azonban nem csak a dombvidéki jellegű területen a domborzat által preformálva jelenik meg, hanem az elsőként bemutatott alföldies jellegű egységeken is, domborzati irányítottság nélkül (Gyöngyös, Kozár-Borzó, Kőris-patak, Répce alsó szakasza).

Itt a Répce-re és a Kőris-patakra is erőteljes irányváltás jellemző, ezek közel 180°-os fordulatot vesznek. Az egyes vízhálózati elemek a kanyargások, illetve eltérülések folytán olyan rajzolatot alakítanak ki, amelyben az egyes szakaszok egymás folytatásában húzódnak (ld. *I. melléklet*: Pinka felső szakasza – Strém, Strém felső szakasza – Kis-Szék-patak, Kis-Szék-patak – Zsámándi-patak, Arany-patak hegységi szakasza – Szerdahelyi-patak, Arany-patak középső szakasza – Sorok, Gyöngyös felső Ny–K-i szakasza – Répce vagy Ablánc stb.).

A vízrajzzal kapcsolatban további adalék, hogy a pleisztocén során lerakott kavicssal fedett, jelentősebb kiterjedésű teraszok (ismertetésüket részletesebben ld. *5. fejezet*) egymástól morfológiai (PAINTNER 1927 in HERRMANN 1990) és kőzettani információk (pl.: HERRMANN 1983; 1987; 1988; 1990; 1992) alapján elkülönített szintjei ma zömmel a kis vízgyűjtő területtel rendelkező, ezért a jelenlegi lehordódás szempontjából kis jelentőségű Strém mentén helyezkednek el (*2.1. ábra*).

2.2 Alkalmazott nevezéktan

A jelen tanulmányban bemutatandó „peremek” és „vonalak” elnevezéseit miadtuk (részben ld. KOVÁCS & TELBISZ 2013) a közelben elhelyezkedő települések alapján (*2.1 táblázat*). „Perem” alatt olyan markáns lineament értünk, amely két nagyobb kiterjedésű, különböző magasságú térszint választ el egymástól, míg „vonal” elnevezéssel minden egyéb, a domborzatmodellen vagy annak levezetett térképein (pl. lejtőszög, kitettség, relatív relief) felismerhető, a topográfiát meghatározó, vonalas elemet jelöltünk.

Néhány kivételt képeznek az É–D-i vízfolyások mentén húzódó peremek, ezeket az adott patak, esetleg annak adott szakasza alapján neveztük el (pl. Alsó-Pinka-perem, Gyöngyös-perem).

2.1. táblázat. A mai település-, vagy pataknévtől eltérő lineamensek nevének forrása

Lineamens	Névadó település	Hivatalos név
Abdalóci-vonal	Abdalóc	Edlitz
Baksafalvi-perem	Baksafalva	Bocksdorf
Felsőőri-perem	Felsőőr	Oberwart
Füzesi-perem	Gyepűfüzes	Kohfidisch
Miskei-vonal	Pinkamiske	Mischendorf
Németújvári-perem	Németújvár	Güssing
Pinkóci-vonal	Pinkóc	Güttenbach
Locsmándi-perem	Locsmánd	Lutzmannsburg
Szenteleki-vonal	Szentelek	Stegersbach
Rádóci-perem	Egyházsrádóc, Rádóckölked	
Szerdahelyi-perem	Kőszegszerdahely	

Mivel a terület teljes egésze egykoron a Magyar Királyság területére esett, a legtöbb pataknak és minden településnek volt magyar elnevezése. Ahol rendelkezésemre állt erről információ (SZIKLAY & BOROVSZKY 1898; FARAGÓ 2006; 2010), a dolgozat nyelvét tekintve ezt tartottam szerencsésnek alkalmazni. A mai hivatalos névhasználatban ezek csak hellyel-közzel lelhetők fel, ezért fontos a használt nevek mai formájának megjelölése is, amit a 2.2. és 2.3. táblázatban teszek meg.

2.2. táblázat. A vízrajzi elemek nevének magyar és mai hivatalos formája

Magyar név	Osztrák név	Kiegészítő információ
Csalangos	Teichbach, Rohrbach	
Falu-patak	Angerbach	
Fehér-patak	Tauchenbach	
Hadász-patak	Erlbach	
Hárs-patak	Limbach	Két patak szerepel azonos néven
Hidas-patak	Stegersbach	
Kis-Szék-patak	Zickenbach	(Németújvárnál)
Körtvélyes-patak	Hoppachbach	
Lipóc-patak	Limpigraben	
Mogyorós-ér	Haselbach	
Mogyorós-patak	Haselbach	
Nagergina	Lukabach	
Nagy-Szék-patak	Zickenbach	(Felsőőrnél) További nevek: Cziklin, Cziken
Pinka	Pinka	
Rumpód	Rumpersdorfer Bach	
Sebes-patak	Dürrer Bach	
Sipka-patak	Güttenbach	
Stéger-patak	Stögersbach	
Strém	Strem	További név: Csik
Szabár-patak	Zuberbach	
Vörös-patak	Rettenbach	
Zsámándi-patak	Reinersdorferbach	

Az egyes tájak elnevezésénél a HAJDÚ-MOHAROS & HEVESI (2002) féle tájbeosztást alkalmaztam. Némely esetben a besorolás további tagolására, vagy új név adására volt szükség, amire az adott helyen felhívom a figyelmet. A dolgozat során számos feltárt jelenséggel, morfológiai elemmel találkozunk, amelyeket rövidítésekkel illelek. A jobb elkülöníthetőség kedvéért ezeket más betűtípussal jelölöm (pl.: *PfE*).

2.3. táblázat. A települések nevének magyar és mai hivatalos formája

<i>Magyar név</i>	<i>Oszták név</i>	<i>Kiegészítő információ</i>
Abdalóc	Edlitz	Németlövő-Csejke településrésze
Alhó	Markt Allhau	
Baksafalva	Bocksdorf	
Egyházasküzes	Kirchfidisch	Gyepűfüzes településrésze
Felsőőr	Oberwart	
Gyepűfüzes	Kohfidisch	
Kukmér	Kukmirn	
Léka	Lockenhaus	
Németlövő-Csejke	Deutsch Schützen- Eisenberg	
Németújvár	Güssing	
Németzsámánd	Deutsch Reinersdorf	Zsámándként Szentkút településrésze
Óribükkösd	Buchschachen	Alhó településrésze
Órisziget	Siget in der Wart	Vasvörösvár településrésze
Pinkamiske	Mischendorf	
Pinkóc	Güttenbach	
Pusztaszentmihály	Sankt Michael im Burgenland	
Rödöny	Riedlingsdorf	
Szentelek	Stegersbach	
Szentkút	Heiligenbrunn	
Tarcsafürdő	Bad Tatzmannsdorf	
Vasfarkasfalva	Wolfau	
Vasvörösvár	Rotenturm an der Pinka	
Vörthegey	Wörterberg	
Zsámánd	Reinersdorf	Szentkút településrésze
Stájer település		
-	Unterrohr	Rohr bei Hartberg településrésze

2.3 Geológiai felépítés

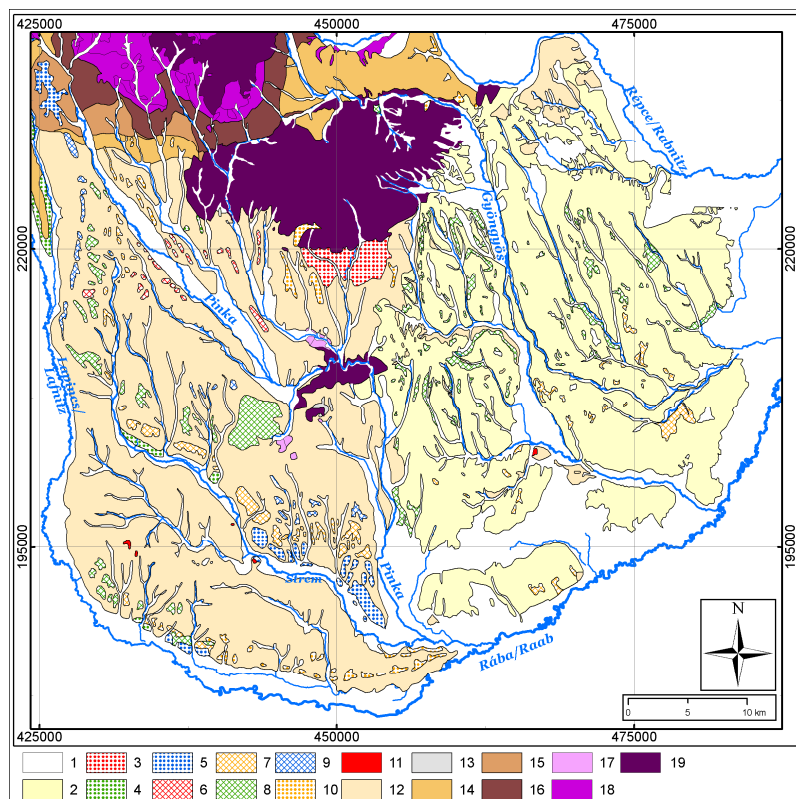
A terület felszíni geológiai felépítését nagyrészt PASCHER (1999) alapján mutatom be, a kutatás szempontjából lényeges képződmények esetén kiegészítve azt más szerzők munkái alapján. A kutatás során részletesen vizsgált negyedidőszaki és felső-pannon összleteket bővebben tárgyalom.

A kutatási terület legidősebb felépítő kőzetei, a paleozoós metamorfitek kibukkanásai, a Kőszegi-hegység és a Vas-hegy, amelyek a Rohonci-ablak részei (2.1. ábra). Ezek nem tartoznak a kutatás szorosabban vett célterületéhez, de a kialakító tényezők tekintetében nem szabad ki hagynunk ezen egységek említését sem. DUNKL et al. (1998) szerint a két metamorf a földtörténeti közelmúltban kis sebességgel emelkedett és exhumálódott. Ennek részletesebb ismertetésére a 2.4. alfejezetben térek ki. Ezekhez csatlakoznak fiatalabb, a kelet-alpi takarórendszerhez tartozó mezozoós üledékek, ezek azonban kis felszíni előfordulási arányuk miatt elhanyagolhatók.

A terület túlnyomó részét terciér differenciálatlan tengerparti üledékek borítják (kárpáti–bádeni–szarmata–pannon; 2.1. ábra). Ezen belül is legnagyobb arányban a pannon képviselteti magát, amely a GYALOG (2005) területre eső szelvényei alapján felső-pannóniai Tihanyi Formáció. Ezzel szemben JÁMBOR et al. (1989) szerint felszínközeli helyzetben leginkább a Hansági (Szh-II-es fúrás: 2,2–23,6 m) és a Toronyi Formáció (Szh-II: 23,6–343,8 m) helyezkedik el.

FODOR et al. (2011) rávilágít arra, hogy a lignitszintek jelenlétét leszámítva a Toronyi Formáció egyéb tulajdonságai hasonlóak a többi deltasíksági kifejlődésű üledékes kőzetéhez (Somlói–Tihanyi Formáció), és az azoktól való elhatárolás is szubjektív. Szerintük vékonyabb lignitbetelepülések viszont gyakorlatilag bárhol megjelenhetnek a deltasíkság üledékei között. PARTÉNYI (1989) szemcseösszetétel-vizsgálatai alapján a Toronyi Formáció összletében hosszabb-rövidebb ciklusok mutatkoznak. Ez az egymás utáni rétegek következő ismétlődő sorrendjét mutatja: hirtelen, nagyobb mértékű, durva üledékbehordás (aleuritos homok, homok), melyet kiülepedés (finomodás, agyagos aleurolit) követ.

GÓGH (1989) szerint a Hansági Formáció folyóvízi szállítás üledékanyaga, mely szárazföldi, nagyon sekély térszíni mélyedésekben rakódott le. Az ebben a környezetben uralkodó oxidatív viszonyoknak tulajdonítható az összlet sárgásszürke, sárgásbarna színe (rá diszkordánsan települnek a negyedidőszaki üledékek). Itt fontos megjegyezni, hogy a kutatás során feldolgozott fúrások nagy részében, a rétegsor pleisztocén korú üledéksorozata alatt található pár tíz m vastag, a szürke színű fekjűjétől elkülönülő sárgás rétegeket levantei összletnek jelölték. Korábbi osztrák munkák (pl. HERRMANN 1983; 1984b; 1985b) a hasonló helyzetű összletet pontuszi üledékként jelölik. Jelen tanulmányban MAGYAR (2010)-nak az elkülönítést ellenző érvelését elfogadva az említett rétegsorokat összefoglalóan pannon összletként kezeltem.



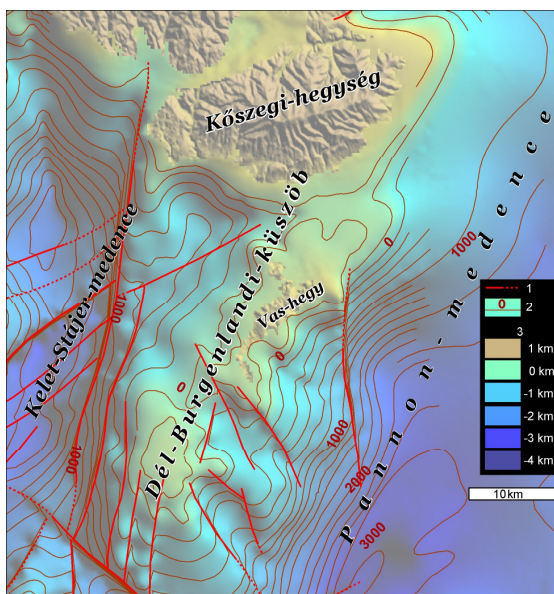
2.1. ábra. A kutatási terület geológiája (PASCHEK 1999 alapján). Magyar teraszbesorolás: M, Osztrák teraszbesorolás: O. 1 — fluviális üledék; 2 — lösz; 3 — kavics törmelékletjtő; 4 — kavicssterasz: középső—felső-pleisztocén (M: IIb, O: V); 5 — kavicssterasz: középső-pleisztocén (M: III, O: IV); 6 — kavicssterasz: középső-pleisztocén (O: IIIa); 7 — kavicssterasz, alsó—középső-pleisztocén (M: IV, O: IIIb); 8 — kavicssterasz: alsó-pleisztocén (M: V, O: II); 9 — kavicssterasz: alsó-pleisztocén (M: VI, O: I); 10 — kavics: felső pliocén—alsó-pleisztocén; 11 — terciér-kvarter bazaltos vulkanit (pliocén—pleisztocén tufa, pannon—szarmata bazalt); 12 — pannon üledék (homok, agyag, kavics); 13 — felső-pannon édesvízi mészkő; 14 — szarmata üledék (homok, agyag, kavics); 15 — kárpáti üledék (homok, agyag, kavics); 16 — ottngangi üledék; 17 — felső kelet-alpi takaró; 18 — alsó kelet-alpi takaró; 19 — pennini takaró.

A pannon rétegsor korának meghatározása ellentmondásokba ütközik. GÖGH (1989) az Szh-II-es fúrásban 296,3–319,8 mélységben harántolt tarkaagyag összletet Palkonyai Tagozatként azonosította, melynek korát JÁMBOR (1988 in GÖGH 1989) munkájára hivatkozva 7,6–7,9 (fekü) és 5,7–6,8 (fedő) millió évben határozta meg.

LANTOS & HÁMOR (1989) abszolút kormeghatározást nem végeztek, viszont a skálát öslénytani ismeretekre hagyatkozva rögzítették. 15–593 m között fordított polaritású zónát és gyors üledékképződést mutattak ki. Szerintük az alsó–felső-pannon határ ~8,7 millió évnél van. Ez nagyjából megegyezik MAGYAR (2010) eredményeivel, aki a deltafront (azaz az alsó-, felső-pannon határ) áthaladását a területen hasonló korra tette. Ezt még 200 ezer év gyors üledékképződés követte, ami ezután jelentősen lelassult (LANTOS & HÁMOR 1989). A Toronyi Formáció tetejét (23,6 m) 8,3 millió évben határozták meg, ami ellentmond GÖGH (1989) következtetésének.

LANTOS & HÁMOR (1989) vizsgálatai alapján az 1800 m vastag pannóniai üledék többé-kevésbé folyamatosan, jelentős üledékhány nélkül halmozódott fel. Szerintük a pannon és a rá települő üledék között nincs túl jelentős hiány, mert a határ alatti és feletti képződmények diagenézis foka hasonló. Fontos megemlíteni a lignit-összletet, amelynek a XX. század második felében végzett erős megkutatottsága nagyban hozzájárul a pannóniai és annál fiatalabb tektonikai események vizsgálatához.

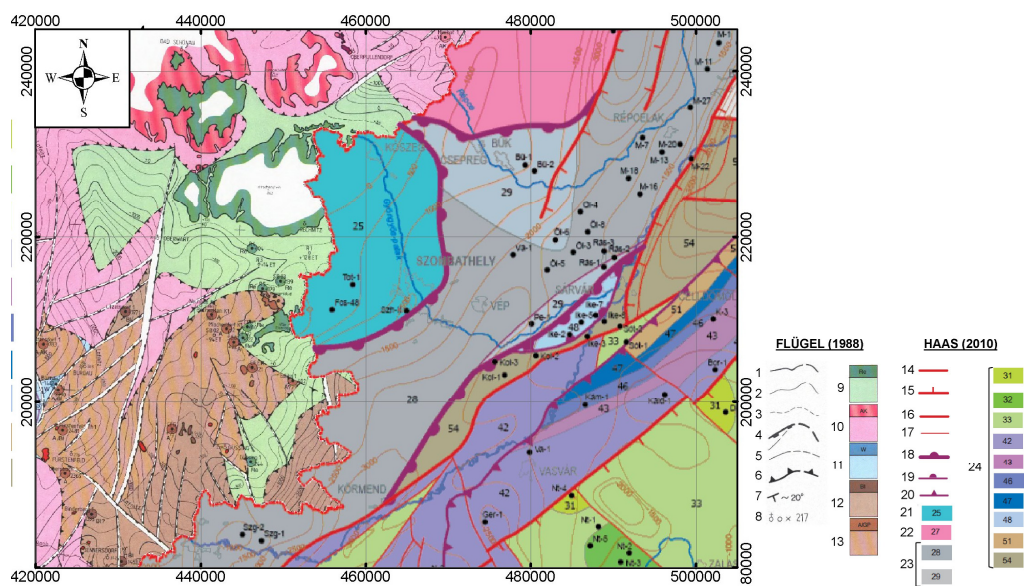
E laza üledékes térszíneket a pleisztocén során több ízben az Alpokból lefutó folyók terítették be kavicsos üledékekkel (2.1. ábra). Ezek közül több, meghatározott korú teraszszintet, valamint a Győri-medence kistájain számos kavicspásztát különítettek el. Utóbbiak relatív korolása alapján meghatározták az egyes folyók és patakok őseinek korábbi folyásirányát, ami alapján az a trend állapítható meg, hogy a kezdeti keleties irány lokális süllyedések hatására déliessé változott, majd – a későbbiekben tárgyalt – süllyedésekben foglalták el mai helyzetüket (ÁDÁM 1962). Az egyes kavics-előfordulások fizikai jellemzőit a 6. és a 8. fejezetben említem.



2.2. ábra. A kutatási terület aljzatmorfológiája (FLÜGEL 1988 alapján) 1 – bizonyított/feltételezett aljzati vető; 2 – az alaphegység mélységének szintvonalai; 3 – az aljzattérség színkálaja.

PASCHER (1999) térképe (2.1. ábra) a magyarországi területen a felhasznált alapadatok eltérése miatt mutat barnalöszt, ami EICHER (1994) szerint a palás kőzetek léte miatt, a tipikus lösztől eltérő vályog. EICHER (1994) és HERRMANN munkássága alapján az osztrák terület nagy részén ugyanez az összlet figyelhető meg felszínközeli helyzetben.

A terület morfológiai peremei kialakulását illetően a korábbi szakirodalomban egymásnak ellentmondó elméletek láttak napvilágot. JASKÓ (1948) és ÁDÁM (1962) a Szerdahelyi-, Toronyi- és a Jáki-perem tektonikus kialakulása mellett tett tanúbizonyságot, továbbá MOLNÁR (1964) a Gyöngyös-perem, míg ÁDÁM (1962; 1974) és SÍKHEGYI (2002) a Gyöngyös- és az Alsó-Pinka-perem normálvetődéses kialakulását írta le. Ezzel szemben JASKÓ (1964; 1995) a K–Ny-i irányú aszimmetrikus völgyek meredek D-i oldalát folyóvízi erózió által kipreparált rétegfeknek minősítette, annak ellenére, hogy a Szerdahelyi-perem esetében az egyes rétegek 5-6 m-es diszlokációját is megemlíti, valamint a toronyi bányajáratokban a rétegek elvetődését térképezi. Azzal érvel, hogy a – mára felhagyott – lignitbányákban megfigyelt vetődések mérete kisebb, mint az egyes peremek relatív magassága, valamint futásuk is eltérő irányú.



2.3. ábra. A kutatási terület aljzatgeológiája (Ny-i oldal, Ausztria: FLÜGEL 1988; K-i oldal, Magyarország HAAS 2010 alapján). FLÜGEL (1988) jelkulcsa: 1 – mélységvonal 1000 m-enként; 2 – mélységvonal 200 m-enként; 3 – mélységvonal 100, ill. 500 m-enként; 4 – törésvonalak; 5 – réteghatár; 6 – takaróhatár; 7 – rétegdőlés iránya és mértéke; 8 – magasság (m); 9 – Rohonc-csoport, Penninikum; 10 – Ausztróalpi, kristályos; 11 – Wolfsdorfi Metabázit Formáció (szilur/devon); 12 – Blumai Fillit-karbonát Formáció (szilur/devon); 13 – Gráci Paleozoikum. HAAS (2010) jelkulcsa: 14 – másodrendű kainozoós tektonikai elem; 15 – másodrendű kainozoós normálvető; 16 – másodrendű kainozoós eltolódás; 17 – harmadrendű kainozoós tektonikai elem; 18 – elsőrendű mezozoós takaró; 19 – másodrendű mezozoós takaró; 20 – másodrendű mezozoós rátolódás; 21 – Pennini egység; 22 – Alsó-Ausztróalpi-egység; 23 – Felső-Ausztróalpi-egység; 24 – Dunántúli-középhegységi-egység.

A kutatási terület aljzatát (2.2. ábra) a sekély mélységű (~500 m) Dél-Burgenlandi-küszöb uralja, ami elválasztja egymástól az akár 2500 m-ig mélyülő Kelet-Stájer- és a hasonló mélységű Pannon-medencét, pontosabban annak Ny-i határvidékét. A vonulat FLÜGEL (1988) térképe szerint több oldalról is vetők által határolt, amit különböző szerzők vizsgálatai meg is erősítenek (ezeket részletesen ld. 7. fejezet).

Az aljzat legmagasabb részeit a Penninikum alkotja (ld. Kőszegi-hegység és Vas-hegy), körülötte D-en a Felső-, É-on az Alsó-Ausztróalpi-egység található. Itt fontos megemlíteni a Vas-hegy É-i felét, mely két magasabb helyzetű, Penninikumhoz tartozó egység közé ékelődött fiatalabb takaró része. (2.3. ábra)

2.4 A Pannon-medence miocén–kvarter geodinamikája

Ha a terület tektonika által kialakított morfológiáját vizsgáljuk, a jelenségeket létrehozó folyamatok megértéséhez szükséges a korábbi kutatások alapján megalkotott geodinamikai elméletek áttekintése. A Pannon-medence és a szűkebb kutatási terület kialakulásának, valamint geológiai hátterének ismerete magyarázatot adhat a terület tektonikus geomorfológiai elemeinek létrejöttére. Ebben a fejezetben először a miocéntől kezdve tárgyalom a Pannon-medence tektonikus eseményeit, a recens állapotot és a máig zajló folyamatokat. Később az említett kutatások következtetéseit értelmezem a vizsgált területre, kiegészítve néhány lokális vizsgálat eredményeivel. Ezeket az információkat a formakincs eredetének vizsgálata és a végső konklúzió levonásakor kell figyelembe venni, és meg kell állapítani, hogy melyik támasztja alá az eredményeket, és melyik mond ellent a kialakított képnek.

A Pannon-medence kialakulásának kezdete a kora-miocénre tehető, mikor az alpi orogén litoszférájának süllyedése és extenziós tágulása megkezdődött. Az Afrikai- és Európai-lemez folyamatos közeledése miatt az Adriai-mikrolemez nyomó hatást fejtett ki az Alpokkal és a Dinaridákkal határos zónájára.

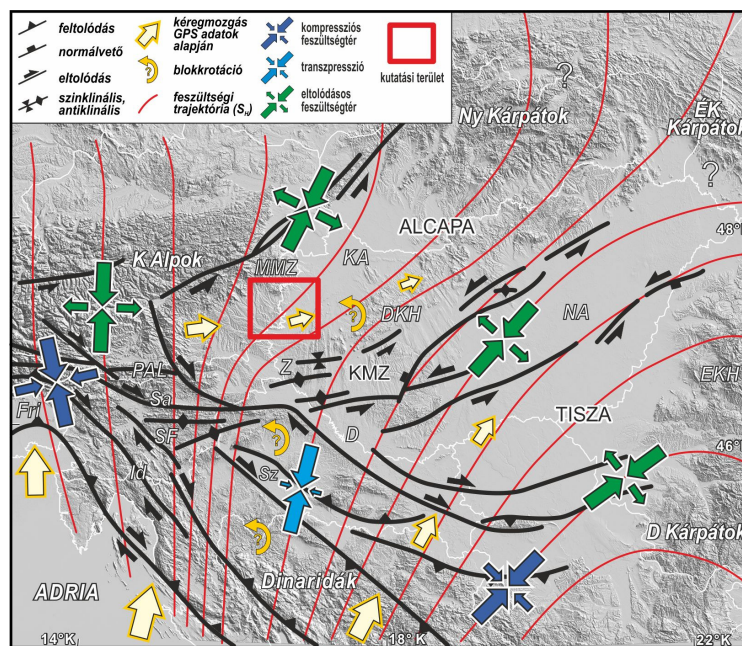
Ez az Alpokban intenzív térrövidülést, kéreg- és litoszféra-vastagodást okozott, aminek következménye az alpi orogén kiemelkedése volt, ami a kőzetmechanikailag legyengült egység gravitációs összeomlásához, majd ennek következményeként az aljzatot alkotó Alcapa-egység K-i irányú, oldaleltolódások mentén történő kipréselődéséhez vezetett (ROYDEN et al. 1982; RATSCHBACHER et al. 1991; FRISCH et al. 1998; HORVÁTH 1993; CSONTOS 1995; FODOR et al. 1999; TARI et al. 1999; BADA & HORVÁTH 2001; HORVÁTH et al. 2006).

Ezt a Kárpát-ív külső szegélye mentén szubdukálódó lemez szívó hatása egészített ki, aminek következményeként az Alcapa- és Tisza–Dácia-egységek egymáshoz képest ellentétes irányú forgása közben a jellegzetes ÉK–DNy-i csapású törésrendszer mentén

töltötték ki a hátragördülés következtében kialakuló rendelkezésre álló helyet. Ez a színrift fázis 18–12 millió évig tartott, miközben a lesüllyedt medencét nagy vastagságban töltögették tengeri, tavi, majd szárazföldi üledékek (BADA et al. 2007a).

A színrift fázis a Kárpát-ív alátolódásának és a szubdukciós ív hátragördülésének megszűnésével fejeződött be, ezzel a táguló erőtér is megszűnt. A hátragördülés közben elért Kelet-Európai-tábla fizikai tulajdonságai miatt már nem volt képes az alábukásra ezért a másik tényező, az Adriai-lemez által kifejtett nyomóerő, hatása vált dominánssá. Mivel a Pannon-medence kérgének a hátragördülés megszűnésével nem volt elég helye kelet felé mozogni, új fázis kezdődött, amit Pannon inverzióknak neveztek el (HORVÁTH 1995 és BADA et al. 1999).

A Pannon-medence feszültségterére tenziós helyett kompressziós hatás (így térrövidülés) lett jellemző (HORVÁTH & CLOETINGH 1996; GERNER et al. 1999; FODOR et al. 1999, 2005a, 2005b; BADA et al. 2001; HORVÁTH et al. 2006), ami máig jelentkezik a medence tektonikai stílusában és jelenkori feszültségterében (BADA et al. 2007a).



2.4. ábra. A Pannon-medence és környezetének generalizált jelenkori feszültségi és deformációs képe (BADA et al. 2007a). A szerkezeti modell a fontosabb aktív szerkezeteket, a recens feszültségi, a horizontális kéregdeformáció jellemző irányait és sebességét (GRENERCZY et al. 2005 nyomán) ábrázolja. Rövidítések: D – Dráva-árok, DKH – Dunántúli-középhegység, EKH – Erdélyi-középhegység, Fri – Friuli-zóna, Id – Idrija-törés, KA – Kisalföld, KMZ – Közép-magyarországi nyírás zóna, MMZ – Mur-Mürz-Zsolna lineamentum, NA – Nagyalföld, PAL – Periadriai lineamentum, Sa – Száva-törés, SF – Száva-redők, Sz – Száva-árok, Z – Zala-medence.

BADA et al. (2007a; 2007b) a megnövekvő számú feszültség-indikátor adatok feldolgozása során a teljes Kárpát-medence és környezete területére modellezték a feszültségtér változásait (2.4. ábra).

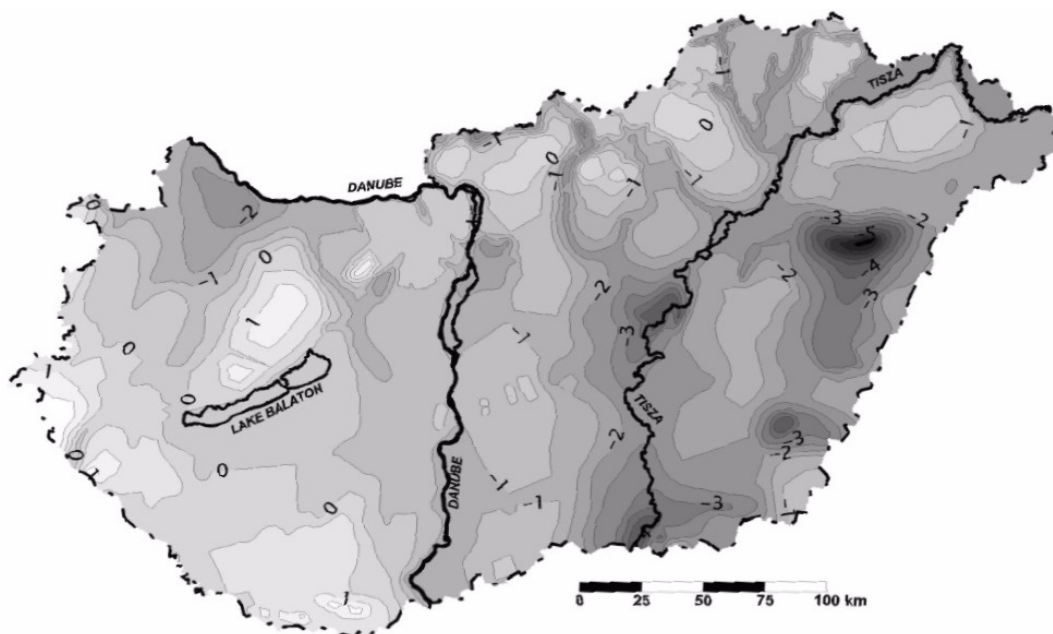
A mikrolemez mozgásának irányát ürgeodéziai mérések is alátámasztják (GRENERCZY et al. 2005), aminek következményeként az Alpok és a Dinaridák területén jelenleg is kontinentális kollízió zajlik, aminek fő feszültségiránya a meglévő törésekre néhol ferde, ezért hatása transzpressziós jelleget ölt. Ez a hatás felelős az oldaleltolódásokért, ami kiegészül feltolódásos és tágulósos komponensekkel (BADA et al. 2007a). A kompressziós erőhatások és a laterális mozgások nagyságai a medence belseje felé csillapodnak (2.4. ábra, BADA et al. 2007a; GRENERCZY et al. 2005). Ezek a Pannon-medence egészére jellemző, 1,5-4 mm/évre becsülhető, DNy-ÉK-i irányú térrövidülést okoznak (GRENERCZY et al. 2005).

A Dunántúl átmenetet képez a nyugat- és kelet-európai feszültségprovinciák között, ami heterogén feszültségteret okoz GERNER et al. (1999). A neotektonikai szakasznak a kezdeti fázisában vagyunk, mikor a folyamat lassú, ezért a szerkezetek még nem mindenhol ismerhetők fel egyértelműen. A deformációs front közelében fekvő DNy-i területeken az inverzió már a miocén végén elkezdődött, a folyamat fokozatosan terjedhetett a medence belső területei irányába (BADA 1999; FODOR et al. 1999).

HORVÁTH & CLOETINGH (1996) arra jutottak, hogy a későmiocén és a plio-kvarter süllyedések központjai nem egyeznek meg, tehát azok nem tekinthetők egymás folytatásának. Szerintük a differenciált függőleges kéregmozgások okai a lemezen belüli nyomás okozta nagy hullámhosszú gyűrődések, amik felváltották a korábbi tektonikus süllyedéseket. A felvázolt deformációknak megfelelő alapot ad a térség reológiája: a Keleti-Alpok magas hőárammal rendelkezik, így kőzetmechanikailag könnyen deformálódik (BADA et al. 2007a). Ezen megfontolások alapján a területet aktívan deformálódónak kell tekinteni, ahol a feszültségek nem földrengések, hanem képlékeny deformáció útján oldódnak ki (BADA et al. 2007a).

A feszültségteret és horizontális elmozdulásokat érintő vizsgálatok mellett meg kell említenünk a földfelszín vertikális változásait is. JOÓ (1992) szerint az általam kutatott terület egészén maximálisan 1,5 mm/éves vertikális mozgási különbség figyelhető meg (2.5. ábra). A legalacsonyabb érték a Rába völgyének alsó szakaszán, legmagasabb a Lapincs torkolatánál és a Kőszegi-hegységnél látható.

Fontos megemlíteni egy JOÓ ISTVÁN és társai későbbi munkái (pl. JOÓ et al. 2000; JOÓ & BALÁZSIK 2002; JOÓ et al. 2006) által vizsgált tényezőt: főleg alföldi példák alapján a recens süllyedés mértéke nagyban korrelál a terciér üledék vastagságával, a Bouguer-anomália értékével és hőáramával.



2.5. ábra. A földfelszín átlagos vertikális mozgása (mm/év, 1950–1980 közötti időszakra vonatkoztatva, JOÓ 1992). A pozitív számok emelkedésre, a negatívok süllyedésre utalnak.

Ezen megfigyelések összefüggnek BALÁZS (2012); HORVÁTH (2012 szóbeli közlés) megfigyeléseivel, akik a Pannon-medence részmedencéinek posztrift süllyedésének nagy részét a nagy vastagságú tengeri és tavi eredetű laza üledék kompaktiójának tulajdonítják (STÜWE 2007).

2.5 A kutatási terület geodinamikai helyzete

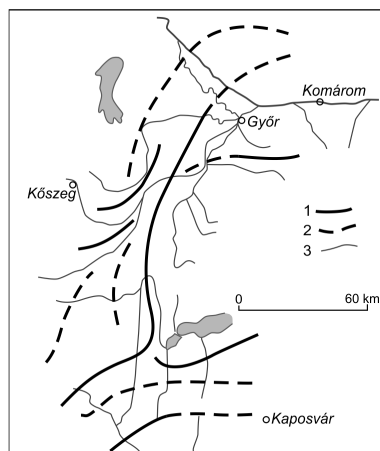
Az előző fejezetben láthattuk, hogy a kutatási terület milyen érdekes helyet foglal el a Pannon-medence jelenkori feszültségterében, ezért mindenképpen érdemes attól elkülönülten, a részletekbe menve tárgyalni.

FODOR et al. (2005b) alapján a miocénben a kutatási területet a Kőszegi-hegység tektonikus ablakát (Rohonci-ablak) szegélyező szinrift normál vető, valamint a Rába mentén húzódó balos eltolódási vonal érinti (FODOR et al. 2005b). A kutatási terület Ny-i részét érintő Stájer-medence is ebben az időszakban alakult ki, mint lokális süllyedés (ROYDEN et al. 1983).

A Dél-Burgenlandi-küszöb Ny-i felén kialakuló normálvető középső-bádeni aktivitása okozta magas süllyedési rátát követően a Kelet-Stájer-medence nagy részére jellemző szarmata süllyedés következett, amit kisebb mértékű pannon süllyedés követett.

A Kőszegi-hegység metamorf magkomplexumként történő kiemelkedése (TARI & HORVÁTH 1995) és tektonikus lepusztulása szintén erre az időszakra, pontosabban a kora miocénre (~22–17 Ma) tehető (DUNKL & DEMÉNY 1997). Ebben az időszakban az exhumálódási ráta radiometrikus kormeghatározás alapján 2 mm/év, amit egy alacsonyabb 0,29 mm/éves ráta követ (DUNKL et al. 1998). Az említett tektonikus lepusztulás a Rohonci-ablak felnyílásaként értendő, amit a fiatalabb takarók kis szögű siklatási zónák menti lecsúsztatása eredményez. Ezek alapján a hegységtől keletre fekvő aljzatbeli kőzetminőség-határok takaróhatáráként értelmezhetők.

Az üledékgyűjtő központja eközben a Stájer-medencéből a Dél-Burgenlandi-küszöb K-i felére tolódott. Ez a medence K-i irányú billenésével függ össze, ami a Kisalföld nagymértékű süllyedésével magyarázható. A negyedidőszakra a Stájer-medencében 500 m-es tektonikus emelkedést mutattak ki (SACHSENHOFER et al. 1997).



2.6. ábra. Nyugat-Dunántúli föld alatti szerkezetek és a folyóvízhálózat összefüggése (BENDEFY 1971).
1 – az alaphegység elfedett vonulata; 2 – mélyszerkezeti árok; 3 – vízhálózat.

BADA et al. (2007a) alapján a területen eltolódásos, transzpressziós erőtér jellemző (2.4. ábra). A jelen dolgozat kutatási területére egy ÉK–DNY irányú maximális és ÉNy–DK irányú minimális feszültség tartozik, ami az eltolódásos zóna létreenged következteteni (2.4. ábra). Ezen kívül a kutatási terület egészére egy GPS-szel mért alapvonal-rövidülés alapján számított KÉK irányú kilökődést említ, GRENERCZY et al. (2005) 1–2 mm/éves térrövidülést számított. A kilökődés határai É-on a Mur–Mürz–Žilina, D-en a közép-magyarországi nyírási öv (BADA et al. 2007a; 2007b).

A vízhálózat említett, jellegzetes kanyarodó mintázatára recens geodinamikai magyarázatot már az 1950-es évektől hoztak. EGYED (1954) a Répce Locsmándi-peremnél mutatkozó kanyarodásait nagy mágneses anomália által mutatott mélyszerkezeti vonulat hatásával magyarázta.

BENDEFY (1971) is összefüggést látott a Rába és a Marcal futásában és mellékfolyóinak változó irányában. A vízrajzzal párhuzamos, gravitációs anomáliákon mutatkozó aljzati hátaakat és árkokat mutatott ki (2.6. ábra). Az összefüggést ő a kompakcióban és a földrengések okozta epizodikus deformációkban látta.

JOÓ vizsgálata eredményeként a vizsgált területre húzta be a 0 vertikális mozgást jelentő izovonalat, vagyis ettől K-re süllyedő, Ny-ra emelkedő térszínek találhatók. Ez az eltérés természetesen csak az alapponthoz (ezt a pontot a tanulmányok nem említik) viszonyított eltérést mutatja, az eredmények alapján az azonban bizonyos, hogy a területen a vertikális mozgások sebességében eltérések mutatkoznak.

2.6 Célkitűzések

A dolgozat általános kérdésköre a kutatási terület jelenlegi domborzatának és vízrajzának kialakulása, hangsúlyt fektetve a kialakító tényezőire és a vízhálózat fejlődésének időbeliségére. Ez egy ekkora területen egy ilyen terjedelmű munka esetén nem válaszolható meg teljes részletességében, hiszen a dombvidék kialakulása óta eltelt időben a klíma és a felszínfejlődés sajátosságainak megfelelően a makroformáktól (pl. hegyláb felszínek, teraszrendszerek) a mikroformákig (pl. vízmosások, csuszamlások) változatos földfelszíni elemek előfordulnak.

Mivel a korábban már említett tektonikus – eróziós felszínfejlődési elméletek vitái megfelelő táptalajt nyújtanak egy ilyen jellegű munka kiinduló kérdésének, e két jellemző felszínalakító tényezőt vizsgálom. Ez egy későbbi kutatás során kiegészíthető a digitális domborzatmodell (DDM) alapján esetleg feltételezhető és a terepen is megfigyelt eolikus felszínformálás hatásaival, de ez már nem tartozik e disszertáció céljai közé.

A terület markáns felszínformáit abból a szempontból vizsgálom, hogy pusztán eróziós eredetűek-e, avagy tektonikus magyarázat is szükséges a kialakulásuk megértéséhez. Az alapfeltevés, hogy ezt a közelmúltban aktív tektonikájú területet, melynek felszínét a pleisztocén során nagy vízmennyiséget szállító folyók alakították

jellegzetes rajzolatúra, valószínűleg mindkét hatás együttesen kellett, hogy formálja. Természetesen e két hatás mértéke helyről helyre változhat, amit e szerint kezellek.

A kutatási terület feltártsági viszonyai meglehetősen rosszak, ezért a tektonikus hatások felszíni megnyilvánulásait csak néhány helyen figyelhetjük meg. Ehhez kiegészítést nyújtanak a részletes fúrásleírások, melyek közt gyakran találkozhatunk csúszólapok, litoklázisok említésével. Ezekhez kiegészítésként használom a különböző aljzattérképeket, valamint szeizmikus szelvényeket, melyek felbontásuk és részletességük miatt csak másodlagos információt nyújthatnak a terület fiatal tektonikus viszonyairól.

Különböző geomorfometriai módszerekkel vizsgálom az eltérő jellegű tájak jellemzőit, amiket az aljzat morfológiájával vetek össze. A geomorfometria dolgozatban alkalmazott eszköztára alkalmas lehet egy, kevésbé megkutatott terület jelenségeinek feltárására. A geomorfometria szerepe leginkább egy konkrét földtani kutatásokat megelőző módszer lehet, ami kijelölhet olyan helyszíneket, ahol már – az akár az eredmények alapján kitűzött – geofizikai mérések vagy terepi megfigyelések segítségével feltárhatóvá válnak a területet kialakító jelenségek. A dolgozat során is ezt a gondolatmenetet követem: a geomorfometriával kimutatott jelenségeket a felszín alatti formákkal vetem össze.

A kisalföldi, sík területen EGYED (1954) és BENDEFY (1971) által felvetett problémakört vizsgálom. Szerintük – ahogy korábban említettem – a terület vízhálózatának jellegzetes képe összefüggésben van a mélyszerkezet morfológiájával. Ők ezt gravitációs és mágneses mérések anomáliái alapján írták le. Napjainkban a tektonikus geomorfológia bővülő eszköztárával nem csak a vízhálózat irányítottságát, hanem egyéb jelenségeket is összevethetünk az immár részletesebb geofizikai mérési eredményekből származtatható pontosabb aljzatmorfológiával.

A kérdések tehát:

- **Milyen közvetett vagy közvetlen tektonikus hatások érték a területet a Pannon-tó feltöltődése óta, és ezek milyen felszíni jelenségekben nyilvánulnak meg?**
- **Az egyes markáns földfelszíni formák (pl. meredek peremek) milyen hatás révén alakultak ki?**
- **Kimutatható-e összefüggés az aljzati morfológia és a felszíni jelenségek között?**

- **Ezek elméleti alapon milyen folyamatok eredményeinek tekinthetők?**
- **Ezek miként változtatták meg a vízhálózat rajzolatát a vizsgált időszakban?**
- **Végül ezek a vízhálózati változások miként alakultak az idő folyamán, illetve a relatív sorrend és az üledékek vizsgálata alapján az egyes folyásirányok milyen időszakra tehetők?**

2.7 A felhasznált adatforrások és azok ismérvei

A kutatási terület részben Ausztriában, részben Magyarországon fekszik, ami azt eredményezi, hogy egyes adatok a terület egyik, míg más adatok a terület másik felén álltak rendelkezésre. Például fúrásadatok a Kőszeghegylja és Pinka-fennsík területén, 2D-s ipari szeizmikus szelvények a K-i és D-i síksági területeken, részletes terepi vizsgálati jelentések az osztrák oldalról, míg részletesen elkülönített teraszok a Strém mellékén álltak rendelkezésre. A térképi állományok, adatok egy rendszerben kezelése miatt munkám legnagyobb technikai és interpretációs kihívása a megfelelő adatintegráció volt.

Az alkalmazott módszerek és a konkrét kutatások tárgyalása előtt mindenképpen szót kell ejteni a vizsgálatokat megalapozó adatforrásokról. Nemcsak említés szintjén, hanem ezek lényeges tulajdonságait, a kutatás szempontjából fontos ismérveit emelem ki az alfejezetben.

2.7.1 Geológiai térképek

A '90-es évekig lezárt államhatár gátat vetett a terület egységes kutatásának, bár meg kell említenem, hogy például a lignitbányászat lehetőségeit mindkét oldalon kutatták. A fedett geológiai térkép (2.1. ábra) jól mutatja az államhatár okozta mesterséges eltéréseket: a bemutatott geológiai térkép PASCHER (1999) felhasználásával készült, amely korábbi magyar térképek felhasználásával ábrázolja a magyarországi területet. Az országhatár vonala szembetűnik a színezés eltérésében is. Míg a magyar térképek a területet méter nagyságrendű vastagságban fedő barnalösztr ábrázolják, addig az osztrák térkép pannon üledéket jelöl. Az osztrák oldalon a kavicsteraszokat különítik el kor és morfológiai szint alapján, aminek eredményeként azok relatív kora

összehasonlítható. A magyarországi területen ez a részletes elkülönítés nem áll rendelkezésre, ami miatt a határ által elválasztott teraszok nem köthetők össze.

A Gyöngyös-sík és Alsó-Rába-völgyre történő kiegészítésként fel kellett használnom a magyarországi geológiai térképeket is (GYALOG 2005).

A két térkép közt a georeferálhatóságon kívül tartalmi különbségek is megfigyelhetők. Míg HAAS (2010) jelkulcsában elkülöníti a különböző egységeket, addig FLÜGEL (1988) esetén ezeket csak kikövetkeztetni tudjuk. Ezek alapján a FLÜGEL-nél „Ausztroalpi, Kristályos” névvel illetett egység HAAS felosztása szerint az Alsó-Ausztroalpi-egységnek, míg a Blumai Fillit-Karbonát Formáció és a Gráci Paleozoikum a Felső-Ausztroalpi-egységnek felelnek meg.

2.7.2 Geofizikai térképek

A geofizikai mérési eredmények térképeit jellemzően a méretarány és az ábrázolt paraméter határozza meg, ezért azokat táblázatos formában közlöm (2.4. táblázat).

2.4. táblázat. A felhasznált geofizikai térképek jellemzői

Szerző	Méretarány	Paraméter
VAJK (1938)	~1:50 000	Bouguer-anom., gradiens
HOFFER (1960)	1:200 000	Mágneses anom., ΔZ
SEIBERL (1988)	1:200 000	Mágneses anom., ΔT
WALACH & ZYCH (1988)	1:200 000	Bouguer-anom.,
HORVÁTH ET AL. (2005)	~1:4 000 000	Bouguer-anom.,
KISS (2006)	1:500 000	Bouguer-anom.,
KISS & GULYÁS (2006)	1:500 000	Mágneses anom., ΔZ

2.7.3 Modern topográfiai térképek

A felhasznált topográfiai térképeket illetően sincs egységesség: a magyarországi állami térképrendszer (EOTR) nagy méretaránya és kis alapszintköze (1:10 000; 2,5 m, de negyedelő szintvonalak is előfordulnak) ellenére sem használható teljeskörűen, mert szigettérkép lévén pontosan az országhatárig ábrázolja a területet.

A hazai katonai topográfiai térképek méretaránya (1:50 000) megegyezik az osztrákokéval, és keretes kitöltésű térkép, tehát az ábrázolás a szelvényezés határáig tart. A kutatási terület azonban ezen a határon is túlnyúlik, ezért szükség volt az osztrák felmérés szelvényeire, aminek alapszintköze fele a magyarénak (20 m ill. 10 m, de a magyar oldalon felezőszintvonal is előfordul).

2.7.4 Archív topográfiai térképek

A vízrendszer nagy méretarányú vizsgálata azonban egy egységes térképrendszert kíván meg, amire a Második Katonai Felmérés korábbi kutatásaim (KOVÁCS 2010a) során megfelelőnek bizonyult. Ez, a Habsburg Birodalom 1806-69 között tartó topográfiai térképezése, a korábbiakkal ellentétben már rendelkezett geodéziai alappal, ami megfelelővé tette a vetületi rendszerbe illesztését (TIMÁR et al. 2006).

A későbbi fejezetekben részletezett módszerek feltételei megkövetelik, hogy a felhasznált vízhálózatot, vízfolyás-típusokat ne befolyásolják olyan mesterséges körülmények mint az elterelés, szabályozás, tározás, elgátolás stb. Ezen munkálatok nagy részére a meliorizációs technológiák fejlődése után került sor. A XIX. századi topográfiai térképek java emiatt még a vízfolyások természetes állapotát mutatja, ami a vizsgálatok elvégzéséhez e szempontból is jobban megfelelt, mint a modern térképezési művek. Emellett nem csak a vízfolyások természetes állapota, hanem a nagy részletességű ábrázolása is a használat mellett szólt. A legkisebb méretű vízfolyásokat is ábrázolták a térképszelvényeken, és az alaprajzszerű ábrázolhatóság határáig vékony vonallal rajzoltak, így nagy részletességet tudtak elérni (KOVÁCS 2010a).

2.7.5 Domborzatmodellek

Napjaink egyre bővülő távérzékelési eszköztára mellett nem nehéz olyan minőségű és felbontású digitális domborzatmodellt találni, ami az elvégzendő analízisekhez megfelelő pontossággal járul hozzá. A hozzáférhető adatbázisok raszteres felépítésűek, ami az elvégzett vizsgálatok szempontjából megfelelt.

A terület teljes egészét lefedő vizsgálatokhoz olyan adatbázisra volt szükség, amely az országhatárok figyelembe vétele nélkül a teljes kutatási területet ábrázolja. Ennek a követelménynek eleget tesz az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Felbontása 3", hátránya, hogy felszínmodell révén az egybefüggő lombozat felszínét ábrázolja (LUDWIG & SCHNEIDER 2006, ld. pl. *I. melléklet*). Ez 10-15 m-es lokális anomáliákat okoz, ami a felhasznált módszerek segítségével elkülöníthető a terület jellegzetes, 30-60 m magas peremeitől, így a vizsgált, nagyobb volumenű trendek felismerhetők maradnak. Hidrológiai és morfológiai felhasználásnál azonban figyelembe kell venni hatásait.

A meredek (45-60°-os lejtőszögű) térszínnek nyugatias kitétségű területei az alkalmazott technológia sajátosságai miatt hibákkal terheltek (LUDWIG & SCHNEIDER 2006), azonban a vizsgált dombvidéki területen nem módosítják az eredményt, ilyen jellegű térszínre 1 m-es átlaghibát mutattak ki a szerzők.

A katonai térképészet által kiadott 10 m felbontású, EOV vetületi rendszerű DDM-10 (MH TÁTI 1992) az 1:100 000-es EOTR szelvényezéssel, balti alapszinttel állt rendelkezésre. Alapja az 1:50 000-es méretarányú Gauss-Krüger vetületi rendszerű katonai topográfiai térképmű „domborzat kartográfiai eredeti” mérettartó fóliái (SIRISTYE & ZBORAY 2004).

A raszteres DDM készítési eljárására jellemző, hogy a beszkenelt és kézzel javított szintvonalrajzból interpolált magassági értékek a vizsgálat szempontjából két fő hibát tartalmaznak.

[1] Az egyes szintvonalak mentén létrejövő mesterséges „terasz”. Ez azt jelenti, hogy az egyes – forrás fóliákon szereplő – szintvonalak mentén a domborzatmodell emelkedése egy egységes lejtőszögű emelkedő mentén történik, majd ezt kiegyenlítendő, teljesen síkként folytatódik a következő szintvonalig (TIMÁR 2003).

[2] Az eltérő karakterű területek találkozásánál figyelhető meg. Itt az interpoláció sajátosságai miatt olyan lokális anomáliák keletkeznek, amelyek nem lehetnek valóságok. Ezek konkrétan a meredek peremek és a tőlük emelkedő síkok találkozásánál létrejövő szabálytalan alakú mélyedések, amely területeken legtöbb esetben a patakok is keresztülfolynak. Ez utóbbi figyelembe vétele különösen fontos a vizsgálatok során, mert a vizsgált egység bővelkedik az ehhez hasonló helyzetű területekben.

Nagyobb méretarányú vizsgálatok esetén az előbbieken tárgyaltaknál pontosabb, nagyobb horizontális és vertikális felbontású domborzatmodellekre volt szükség. Ezekben az esetekben a EOTR 1:10 000-es méretarányú szelvényeinek szintvonalrajzára támaszkodtam. Ezek digitalizálása hosszas folyamat és a térképlapok ábrázolása az országhatáron megszakad, ám a pontosabb domborzatábrázolás miatt a használata elengedhetetlen.

Munkám során felmerült még az ASTER GDEM 1” felbontású, amerikai–japán közreműködésben felmért terepmodelljének használata, annak minősége azonban nagy számú, bizonytalan eredetű anomáliáktól terhelt. Felbontása háromszorosa az SRTM Európáról elérhető verziójának, viszont felszíne sokkal zajosabb, a vizsgálandó peremeket sokkal kevésbé markánsan adja vissza, tehát használatát elvettem.

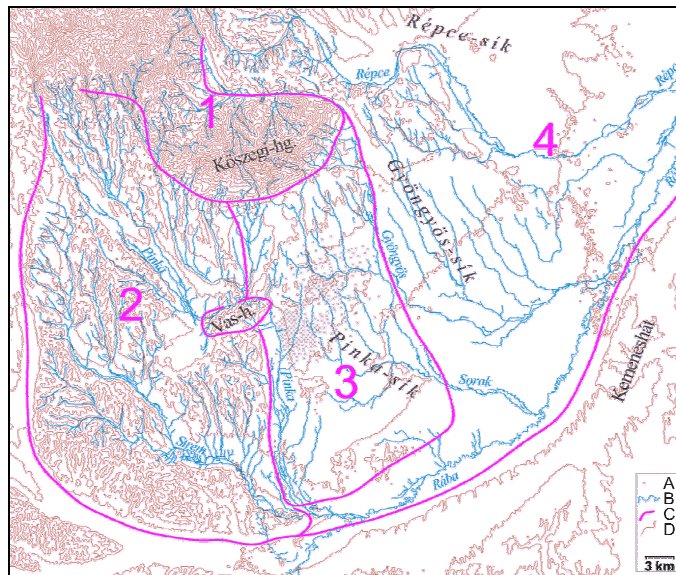
2.7.6 Fúrási adatok

A tanulmányban nagy számban feldolgozott fúrások adatai a Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárból (MÁFGBA) származnak. A terület nagy mennyiségű lignitvagyont rejt, aminek kutatására 2-300 m-es távolságban nyersanyagkutató fúrásokat mélyítettek. Ezeket több kutatási kampányban, több kiértékelő munkájával végezték és dolgozták fel, ami a kútkönyvi információk rendkívüli változatosságát eredményezte. Némely fúrásban csak a lignitvagyont rejtő rétegek leírását tették közzé, míg a másik véglet az összletek mikroszkópos és makroszkópos vizsgálata. A kutatás szempontjából fontos litoklázisokat, csúszási lapokat, főleg azok dőlésszögét csak néhány fúrásban tették közzé, így azok egységes vizsgálatára nincs mód. A rétegek tulajdonságai közül azok anyagi minőségét tudtam használni, viszont ezekben is lényeges eltérések mutatkoztak. Az 5.2. *alfejezetben* erre részletesebben kitérek.

3. ÁLTALÁNOS GEOMORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK

Számos tanulmány született már alacsony reliefű területek formakincsét kialakító tényezők morfológiai elemzéséről, mind a nagyvilágból, mind pedig a Pannon-medence területéről (MARPLE & TALWANI 2000; JORDÁN et al. 2005; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2009). A domborzat és a vízhálózat kvalitatív és kvantitatív elemzése a geológiai háttér ismeretében számos olyan információt nyújthat, amelyek segítségével – összevetve a geológiai szerkezetekkel – a felszín alakító szerkezeti mozgások kimutathatók. Ezek recens aktivitásáról csak egyéb tényezők (pl. földrengések) árulkodhatnak, azonban a legfiatalabb, még deformált üledék alapján a mozgás kora is megadható.

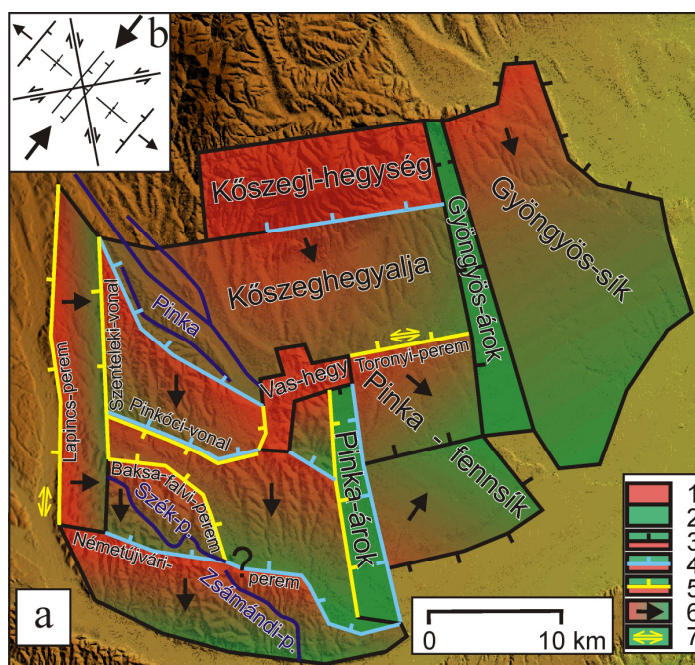
A geomorfometria a földfelszín, vízhálózat stb. kvantitatív vizsgálata (KELLER & PINTER 2002), mely lehetőséget biztosít a különböző területek felszínformáinak objektív összehasonlítására (PIKE 1995 in PIKE et al. 2009; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2009; HEGEDŰS 2012). Eleinte a fogalom a földfelszín magasság-adataira (átlag, relief stb.) és a lejtőszög vizsgálatára korlátozódott. A digitális technológia segítségével gyorsan kiszámítható, számszerűleg megkülönböztethető értékekkel jellemezhető területek kialakulása geológiai, tektonikai és/vagy klimatikus okokra vezethető vissza (SZÉKELY 2001), amelyek hatásait a következő fejezetben kísérlek meg szétválasztani.



3.1. ábra. A kutatási terület felosztása az általános morfológia alapján, vizuális értelmezés szerint (KOVÁCS 2009). A – lignitkutató fúrások; B – vízhálózat; C – az egységek határai; D – szintvonal 20 m-enként.

Ezen elemzések célja a terület általános morfológiájának nagyléptékű vizsgálata és az egyes egységek eltérő karakterének összehasonlítása, melyek segítségével információkat kaphatunk akár az adott terület tektonikus aktivitásáról is (KELLER & PINTER 2002). Korábbi munkám (KOVÁCS 2009) során már felvetődött a kutatási terület általános morfológia szerint történő felosztása (3.1. ábra). Ekkor még mérhető értékek nélkül, vizuálisan osztottam a területet a 2.1. fejezetben tárgyalt részekre.

Később (KOVÁCS & TELBISZ 2013) ez a felosztás úgy változott, hogy sávszelvények segítségével, ferde síkokra és az azokat határoló meredek peremekre osztottuk a területet (3.2. ábra). Itt már meghatároztuk az egységek általános dőlését, valamint a peremeket kialakító tényezőkre is kerestünk mélyszerkezeti, terepen megfigyelhető és a korábbi szakirodalomban leírt adatokat. Ezzel együtt összevetettük a morfológiai elemeket a BADA et al. (2007a; 2007b) által kimutatott, területre jellemző feszültségtérrel és a benne elméletileg kialakulásra képes, HANCOCK (1985) által leírt szerkezeti elemekkel (3.2b. ábra). A felsorolt eredményeket felhasználva, azokat finomítva, újraértelmezve és kiegészítve a következő gondolatmenetben mutatom be a vizsgálatokat.



3.2. ábra. a): a kutatási terület felosztása sávszelvény-elemzéssel kimutatott peremek és egyéb lineamentek mentén (KOVÁCS & TELBISZ 2013). 1 – kibillent blokk magasabb része; 2 – kibillent blokk alacsonyabb része; 3 – meredek perem (eredete nem meghatározott); 4 – eróziós perem; 5 – vetődéssel létrejött perem normál komponenssel; 6 – blokk általános dőlésiránya; 7 – megfigyelt virágszerkezet. b)

HANCOCK (1985) által leírt elméleti szerkezeti elemek a BADA et al. (2007a; 2007b) által a területre meghatározott feszültségtérben.

A rendelkezésre álló módszerek segítségével, főleg a tengerszint feletti magasság és a lejtőszög különböző vizsgálataival először elkülönítem az eltérő morfológiát mutató egységeket, azokat lehatárolom, majd ezek kvantitatív elemzését is megteszem. Ugyanígy az egyes blokkok általános irányítottságát is megadom, a felszín általános dőlése, annak kiegészítő irányainak, a bevágódott völgyek, valamint és a vízhálózat irányítottságának elemzésével.

Ezután főként a vízhálózat és az egyes patakokhoz tartozó vízgyűjtőterületek elemzésével megállapítom, hogy az adott patak mennyire mutat fiatal, erősen bevágódó vagy éppenséggel egyensúlyi jelleget. Így számszerű paraméterek segítségével különítem el az egyes területeket, mely értékek összehasonlításával választ keresek azok eltérő jellegének kialakulására, azonban azok részletesebb vizsgálatára a következő fejezetben térek ki.

3.1 Az alkalmazott módszerek rövid leírása

3.1.1 A relief és a lejtőszög elemzésének módszerei

A legalapvetőbb vizsgálati módszer a DDM által tárolt „nyers” adatra, azaz a magasság-értékre támaszkodik. Egy árnyékolt, hipszometrikus színezéssel ellátott ábrán (*I. melléklet*) is észrevehető a terület egyes részeinek morfológiai különbségei (Ny-i felszabdaltabb, K-i laposabb), azonban ezek számszerűsítésére is szükség van.

A relief számítási módjára és a vizsgált terület lehatárolására számos módszer ismert (JOHANSSON 1999), amelyek közül a következő definíciót alkalmazom: egy meghatározott méretű területen mérhető legnagyobb és legkisebb magasságú képpontok magasságkülönbsége ($h_{\max}-h_{\min}$). Előnye, hogy az érték független a tengerszint feletti magasságtól, segítségével a kutatási terület egységesen ábrázolható és értelmezhető.

A tengerszint feletti magasság változatosságának számszerű bemutatására a szórást alkalmazom (SZÉKELY 2001). Az ablakméretet SZÉKELY (2001) alapján 1000 m-nek választottam, annak érdekében, hogy a felszabdalt területek változatos formakincsére megközelítőleg egységes értéket kapjak. A vizsgált képpont lejtőszöge a szomszédos képpontok magasságkülönbségéből származtatható. Előnye, hogy független a tengerszint feletti magasságtól. A DDM-10 „szintvonalassága” miatt (ld. 2.7.5. *alfejezet*) 5 m-es alapszintközzel szintvonalakat, majd belőlük TIN-t generáltam.

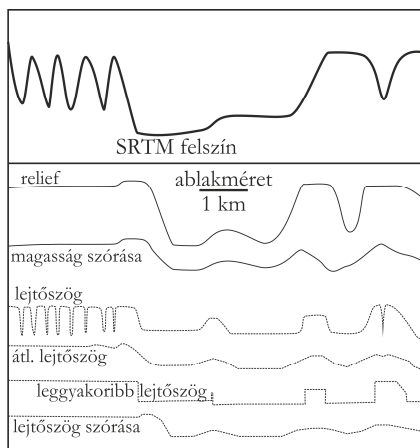
A Ny-i, erősen felszabdalt területen a lejtőszögben az erdők már nem okoznak számottevő változást, ezért a DDM-10 által nem fedett területen azonos módon ábrázolt SRTM-ből származtatott lejtőszög-térképet jelenítik meg.

ZHANG & MONTGOMERY (1994) eredményei azt mutatják, hogy meredekebb, erősen felszabdalt területen a 30-90 m-es felbontású domborzatmodell nem képes a valós lejtőszög megjelenítésére, ami 10 m-es felbontással már nagy pontossággal megjelenik. Az ennél kisebb pixelméret azonban nem növeli lényegesen a lejtőszögeloszlás pontosságát. ZÁMOLYI (2006) – aki a különböző méretű felszíninformák megjelenítésére alkalmas „optimális” felbontást vizsgálta – a domborzatmodell jellegzetességei okozta hibákra (lefolyástalan területek, szintvonalasság) és részletességre hívta fel a figyelmet. Mindezek miatt az eltérő forrásból származtatott eredményeknél figyelembe kell venni azok jellegzetességeit.

A különböző mértékben felszabdalt területek elkülönítésére átlagos lejtőszöget is számoltam. 1000 m sugarú körben átlagoltam az SRTM-ből származtatott lejtőszög-értékeket. A vizsgálat lényege, hogy a vízfolyások által sűrűbben felszabdalt egységek elkülönüljenek a ritkább vízfolyáshálózat által felszabdalt területektől. Egy erősebben felszabdalt területen a nagyobb lejtőszögek nagyobb arányban szerepelnek (3.3. *ábra*), ezért az átlagos lejtőszög nagyobb lesz. Az eljárás során kapott konkrét értékeket nem, csak egymáshoz viszonyítva szabad értelmezni, segítségével az eltérő jellegű területek elkülöníthetők.

Hasonló módszer a leggyakoribb lejtőszög, amellyel a meghatározott ablakméretben (esetünkben 1000 m) többségben előforduló egész értékre felfelé kerekített lejtőszög-értéket rendel a kernel középpontjához. A módszer annyiban mutat túl az átlagos lejtőszögön, hogy a konkrét érték leolvasható és értelmezhető mint az 1 km-es sugarú körben legnagyobb számban előforduló lejtőszög.

További különbség, hogy a kis mértékben felszabdalt területeken a kis arányban előforduló meredekebb térszín lejtőszöge elenyészik, ezért inkább a plató lejtőszögét kapjuk eredményül (3.3. *ábra*). A módszerrel továbbá a kis lejtőszögű területeken az erdőszélek magasabb lejtőszögének hatásai is kiszűrődnek. A számítás sajátossága, hogy ahol két lejtőszög-kategória azonos pixelszámban szerepel, NoData értéket eredményez. Ezek a területen elszórva, pixelméretben fordulnak elő, az eredményt nem befolyásolják, ezért külön ábrázolásuktól eltekintek.



3.3. ábra. Sematikus keresztmetszvény (felül) és hatása a különböző paraméterekre.

A lejtőszög szórását az előzőhöz hasonló okokból kifolyólag vizsgáltam (SZÉKELY 2001; SZÉKELY et al. 2002; SZÉKELY & PODOBNIKAR 2009). Nagyobb szórásra ott számítok, ahol nagy számban kapok az átlagos lejtőszögtől lényegesen eltérő értéket. Ez esetben a sűrűn felszabdalt területen, ahol mellékvölgyenként találkozunk alacsony lejtőszög-értékekkel (völgytalpak és vízvásztó gerincek), valamint hasonló arányban jelennek meg nagy lejtőszögű, meredek térszínek (völgyoldalak), az átlagos lejtőszög a kettő közt, viszonylag arányosan helyezkedik el, így a szórás nagy lesz.

Ezzel szemben a plató jellegű térszíneken, ahol az előzőnél ritkábban vágódnak be patakok, a lapos térszínek nagyobb arányban szerepelnek (platók és széles gerincek), az átlag alacsonyabb lesz. Ezáltal a szórás is kisebb lesz. Eredményül a nagyobb mértékben erodált, keskenyebb gerincekkel jellemezhető területen nagyobb, míg a kevésbé felszabdalt, korábbi platósíntet megőrző gerincekkel, hátakkal tagolt egységeken kisebb értékekre számíthatunk. A módszerrel finomabb különbségek is kiszűrhetők, ezért 0,5°-os felosztással ábrázolom a területet szürkeárnyaltos, osztályozott skálán.

Az eddigiek segítségével határolom le a különböző általános morfológiát mutató terület egységeket, amelyek statisztikai jellemzőit az eddigi és a következőkben tárgyalt módszerek segítségével adom meg. A lejtőszög kategorizálásához 4000 m-es négyzetet használtam ablakként, amin belül összesítettem az SRTM lejtőszög-értékeit, majd hisztogramon ábrázoltam azok eloszlását (SZÉKELY et al. 2002; BALINT et al. 2013).

A dombsági terület völgyhálózatát Topographic Position Index módszerével emeltem ki. Az eljárás lényege, hogy a domborzatmodell celláit aszerint osztályozza, hogy tengerszint feletti magasságuk hogyan viszonyul környezetük átlagos tengerszint feletti magasságához (DICKSON & BEIER 2007; TELBISZ 2010; KARÁTSÓN et al. 2010). Eltérő előjelű értékek eltérő színű ábrázolásával elkülöníthetők a gerincek a völgyektől, ami alkalmas lesz majd a későbbiekben a peremi vízvásztók kijelölésére további elemzés céljából. A vizsgálathoz 1 km-es ablakméretet használtam, mert így a kisebb völgyek hangsúlyosan elkülönülnek, míg az alluviális völgyek, melyeket már korábbi módszerekkel is sikerült leválogatni, 1 km-nél nagyobb szélességük miatt átlagos magasságú pixelekként jelennek meg.

3.1.2 A domborzat és a vízhálózat irányítottsága

A kitettség-irányok számításához is az SRTM-et használtam alapként. A DDM-10 teraszossága miatt a felszín nagy része vízszintesként jelentkezik, nullától eltérő értékek csak a modell forrásaként felhasznált szintvonalak mentén jelennek meg. Az egységek jellemző lejtésirányának kimutatása miatt a kitettség-adatokat 1000 m-es sugarú körrel simítottam vizuális értelmezés céljából.

Az elkülönített területegységekre a kitettség eloszlását kiszámoltam és kördiagramon ábrázoltam. Ugyanezen diagramon az egyes területekre eső vízhálózat irányítottságát is feltüntettem.

Területegységenként és vízgyűjtőnként kiszámoltam a felszín kitettségének átlagát és szórását. Az átlagértékből számszerűen megkapjuk, hogy a területegység kitettsége milyen irányban és relatív értékben térül el az É–D-i iránytól. Irányok esetén nem alkalmazhatjuk a számtani átlagot (FISHER 1993), hanem azokat vektorként kezelve az eredőjüket kapjuk, melynek kiszámítása FISHER (1993) alapján:

$$\bar{\theta} = \begin{cases} \tan^{-1}(S/C) & S > 0, C > 0 \\ \tan^{-1}(S/C) + \pi & C < 0 \\ \tan^{-1}(S/C) + 2\pi & S < 0, C > 0 \end{cases} \quad (3.1)$$

Ahol

$$C = \sum_{i=1}^n \cos \theta_i, \quad S = \sum_{i=1}^n \sin \theta_i \quad (3.2)$$

A kitettség szórása az irányok eloszlásának koncentrátságát adja meg. Felszabdalt területek esetén bimodális rózsadiagramot és magasabb szórást kapunk, míg egy egységes kitettséggel rendelkező terület kisebb szórást mutat. Kiszámítása FISHER (1993) alapján:

$$v = \{-2 \log (1 - V)\} \times 0,5 \quad (3.3)$$

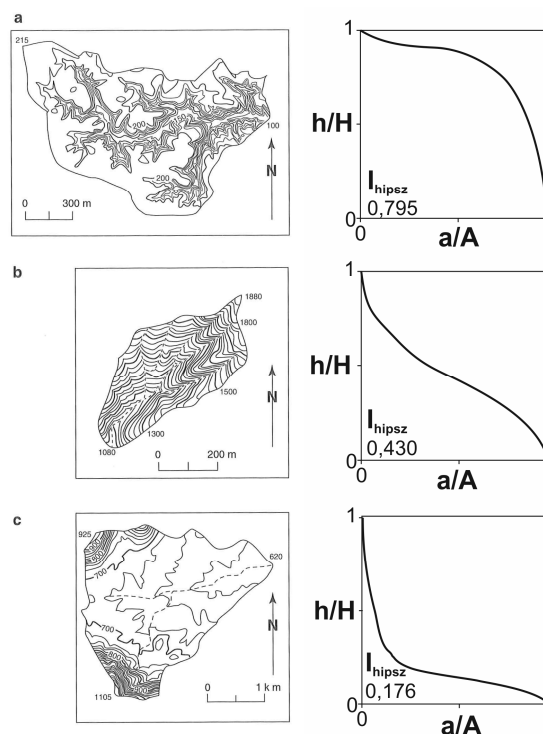
ahol V az átlagkitettségnél említett eredővektor hosszának a reciproka. Ha a földfelszíni pontok nagyjából egy irányba dőlnek, kitettségük kis különbséget mutat, akkor az eredővektor hossza nagy lesz (1-et közelíti), a szórás viszont alacsony.

Az értékek alkalmasak a felszabdalt területek rózsadiagramjának számszerűsítésére, hiszen egy K -i és egy Ny -i csúccsal rendelkező eloszlás két összetevője az átlagirány esetében kiegyenlítik egymást, viszont a szórás magasabb lesz a még kevésbé felszabdalt egységeknél. Az egyes területek kitettségének átlagát és szórását GEORient szoftverrel számítottam ki.

3.1.3 A mellékvízgyűjtők geomorfometriai jellemzői

A hipszometria a magasság-értékek eloszlása egy adott területegységen belül (STRAHLER 1952 in KELLER & PINTER 2002). Ábrázolása hipszometrikus görbével történik, amin a magasság függvényében ábrázoljuk a felette elhelyezkedő területet. A terület- és a magasságskálát is az egység értékeihez (h_{\min} , h_{\max} és terület) normáljuk, így mindkét tengely értékei 0 (a terület legalacsonyabb pontja, valamint 0 kiterjedésű terület) és 1 (a terület legmagasabb pontja, valamint a teljes terület) közé esnek (KELLER & PINTER 2002). Mivel mindkét érték relatív, ezért a módszer alkalmas különböző méretű területek összehasonlítására, ezért vízgyűjtő-területeket vizsgálók.

A kutatási területet átszelő vízfolyások nagy része (Pinka, Perint, Gyöngyös, Répce) a hegyvidéki területen ered és/vagy az alluviális síkon torkoll befogadó folyójába. A forrásvidék hegyvidéki jellege nagyban módosítaná a görbe jellegét, míg az alluviális síkokon a rendelkezésre álló domborzatmodellek hibái miatt problémás lenne a vízgyűjtő kijelölése. Ezekhez a patakokhoz a területek összehasonlító vizsgálatához túl nagy vízgyűjtőterület tartozik, ezért azok mellékpatakjait hasonlítom össze.



3.4. ábra. Különböző fejlettségi fokú vízgyűjtők szintvonalrajza, hipszometrikus görbéje és hipszometrikus integrálja (STRAHLER 1952 alapján). Magyarázat a szövegben.

A teljes kutatási terület határai nagyrészt folyók, ezért a mellékpatakok legnagyobb részének vízgyűjtője a kutatási területen belül helyezkedik el. Ez alól kivételt jelent a Pinka felső folyásának néhány mellékpatakja és a Gyöngyös Kőszegi-hegységi vízgyűjtőterülete, melyeket az összehasonlítás miatt referenciaként szintén figyelembe veszem.

Az egyes vízgyűjtők néhány kivétellel a korábban leválogatott terület egységeken belülre korlátozódnak, így azok jellegének megismeréséhez további adalékul szolgálnak. A vízgyűjtők kijelöléséhez a felsorolt vízfolyásokba torkolló patakok alluviális síkra történő lépésének helyét jelöltem meg alapként. Az elnevezés minden esetben a befogadó vízfolyásra utal, a számozás sorrendje folyásirányban növekszik (pl. Pinka mellékvízgyűjtői: *pi1*, *pi2*...).

Kiszámoltam az adott terület egység legkisebb (h_{\min}), legnagyobb (h_{\max}) és átlagmagasságát ($h_{\text{átlag}}$), valamint a magassági értékek terjedelmét ($r = h_{\max} - h_{\min}$), KELLER & PINTER (2002) alapján a hipszometrikus integrált ($I_{\text{hipsz}} = (h_{\text{átlag}} - h_{\min}) / (h_{\max} - h_{\min})$) és a 10 m-es magassági tartományokba eső pixelek számát.

A hipszometrikus integrál a hipszometrikus görbe jellegét számszerűsíti a görbe alatti terület megadásával (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2009). Az érték független a vízgyűjtő méretétől, 1-re van normálva. Nagyobb érték esetén a görbe felfelé konvex, a magasabb területek nagyobb arányt képviselnek (3.4a. ábra). Ez a felszabdaldás kezdeti fázisában levő, vagy plató jellegű területre utal, mélyen bevágódott vízfolyással. A közepes érték egyenes, vagy S alakú görbére utal, ami egyenletesen felszabdalt területet jelent (3.4b. ábra). Alacsony értékek esetén a hipszometrikus görbe felfelé konkáv jellegű (3.4c. ábra), ami az alacsony területek nagy arányára, erősen erodált, idős vízgyűjtőre utal (KELLER & PINTER 2002).

Extrém értékek neotektonikus deformációra utalhatnak (BONNET et al. 1998; KELLER & PINTER 2002), erősen bevágódó völgyek az emelkedő, míg a lapos területek nagy aránya a süllyedő területek jellemzői (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2009).

A mellékvízgyűjtők vízfolyásait a rendelkezésre álló DDM-10, valamint az általa nem fedett Ny-i területen SRTM alapján generáltam. A kettő közti átmenetet, valamint az egyes modellek hibáit megfelelően kezeli a Global Mapper® 13 `Generate watershed` parancsa, melyben megadható a helyi mélyedések „feltöltésének” mértéke. Ha a völgytalpi lejtés egy helyi, lefolyástalan mélyedés miatt megszűnik, a program a további iterációk során nem a DDM-ben tárolt, hanem megadott határértékgig növelhető értékkel magasított felszínt vesz figyelembe. Erre 15 m-t adtam meg, mely a Vas-hegybe mélyülő Pinka-szurdok kivételével megfelelően kezelte a problémát.

A generálás során alapvető fontosságú a számított vízgyűjtő határértékének megadása. Ez azt jelenti, hogy az adott pontot csak akkor kezeli a program vízfolyásként, ha a megadott határértéknél nagyobb terület vízgyűjtőjének bizonyul. Erre RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2009) által a felszabdalt területre alkalmazott $0,5 \text{ km}^2$ -t használtam. Az értékkel a program belátható időn belül futott le, valamint az elért részletesség is kielégítőnek bizonyult.

A generált vízfolyások közül vízgyűjtőnként a legjellemzőbbekre hossz-szelvényt készítettem, majd DEMOULIN (1998) alapján kiszámoltam a következő paramétereket:

- **normalizált távolság (d/D):** a szelvény adott pontjának távolsága a forrásponttól a teljes szelvényhossz arányában (értékek: 0-1).

- **normalizált magasság (h/H):** a szelvény adott pontjának a torkolattól mért relatív magassága a szelvény teljes magasságkülönbségének függvényében (értékek: 0-1).

- A forrást és a torkolatot összekötő **elméleti egyenes normalizált magassága.**

- Az egyenes és a hossz-szelvény adott pontban számított normalizált magasságkülönbsége (H).

- **Legnagyobb konkavitás (H_{\max}):** szelvényenként az egyenes és a hossz-szelvény normalizált magasságkülönbségének legnagyobb értéke.

- H_{\max} **szelvénymenti távolsága (E_q):** a legnagyobb magasságkülönbség helyének forrásponttól mért, szelvénymenti normalizált távolsága.

- **A szelvény fejlettsége.** A hossz-szelvény és a két végpontja közti egyenes által közrezárt terület (E_r , értéktartomány: -0,5; 0,5), ahol negatív értékek csak a domború szelvények esetében fordulhatnak elő).

Egy egyensúlyi helyzetben levő vízfolyás a külső hatások okozta munkavégző-képesség szelvény menti megváltozása nélkül (MACKIN 1948) homorú hossz-szelvényt mutat, konkavitás-indexe magas, míg a H_{\max} helye a forrásponthoz közel helyezkedik el (kis E_q) (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2009). Ettől a formától való eltérés hozzáfolyás, ellenálló kőzet jelenléte, vagy a neotektonikus hatás jele lehet (pl. MACKIN 1948; HOLBROOK & SCHUMM 1999).

3.2 Az eltérő morfológiájú területek lehatárolása, azok geomorfometriai paraméterei

A területek lehatárolásához használt ábrákat a *II. mellékletben* tettem közzé, az egységekre számított paramétereket a *III.*, míg a lokális hisztogramok és a kiettség ábráit a *IV. melléklet* tartalmazza. A legtöbb egység határvonala már az 500 m-es környezet reliefének, 0–100 m-es tartomány közti színezésével is kijelölhető (*III/1. ábra*). A kevésbé egyértelmű különbséget mutató területek elkülönítésének okát és helyét részletesen, a kinyert adatok felhasználásával indoklom. A tájegységek neveit HAJDÚ-MOHAROS & HEVESI (2002) tájbeosztása alapján adom meg, az attól való eltérést jelzem. A szövegben említett vízfolyások az *I. mellékletben* olvashatók.

3.2.1 A Gyöngyös-sík lehatárolása, felosztása és jellemzői

A Gyöngyös-sík É-i része (*GysE*) minden ábrázolt paraméter alapján markáns vonal mentén különül el a tőle É-ra fekvő, a kutatási területen kívül eső területtől, valamint az allúviumtól (*A*). *GysE* a Gyöngyös-sík D-i részétől (*GysD*) bár az értékeket illetően láthatóan különbözik, a kettő határvonala már kevésbé markánsan mutatkozik. Főleg a magasság szórása (*II/2. ábra*), a lejtőszög leggyakoribb értéke (*II/5. ábra*) és a lejtőszög szórása (*II/6. ábra*) szerint különül el a kettő. A két terület egység átlagmagassága 35 m-rel tér el (*III. melléklet*), ami a teljes terület D-i irányú általános lejtésével hozható összefüggésbe. A tszf. magasság szórása 21 m-rel, a relief 89 (!) m-rel tér el, míg a lejtőszög szórása közel 2° eltérést mutat (*III. melléklet*). Ezek az információk megerősítik a *GysE* erősebb felszabdaltságát, valamint az abszolút és a – környezetéhez képest – relatíve magasabb, kiemelt helyzetét, összességében a két egység különválasztásának szükségét.

A felszabdaltság mértékét jelzi, hogy a *GysE*-re eső lokális hisztogramokon (*IV/1. ábra*, pl. *J–K, 12–13*) az 1°-os pixelek gyakorisága kisebb, mint a 2°-osoké, innentől a nagyobb lejtőszögek felé pedig csökken a gyakoriság értéke egészen 11-14°-ig. *GysD* esetén (pl. *K11, K–M10*) az 1°-os tartomány uralja az eloszlást, a 2°-os pixelek aránya szinte minden esetben 10% alatt van, továbbá 4-5° felett nincs ábrázolható arányban a pixelek gyakorisága (ld. még *II/5. ábra*). A *III. melléklet* átlagos kitétségi-adatai azt mutatják, hogy *GysD* kissé déliesebb, mint *GysE* (155°–135°).

A kitétség szórásának különbsége pedig utal *GysE* nagyobb fokú felszabdaltságára, hiszen a bevágódott patakok miatt nagyobb arányban jelennek meg az általános dőlésre közel merőleges dőlésirányú felületek. Ez megfigyelhető a *IV/2. és IV/3. ábrán* is, ahol a *GysE* területén feltűnően nagyobb az É-i, ÉK-i kitétségi felszínek aránya. Fontos megjegyezni, hogy *GysD* DK-i peremén levő kék színű, hasonlóan É-i, ÉK-i kitétségi területek erdőhatárhoz köthetők (ld. *I. melléklet*).

Érdekesség, hogy *GysD* É-i részén fokozatosan nő a D-i kitétségi (narancs) felületek aránya, ez átmeneti jellegű területet jelent. *GysE* Ny-i szegélye egy viszonylag széles Ny, DNy-i kitétséggel jellemezhető, *A* felé lankásan lejtő átmeneti sáv. Ennek sekélygeofizikai vizsgálatáról lesz szó a *6.7. alfejezetben*.

A felszabdaltság okozta bimodalitás a *GysE* esetén jól megfigyelhető. Ezzel szemben *GysD* egyenletes eloszlása egy enyhe 100-135°-os maximummal rendelkezik, ami az óra járásával megegyezően lassabban, azzal ellentétesen gyorsabban csökken le közel 0%-os gyakoriságig. A vízhálózat irányítottsága (*V. melléklet*, fehér színű körcikkek) *GysD* esetén kis mértékben eltér a felszínétől. *GysE* vízhálózata egy 125–165°-ig tartó kiugrást mutat, ami a felszínkitettségek két csúcsának eredőjére (~145°) esik.

A *GysD* DK-i határvonalának kijelölése kevésbé egyértelmű, az egység szinte belesimul a Kisalföld síkságába (*A*). Ez volt az oka, hogy a legkorábbi felosztásban (KOVÁCS 2009) ezt nem különítettem el (*3.1. ábra*). A DK-i határvonal meglétét a *II. melléklet* összes ábrája megerősíti, a perem környezetéhez képest nagyobb lejtőszöge biztosította annak kijelölését. Az egység határának ÉNy-ira fordulása bizonytalan, ebben az irányban egy pozitív anomália a lejtőszög leggyakoribb értékén (*II/5. ábra*), valamint legmarkánsabban a lejtőszög szórásán mutatkozik meg (*II/6. ábra*). E kettő együttesen azonban nem jelölhet peremet, hiszen akkor a leggyakoribb lejtőszög-érték a síkra és a kiemelt platóra jellemző alacsony érték lenne. A jelenség a Kozár-Borzó patak *GysD* peremébe vágódó völgyét jelöli (ld. *I. melléklet*). További bevágódó völgyek (Surányi-patak, ld. *I. melléklet*) jelenléte magyarázza a DK-i perem kiugró értékeit is. Ny felé nincs olyan további morfológiai elem, amihez a két egység határát köthetnénk, a Gyöngyös völgye pedig már bevágódás nélkül halad a területen. Ezek miatt *GysE* DNy-i határát a Kozár-Borzó alsó folyása mentén jelöltem ki.

3.2.2 A Pinka-fennsík lehatárolása, felosztása és jellemzői

A Pinka-fennsík (*Pf*) a Gyöngyös-síkhöz hasonló jellegű terület. É-ről markáns perem határolja, ami a K-i, D-i és Ny-i oldalról szintén jelen van, de korántsem olyan jellegzetes. A Vas-hegy és a *Pf* É-i pereme közötti átmeneti sáv egyik eljárás segítségével sem jelent meg markánsan, ezért azon határ meghúzása kissé önkényes. Sokkal lényegesebb azonban a Pinka-fennsík É-i (*PfE*) és D-i részének (*PfD*) elkülönítése.

A magasság szórása kis különbséget mutat csak, de lényeges megállapítani, hogy *PfE* esetében szinte a teljes területre 5-10 m, vagy a fölötti érték jellemző, addig *PfD* nagy része 0-5 m közé esik (*II/2. ábra*). Számszerűleg a teljes területekre vonatkozólag ez sorrendben 20 és 14 m (*III. melléklet*).

Közepes különbség van az átlagmagasságukban (45 m) és a teljes reliefükben (42 m). A lejtőszöget illetően már nagyobb eltérés fedezhető fel a két egység között (*II/4–6. ábra*), *PfE* jellemzően nagyobb értékekkel rendelkezik (átlag: $2,0^\circ$, szórás $2,2^\circ$), mint *PfD* (sorrendben $0,7^\circ$, 1°). Előbbi lejtőszög-eloszlása (*IV/1. ábra*, pl. *H7-8, I8*) *GysE*-hez hasonlatos: a 2° gyakoriságánál kisebb az 1° gyakorisága, majd ez $9-12^\circ$ -ig fokozatosan csökken 0%-ig. *PfD* (*IV/1. ábra*, pl. *H5, I4–6, J5*) ezzel szemben a következő eloszlást mutatja: az 1° -os lejtőszög gyakorisága minden esetben nagyobb, mint 30%, a 2° -os lejtőszög gyakorisága ennél általában alacsonyabb. A legtöbb esetben túllépi, de mindig megközelíti a 20%-os gyakoriságot. Innen az adott kategóriába tartozó pixelek aránya fokozatosan csökken, általában a 6° -os lejtőszög-kategóriáig. A leggyakoribb lejtőszög különbsége a *II/5. ábrán* is megfigyelhető.

PfE esetén a kitettség az erdőterületek nagy száma miatt rendkívül változatos képet mutat (*IV/2. ábra*), viszont a simított értékeket bemutató ábra alapján már kivehető egyfajta rendszer (*IV/3. ábra*). É-i és Ny-i peremén ugyanezen irányokba kitett sáv figyelhető meg, ami a peremek hatására utal. Ezen kívül a Pornóapáti-patak völgye tagolja még a DK-i kitettségű felszínt (ld. *I. melléklet*). Ezt árnyalja az *V. melléklet* felszínre vonatkozó rózsadiagramja (szürke színű körcikkek), ami 90 és 165° között nagyjából hasonló eloszlást mutat. Ez a jelleg egy kúppalástra utal, amilyen formát a geomorfológiában hordalék/törmelék-kúpok és hegyláb felszínek vesznek fel. A 265° -os csúcs a bevágódott vízfolyások (pl. Pornóapáti-patak, Sorok) által kialakított völgyoldalakra utal, aminek szemben levő párja ($\sim 90^\circ$ -nál) beleolvad az előbb említett egyenletes eloszlás-tartományba. Ezt megerősíti a vízhálózat iránydiagramja, ami 180° -os csúcsot és $145-195^\circ$ -ig tartó nagyobb eloszlású tartományt mutat. Az eloszlás nem egyezik meg a felszín kitettségének eloszlásával, aminek tektonikai okai is lehetnek.

PfD É-i része a *IV/3. ábra* alapján *PfE* folytatásának tekinthető. Ezt a DK felé dőlő felszínt a Sorok patak aszimmetrikus völgye (D-i völgyoldal meredek, É-i lankás, hosszan elnyúlt) határolja. Ennek vonala a *IV/2. ábra* által jelzettel ellentétben nem nyúlik ki egészen az egység Ny-i széléhez, 3 km-en az ezzel egy vonalban levő erdőhatár okozza az É-i kitettségű sávot. Itt, a Ny-i oldalon megszakítás nélkül folytatódik D felé *PfD* É–D-i lejtése.

A Sorok és a Hideg-kúti-patak egy nagyjából szimmetrikus hát két oldalán helyezkedik el, ami a középvonalától É-ra É, tőle D-re D felé kitett. Ettől az egységtől, így a Hideg-kúti-pataktól D-re, egészen a *PfD* DDK-i pereméig egy északias, de nagyon lapos felszín következik (*IV/2–3. ábra*). A rózsadiagramra (*V. melléklet*) tekintve láthatjuk, egy széles, DK-i irányítottság uralja a terület kitétségek eloszlását. A diagram jellege hasonlít *GysD*-éhez, bár itt a kitétség maximuma egy 60° széles tartományt ($85\text{--}145^\circ$) ölel fel. Ez esetben az óra járásával megegyező irányban csökken lassabban a kitétség-értékek gyakorisága. A vízhálózat irányítottsága sokkal változatosabb: erős túlsúllyal jelenik meg a domináns felszínkitétség irányának megfelelő DK-i folyásirány. Ezt kiegészíti a patakok eltérülésének ÉNy-i és Ny-i iránykomponensei.

3.2.3 A Kőszegi-hegység előterének felosztása és jellemzői

Kőszeghegysége (*Kha*) jellemzőit tekintve alig tér el *PfE*-től (*II. melléklet*), a két egység lehatárolását az előző alfejezetben tárgyaltam. Területe a Kőszegi-hegységtől (*Khg*) és a Gyöngyös völgyétől viszonylag egyértelmű vonal mentén lehatárolható, a Felsőörség (*FO*) irányában azonban nincs olyan markáns vonal, amelyhez köthetnénk az egységek határát. A *II/2.*, *II/4.* és a *III/6. ábrán* azonban nagyjából a Szabár-patak vonala egy erősebben felszabdalt Ny-i és egy kevésbé felszabdalt K-i részre osztja a *Khg* Ny-i és D-i előterét. Az ily módon történt lehatárolás folytán a magasság szórása, valamint a lejtőszög átlaga és szórása a *III. melléklet* alapján is nagymértékben különbözik a két területen.

Kha lejtőszög-hisztogramján (pl. *HI-10*) az 1° gyakorisága 20% körüli, ezt meghaladva 2° -é 30% fölé emelkedik, majd 9° -ig folyamatosan csökken a gyakoriság 0%-ig. Ugyanez jellemző *PfD* és *GysE* eloszlására is. *FO* ezzel szemben az eddigiektől eltérő: $1\text{--}6^\circ$ éppen 10% fölött van, majd a gyakoriság folyamatosan csökken 13° -ig, ami az eddigieknél nagyobb előforduló lejtőszöget jelent (*IV/1. ábra* pl. *C11*, *D10*). Ez átmenetet jelenthet *Kha* és felszabdalt dombvidéki területek között. Ez a különbség a *III/5. ábrán* is megfigyelhető, ami alapján viszont a két egység határa nyugatabbra helyezkedik el. A kijelölést a többi paraméter alapján meghagyom az ábrázolt helyen, viszont annak bizonytalanságát fenntartom.

Kha esetén a rózsadiagram bimodális eloszlása a terület párhuzamos felszabdaltságára utal, viszont a DDK-i komponens-tartomány ezen kívül is kiemelkedő gyakoriságot mutat 160° -nál. Érdekes továbbá, hogy $\sim 80\text{--}110^\circ$ közötti tartomány láthatóan nagyobb arányt képvisel, mint a $210\text{--}250^\circ$ közötti párja. *FO* párhuzamos patakok által erőteljesebben felszabdalt, hiszen sokkal jobban dominál a rózsadiagram bimodális jellege, esetében viszont a $215\text{--}265^\circ$ közötti tartomány hangsúlyosabb.

3.2.4 A Németújvári-dombság felosztása és jellemzői

A tájegységek elnevezését illetően már el kell térnem HAJDÚ-MOHAROS & HEVESI (2002) felosztásától, akik a teljes területet a Németújvári-dombság néven illették. A dombvidéki terület nagy részén égtáj szerinti elnevezéssel különíttem el a részegységeket (*NdE*, *NdD*, *NdK*) a Strém és Lapincs közti egység egyedi jellege miatt annak eltérő, Strém-melléki-dombság (*Smd*) nevet adtam. A részegységek közé ékelődő széles, lapos folyóvölgyek szintén egyedi elnevezést kaptak (Felső-Pinkavölgy: *FPv* és Strém-völgy: *Sv*), míg a jellegzetesen felszabdalatlan legyező alakú teraszt nagy mérete miatt szintén elkülöníttem (Legyező-terasz: *Lt*).

Eleinte (KOVÁCS 2009; 3.1. ábra) a teljes Ny-i területet azonos jellegű egységnek tekinttem, mondván annak egészén erőteljes felszabdaltság mutatkozik, majd É–D-i sávszelvények segítségével ferde felszíneket mutató egységekre és az ezeket elválasztó meredek peremekre tagoltuk (KOVÁCS & TELBISZ 2013; 3.2. ábra).

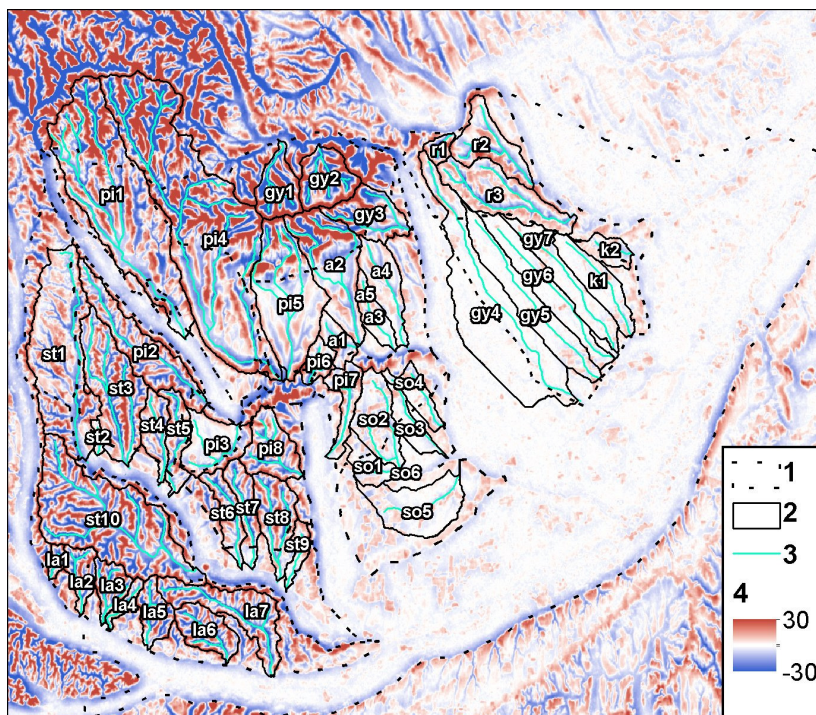
A közbeékelődő *Sv* és *Lt*-től eltekintve a reliefenergia (*III/1. ábra*) és a magasság szórása (*II/2. ábra*) szerint nem mutatkozik számottevő különbség a területen. *Smd* azonban a további ábrákon látható mértékben, a *II/5. ábrán* egyértelműen elkülönül. A lejtőszög átlaga és szórása alapján *NdE* és *NdD* megegyezik, míg *NdK* kis mértékben eltér (*III. melléklet*). Az átlagmagasság ÉNy-i irányban erőteljesen növekszik. Érdekes ellentmondás a táblázat és az ábrák között a szórás-értékekben mutatkozik: pl. a magasság szórása *Smd* esetén a legnagyobb, amit a *II/2. ábra* nem mutat. A lejtőszög szórása hasonló ellentmondásokat mutat, ami arra utal, hogy a lokális (ablakméreten belüli) viszonyok mások, mint a teljes területre vonatkozólag. *NdK* és *Smd* esetében ebben a sorrendben csökken a lejtőszög átlaga és a szórás, amiből kisebb mértékű felszabdaltságra lehet következtetni.

Az átlagkitettség (*III. melléklet*) nagyon hasonló értékeket mutat a területen, de az eloszlásban (*V. melléklet*, szürke körök) mégis nagy különbségek fedezhetők fel: *NdE* a párhuzamosan felszabdalt területektől elvárt módon bimodális, amit kiegészít 25–60° közötti tartomány, amit a Pinkával párhuzamos Csalangos völgye okoz. Szinte ugyanezt mutatja a vízhalózati irányeloszlása is: *Kha*-hoz és *FO*-hoz hasonlóan 180°-os csúcs, ami K-ies irányok felé lassabban csökken le 0-ig. Ettől *NdK* a felszínkitettség eloszlásában annyiban különbözik, hogy a D-ies irányok kicsit nagyobb arányban jelennek meg, elég széles terjedelemben. A D-ies irányok a *IV/2. ábra* alapján a Vas-hegy (*Vh*) D-i előterében jelennek meg nagy számban. *NdD* 35 és 285° között egyenletes eloszlást mutat, aminek oka, hogy változatos irányokban felszabdalt.

A lejtőszög-eloszlás változatos képet mutat a részterületeket illetően is. *NdD* hisztogramja (pl. *A5, B4*) 7–9° közötti csúcsot mutat, melyek gyakorisága 10% fölötti. Ez alatt lassan nő, fölötté gyorsabban csökken 0%-ra 18°-ig. Ez erőteljes felszabdaltságra utal. Ehhez hasonló *NdE*, ahol ugyan 14–15° a legnagyobb előforduló érték, de a maximum az előzőhöz hasonlóan 7–8°-nál jelentkezik (~13%). Ehhez képest kevésbé meredek *NdK* (pl. *F5-6*), ahol 4–8°-os csúcs figyelhető meg 10% fölötti gyakorisággal. Ez alatt lassan nő, fölötté viszont gyorsan lecsökken 12–13°-ig 0%-ra. *Smd* eloszlásának (pl. *A8–10*) jellege *Kha*-hoz hasonlít: 1° 5–10% körüli gyakoriságú, amit egy 2–4° között váltakozó csúcs követ 15–20% körüli értékkel, majd gyors csökkenés figyelhető meg 12°-ig.

3.2.5 Néhány megfigyelés a nem dombvidéki területekről

IV/2. és 3. ábra jól kihangsúlyoz olyan különbségeket, amelyeket egyébként a rendkívül alacsony relief miatt esetleg nem vennénk észre. Ilyen az *A*-val jelölt területen *PfD* és *GysD*, valamint a Rába között, utóbbinak vonalát követő hosszanti vonulat. A jelenség vonalában erdők is megjelennek az SRTM-en (*I. melléklet*), viszont annak folytonossága megcáfolja, hogy a domborzatmodell hibája okozná. A geológiai térképpel (*2.1. ábra*) összehasonlítva látható, hogy a lösszel jelölt *PfD*-től alluvális üledékkel elválasztott lösz-sáv található, ami WINKLER VON HERMADEN (1955) szerint az allúviumtól elkülönülő fiatal terasz. Ezek igazságtartalmát nem vizsgáltam, azonban az aljzatmorfológiával érdekes összefüggéseket mutat.



3.5. ábra. A vizsgált mellékvízgyűjtők a topográfiai helyzet szerint színezett térképen. 1 – tájegységek határa; 2 – mellékvízgyűjtő határa; 3 – vizsgált vízfolyás; 4 – topográfiai helyzet (m).

Sv és *Lt* lejtőszög-adataiban *PfE*-re, *Kha*-ra és kicsit *GysE*-re hasonlít. Előbbiekről biztosan tudjuk, hogy egy korábban egységes felszín maradványai (ld. 5.4. *alfejezet*), így tovább erősödik utóbbiak felszabdalódás előtti egységes volta. *Fpv* már alacsonyabb értékeket mutat, de még ez is meghaladja az allúviumét. Az *A*-hoz legközelebbi értékekkel *GysD* és *PfD* rendelkezik.

Lt mutatja a kúp jelleget, kiegészülve az ÉK-i peremével. *Sv* is hasonló eloszlást mutat, egy DDNy-i irányt mutató nagyobb eloszlás látható. Oka, hogy a területbe a két legfiatalabb terasz-szint is beletartozik, amelyek enyhén dőlő jelleget mutatnak.

3.3 A mellékvízgyűjtők tulajdonságai

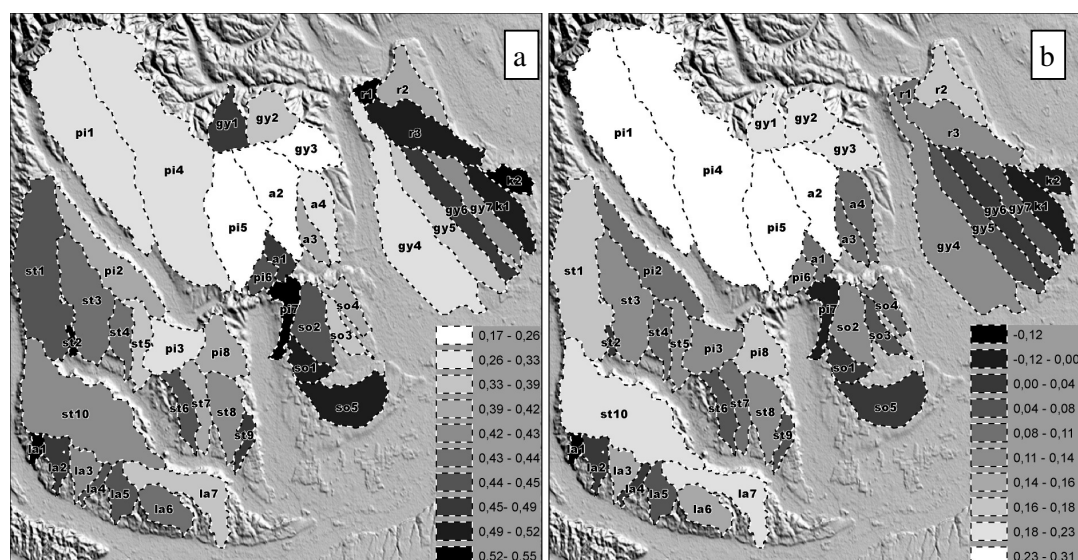
A generált vízgyűjtőket, azok számozását és a generált patakokat a Topographic Position Index alapján színezett térképen ábrázoltam (3.5. ábra). A vízgyűjtő-területekre vonatkozó hipszometrikus görbét az I_{hipsz} értékkel a VI., a normalizált hossz-szelvényeket a E_q , H_{max} és E_r értékekkel a VII., ezek összefoglaló adatait a VIII. mellékletben mutatom be. Néhány esetben feltűnő a DDM hibájából adódó lépcsőzetes hossz-szelvény. Ez adott esetben E_q és H_{max} értékeit kis mértékben módosíthatja, de E_r esetén a lépcsők magasabb és alacsonyabb értékei kiegyenlítődnék.

A vízgyűjtőket két paraméterük alapján színeztem (I_{hipsz} és E_r ; 3.6. ábra), majd négy paraméterük alapján osztályoztam (I_{hipsz} , lejtőszög módusza, relief és E_r ; 3.7. és 3.8. ábra).

3.3.1 Általános kép

Az egyes vízgyűjtők I_{hipsz} és E_r alapján történő színezése a következő általános képet mutatja (3.6. ábra). A hegységelőtéri területek általában alacsonyabb I_{hipsz} értékekkel rendelkeznek (0,39-ig), aminek oka az, hogy a vízfolyások forrásvidéke a kiemelt kristályos alaphegység területén, míg azok alsó szakasza az alacsony, harmadidőszaki üledékekkel fedett területen helyezkedik el. E_r ezek értelmében az átlagnál magasabb (>0,23).

A Pinkától Ny-ra fekvő terület mozaikos jelleget mutat, de az értékek közepes skálán helyezkednek el. E_r értéke itt inkább a közepestől a magasig terjed (0,08–0,23), néhány kivételtől eltekintve. A Pinkától K-re eső területeken I_{hipsz} már jóval szélsőségesebb értékek közt változik, míg a E_r az alacsony értékektől a közepesig terjed (<0,11). Ezek alapján a Ny-i területen fejlettebbek a mellékpatakok hossz-szelvényei, valamint a hipszometria alapján is közelebb vannak az egyensúlyi helyzethez, ami hosszabb ideje tartó, vagy intenzívebb eróziót jelenthet.



3.6. ábra. A mellékvízgyűjtők paramétereinek alapján színezett ábrák. a) I_{hipsz} szerint; b) E_r szerint

Az előforduló kivételek, részben a korábbi folyásirányok által máig meghatározott morfológiájú (ld. 5.4. és 8. fejezet) egységekhez kapcsolhatók. *Pi2*, *st10* és *la7* egy-egy korábbi főfolyó völgyét őrzi, míg *pi3*, *la1*, *st2* és *st9* területe jórészt egységes kavicsterasz-felszínre esik. Érdekes továbbá, hogy a Lapincs mellékvízgyűjtői K felé haladva *la3* kivételével egyre kisebb értékeket mutat. Ez a trend az E_r értékeken is mutatkozik.

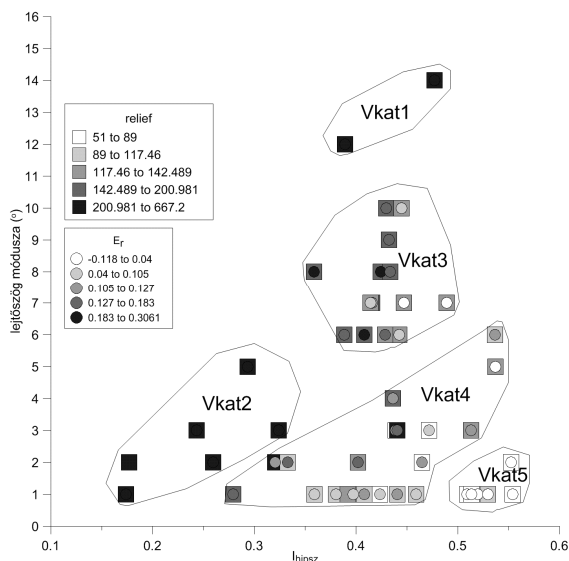
A K-i területen a kiugró I_{hipsz} értékek a Vas-hegyhez, *GysD*-hez és a Kőszegi-hegység K-i folytatásához köthetők. Ezzel szemben *r2* szintén egy korábbi folyásirány miatt alacsony, viszont *pi7* hasonló eredete ellenére feltűnően magas, továbbá alulról konvex hossz-szelvényű (VII. melléklet). Ezek alapján *r2* kisebb mértékben emelt, vagy fiatal lefejeződés térítette el a rajta átkelő nagyobb vízfolyást, míg *p7* esetén ezek fordítottja igaz. Érdekes még, hogy a Porpáci-perem mentén *gy6* vagy *gy7* kivételével K felé egyre növekvő I_{hipsz} és egyre kisebb E_r figyelhető meg, ami fiatal bevágódásra vagy a vízgyűjtőre ható fiatal deformációra utal.

3.3.2 Erősen felszabdalt területek osztályai

Az osztályozás alapja I_{hipsz} és a lejtőszög módusza, amik kiegészítéseként a reliefet és E_r -t is figyelembe vettem (3.7. ábra). *Vkat1*-be a referenciaként használt *gy1* és *gy2* tartozik, melyek a *Khg* lábánál torkollnak vízgyűjtő folyójukba. Reliefük, lejtőszögük módusza és szelvényfejltségük (E_r) nagy, E_q 0,3–0,4 körüli, hipszometrikus görbéjük közelíti az S-alakot, egyensúlyban levő vízfolyásoknak tekinthetők.

Jellegzetesen elkülönülnek a hegységekre felfutó, de nagy hegylábi területet magába foglaló vízgyűjtővel rendelkező vízfolyások (*Vkat2*). Az előtéri jelleg módosítja a leggyakrabban előforduló lejtőszöget (max. 6°, ami azonban az alacsonyabb lejtőszögek közel hasonló aránya miatt esetleges, ld. 3.2.3. alfejezet és IV/1. ábra) valamint I_{hipsz} is kisebb (max. 0,325). A relief és E_r minden esetben nagy.

Erősen felszabdalt dombvidéki kategória a *Vkat3*, melyben a relief közepes értékek közt változik (126–168 m), míg E_r szélsőséges értékeket mutat. Jól látható, hogy a kategóriába kivétel nélkül a Németújvári-dombság vízgyűjtői tartoznak (3.8. ábra), ami a *Vkat4*-től főleg lejtőszögük módusza alapján különíthető el, de a relief is magasabb értékeket mutat.



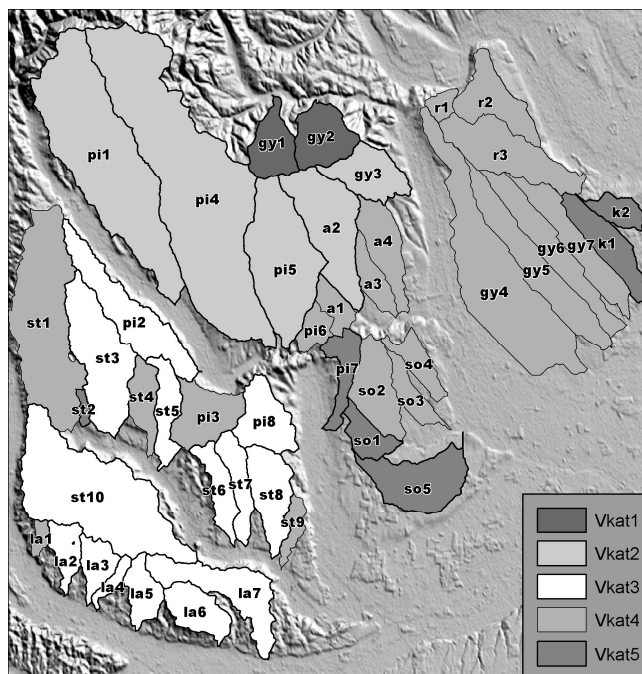
3.7. ábra. Az egyes mellékvízgyűjtők osztályozása paramétereik alapján.

Érdekes, hogy E_r és I_{hipsz} tekintetében a diagramon nem látható lényeges eltérés a két kategória között, valamint a két kategórián belül a két paraméter közt sem mutatható ki összefüggés, vagy irányítottság. Az osztályozás e paraméterekkel való elvégzése a kategóriák jó elkülönülésén kívül az azokon belüli eloszlások megfigyelése miatt is szerencsés. Míg $Vkat3$ E_r értéke széles határok közt mozog, hipszometrikus integrálja inkább közepesnek mondható, addig $Vkat4$ esetén ez fordított: I_{hipsz} (és a relief) értékei majdnem a teljes tartományt felölelik, addig E_r pár kivételtől eltekintve csak közepes értékeket mutat.

E paraméterek térképi nézetében (3.8. ábra) fontos összefüggésekre lehetünk figyelmesek. Főleg $st10$ és $la7$, de $pi8$ és $la3$ E_r értéke magas környezetéhez képest, ami a terület felszabdaldódása előtti vízfolyás-irányra utal (ld. 8. fejezet).

3.3.3 Kevésbé felszabdalt területek

$Vkat4$ kategória esetén az egyes vízgyűjtők közti legnagyobb eltérés I_{hipsz} esetén fedezhető fel (0,28–0,54), míg E_r $la1$ kivételével közepes értékeket mutat, a relief szintén nagy szélsőségek közt ingadozik (3.7. ábra).



3.8. ábra. A 3.7. ábra alapján elkülönített osztályok szerint színezett mellékvízgyűjtők.

A *gy4* jelű vízgyűjtő hipszometrikus görbéje erősen konkáv jellegű, ami az alacsony területek nagyobb arányára utal. A magasabb területek kis aránya a patak forrásvidékének (*GysE*) magasabb relatív helyzetére utal (ld. 4.2. *alfejezet*), ami a normalizált hossz-szelvényen is mutatkozik (*VII. melléklet/gy4*, $\sim 2,5 d/D$ -ig, vö. *gy5–7*). K felé haladva *k2*-ig (*gy7* kivételével) a H_{\max} és E_r értéke folyamatosan csökken 0 érték alá is. E_q értéke *gy7*-ig nő, majd *k1–k2* esetén csökken, azonban fontos megfigyelni, hogy utóbbi két esetben a normalizált hossz-szelvény alulról konvex, így a legnagyobb eltérés helye a pozitív eltérésre vonatkozik. Ugyanezt erősíti meg I_{hips} K felé növekvő értéke, ahol *gy7* megint egy kivétel.

PfD esetén *so1* és *so5* hipszometrikus integrálja magas, a görbe erősen konvex, ami a plató kis mértékű felszabdaltságára, vagy annak relatív emelkedésére utal. H_{\max} és E_r értéke rendkívül alacsony, ami ez esetben is az egyensúlyi állapottól való nagy eltérésre, azaz az erózió fiatal voltára és/vagy annak alacsony hatékonyságára utal. Az *so2–4* H_{\max} és E_r értékei meghaladják *so1* és *so5*-ét, viszont elmaradnak a *GysE* értékeitől, ami a két állapot közti átmenetre utal. I_{hips} értéke is alacsonyabb, valamint a görbék az alacsony területek kisebb arányára utal, ez azonban összefügg azzal, hogy ezek a patakok D felől szabdaltják a felszínt, míg az előbbieket az É-i, meredek peremek felőli oldal irányából vágódnak hátra. Ettől eltér *pi7*, amely magas hipszometrikus

integrálja és a legalacsonyabb területek kis aránya ritka, de erőteljes bevágódásra utal. A normalizált hossz-szelvénye konvex, ami a kőzetminőségi különbségek hiányában erős emelkedésre utal. Ezt megerősíti *pi6* és *a1* szomszédos vízgyűjtői is, amelyek szintén magasabb I_{hipsz} értéket mutatnak.

Kha területén meg kell különböztetnünk *a3*, *a4*-et, melyek vízgyűjtője nem éri el a Kőszegi-hegységet. H_{max} és E_r értékei mind a két terület esetén magasak, *GysE*-hez, valamint *pi6* és *a1*-hez hasonlatosak.

Vkat4 néhány mellékvízgyűjtője a Ny-i, erősebben felszabdalt területen található, ezek morfológiáját azonban a kavicsteraszok lapos felszíne uralja.

Markánsan elkülönülő kategória *Vkat5*, mely mellékvízgyűjtőinek egységesen magas I_{hipsz} értéke, E_r minden esetben 0,04 alatt marad, a lejtőszög módusza csak *st2* esetén éri el a 2° -ot és a relief csak *pi7* esetén haladja meg a 89 m-t. *Pi7* kivételével minden esetben kisebb-nagyobb peremet keresztező vízgyűjtőkről van szó. Ezek a legmarkánsabb tektonikus hatás alatt álló, vagy legfiatalabban bevágódó mellékvízgyűjtők.

3.4 Összefoglalás, következtetések

A különböző morfometriai paraméterek ábrázolásával már számszerű különbségekkel rendelkező területeket sikerült lehatárolnom. A magasság szórása és a reliefenergia a korábbi háromosztatú lehatárolást erősítette meg, viszont rendkívül hasznosnak bizonyultak a kis reliefenergiájú területeken található peremek kijelölésénél.

A lejtőszög mérőszámai kisebb eltérések kihangsúlyozására is alkalmasnak bizonyultak, így a Németújvári-dombság és a Felsőórség területén különböző jellegű egységek elkülönítését tették lehetővé, míg a *Kha*, *PfE*, *GysE* hasonló jellegét is érzékeltetik. Élesen elkülönül a *FPv* és *Sv* alluviális völgye, valamint *Smd* és *Lt* kavicstakarója által konzervált, alig felszabdalt felszíne. A lokális hisztogramok jellege és csúcsainak elhelyezkedése a területek fiatal felszínfejlődési körülményeinek változatosságára utal.

Általánosságban megfigyelhető, hogy (habár pontos határai máig nem ismertek) *Kha* kivételével az erősebben felszabdalt területek elhelyezkedése a Dél-Burgenlandi-küszöb helyzetéhez köthetők (ld. 7. fejezet). Ezek átlagmagassága is nagyobb (vö. *PfD* és *PfE*, valamint *NdK*, III. melléklet), ezért **felmerül a küszöb fiatal relatív**

emelkedésének lehetősége valószínűleg a korábbi munkákban kimutatott vetődések mentén (ld.: NEBERT 1979), aminek az alátámasztására a következő fejezetben tesztek kísérletet.

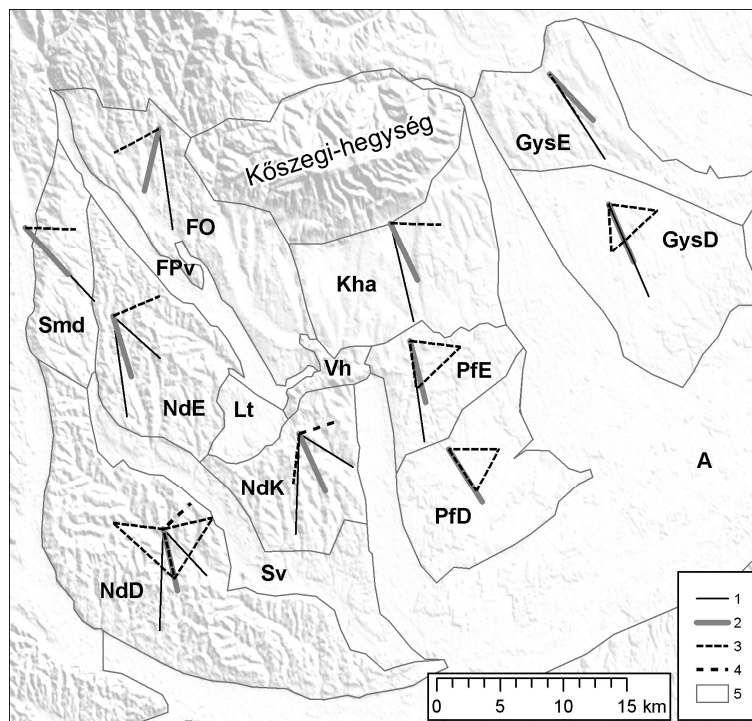
Fontos megemlíteni, hogy míg *GysD* és *PfD* hisztogramja pusztán annyiban különbözik *A*-tól, hogy az uralkodó 1°-os kategória mellett kis gyakorisággal megjelennek akár 4-5°-os értékek is, addig *Kha*, *GysE* és *PfE* esetén a 2°-os lejtőszögnél található a hisztogram csúcsa és innen 9-14°-ig csökken a gyakoriság. *PfE* vízhalózata D-ies irányt, míg a felszínkitettséget (a bevágódás okozta völgyoldalok hatását leszámítva) 90–165° között egyenletesen eloszló csúcsot mutat. A kettő közti különbség a patakok bevágódása óta eltelt billenés következménye lehet, ezért **felmerül a térszín lejtőszöge megváltozásának kérdése, amely az aljzat morfológiájával és annak relatív emelkedésével/süllyedésével lehet összefüggésben.** Helyzetüket tekintve a *Khg* és a *Vh* hegyláb felszínének is betudható lenne a nagyobb lejtőszög, de a pannon üledékek majdnem a felszínig vannak jelen, valamint a lignitrétegek is a felszínhez hasonló deformációt szenvedtek (ld. 5.2. *alfejezet*).

A vízhalózati és a domborzati irányítottságának vizsgálata érdekes eredményeket hozott (3.9. *ábra*). A vízfolyások közel É–D-i főiránya szinte minden egységen megfigyelhető. Ezt nem a kezdeti dőlésirány következményének tartom, hiszen korábbi vizsgálatok (MAGYAR et al 1999; KOSI et al. 2003) erre közel merőleges pannon–kora pleisztocén folyásirányt mutattak ki.

Sokkal valószínűbb a hegyvidéki területek emelkedése okozta É–D-i irányú lejtőszög-növekedés. Ezt a továbbiakban billenésként fogom említeni, annak ellenére, hogy a szó merev test helyzetváltozására utalhat. Én a hegységek emelkedése és azok előterének relatív süllyedése okozta plasztikus felszíni lejtőszög-változást értem billenés alatt.

Némely egységeken a vízhalózati fő iránya (3.9. *ábra/1*) eltér az átlagos lejtésiránytól (3.9. *ábra/2*), helyenként további jellegzetes irányok (3.9. *ábra/3* és *4*) is megfigyelhetők. Ezek eltérése legmarkánsabban *FO* és *Kha* esetén figyelhető meg, előbbinél egy 240°-os, utóbbinál 90° körül található gyakoriság-többség figyelhető meg (*V. melléklet*), míg az átlagos lejtésirány és a vízhalózati fő iránya mindkét esetben kisebb mértékben tér el a D-ies iránytól. E szerint *Khg* kiemelkedő tömbje előterét a patakok bevágódása után billentette, *Kha*-t K-re, *FO*-t Ny-ra.

A másodlagos lejtésirányokat okozhatja még az is, hogy ebből a szempontból nem egységes területeket különítettem el (pl.: *NdK*, *NdE*), hanem más hatás által formálódó (pl. korábbi folyásirány) egységet is belevettem. Ennek ellentmond, hogy mindkét esetben hasonló irányeloszlást mutatnak a vízfolyások.



3.9. ábra. A tájegységek felszínének és vízhálózatának irányítottsága. 1 – a vízhálózat fő iránya(i); 2 – átlagkitettségi; 3 – másodlagos domborzati lejtésirány (a háromszöggé bővített jelek a tartományon belüli egyenletes eloszlást jelölik); 4 – harmadlagos domborzati lejtésirány; 5 – a tájegységek határa.

PfE felszínének kitettsége egy kúppalástra utal, azonban a vízfolyások annak egy szűkebb, D-ies irányú szegmensére korlátozódnak. Ennek oka a **terület K-ies billenése** és/vagy a korábbi folyásirány rögzülése lehet. Ezek eldöntésére a következő fejezetben a tektonikus geomorfológia segítségével vizsgálom az esetleges hatásokat.

A vízgyűjtőnként végzett vizsgálat eredménye már jóval heterogénebb képet ad a terület részegységeiről (3.6. ábra), azonban osztályozás segítségével már jól elkülöníthető egymástól a Ny-i, erősebben felszabdalt és a K-i, kevésbé felszabdalt terület (3.8. ábra). Előnye a két módszer együttes alkalmazásának továbbá, hogy olyan helyi különbségeket is kimutat, amely eltérő kialakulásra utal (pl.: *st10*, *la7* ld. még 8. fejezet), vagy egy irányba megfigyelhető folyamatos változásra (pl.: *la1–7*, *gy4–r2*) utal. Az ezeket létrehozó hatásokat azonban további módszerekkel kell ellenőrizni, vizsgálni.

Olyan fejlettségi különbségek kimutatására is alkalmas a hipszometria és a völgyfejlettség együttes használata, mint amik *PfE*, *Kha* és *GysE* között található. Előbbi esetén a hipszometrikus integrál magas, a szelvényfejlettség (E_r) alacsony, a korábbi folyásirányt jelző $pi7$ szintén anomáliát mutat, amik az egyensúlyi állapottól való nagy eltérésre utalnak.

Ezzel szemben *GysE* esetén E_r nem szélsőséges értéket mutat és $r2$ értékei sem szélsőségesek. Ezeken a területeken az egyensúlyi állapotot meg nem közelítő mellékvízgyűjtőkről van szó. Fejlettségi különbségeik azt sugallják, hogy *PfE* fiatalabb fázisban van, vagy erőteljesebben emelkedik, hiszen fejlettsége a vizsgált mellékvízgyűjtők esetén alacsony. *GysE* esetén ez már magasabb, ezért a **relatív emelkedés aktivitása megkérdőjelezhető**. Fontos leszögezni, hogy mindkét terület mellékvízgyűjtőinek fejlettsége elmarad a Ny-i terület vízgyűjtőjétől.

PfD és *GysD* esetén a görbe egyre inkább konvex jellege a platóba egyre kisebb mértékű bevágódásra utal. A *GysD* esetén tárgyalt patakoknál figyelembe kell venni azok K-i irányba csökkenő hosszát is, ami miatt a különböző hatások más szelvénymenti távolságban jelentkeznek. Ezen szisztematikus változás okozója, hogy a patakok egyre kisebb mértékben közelítik meg a magasabb helyzetű *GysE*-t. Továbbhaladva K felé *GysD* DK-i pereme a vízgyűjtők csökkenő reliefe miatt egyre nagyobb mértékben befolyásolja a normalizált görbék jellegét.

Érdekes azonban, hogy mindkét hatás esetén a hossz-szelvények követik a hipszometrikus görbe által mutatott trendet, vagyis a vízfolyásnak még nem volt elég ideje reagálni a külső hatásokra. Ezek alapján ***PfE*, *Kha* és *GysE* magasabb helyzete, valamint *PfD* K-i és *GysD* DK-i pereme fiatal jelenségeknek tekinthető**. Ezek okát a későbbi fejezetekben további módszerekkel is vizsgálni fogom.

Noha a fejezetben sokszor említettem neotektonikus hatásokat az egyes jelenségek kiváltó okaként, az alkalmazott módszerek nagy része csak a területek statikus jellemzőit mutathatta ki. Ez alól kivételt képeznek a hipszometria és a hossz-szelvény fejlettségét érintő vizsgálatok, azonban a jelenségek kialakulásában szerepet játszó tektonikus hatások meglétét, azok esetleges aktivitását a következő fejezetben vizsgálom.

4. TEKTONIKUS HATÁSOK GEOMORFOMETRIAI VIZSGÁLATA

Az előző fejezet ismereteinek tükrében néhány további elemzés segítségével megvizsgálom, hogy a tárgyalt területi különbségeket okozhatták-e tektonikus hatások. A vizsgálatok egy részéhez szintén a MH DDM-10 domborzatmodelljét használtam, ahol már nem áll rendelkezésre, a patak menti sáv-szelvények és a völgyparaméterek számítása esetén SRTM-et, a vízfolyások hossz-szelvényéhez az osztrák topográfiai térképeket használtam (FERENCZ et al. 1987). A kanyargósság vizsgálatához a Második Katonai Felmérés térképszelvényeit használtam, aminek okát a 2.7.4. *alfejezetben* részletesen kifejtettem. Az előző fejezetben lehatárolt, számszerűleg megkülönböztethető értékekkel jellemezhető területek kialakulásának különbségei geológiai, tektonikai és/vagy klimatikai okokra vezethető vissza (pl. SZÉKELY 2001; KELLER & PINTER 2002). A vizsgált formák kialakításában legmarkánsabban résztvevő tényezőt különítem el az alkalmazott módszerek segítségével.

Ahogy az előző fejezetben már említettem, KOVÁCS & TELBISZ (2013) területfelosztásában a kutatási területen kijelölt sáv-szelvények segítségével, ferde síkokra és az azokat határoló meredek peremekre osztottuk a területet (3.2. *ábra*). Itt már meghatároztuk az egységek általános dőlését, a peremeket kialakító tényezőkre is kerestünk mélyszerkezeti, terepen megfigyelhető és a korábbi szakirodalomban leírt adatokat. Ezzel együtt összevetettük a morfológiai elemeket a BADA et al. (2007a; 2007b) által kimutatott, területre jellemző feszültségiránnyal és az általa keletkezhető HANCOCK (1985) által leírt szerkezeti elemekkel (3.2b. *ábra*).

A korábbi eredményeket felhasználva, azokat finomítva, újraértelmezve és kiegészítve a következő gondolatmenetben mutatom be a vizsgálatokat. Megvizsgálom az egyes egységek paleofelszín jellegét, ezzel együtt azok egymáshoz viszonyított helyzetét, a szomszédos területek közti átmenetet is vizsgálom. Végül a főbb vízfolyások kanyargósság- és szakaszjelleg-változásának elemzésével vizsgálom az esetleges szerkezeti hatások nyomait. A terület különböző jellegű egységein áthaladó Pinka és Gyöngyös hossz-szelvényét néhány, tektonikus geomorfológiában alkalmazott paraméterrel kiegészítve elemzem, hogy választ kapjak a vízfolyás mentén megfigyelhető hatások eredetére.

4.1 Az alkalmazott módszerek rövid leírása

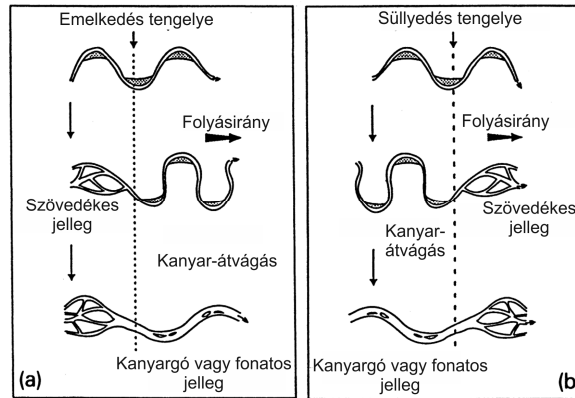
4.1.1 Egységes burkolófelszínek elemzési módszerei

A terület általános morfológiáját hagyományos keresztshelvények és sávshelvények segítségével is vizsgáltuk (KOVÁCS & TELBISZ 2013). A hagyományos magassági keresztshelvények konkrét vonalválasztása számos esetben esetlegesnek tekinthető. A sávshelvények segítségével ez az esetlegesség kiküszöbölhető, ugyanis nem pusztán egy vonal mentén vizsgáljuk a magassági értékeket hanem egy elemzési sáv mentén. A sávshelvényt úgy kapjuk meg, hogy az elemzési sávba eső pixeleket a shelvénymenti távolság alapján zónákba soroljuk, majd e zónák magasság-értékeinek jellemzőit (minimum, átlag, maximum stb.) ábrázoljuk a távolság függvényében (TELBISZ et al. 2012). Megvizsgáltuk, hogy az adott földfelszíni shelvényre illeszthetők-e megközelítőleg egyenes burkolófelszínek. A módszer alkalmazásával választ keresünk továbbá azokra a kérdésekre, hogy a vizsgált területek shelvény menti dőlése változik-e és milyen módon, valamint hogy a szomszédos területek határa utal-e olyan külső tényező jelenlétére, ami a vízhalózat változásával, vagy a neotektonikus hatásokkal összefüggésbe hozható.

4.1.2 A főbb vízfolyások kanyargósság-változásának vizsgálata

A vízfolyások kanyargósságának tektonikai szempontból történő vizsgálatát napjainkban a világ számos területén használják (pl. HOLBROOK & SCHUMM 1999; KELLER & PINTER 2002; MARPLE & TALWANI 2010), így szinte törvényszerű, hogy a közelmúltban hazai kutatások is előszeretettel nyúltak különböző hazai területek fiatal felszínfejlődésének ily módon történő vizsgálatához (TIMÁR 2003; PETROVSZKI & TIMÁR 2010; ZÁMOLYI et al. 2010a; GÁL et al. 2010; PETROVSZKI et al. 2012). A módszer alapja, hogy az egyes vízfolyások szakaszjellege a munkavégző képességtől és a szállított hordalék mennyiségétől függ (CHOLNOKY 1923). Ezeket természetesen számos paraméter együttesen befolyásolhatja (LEOPOLD & WOLMAN 1957). Az, hogy az adott folyószakasz éppen egyenes, meanderező, szövedékes vagy fonatos, függ a vízhozamtól, völgylejtéstől, a meder szélességétől, mélységétől és érdességétől, a

sebességtől, a rendelkezésre álló hordalékmennyiségtől és a relatív hordalékhozamtól (LEOPOLD & WOLMAN 1957), amely paramétereket meghatározhatja a terület geológiai felépítése, tektonikai aktivitása, az erózióbázis szintjének változása stb.



4.1. ábra. Lebegtetve szállító vízfolyás szakaszjelleg-változása tengely menti emelkedés (a) és süllyedés (b) okozta lejtőszög-változás hatására (OUCHI 1985 alapján)

A kutatási területet nagyrészt pannóniai (hegységelőtéri helyzetben esetleg idősebb miocén) sekélytengeri üledék borítja, így az a Rohonci-ablak kibukkanó metamorf összelete kivételével homogénnek tekinthető. A feltételezett emelkedő/süllyedő térszínek és/vagy szerkezeti vonalak azonban befolyásolják a terület lejtését, így az azokon keresztülhaladó vízfolyások szakaszjellegére befolyással vannak.

MACKIN (1948) vizsgálata alapján egy vízfolyás dinamikus egyensúlyi (nem statikus!) helyzetében változás történik, a rendszer olyan irányban változtatja az állapotát, hogy a hatás a lehető legnagyobb mértékben elnyelődjön. A hatásra adott választ vizsgálva OUCHI (1985) modellkád kísérletei rávilágítottak arra, hogy a terep lejtőszög változása miként hat különböző típusú patakok szakaszjellegére (4.1. ábra):

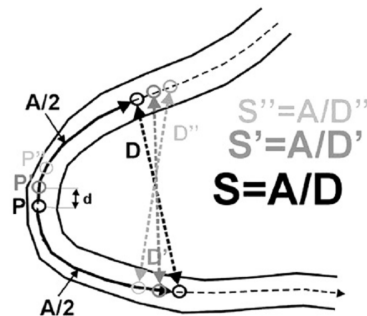
A vízfolyás kanyargósságának hossz menti változása a felszín relatív függőleges elmozdulásának helyét jelöli. OUCHI (1985) kísérlete szerint a folyamat rendkívül lassú magasságváltozás hatására is létrejön, a változásokra pedig gyorsan reagál. Meanderező vízfolyás megnövekvő lejtőszög esetén a patak hosszának – közvetetten a kanyargósság – megnövekedésével a meder menti lejtés megtartására törekszik (OUCHI 1985), vagy átalakul fonatos jellegű szakasszá (HOLBROOK & SCHUMM 1999; KELLER & PINTER 2002). A kiemelkedő térszínen bevágódás, azaz a völgy rögzülése is megfigyelhető.

Lejtőszög-csökkenés esetén szövedékes jelleget vehet fel a vízfolyás, megnőhet a szigetek/zátonyok száma (HOLBROOK & SCHUMM 1999), a lecsökkent munkavégző

képesség miatt kisebb méretű hordalékszemcsék is leülepednek, sík vizenyős terület alakul ki. OUCHI (1985). LEOPOLD & WOLMAN (1957) munkája szerint az egyes szakaszjellegek átalakulhatnak egymásba, tehát a meanderező vízfolyás rövid szakaszon szigeteket képezhet, fonatossá válhat, valamint a szétágazó vízfolyás mellékágai meanderezhetnek.

A szakaszjelleg-változások vertikális mozgástól való függését ADAMS (1980 in KELLER & PINTER 2002) észak-amerikai mintaterületen geodéziai módszerekkel is alátámasztotta. KELLER & PINTER (2002) szerint a leírt jelenségeket vető menti vertikális elmozdulás mellett az adott terület regionális felszín-deformációja is létrehozhatja. Így a szakaszjelleg és kanyargósság változásainak vizsgálatával meghatározhatóvá válik a tektonikus deformáció helye, mértéke és karaktere (KELLER & PINTER 2002).

A vizsgálat során először a kanyargósság változásait SCHUMM (1963) meghatározása alapján számszerűsítettem, a vízfolyás hossza és a völgyhossz arányaként (4.2. ábra). A völgyhosszat PETROVSZKI et al. (2012) alapján több, a vízfolyás menti pontok közt megadott ablakmérettel számoltam. A számítás automatizálható, ezért a kanyargósságot a vízfolyás méretétől függetlenül több ablakméretben kiszámoltam, az értelmezésnél az adott patakméretre legjellemzőbb ablakméretet mutatom be (4.2. ábrán/A).



4.2. ábra. Vízfolyások kanyargósságának számítása (SCHUMM 1963 alapján). S – kanyargósság; A – vízfolyás menti távolság; D – légvonalbeli távolság; d – mintavételezési távolság.

A Pinka és a Gyöngyös példáján az összes kiszámolt ablakméretet a PETROVSZKI & TIMÁR (2010) által alkalmazott szinuoзитás-spektrumon be mutatom. A a mintavételezési távolságot PETROVSZKI & TIMÁR (2010) alapján 50 m-esnek választottam (4.2. ábrán d), mert az ebből számítható ablakméretek már minden esetben tükrözik a kanyarfejltség mértékét. A vízfolyás adott szakaszának kanyargóssága (S) a 4.2. ábrán látható képlettel számolható ki.

Ezt a számítást elvégezve a patak teljes hosszában, 50 m-enként megkapjuk annak kanyargósságát. Ezt követően azonban ellenőrizni kell, hogy az adott meander szabad, vagy kényszer-meander, amit a folyószakasz több időpontban térképezett futásának összehasonlítása alapján könnyedén megállapíthatunk (KOVÁCS 2010a). Korábban (KOVÁCS 2010b) a kanyargósság változását térképszerűen, a folyóvízi pontokat a kanyargósság szerint színezve ábrázoltam és elemeztem. Ezt az újabb és újabb eredmények tükrében célszerűbb lokálisan is kiértékelni, hiszen mint azt az előző fejezetben is láthattuk, kis távolságon nagymértékben változhatnak a tektonikus hatások. A dolgozatban már az egyes részterületekre vonatkozólag elemzem a kanyargósság-változást.

A kanyargósság számszerűsítésén kívül, valamint annak kiegészítésére meg kell vizsgálni az adott szakaszok esetleges fonatos vagy szövedékes jellegét is. A fonatos jelleg kevésbé elterjedt a területen, rendszerint csak kisméretű szigetek és zátonyok formájában figyelhető meg ilyen jellegű morfológia-változás. Ez HOLBROOK & SCHUMM (1999) szerint a völgy lejtőszögének megnövekedését mutatja. A vizsgálataik alapján a fonatos és a bevágódó jellegek a kiemelkedő területen fordulnak elő és a szállított üledék forrásának függvényében váltják egymást.

A szövedékes jelleg vizsgálata azért fontos, mert a patak több ágra bomlása a kanyargósság-vizsgálat módszerével nem mutatható ki, a főág nyomkövetése rendszerint nagyobb fokú kanyargósságot mutat. Ez önmagában növekvő meredekségre utalna, ezzel szemben ha figyelembe vesszük a patak többi ágát, a szűkebb környezet vízrajzát és morfológiáját, világossá válik a valós helyzet. A több ágra szakadt, legtöbbször esetben vizenyős, mocsaras vízrajzú és gyakran már a Második Katonai Felmérés idején is csatornákkal lecsapolni próbált terület jellege egyértelműen a lecsökkent lejtőszöget mutatja számunkra (OUCHI 1985; HOLBROOK & SCHUMM 1999).

A szakaszjelleg vizsgálatának előnye a felszín sávselvény-elemzéséhez képest, hogy a domborzaton akár láthatatlan lejtésváltozások is megfigyelhetők, valamint a változások recens aktivitását is képes kimutatni, míg a sávselvény-elemzés nem tesz különbséget az aktívan billenő és az idős, rögzült morfológiájú területek között. Ezzel tehát a felszínelemzés eredményeit tudjuk pontosítani, továbbá mivel a vizsgált vízfolyások a kibillent felszíneken kívül folynak, a megfigyelt tektonikus jelenségek platókon túli kiterjedését is kimutathatjuk.

4.1.3 A szakaszjelleg-változás összevetése további paraméterekkel

Pusztán az említett rajzolatok és körülmények vizsgálata tényleg vezet. Számítalan munka részletezi, hogy a folyóvíz rajzolata milyen egyéb összetevőktől függ (pl. LEOPOLD & WOLMAN 1957; SCHUMM 1963; KELLER & PINTER 2002). A rendelkezésre álló adatok felhasználásával a terület geológiáját, a lejtőszöveget valamint a vízhozam változását közvetetten lehet és érdemes figyelembe venni.

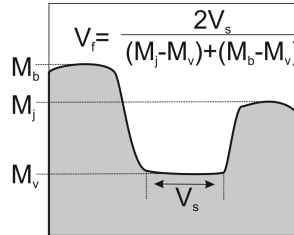
A földtani környezet befolyásolja az erodibilitást, hiszen egy könnyebben erodálható homokos üledékben könnyebben formálja völgyét a vízfolyás, mint a metamorf kőzetekből álló területen. Azonban az alapkőzet a szállított hordalékmennyiséget is befolyásolja (ellenállóbb kőzet esetén kisebb), ezért ha a változás mértékét helyszíni mérés híján nem is tudjuk figyelembe venni, annak hatásával számolni kell. Nem csak a közvetlen környezet geológiai felépítését vettem figyelembe, hanem a vízfolyástól távolabbra (5 km) is kiterjesztettem az elemzést. A Kőszegi-hegység metamorf magkomplexum jellegét tekintve (TARI et al. 1992), a recens tektonika hatásainak vizsgálatakor nem hagyhatjuk figyelmen kívül a folyamat – emelkedő térszint létrehozó – esetleges jelenkori aktivitását sem. Ha a magkomplexum egy antiklinális mentén emelkedik, hatása távolabbi területre is kifejezheti hatását.

A vízhozam változásánál a karsztos területekre jellemző medernyelők okozta csökkenést nem feltételeztem, viszont a növekedés szempontjából fontos felszíni hozzáfolyásokat jelöltem.

Ezeket az információkat szelvénymenti nézetben is megjelenítem, ezáltal még több paraméter változása vethető össze és értelmezhető a terület aktív tektonikájának szemszögéből. A vízfolyás irányítottságát sem hagyhatom figyelmen kívül, főleg azért, mert ahogy a terület általános geomorfológiájának leírásánál említettem, hirtelen irányváltások jellemzik a területet, ami tektonikus hatások eredményének is betudható.

Bár az alapkőzet minősége nagyban befolyásolja a folyóvölgy morfológiáját, még egy állandó erodibilitású, homogén kőzetben húzódó folyóvölgy jellege is változhat, amit akár tektonikus hatások is okozhatnak. Ezt a KELLER & PINTER (2002); AL-TAJ et al. (2007) által alkalmazott V_f index segítségével vizsgálom, ami korábbi munkánkban (ZÁMOLYI et al. 2010b) már sikerrel alkalmaztunk a Bakony területére.

A V_f index a völgy keresztmetszeti alakját számszerűsíti (4.3. ábra), annak völgytalpának szélessége és a völgyet határoló vízválasztók völgytalphoz viszonyított relatív magasságának számbavételével (4.3. ábra).



4.3. ábra. A V_f index kiszámítása és paraméterei KELLER & PINTER (2002) alapján. V_s – völgytalp szélessége; M_v – völgytalp tszf. magassága; M_j és M_b – jobb és bal oldali vállak tszf. magassága.

Nagyobb érték szélesebb és alacsonyabb peremű völgyre utal, ami AL-TAJ et al. (2007) szerint a völgy fenekén kanyargó és oldalirányban erodáló folyóra utal. Ebben az esetben a vízválasztók magassága relatíve kicsi, míg a völgytalp szélessége nagy, tehát a térszín nem emelkedik, az erózióbázishoz viszonyított szintkülönbség stabil (KELLER & PINTER 2002; AL-TAJ et al. 2007). A másik szélsőség a kis V_f indexszel párosuló szurdokvölgy jelleg, ami erőteljes bevágódásra utal (ZOVOILI et al. 2004). A figyelembe vett pontok helyzetének és magasságának megállapításához a rendelkezésre álló területeken 1:10 000-es topográfiai térképeket, DDM-10-et, ezen kívül SRTM-et használtam.

A völgyprofil szelvény menti magasságváltozásának anomáliái szintén utalhatnak a kutatás szempontjából érdekes folyamatokra, önmagukban azonban a vízfolyások hossza és a teljes magasságkülönbség miatt nem biztos, hogy észrevehetőek. Ezek kihangsúlyozására számoltam ki a folyás menti SL indexet (HACK 1973). Ez alkalmas különböző méretű vízfolyások esésének összehasonlítására, tektonikus és klimatológiai hatások kimutatására, valamint a terület geomorfológiai történetének meghatározására (HACK 1973). Az index képlete HACK (1973) alapján a szakasz meredekségének és forrástól való távolságának szorzata:

$$SL = \Delta H / \Delta L \times L \quad (4.1)$$

ahol az adott folyószakasz két végpontjának magasságkülönbsége ΔH , vízszintes távolsága ΔL , a forrástól való távolsága L .

Gyakorlati példákkal (Potomac-medence, USA) igazolták, hogy az index értéke összefüggésben van a vízfolyás munkavégző képességével és a völgy ellenálló képességével. KELLER & PINTER (2002) szerint ugyanazon kőzetben megfigyelhető kiugrás utalhat tektonikus deformációra. Ugyanígy az index lecsökkenése (és a hosszszelvény ellaposodása) is jelezhet tektonikus hatásokat: vető mentén haladó vízfolyás könnyebben erodálja a tektonikailag már preformált összetet. A paramétert az osztrák topográfiai térképek 10 m-es szintközzel ábrázolt szintvonalai és a folyók metszéspontjának rögzítésével számítottam, figyelembe véve a vízfolyás két pont közti kanyarodásait is. Ez a módszer eltér a KELLER & PINTER (2002) által alkalmazottól, ők a völgyvonal menti távolságot használták. Azért tértem el a hivatkozott módszertől, mert a vízfolyásaim teljes hosszuk során többször váltanak szakaszjellegűt. Az erősebb kanyargósság elméletileg kiegyenlíti a megváltozó völgyvonal menti lejtést (ld. korábban), azonban ha az *SL* index ennek ellenére magasabb, az biztosabban jelzi az aktív deformációt.

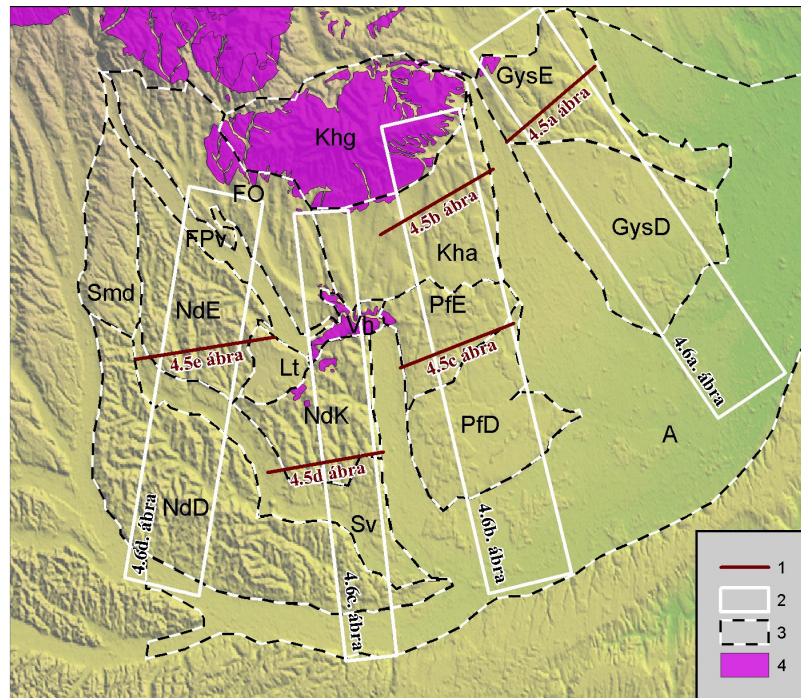
Az eddig bemutatott paramétereket kiegészítettem a folyóval párhuzamosan 1 ill. 5 km-re kiterjesztett sávszelvények paramétereivel, mindkét távolság alapján az átlag és a maximum értékeket ábrázoltam. Erre a vízfolyás mentén végbemenő morfológiai változások figyelembe vétele miatt volt szükség.

A paramétereket több forrást felhasználva számoltam ki. A kanyargósságot a Pinka esetén a Második Katonai Felmérés térképi tartalmának kiterjedése miatt csak a Magyar Királyság határáig számoltam ki, ezért a kompozitszelvény *x* tengelyének 0 pontját ez határozza meg. A többi paraméter felsőbb szakaszokon megfigyelhető jellegének bemutatása miatt negatív távolság-értékek is előfordulnak, így viszont a feltüntetett távolságok összehasonlíthatók a *IX. és X. melléklet* ábráival.

Végül a terület fő vízfolyásainak hossz-szelvényét közös ábrán mutatom be, ahol azok anomáliáit elemzem. Normál esetben (homogén kőzeten, tektonikus hatások nélkül) egy főfolyóba torkolló, kisebb vízgyűjtő területű, hosszúságú és vízhozamú mellékpatak esésgörbéje a torkolattól fölfelé haladva meredekebben emelkedik, mint a főfolyóé (HACK 1973; HOWARD 1998; SZÉKELY 2001), mivel a mellékpatak bevágódó képessége is kisebb.

Az alkalmazott módszerek a jelenlegi állapotot jellemzik (sávszelvény, völgszélesség, lejtőszög stb.), ám ezek némelyike korábbi felszínformáló események

eredménye is lehet. A vízfolyás menti lejtés szelvény menti változása köthető statikus okhoz (pl. kőzetminőség-változáshoz), vagy egy korábbi esemény okozta dinamikus változáshoz (pl. korábbi erózióbázis-csökkenés okozta töréspont-vándorlás), vagy a recens tektonikus hatások okozta dinamikus állapothoz (ld. MACKIN 1948). A szakaszjelleg és a kanyargósság vizsgálata elsősorban a dinamikus változások kimutatására alkalmas.



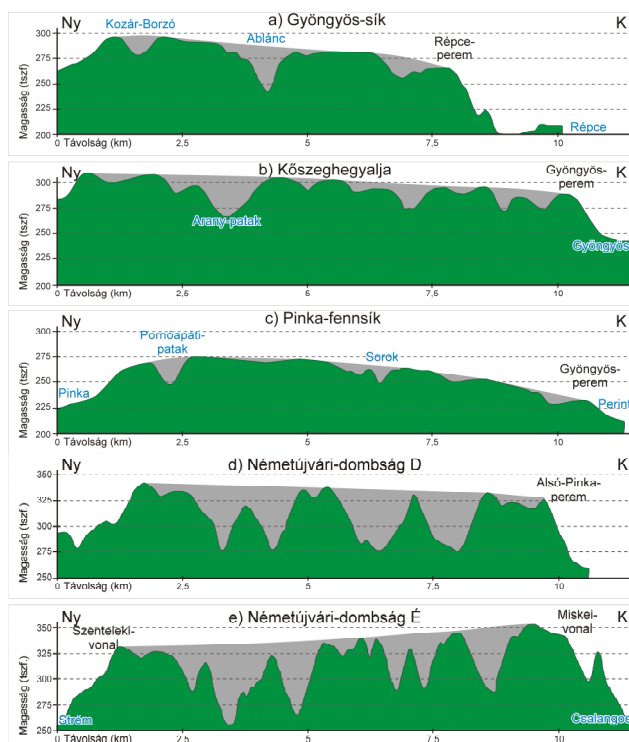
4.4. ábra. A topográfiai szelvények és sávselvények elhelyezkedése az előző fejezetben lehatárolt tájakhoz képest. A rövidítések jelentését ld. III. melléklet. 1 – topográfiai szelvény (4.5. ábra); 2 – sávselvény (4.6. ábra); 3 – tájak határa; 4 – aljzat kibukkanás.

4.2 Egységes burkolófelszínek elemzésének eredményei

A korábban említett DK-i rész sima, tagolatlan. Feltételezésünk szerint egykor, a Pannon-tó visszahúzódása után, a középső és a Ny-i terület is ehhez hasonló lehetett. Ennek ellenőrzésére megvizsgáltuk, hogy az adott területen húzódó gerincekre és hátakra illeszthető-e egységes, közel sík burkolófelszínek.

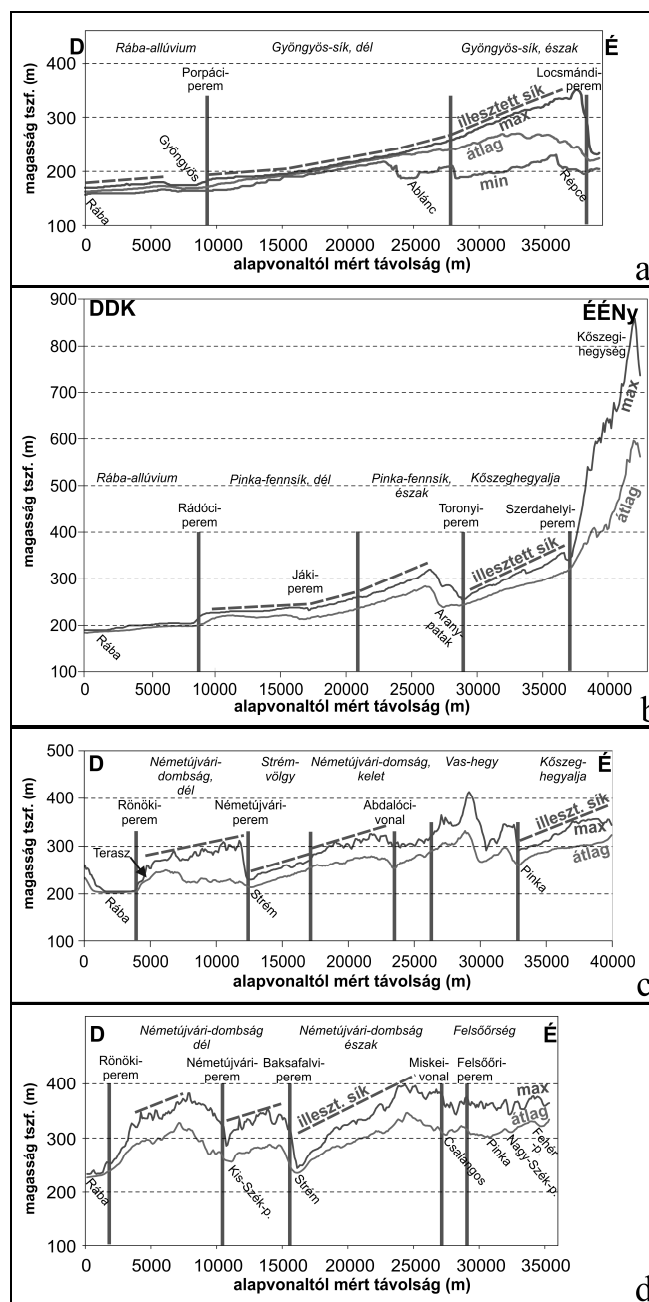
A szelvények és sávselvények elhelyezkedését lásd a 4.4. ábrán. A középső terület (Gyöngyös-, Pinka-sík, Kőszeghegylajja) keresztelvényei a 4.5a–c. ábrán láthatók. Az eredeti felszint jelképező világosszürke burkológörbe néhány, kis mértékben bevágódott patak völgy kivételével szinte tökéletesen illeszkedik a széles hátak síkjára.

É–D-i irányba a patakbevágódás miatt nem alkalmazható egyszerű topográfiai szelvény, helyette sávselvényt használtunk (4.6a. ábra). A maximum görbén – ami 100 m-es távolságonként a legmagasabb pontokat ábrázolja a téglalap szélességén belül – jól látható a teljes sáv É-i irányú lejtőszög-növekedése. Ez É-on a 110 m magas Locsmándi-perem vonalában végződik el, míg D-en a *GysD* D-i felének lapos térszíne, valamint a Porpáci-perem és a Gyöngyös széles, lapos völgye határolja. Ettől D-re a Rába allúviuma folytatódó enyhe D-i lejtéssel rendelkezik. Fontos megjegyezni, hogy *GysD* esetén szinte teljesen párhuzamos a kijelölt sáv az általános lejtésirányával, amit a csekély mértékben felszabdaldott térszínen a görbék szoros egymáshoz illeszkedése bizonyít.



4.5. ábra. Topográfiai szelvények és a gerincekre illesztett görbék. A szelvények helyét ld. 4.4. ábra.

A Pinka-fennsíkon és Kőszeghegylján keresztül kijelölt szelvényen (4.6b. ábra) élesen elkülönülnek a D, DK felé lejtő egységek és az őket elválasztó meredek peremek. A korábban egységes É–D-i felszín feltagolódását valószínűsíti a szomszédos blokkokon megtalálható, egymás É–D-i folytatásában mélyült patak völgyek rendszere is (I. melléklet). Fontos felismerni, hogy É felé ez esetben is növekszik az illesztett felszín lejtőszöge.



4.6. ábra. Az É–D-i sávszelvények. Elhelyezkedésüket ld. 4.4. ábra. A ferde szaggatott vonalak az illesztett felszíneket, a függőleges vonalak a meredek peremeket és a tájak határait jelölik.

A Pinkától Ny-ra fekvő egységben a blokkokba bevágódó patak völgyek még jobban erodáltak a felszínt. Az itt felvett keresztmetszvényeken megfigyelhető, hogy a burkolófelszín ebben az egységben csupán a magasabb gerincek élei őrzik (4.5d-e. ábra). A területről készült É–D-i sávszelvényen az erodált gerinceknek megfelelő maximum görbén erőteljes zaj mutatkozik, ám a kibillent egységek rendszere itt is egyértelműen megfigyelhető (4.6c–d. ábra).

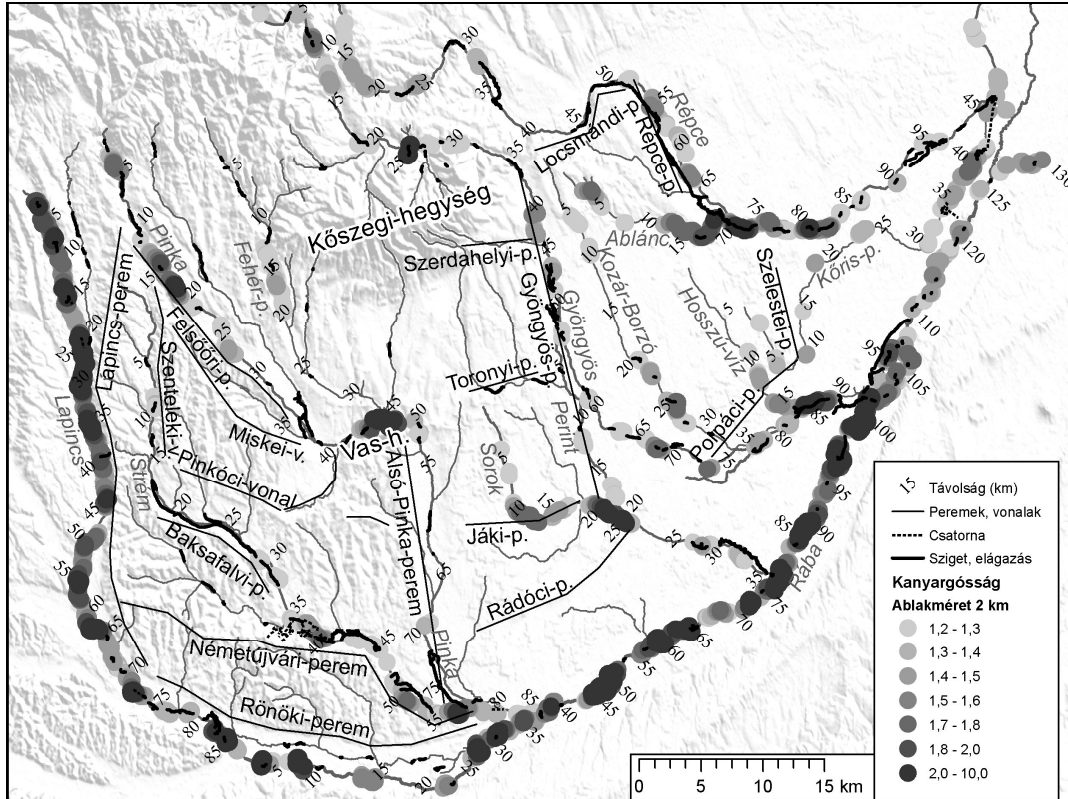
Fontos megjegyezni, hogy a 4.6c. és d. ábra elemzési sávja olyan eróziós völgyeket keresztez (délen a Kis-Szék-patak, északon a Csalangos, Pinka, Nagy-Szék-patak és Fehér-patak), amelyek nem teljesen igazodnak a markánsan megjelenő meredek peremek csapásához. Ez a Kis-Szék-patak esetében a Németújvári-perem Ny-i felének felszabdalt előterében mutatkozik (vö. 4.4. ábra), ami az 4.6d. ábra maximum-görbéjén kevésbé markáns peremként, inkább domború lejtőként mutatkozik meg. A Pinka és a vele hosszan, párhuzamosan futó mellékágai a görbék erős zajosságát okozzák, ennek ellenére a szelvény É-i részén mind a maximumgörbén, mind az átlaggörbén megfigyelhető egy széles, tál alakú völgyet mutató trend (4.6d. ábra) ami alapján a Pinka őséneke számottevően szélesebb kiterjedésére következtethetünk. Ezt megerősíti a tárgyalt szakaszhoz tartozó kavicspászták rendszere is, amelynek azonos korú tagjai hasonlóan széles területre terjednek ki (2.1. ábra). Mindkét Ny-i területen készített sáv az É-i irányba növekvő dőlésszöveget mutatja, bár ez a görbék erős zajossága miatt bizonytalan.

4.3 Vízfolyások szakaszjelleg-vizsgálatának eredményei

A 4.7. ábrán jelöltem az egyes vízfolyások kanyargósságát és az esetleges szakaszjelleg-változásra utaló elágazásokat, szigeteket. Kanyargósság-vizsgálatot nem az összes vízfolyásra, hanem néhány nagyobb és/vagy fontos területen keresztülfolyó patakra készítettem. A kanyargósság 2000 m-es ablakmérettel számolt értékét 1,2 fölött, a magasabb értékek felé sötétedő körökkel ábrázoltam, a vizsgált patakok nevét megírtam (4.7. ábra). A patakok elágazását vastag fekete, a vizenyős területeket lecsapoló csatornákat szaggatott vonallal ábrázoltam.

A patakok kanyargósság-változásának összefüggését az 500 m-es szakaszok végpontjai közt számolt folyásiránnyal, külön diagramokon mutatom be (IX. és X. melléklet). Néhány vízfolyás (pl. Lapincs) esetén érdemes a – térképi ábrázolás egységességéért, a kanyargósságnál alkalmazott – 2000 m-es ablakméretet elhagyni és a változásokat nagyobb ablakmérettel ábrázolni a diagramon.

A Lapincs esetén 20 km-nél a kanyargósság hirtelen megemelkedik, majd a trend folyamatosan csökken kb. az 50. km-ig. Ezután egy újabb emelkedést figyelhetünk meg, ami 60-65 km-nél éri el a csúcsát. A folyásirány ennél a pontnál D-iről DK-ire, majd néhány rövid szakaszon K-ire változik.



4.7. ábra. A vízfolyások szakaszjelleg- és kanyargósság-vizsgálata. Pataknev csak a kanyargósság szempontjából is vizsgált vízfolyásoknál szerepel. Rábának csak a bal oldali mellékfolyói vannak jelölve

Ezzel közel párhuzamos a másik hegyvidéki területen induló vízfolyás, a Pinka, amely térképi nézetben az ábrázolt szakasz kezdetén (ami nem azonos a forrásterülettel!) magas, 1,5-ös értékekkel rendelkezik, majd egy 10 km-nél levő minimum után – ahol egyébként hosszanti mellékágak kísérik a folyót – 18 km-ig 1,8-ra emelkedik a kanyargósság (IX. melléklet, az irány színezésével a 3000 m-es, külön az 500 m-es ablakméret ábrázolva). Ez a pozitív anomália körülbelül a *Khg* tengelyének meghosszabbítása után következik. Egy 21-22 km-nél levő minimum után egy kisebb, 1,2-t alig meghaladó anomália, majd a 29. km-től alacsony értékek sora következik.

Ezt követően feltűnő, hogy a Pinka és mellékfolyói a *Vh* előtti szakaszon több ágra válnak szét, szinte folyamatos a szigetekre, csatornákra utaló fekete vastag vonal. Ezután a *Vh*-be bevágódott és szurdok völgyet kialakító szakasz erőteljesen kanyarog, elérve a 2,4-es értéket is. Ennek rögzült állapotát korábban már vizsgáltam (KOVÁCS 2010a); fontos figyelembe venni az eredmények értelmezésénél, hogy ez a folyó egy korábbi dinamikájának mintázata.

A folyó *Vh*-ből kilépése után, az 51. km-nél DK-re fordul, itt még magas a kanyargóssága, ám gyorsan lecsökken. Ezt követően lassan emelkedik 1,2-es érték fölé a 70. km-ig, miközben a 62 km-es kisebb helyi maximum előtt szétválik két ágra. Ezután az érték hirtelen lecsökken, ezzel együtt a folyásirány is egyértelműen DK-iessé válik, és teljes hosszában két ágra válik a folyó, valamint több, párhuzamos vízfolyás is kíséri. Utolsó szakaszán a Strémmel egyesülve, K-iessé válik a folyásirány, a kanyargósság pedig 1,2 körüli értékre emelkedik.

A Fehér-patak kanyargóssága az ábrán jelölt kezdeti szakasztól (nem a forrásterület!) lassan, de folyamatosan emelkedik 1,5-ig, körülbelül a 17. km-ig. Ezután lecsökken az érték a minimumra (1-re), ami a 25. km-nél emelkedik megint 1,2-re. Ez a pont egy DK-i irányváltással is jár. A kanyargósság újból lecsökken, majd a következő pozitív anomália 30 km-nél figyelhető meg, ahol a folyásirány K-iessé válik, majd megmarad ezen a magasabb értéken.

A Strém 3 km-es ablakmérettel számítva hosszan, a 25. km-ig nagyjából 1,1-es érték körül ingadozik, noha a folyásirány szakaszosan változik. 500 m-es ablakméret esetén 10 km-nél látható egy kiugrás, itt egy hosszanti sziget is található. 16 km-nél a patakot hosszan követő párhuzamos mellékágak figyelhetők meg. A 30 km-es kisebb csúcs után a 32. km-nél egy rövid D-ies szakaszon a kanyargósság teljesen lecsökken 1-re, majd erőteljesen megemelkedik. Itt nagy számban fordulnak elő szétágazások, az alluviális síkot nagy szélességben szövik át a vízfolyások.

A terület a Második Katonai Felmérés szelvényein vízenyős területként jelölt, már akkor számos, a lecsapolást szolgáló csatorna szötte át a területet. 41-től 49 km-ig a kanyargósság értéke újra lecsökken az 1,1-1,2-es érték körülire, itt újra megjelennek szigetek. Végül a Pinkába való torkolatig a kanyargósság értéke egy megszakítással folyamatosan emelkedik 1,8-ig, miközben a folyásirány teljesen K-iessé, sőt ÉK-iessé válik.

A Gyöngyös a kezdeti, *Khg*-től É-ra fekvő hegyvidéki szakaszán (nem a forrásterület!) is mutat érdekes jelenségeket, de mivel itt nem a saját allúviumán fut, ami a kanyargósság-vizsgálat egyik alapfeltétele, részletesen nem tárgyalom. A jelenségek közül a 25. km-nél látható kanyargósság-maximumot emelném ki, ami a *Vh* és a Pinka példájához hasonló, nagy ívű, átöröklött meander-szakasz. A kanyargósság ezen csúcs után lecsökken, a szakaszon egy hosszanti elágazás jelenik meg.

Később, mikor a vízfolyás fokozatosan D-iessé válik, kiér a *Khg* tömbjéből a széles allúviumára, a kanyargósság hirtelen megugrik (39. km), majd eléri az 1,6-os értéket is. A Szerdahelyi-perem vonalában (44. km) egy rövid szakaszon minimálisra csökken a kanyargósság, majd újra megnő, ezen a szakaszon már számos szigettel és elágazással kiegészülve. Az 54. km környékén, a kanyargósság minimálisra csökken. Itt fontos megemlíteni a Gyöngyös és a Perint elágazását, amely a római korban kiépített mesterséges forma (TÓTH 2006). Arról, hogy melyik természetes és melyik mesterséges vízfolyás, nincs biztos információnk, TÓTH (2006) megfigyelései szerint ezen a szakaszon a Perint volt a természetes meder. A patak Gyöngyösbe történő mesterséges átvezetése okozhatja az anomáliát.

A kanyargósság következő megemelkedése az 58. km-nél, a Toronyi-perem vonalában kezdődik, és kisebb-nagyobb kilengésekkel a 74. km-ig, a patak ÉK-iessé válásáig növekszik. A következő 6 km-en a kanyargósság alacsony, de néhány sziget, valamint több később betorkolló, párhuzamosan haladó vízfolyás kíséri a patakot. A 80. km-nél a kanyargósság először fokozatosan emelkedni kezd, majd hirtelen megnő és a 2,3-as értéket is meghaladja. 9 km múlva hasonló hirtelenséggel lecsökken, azonban itt már számos mellékág kíséri a patakot a torkolata előtt, ahol a kanyargósság is megnő.

A Gyöngyös mellékágai közül a Perint kanyargóssága annak 22. km-éig többé-kevésbé folyamatos emelkedéssel jellemezhető, majd a K-iessé válásakor, a Sorok betorkollásának vonalában hirtelen lecsökken (X: *melléklet*). A 27. km-nél a kanyargósság újra megemelkedik 1,4 körüli értékig, és itt már számos mellékág, sziget is megfigyelhető. A Sorok ezzel szemben teljesen más képet mutat: kezdeti, É-D-i szakaszán alacsony kanyargósság-értékekkel jellemezhető, majd nagyjából a K-re fordulásával (10. km), a kanyargóssága 1,7-es értéknél is nagyobbra nő. Egy rövid, alacsony kanyargósságú szakasz után a 18. km-nél hirtelen és nagymértékű emelkedés figyelhető meg, ami egy kis csökkenéssel a torkolatig kitart, elérve 2,9-et is.

A Répce kezdeti, hegyvidéki szakaszán (nem a forrásterület!) változatos kanyargással jellemezhető, de a Gyöngyöshöz hasonlóan csak a saját allúviumára érve tárgyalom részletesebben. A Locsmándi-peremhez érve, a 40. km-nél a folyásirány K-iessé válik, a kanyargósság enyhén, kisebb-nagyobb kilengésekkel emelkedni kezd. Ezzel együtt a patakot számos mellékág is kíséri, 50 km-nél egy teljesen különálló ág is kifejlődik, ami ezután hosszú szakaszon párhuzamosan kíséri a vízfolyást.

A 62. km-nél éri el a kanyargósság a legnagyobb értéket, majd hirtelen lecsökken. 8 km múlva hasonló hirtelenséggel emelkedik 2 fölé a kanyargósság értéke, ezzel együtt a folyásirány is keletiessé válik. Innentől az érték kisebb nagyobb kilengésekkel folyamatos csökkenéssel jellemezhető, 91 és 101 km között éri el minimumát. Utóbbi előtt a patak több ágra szakad, majd egy újabb markáns csúcs következik (102. km), ahonnan újra kilengésekkel csökken a kanyargósság a torkolatig. A 102. km után irányváltás is megfigyelhető: a patak É-ra fordul, majd É-i és Ny-i irány közt változik.

A közeli mellékpatakok több helyen hasonló jelenségeket mutatnak. Az Ablánc kezdeti szakaszán – aminek vonalában a Répce, a Kozár-Borzó és a Gyöngyös is magasabb értékekkel rendelkezik – erőteljesen kanyarog, majd a 8. km-nél látható csökkenés után 10 km-nél először hirtelen, majd mérsékeltebb ütemben nő az érték. A torkolatig a 2-es kanyargósságot is eléri. Ez a jelenség a Répce azonos szakaszán szintén megfigyelhető.

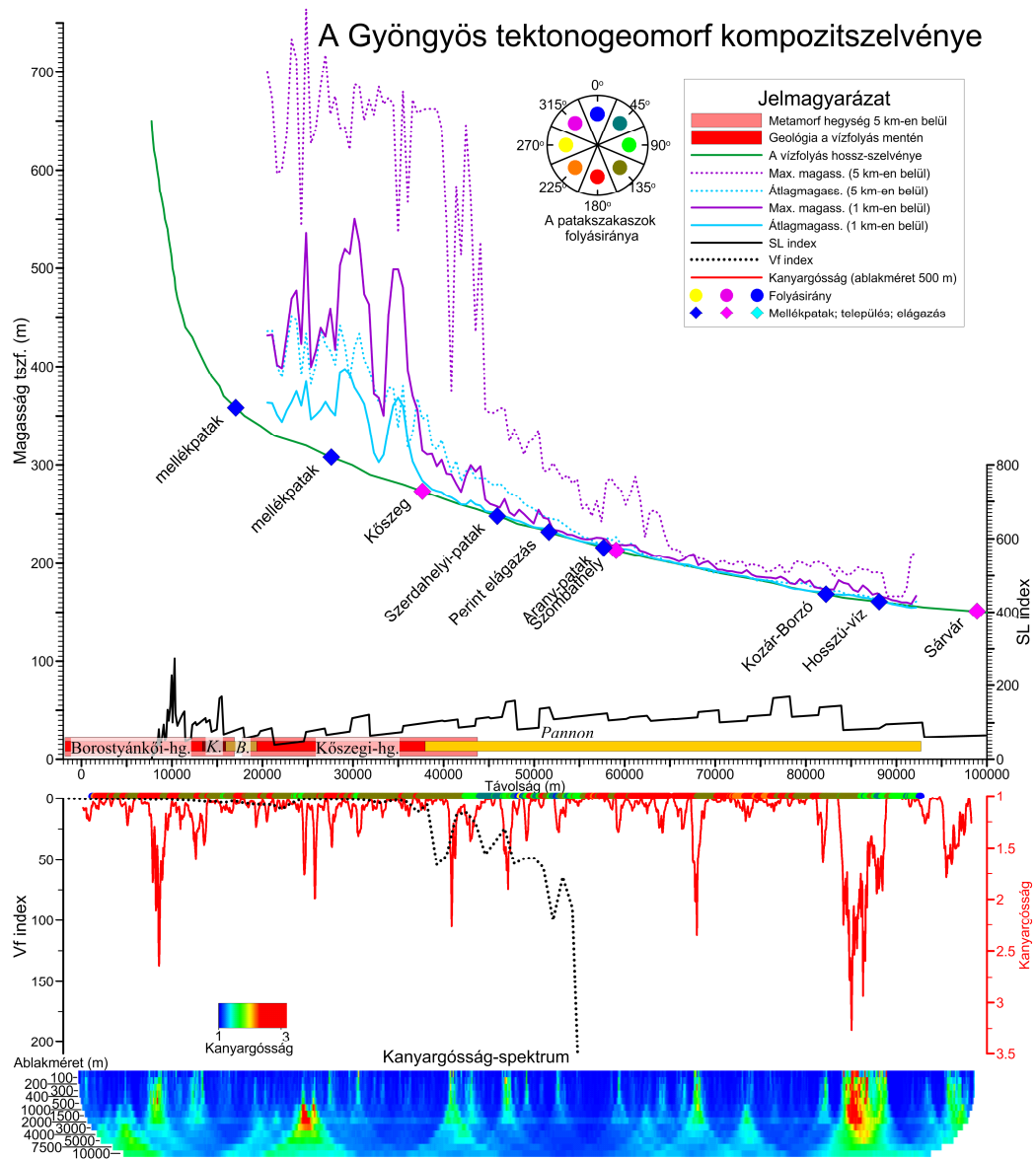
A Kőrös-patak rendkívül ingadozó képet mutat, azonban két helyszínt fontos kiemelni. Mielőtt a Szelestei-peremet keresztezi, a kanyargóssága megnő, valamint a 30. km-től egy növekvő trend figyelhető meg, ami 40 km-nél, 1,8-as értékkel éri el maximumát. Ezután torkolata előtt még egyszer megugrik az érték.

A Hosszú-víz kanyargóssága folyamatosan emelkedő trendet mutat, de a 12. km-nél, szintén a Szelestei-peremet keresztezve ugrik meg markánsan.

A Kozár-Borzó, mint már említettem, a kezdeti szakaszán a többi patak pozitív anomáliájával egyvonalban mutat egy mérsékelten magasabb értékű szakaszt, ami a 11. km-re erőteljesen lecsökken. A 18. km-től az érték folyamatosan emelkedni kezd, majd egy kisebb csökkenés után a 26. km-nél éri el 1,8 körüli maximumát. Ez a pont egyvonalban van a Kőrös-patak, Hosszú-víz, és a Gyöngyös kiugrásaival, azonban a Porpáci-perem jelentősen lecsökkent meredekségű DNy-i szakaszától ~6 km-re ÉK-re helyezkedik el. Ezután lecsökken, majd a torkolat előtt még egyszer megnő a kanyargósság, ami egy K-i, ÉK-i irányváltással is együtt jár.

4.4 Szakaszjelleg más paraméterekkel való összevetésének eredményei

A Pinka kompozitszelvénye a 4.8. ábrán látható. A kanyargósság kezdeti kiugró értéke egy hossz-szelvényen levő törésponttal (így az *SL* indexben való kiugrással) láthatóan a kárpáti–bádeni–szarmata–pannon közethatár-sorozathoz köthető.



4.9. ábra. A Gyöngyös hossz-szelvény menti vizsgálata néhány tektonikus geomorfológiai paraméterrel

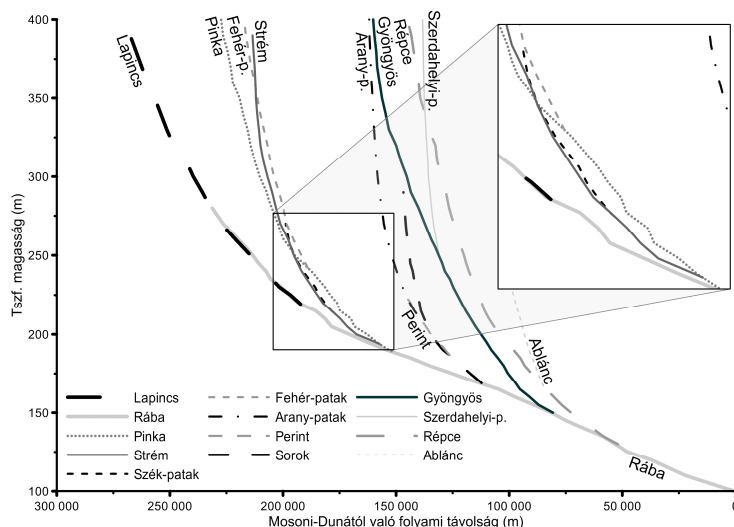
A hegységből kilépése után a kanyargósság 1,2-es érték körül marad. A 67. km-nél az *SL* index és az 1 km-es sávszelvény maximuma hirtelen emelkedést mutat, kis mértékben a *Vf* index értéke is megnő. A Pinka itt éri el a Németújvári-perem vonalát.

A Gyöngyös (4.9. ábra) Kőszegi-hegységből való kilépése után (38 km-től) megnövekedett kanyargóssággal jellemezhető. Ehhez párosul a *Vf* index megugrása, amit azonban a Szerdahelyi-patak csatlakozó völgye okoz. A Szerdahelyi-perem az 1 km-es sávszelvény-maximumán is megjelenik.

Érdekes, hogy az *SL* index 21 és 25 km között mutat egy minimumot, innen a 85. km-ig lassú, kilengésekkel jellemezhető emelkedést mutat. A Perint elágazásánál az *SL* index egy minimumot mutat, tehát a hossz-szelvény relatíve ellaposodik, aminek oka szintén a római kori csatorna lehet. Az 58. km-nél megfigyelhető megemelkedett kanyargósság csak az 5 km-es sáv-szelvényen látható kiugrással, a Toronyi-perem hatásával köthető össze. Érdekes, hogy ~65 km-től az 5 km-es sáv-szelvény maximuma újra emelkedni kezd a hossz-szelvényhez képest. Ennek oka, hogy a vizsgált sáv a Gyöngyösre merőleges irányú kiterjedése miatt keresztezi a Porpácsi-peremet, így érinti a Gyöngyös-sík D-i felét.

A Kozár-Borzó torkolatának környékén több, egymással párhuzamosan futó vízfolyás található (ld. 4.7. ábra), ami a magasabb *SL* indexhez, azaz meredekebb hossz-szelvényhez kapcsolódik. Ez a 84. km környékén hirtelen lecsökken, a kanyargósság megemelkedik, a vízfolyás K-ies irányúra változik.

A Pinka–Strém–Szék-patakrendszerre jellemző, hogy jelentősen eltér az egyensúlyi helyzetben levő vízrendszerektől (4.10. ábra). A Strém (és a beletorkolló Szék-patak) esésgörbéje a 157. és a 195. folyamkm között egyértelműen a nagyobb vízhozammal rendelkező Pinkaé alatt marad. Tektonika esetén a mellékfolyót érintő süllyedés, vagy vetők menti erőteljesebb erózió hozhat létre egy kisebb esésű szakaszt (ami megegyezik a szakaszjelleg-vizsgálat eredményeivel), míg lefejeződés esetén a korábban magasabb rendű, nagyobb vízhozamú patak által mélyített völgyben található a mellékpatakra vált vízfolyás.



4.10. ábra. A kutatási terület vízfolyásainak összesített hossz-szelvénye

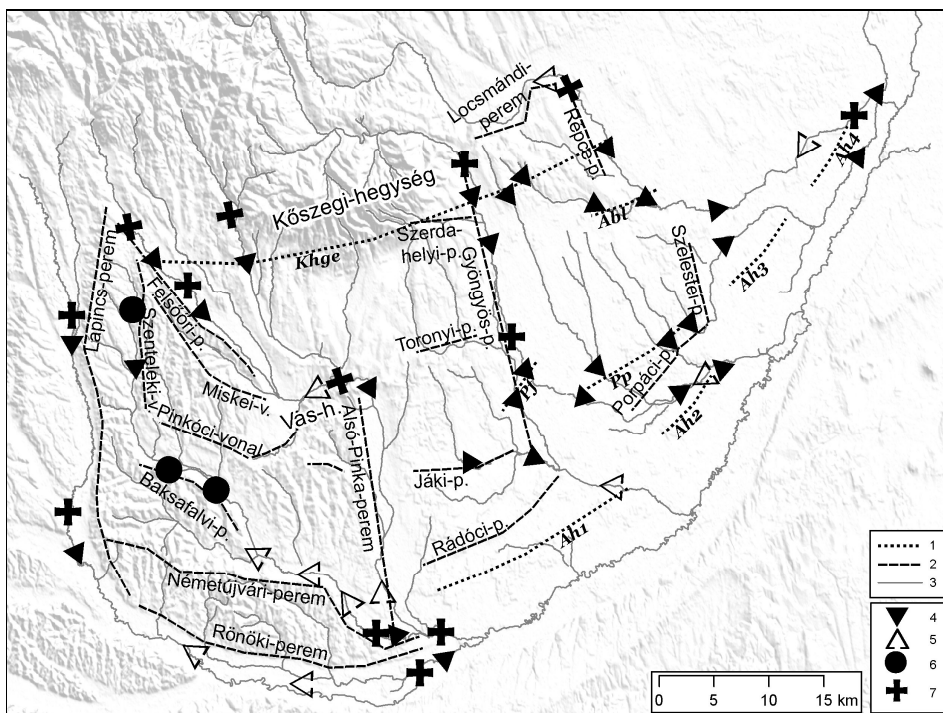
Későbbi fejezetben a lefejeződést is alátámasztom, de a korábbi fővölgy kialakulása az eredmények tükrében tektonikusnak tekinthető (ld. 7. fejezet). Hasonló a helyzet a Sorok–Perint–Arany-patak rendszerben is, ahol a Sorok-patak esésgörbéje is (a 128. és 134. folyamkm között) a magasabb rendű Perint esésgörbéje alatt marad, míg az alacsonyabb rendű (kisebb vízhozamú) Arany-patak esésgörbéje a 141. és 146. folyamkm között együtt fut a Perintével. Fontos adalék, hogy az Arany-patak völgyéről későbbi fejezetben igazolom, hogy részben tektonikus eredetű (ld. 5.2. alfejezet).

4.5 Összefoglalás, értelmezés, következtetések

A topográfiai szelvények segítségével kimutattuk, hogy az É–D-i dombhátak és gerincek magassága közel azonos, tehát **mindkét terület egykoron valószínűleg egy egybefüggő felszínt alkotott**, ami mára vízfolyások által erodálódott. A Ny-i területek előző fejezetben kimutatott nagyobb átlagmagasságának következménye, hogy a terület erősebben felszabdaldódott: hasonló magasságú erózióbázishoz tartozó, alacsonyabb térszíneket kisebb, míg a magasabb térszíneket nagyobb relatív mélységben szabdalják fel a vízfolyások. A sávselvények kimutatták az egyes **felszínek D-ies általános dőlését és az őket elválasztó meredek peremeket**.

MARPLE & TALWANI (2010) hasonló jellegű, teraszokkal fedett ferde felszíneket, melyeket peremek és aszimmetrikus völgyek választanak el egymástól, tektonikus billenés következményeként írta le. Ettől a formától a meredek perem hiánya miatt eltér a Kis-Szék-patak völgye, valamint a Pinka mentén található, széles lapos völgyrendszer. A D-ies dőlést árnyalja **az illesztett felszínek** – összes sávselvényen megfigyelhető – **É felé növekvő lejtőszöge. Ez az alaphegységek emelkedésének tudható be** (DUNKL & DEMÉNY 1997), ami a rajtuk fekvő laza üledéket plasztikusan deformálja.

Érdekes jelenség, hogy a *Vh* és a *Khg* már említett K-i folytatása (*PfE* és *GysE*) is É felé folyamatosan növekvő lejtést mutat (4.6a. és b. ábra), ezért feltételezhetjük **a metamorf hegységek felszín alatti folytatásának emelkedését** is. Erre utalnak a 2. fejezetben bemutatott hipszometria- és völgyfejlettség-vizsgálatok is. Ezek aktív billenését a vízhálózat szakaszjellegeinek vizsgálata is megerősítette, a két hegység D-i előterének folytatásában kimutatható kanyargósság-növekedés alapján **a *Vh*, *Khg* és a Borostyánkői-hegység előterének lejtése növekszik (korábbi definíció szerint billen), ezért megerősítést nyert, hogy ezek jelenleg is emelkedő térszínek.**



4.11. ábra. A vízfolyások vizsgálatának eredménye. 1 – az anomáliák feltételezett összefüggése; 2 – peremek és vonalak; 3 – fő vízfolyások; 4 – lejtőszög-növekedés; 5 – lejtőszög-csökkenés; 6 – preformált szakasz; 7 – emelkedő térszín.

A hegységi területek irányába növekvő általános lejtőszög hordalékkúp jellegre is utalhat, azonban *GysE* és *PfE* általános emelkedési iránya nem a közvetlen szomszédságban levő *Khg* és *Vh*, sem pedig a rajtuk áttörő Gyöngyös és Pinka kilépési pontja felé mutat. Ha mégis hordalékkúpok, vagy hegyláb felszínek az említett területek (*PfE* kitétségi diagramja pl. erre utal, ld. előző fejezet), a kialakulás utáni billenés okozhatta az irány-eltérést.

A 4.11. ábrán összesítettem a szakaszjelleg-vizsgálat és a kompozitszelvények eredményét, feltüntettem a kimutatott vízfolyás menti vertikális mozgásokat és a feltételezett összefüggő anomáliákat. A *Khg* előterében a Pinkától a Répcéig közel egy vonalban megfigyelhető egy lejtőszög-növekedésre utaló anomália-sorozat (*Khge*), ami feltételezhetően a **hegység relatív emelkedésével** hozható összefüggésbe. A mélyszerkezettel való összevetés alapján ezt tovább árnyalom. Ugyanezen jelenség a *Vh* esetén csak a Pinka kilépési pontja után figyelhető meg.

A Toronyi-perem vonalától D-re a Gyöngyös és a Perint is lejtőszög-növekedésre utaló jelet mutat (*Pf*). Ez a perem menti vetősorozat által relatíve kiemelt blokk hatása lehet (ld. 5.2. fejezet).

A Szenteleki-vonal feltételezett (5. és 7. fejezetben kimutatott) szerkezeti preformáltságának eredménye lehet a Pinka legfelső lejtőszög-növekedése (4.11. ábra). **A Strém Baksafalvi-perem előtti szakaszán párhuzamosan futó vízfolyások figyelhetők meg, amit szintén szerkezeti preformáltság okozhat.** Ezek mélyszerkezeti vetőkkel (ld. FLÜGEL 1988) és a sávszelvény-elemzéssel kimutatott Pinkóci- és Baksafalvi-peremmel párhuzamosak.

A Strém legelső, több ágra szakadt szakaszának erősen lecsökkent lejtőszöge a megelőző szakasz süllyedésével hozható összefüggésbe, az utolsó szakasz rendkívül alacsony lejtése a 4.10. ábrán is megfigyelhető.

Az Alsó-Pinka-peremtől Ny-ra mindhárom vizsgált patak (Rába, Strém, Pinka) a lejtőszög lecsökkenését mutatta, ami **a perem menti vető** (ld. 7. fejezet) **aktivitásának következménye** lehet. Ha a vető mentén vertikális elmozdulás történik, annak K-i oldalán süllyedés, a Ny-i oldalon emelkedés léphet fel.

Érdekes jelenség, hogy **az összes, Porpáci-peremet keresztező patak annak vonalában, vagy ahhoz közel megemelkedett kanyargósságot mutat, ami a perem tektonikus eredetére utal** (4.11. ábra, Pp). Ez megegyezik az előző fejezet eredményeivel, ahol a terület vízgyűjtőinek fiatal emelkedését mutattam ki. Hasonló eredmények jöttek ki a Jáki-perem környezetére is, azonban a változások itt nem köthetők egyértelműen peremhez, a Sorok K-iessé válásakor jelenik meg egy kanyargósság-anomália.

Az előző fejezet felszínelemzési módszerei közül egyedül a kitétségi irány szerinti színezése (IV. melléklet/2. és 3. ábra) mutatta ki a **Rába allúviumán (A) megfigyelhető, a folyóval párhuzamos vonulatokat** (részletesebben ld. 3.2.5. alfejezet). A Kőrös-patak kivételével a vonalakat elérő patakok lejtőszög-csökkenésre, majd néhány esetben a vonalaktól DK-re -növekedésre utaló nyomokat mutatnak. Ezek okára szintén a 7. fejezetben térek vissza.

Végezetül fontos megemlíteni a jelen fejezetben alkalmazott módszerek jelentőségét az eredmények értékelése szempontjából. Az előzőekben a terület egyes egységeit, alegységeit valamint ezek határát jelöltük ki. Néhány paraméter már akkor is utalt a terület egyes alegységeinek tektonikus aktivitására, azonban ezek csak most nyertek bizonyosságot.

Ebben a fejezetben is szerepelnek olyan paraméterek, amelyeket a tektonikus hatáson kívül más jelenségek is okozhatnak, azonban ezek együttes tárgyalása, valamint az esetleges atektonikus hatások figyelembe vétele alapot adhat a formák objektív értelmezésére.

A földfelszín sávszelvény-elemzéssel kimutatott billenése több folyamat eredménye is lehet. A Pannon-tó visszahúzódása után a területet jellemző forma, a hegység-előtérben kialakult hegyláb felszín (pl. PÉCSI 1963). Ez több fázisú derázióval a meredek peremek létrejöttét is megmagyarázná, hiszen a korábbi hegyláb felszínt lepusztítva egymással közel párhuzamos felszíneket és az őket elválasztó peremet hozna létre, ezt azonban a későbbiekben megcáfolom.

Szintén a sávszelvényeken felismert, az illesztett felszínnek É felé növekvő lejtőszöge szintén utalhat hegyláb felszínre, valamint hordalékkúp-képződésre is.

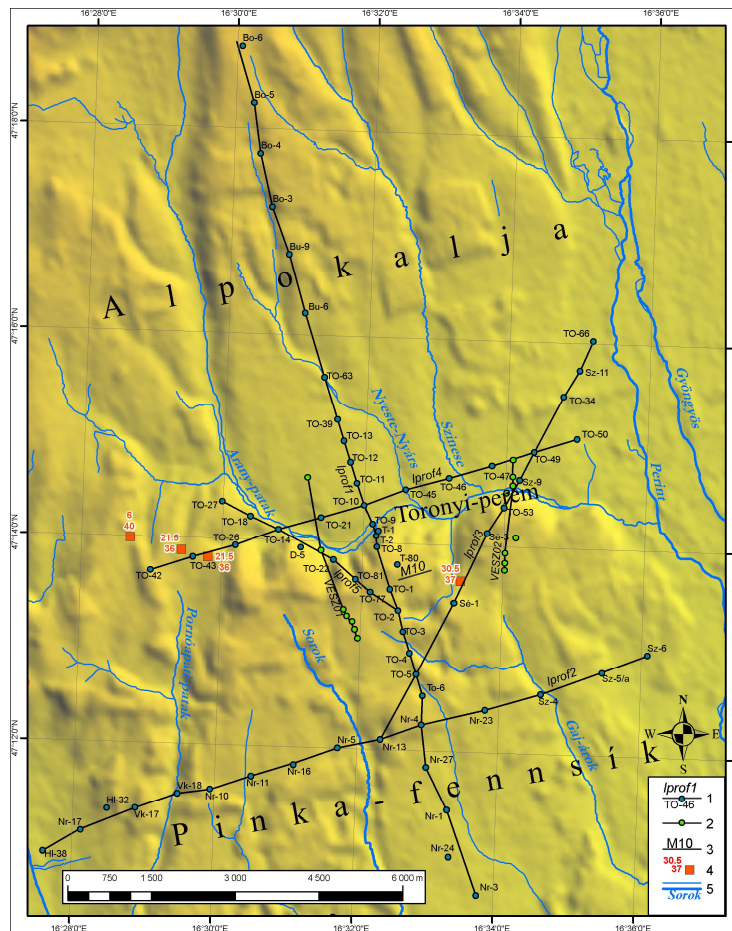
A *Vf* index, *SL* index, valamint az utóbbival összefüggő hossz-szelvény anomáliái kőzetminőség változására, megnövekedő vízhozamra, vagy klimatikus okokkal is magyarázható folyamatos hátravágódásra is utalhat, de a vizsgálat során ezeket a rendelkezésre álló adatok függvényében figyelembe veszem.

A kanyargósság változását okozhatja az alkalmazott módszereknél felsorolt hatások sora, ezeket azonban számításba veszem, valamint a kimutatott jelenségeket a későbbi fejezetekben további módszerekkel is vizsgálom.

5. PALEOFELSZÍNEK ÉS -FORMÁK KIMUTATÁSA, HELYZETE ÉS GEOMETRIÁJA

A fejezet módszereit tekintve az előzőek folytatásának tekinthető, azzal a különbséggel, hogy nem egy általános kvantitatív elemzést végzek, hanem a felsorolt problémákra irányított specifikus vizsgálatokat valósítok meg.

A fejezet a dolgozat két fő célkitűzéséhez is hivatott fontos adalékokkal szolgálni. Az egyik a korábban kimutatott ferde felszínek lerakódásuk óta megfigyelhető billenésének ellenőrzése. Itt az elmélet szerint az eredetileg vízszintesen lerakódott rétegek mai geometriájából juthatunk fontos következtetésekre az azóta eltelt deformációra. Erre a célra a Kőszegi-hegységtől D-re fekvő lignitlepek és a Strém menti kavicsteraszok geometriáját vizsgálom.



5.1.ábra. A fúrási adatok felhasználásával vizsgált terület. 1 - fúrási adatok alapján készített szelvény a felhasznált fúrások helyével; 2 - VESZ szelvény a terítés közép pontokkal (ld. 6.5. alfejezet); 3 - MUEL szelvény (ld. 6.5. alfejezet); 4 - az 5.3. alfejezetben feltárt száraz keresztvölgy (a felső érték a relatív bevágódás, az alsó a kiemelkedés mértékét adja meg); 5 - patakok.

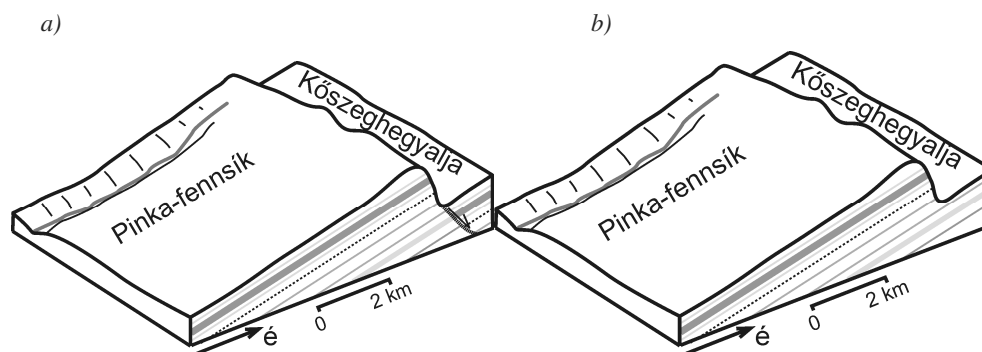
A másik fő cél a deformációk által befolyásolt vízhálózati változások feltárása (ld. KOVÁCS & TELBISZ 2013). Elsősorban azon folyóvölgyek kimutatását kísérem meg, amelyek méretüknél és jellegüknél fogva feltételezhetően korábban nagyobb méretű vízfolyás által alakultak ki.

5.1 Felhasznált adatok és módszerek

5.1.1 Lignitrétegek geometriájának vizsgálata fúrési adatok alapján

A Kőszegi-hegységtől a Rábáig húzódó terület egy enyhén hullámos felszínű, D felé lejtő dombvidék, melynek egyhangúságát megszakítja a Toronyi-perem 30-60 m magas vonulata. Ettől D-re az általános lejtés délkeletire fordul (ld. 5.1. ábra és 3. fejezet). A perem a Kőszegi-hegységről lefutó patakokat hirtelen Ny-K-i irányúvá elfordulásra kényszeríti, azonban a Pinka-fennsík ezen – az általános lejtésiránytól 45-50°-ban eltérő irányú – folytatása is megfigyelhető. Két esetben, az Arany- és a Pornóapáti-patakok között, valamint a Gaj-árok felső folyásánál markáns száraz keresztvölgyeket is kimutattunk (KOVÁCS & TELBISZ 2013), ld. 5.3. fejezet).

Az 5.1. ábrán egyértelműen megfigyelhető, hogy a perem nem egy egyenes vonulatból, hanem váltakozó ÉNy–DK és DNy–ÉK-i szakaszokból áll, amit az Arany-patak futása szintén követ. Korábbi munkánk kimutatta (KOVÁCS et al. 2008a, 2008b), hogy a Toronyi-perem egy instabil lejtő: csuszamlások, vízmosások és talajkúszás alakítja.














5.2. ábra. A lignitrétegek futása a Toronyi-perem tektonikus (a, ÁDÁM 1962) és eróziós (b, JASKÓ 1995) eredete esetén.

A perem vetődéses létrejötte esetén (ÁDÁM 1962) a perem alatt a rétegeknek törést kell szenvedniük (5.2a. ábra), míg a keményebb rétegek kipreparálódása esetén (JASKÓ 1995) megszakítás nélkül kell folytatódniuk (5.2b. ábra). Mindezen jelenségek és viták vezettek arra, hogy megvizsgáljam a perem esetleges tektonikus eredetét.

A MÁFGBA-ból kigyűjtött 205 fúrás 12708 rétege feldolgozásának tapasztalatai azt mutatták, hogy a rétegek értelmezése fúrasi kampányonként és az értelmezést végző szakértőként is változott, ezért azokat osztályozni kellett. A 5.1. táblázat tartalmazza az összevont kategóriákat. Megfigyelhető, hogy a később mélyített fúrások esetén sokkal részletesebb értelmezést adtak. Eleinte például a kőzetliszt kategória egyáltalán nem szerepelt. Az alkalmazott színezésben eltértem a konvencióktól, a vékony rétegek könnyebb elkülöníthetőségéért és megfelelő korrelációt biztosító részletességért.

5.1. táblázat. A kútkönyvekben leírt és az összevont litológiai kategóriák azok 5.5. ábrán, a könnyebb elkülöníthetőségért alkalmazott színekkel

Kútkönyvben szereplő kategória	Összevont kategória	Szín
szén, barnakőszén, lignit, fás barnakőszén, fás lignit	lignit	
agyagos lignit, földes lignit, földes fás lignit, agyagos fás barnakőszén, földes fás barnakőszén,	kevert lignit	
organikus agyag, lignitnyomos agyag, lignites agyag, szenes agyag, szerves festődésű agyag, organikus kőzetliszt, szerves festődésű kőzetliszt	lignites	
kavics, görgeteg, kavicsos agyag, agyagos kavics, apró kavics, kavicsos homok, homokos kavics, kavicsos durvahomok, kavicsos homokos agyag,	kavicsos	
kőzetlisztes agyag, homokos agyag, iszapos agyag, meszes agyag	kevert agyag	
agyag	agyag	
homokkő, márga	homokkő	
homok	homok	
agyagos homok, kőzetlisztes homok, iszapos homok, meszes homok	kevert homok	
kőzetliszt, aleurit	kőzetliszt	
agyagos kőzetliszt, homokos kőzetliszt, finomhomokos kőzetliszt	kevert kőzetliszt	

Az egyes rétegek azonosításakor a lignitrétegek egymástól való függőleges távolságát és vastagságát, a köztes üledékek minőségét, valamint a növénymaradványok, meszes, limonitos, mangános szennyeződések elhelyezkedését vettem figyelembe. Sajó menti mintaterületet vizsgálva ÁDÁM (2006) részletes leírást közöl a kőszételepek lehetséges deformációiról.

Ha a szénrétegek alapját adó üledék lerakódása során történt tektonikus deformáció, akkor azok nem követhetők folytonos vonalként (pl. szétfogazódhatnak, kiékelődhetnek), azonban utólagos erózió által ezek kiékelődhetnek. A szelvényeim fúrásaiban végzett korreláció során különös tekintettel kellett ezekre figyelni. Tapasztalataim szerint a köztes üledékek közül a homokos rétegek voltak követhetők 3-4 fúrás távolságban. Az agygrétegek gyakran a kiékelődő lignitrétegek folytatásaként jelentkeztek, a szennyeződések pedig legfeljebb a szomszédos fúrásokban voltak követhetők.

5.1.2 Elhagyott folyómedrek kimutatása

Akár térképet szemlélve is feltűnnek a terület széles lapos völgyei, amelyben ehhez mérten feltűnően kis vízhozamú patakok folynak. A vízhálózat számos különálló eleme egymás, peremmel elválasztott folytatásának tűnik, valamint a Strém menti teraszok rendszere is utal a vízhálózat folyamatos változására. WINKLER VON HERMADEN (1955) is utal a Pinka őséneke a Strém mai völgyéről való áthelyeződésére.

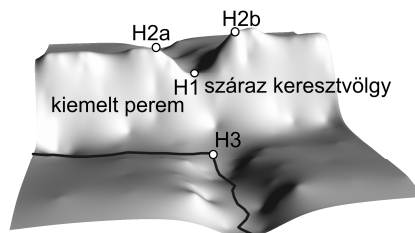
A korábban nagyobb vízhozamú folyamoknak helyt adó, széles, lapos talpú völgyeket, a lapos teraszokat, és az alluviális síkokat, valamint a bevágódott, ám szélesebb talpú völgyeket a rendelkezésre álló SRTM újraosztályozásával emeltem ki.

Két fontos szempontot vettem figyelembe. Az egyik, hogy a legtöbb térképezendő morfológiai elem (széles, lapos talpú völgyek; lapos teraszok; alluviális síkok) viszonylag nagy méretű és a képpontjainak nagy része megegyezik az egész forma átlagmagasságával, ezenkívül a lejtőszöge alacsony. A folyóvölgyek közül ezzel a módszerrel (az ablakmérettől függően) csak meghatározott méretűeket lehet kijelölni. Feltételeztem azonban olyan szűkebb, de még lapos völgytalppal rendelkező völgyeket, amelyek feltehetően szintén nagyobb vízmennyiség levezetésére voltak alkalmasak korábban. Ehhez feltételként már a környezet átlagmagasságánál jóval alacsonyabb völgyeket válogattam le, melyek lejtőszöge a környezetéhez képest alacsonyabb. Ez esetben azért alkalmaztam az előző kategóriánál nagyobb értéket, mert a felhasznált SRTM sajátosságai miatt a szűkebb völgyekben a lejtőszög a valóságtól eltérő értékeket mutat (ld. 2.7.5. fejezet).

A különálló völgyszakaszok kimutatásán kívül fontos azok korábbi összeköttetésének tisztázása. Ezt a recens vízhálózati átrendeződés legegységesebb jelei, a kevésbé kiemelt, de erősen bevágódott száraz keresztvölgyek („wind gap”-ek) kvantitatív elemzésével vizsgáltuk, amik lényegében egy korábbi völgy kiemelt – ezért patakot már nem tartalmazó – szakaszait jelentik. A száraz keresztvölgyek kijelöléséhez, valamint paraméterezéséhez a terület felszínmodelljét újraosztályoztam.

Ehhez első lépésben a peremek legmagasabb pontjait összekötő egyenest kellett kijelölni. Erre nem csak a száraz keresztvölgyek helyének megadásához, hanem a paraméterek kiszámításához is szükség volt. A kijelöléshez létrehoztam a Topographic Position Index térképet (ld. 3.5. ábra, DICKSON & BEIER 2007), ahol pozitív értékkel a gerincek, vonulatok és egyéb kiemelkedések, míg negatív értékkel a völgyek jelentek meg.

A magassági színezés megfelelő beállításával a peremek legmagasabb vonulata kirajzolódik, amit vonalként digitalizálva, majd rá hossz-szelvényt generálva kijelölhetők azok a lokális minimumok, amelyeket paraméterekkel ellátva lehetséges száraz keresztvölgyként (wind gap) vizsgálhatunk. Ez esetben a gerincvonal minél pontosabb kijelölésére volt szükség, ezért az SRTM helyett (legtöbb esetben erdők fedik a peremeket) a rendelkezésre álló topográfiai térképek szintvonalrajzát használtam.

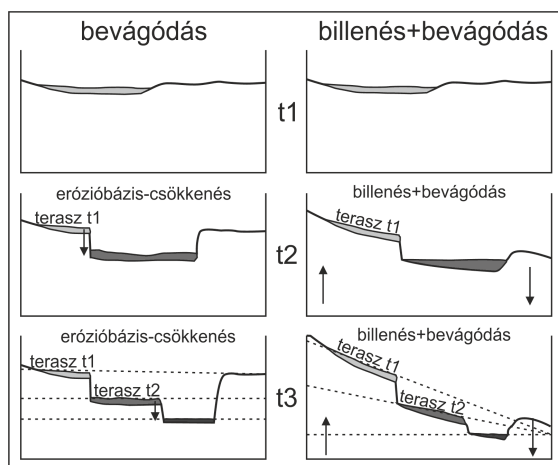


5.3. ábra. A száraz keresztvölgyek egyszerűsített modellje a vizsgálat során használt paraméterekkel

A száraz keresztvölgyek két paraméterét vizsgáltuk: a lefejeződés utáni relatív kiemelkedés mértékét, vagyis a kiemelt (száraz kereszt-) völgytalp és a perem-előtéri magasság különbségét, amit az 5.3. ábra alapján a $H1-H3$ képlettel számoltunk, valamint a száraz keresztvölgy bevágódásának mértékét, azaz a völgytalp és az azt szegélyező vállak magasságkülönbségét, ami az 5.3. ábra alapján $(H2a+H2b)/2-H1$. Fontos megjegyezni, hogy míg az előbbi paraméter esetén a perem előterének feltöltődése, addig utóbbinál a vállak erodáltsága befolyásolja az eredményt.

5.1.3 Kavicsteraszkok geometriájának vizsgálata

A kavicsteraszkok geometriájának és helyzetének vizsgálatára azok szintjelző szerepe, valamint a lerakódásuk óta eltelt deformáció kimutatása miatt van szükség. Amennyiben az egyes teraszszintek egymással párhuzamos síkokon helyezkednek el, úgy a lerakódások közt lejajlott időben a billenés nem játszott szerepet, pusztán bevágódás során létrejövő szintekről beszélhetünk. Ha azonban a bevágódással együtt billenés is történt, akkor mára a kavicsteraszkok vízszintessel bezárt szögének a korukkal növekedniük kell (5.4. ábra). A jelenséget KELLER & PINTER (2002) a vízfolyás hossza mentén értelmezte, munkámban rá merőlegesen is vizsgáltam.



5.4. ábra. A különböző korú teraszok elméleti helyzete bevágódás, illetve billenés közben történt bevágódás esetén

A teraszok morfológiáját sávszelvények, hagyományos topográfiai szelvények és magassági hisztogramok segítségével elemeztük. Ez utóbbiakat a geológiai térképen kavicsnak jelölt területek magassági pontjai alapján szerkesztettük, és a sávszelvényeken különböző színekkel jelöltük a PASCHER (1999) által különböző szintekbe sorolt teraszokhoz tartozó magassági pontokat.

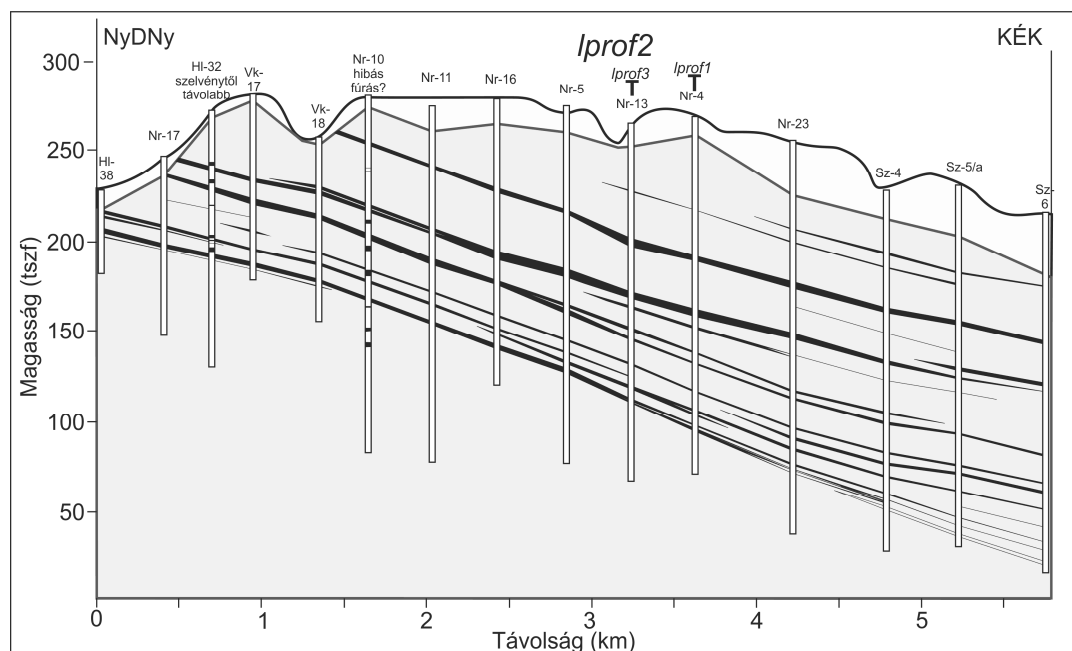
5.2 A lignitrétegek geometriája és helyzete

A felismerhető horizontok folytonossága nagyban függ az egyes szelvények irányítottaságától, ezért azokat nem sorban, fekvés alapján, hanem a terület jellegzetességeinek megismerése érdekében az egyszerűbbtől az összetettebbig tárgyalom.

Az első a terület leghosszabb szelvénye *lprof1* (XI. melléklet), ami a Kőszegi-hegységtől a Toronyi-peremet keresztezve a Pinka-fennsík D-i részéig húzódik (elhelyezkedését ld. 5.1. ábra). Sajnos a délebbre húzódó Jáki-peremet már nem keresztezi, mert annak közelében a telepek elvékonyodnak és a termelhető mélység alá süllyednek, ezért számunkra megfelelő mélységig nyúló fúrásokat nem is mélyítették.

A szelvény hossza miatt áttekintést nyújt a lignitrétegek általános futására. A Kőszegi-hegységtől megfigyelhető általános D-i dőlést a Toronyi-perem alatt és annak előterében megfigyelhető felboltozódás szakítja meg. Érdekes, hogy ezt a felszín nem követi, tehát a Kőszegi-hegység hegyláb felszíne terjedt idáig, vagy folyóvízi erózió alakította utólagosan a perem előterét.

A TO-63-as és Bu-6-os fúrások között egy bizonytalanság észlelhető, a fúrások sekély mélysége és a telepek teljesen megváltozó geometriája (vastagság, rétegződés, dőlésirány) miatt azok nehezen korrelálhatók. Bizonytalan, hogy a TO-63 esetén még megfigyelhető vastag telep folytatódik-e É felé. A horizontok dőlése azonban egyértelmű, ettől É-ra már a Kőszegi-hegység felé emelkednek. Ezzel szemben a Toronyi-perem előterében É-i dőlést mutatnak az összehasonlítható geometriájú rétegek, É felé kissé megnövekedett lejtőszöggel.

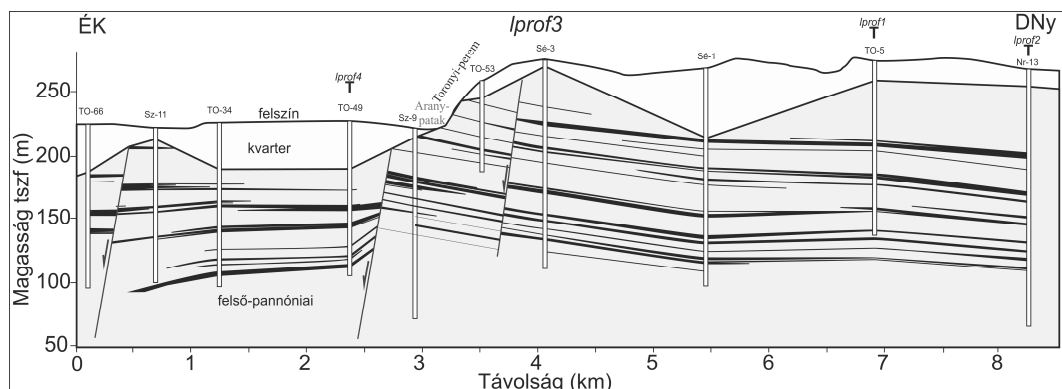


5.5. ábra. Az *lprof2* szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával. Magassági torzítás 10×-es. Elhelyezkedését ld. 5.1. ábra.

A Toronyi-perem egy markáns változást jelez. Itt a rétegek ~15 m-es vetődést szenvednek el. Ettől a vonaltól D-re a lignitrétegek egyértelmű, megszakítatlan, délies dőlésű horizontokat alkotnak. Nr-4 legfelső telepe 1,16°-os, míg a TO-8 legfelső telepe ~1,29°-os, a legalsó ~1,48°-os szelvény menti dőlést mutat. Az adatok alapján is szembetűnő, hogy a mélységgel együtt növekszik a horizontok dőlésszöge, ami a szedimentáció közben aktív deformációra utal. Ezt megfigyeltük a toronyi feltárásban is (ld. 6.3.6. *alfejezet*).

A Pinka-fennsíkon K-Ny-i irányban is hasonlóan zavartalan a rétegződés. Az *lprof2* szelvény (5.5. *ábra*) teljes szélességében keresztezi a tájegységet, Ny-on a Pinka völgyébe is átnyúlva (elhelyezkedését ld. 5.1. *ábra*). A lignitrétegek futása itt zavartalan Ny-K-i dőlést mutat, ami a Pinka bal parti pereme alatt sem törik meg, emiatt feltételezhetjük annak eróziós kipreparálódását. A rétegek futásában kis mértékű lejtőszög-változás figyelhető meg a szelvény mentén, nagyjából Nr-16-tól K-re a rétegek szétseprűződnek, valamint a köztük mérhető távolság egyre nagyobb, ami a lerakódás közben aktív deformációra utal. Az Nr-10-ben leírt rétegek nem illenek a szelvény rétegzettségébe, valószínűleg hibás feldolgozás miatt.

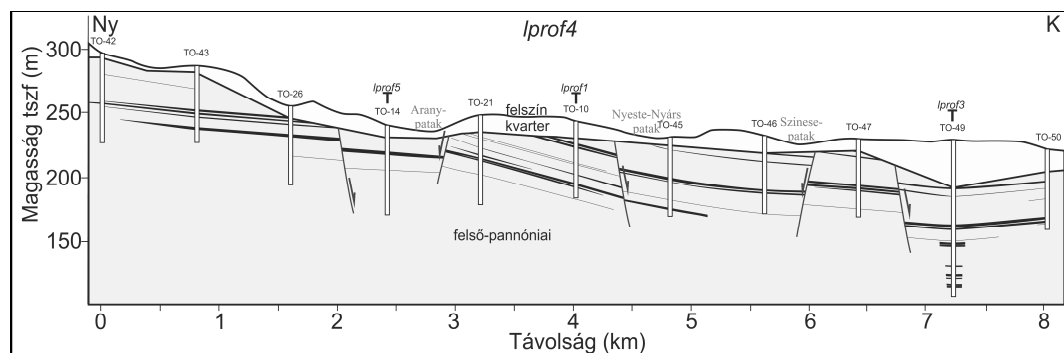
Az *lprof3* nagyjából az előző két szelvény közt helyezkedik el, ÉK-DNy-i irányítottással (5.6. *ábra*). A Toronyi-peremet ferdén keresztezi, mindkét előző szelvényt érinti (ld. 5.1. *ábra*). A peremtől DK-re a rétegek majdnem vízszintesek, csupán egy kisebb depresszió figyelhető meg Sé-1-nél, ami a felszín felé közeledve teljesen ellaposodik. A rétegek kétszer is megtörnek a perem mentén: Sé-3 és TO-53 között egy pár méteres, míg Sz-9 és TO-49 között egy 25-30 m-es ugrás figyelhető meg.



5.6. *ábra*. Az *lprof3* szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával. Magassági torzítás 16x-os. Elhelyezkedését ld. 5.1. *ábra*.

Érdekes, hogy a rétegek ugyanazzal a vastagsággal és geometriával jelennek meg TO-49-nél és Sz-9-nél, csupán utóbbinál kisebb távolságra helyezkednek el egymástól. Ez lehet a lerakódás idején zajlott folyamatos deformáció eredménye, de az is lehet, hogy a vetősík metszi a fúrást. Sz-11 és TO-66 között, a Gyöngyös-perem folytatását keresztezve 20-25 m-es ugrás figyelhető meg, ami a rétegek görbülését is okozza, ez azonban csak egy fúrásban figyelhető meg, nincs kellőképpen alátámasztva.

A Toronyi-peremtől É-ra korántsem zavartalan Ny-K-i rétegződést figyelhetünk meg (*lprof4*, 5.7. ábra). Sőt, szinte fúrásonként változik az azonos geometriájú rétegek felszín alatti helyzete. Ezt a perem futását figyelembe véve tudtam csak magyarázni, feltételezve azt, hogy a közel merőleges szakaszokból álló vetőrendszer a morfológiai perem előterében is megjelenik.

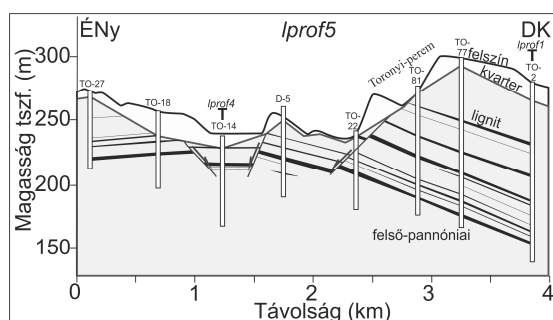


5.7. ábra. Az *Lprof4* szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával. Magassági torzítás 10x-es. Elhelyezkedését ld. 5.1. ábra.

Az általános kép azt sugallja, hogy a rétegek K felé meg vannak hajlítva, de közben néhány alkalommal törést is szenvedtek. TO-26 vonalától Ny-ra szinte teljesen vízszintes rétegződést láthatunk, ami a szelvény végén, TO-42-nél ki is ékelődik. TO-14 árokszerű jellegét az magyarázhatja, hogy TO-21 felé a Toronyi-perem folytatása éri el a szelvényt, míg a TO-26 felől az Arany-patak jobb partja szintén vetődéses eredetű. Ettől a ponttól K-re a rétegek enyhe keleties lejtése figyelhető meg, miközben a Nyeste-Nyárs patak völgyénél néhány méteres vetődést szenvednek el. Ez a perem markáns DNy-ÉK-i szegmensének előteréhez köthető. TO-47-nél hasonló helyzetben, két merőleges peremszakasz összekapcsolódásának helyéhez köthető sasbérc-szerű kiemelkedés figyelhető meg.

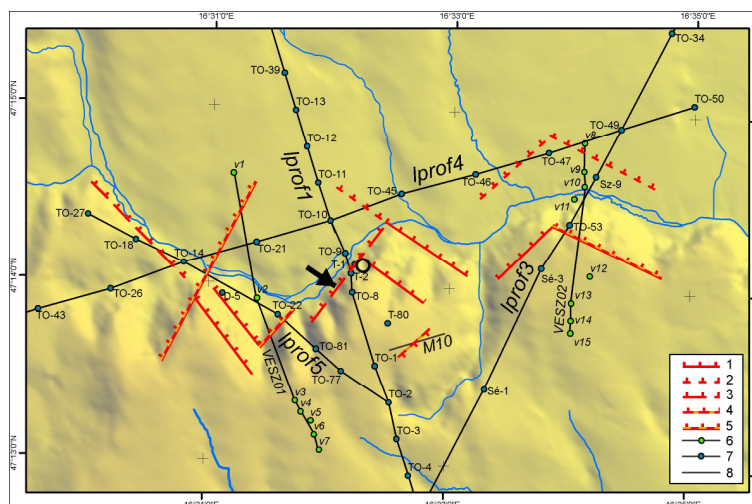
Az eddigiek alapján érdekes képet várhatunk az Arany-patak kanyarulatánál. Az *lprof5*-ös szelvény (5.8. ábra) keresztezi a Toronyi-peremet és az Arany-patak jobb partját is (5.1. ábra).

A lignitrétegek általános képe felboltozódó jelleget sugall, a szelvény ÉNy-i végén ÉNy felé, a DK-i végén DK felé dőlő rétegek képét mutatja. Középen árokszerű jelleget láthatunk, ami megegyezik azzal a korábbi képpel, miszerint a Toronyi-perem és az Arany-patak jobb partja is normálvetődést mutat. Ez esetben is egy-egy fúráshoz tartoznak megváltozott helyzetű, de azonos geometriájú rétegek, ami növeli az értelmezés bizonytalanságát. Az előző szelvények jellegével mutatott egyezés miatt azonban valószínűsíthető, hogy az ábrázolt helyzethez hasonló lehet a valóságos kép.



5.8. ábra. Az *Lprof5* szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával. Magassági torzítás 10x-es. Elhelyezkedését ld. 5.1. ábra.

Az tárgyalt szelvények, a geofizikai mérési eredmények (ld. 6. fejezet), JASKÓ (1947) bányatérképe és terepi megfigyeléseink alapján felvázolható egy általános kép, ami azt sugallja, hogy a Toronyi-perem ~20 m-es normál vetődés mentén jött létre (5.9. ábra).



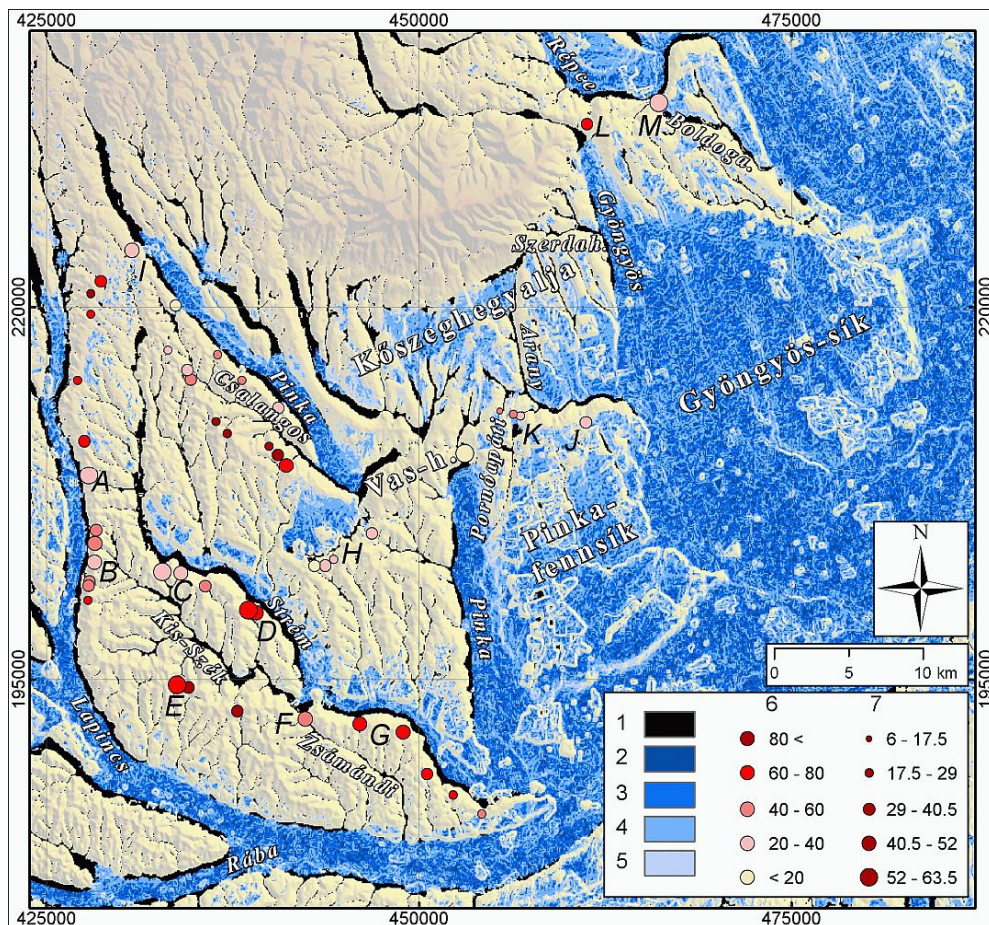
5.9. ábra. A térképezett normálvetők átnézeti képe. 1-5 normálvetők kimutatva: 1 - topográfia; 2 - fúrások alapján készített szelvények; 3 - topográfia és fúrások alapján készített szelvények; 4 - multielektrodás mérés; 5 - VESZ mérés, topográfia és fúrások alapján készített szelvények alapján. 6 - VESZ szelvény a terítések középpontjaival; 7 - fúrások alapján készített szelvények a fúrások elhelyezkedésével; 8 - multielektrodás szelvény. Fekete körrel a megfigyelt feltárás helyzetét, nyíllal a JASKÓ (1947) által megfigyelt és bányatérképen rögzített vető helyét jelöltem.

A berajzolt vetők futása helyett feltételezhetjük, hogy a feltárásban megfigyelt vetősorozat folyamatosan jelentkezik a perem mentén és annak előterében, ez azonban a viszonylag ritkás mintavételezéssel nem mutatható ki.

A vetődés egymásra közel merőleges szegmensekből áll, amik Ny-ről K felé haladva egyre nagyobb szöget zárnak be egymással, és összefüggnek a felszínmorfológiával. Kiegészítésképpen meg kell említeni, hogy a vetősorozat nemcsak a perem mentén figyelhető meg, hanem annak előterében, kb. 200-250 m-es távolságban is jelentkezik. A perem elvetése kisebb, mint a magassága, ami az utólagos erózióknak tudható be. A vető mentén erodálódtak a legfelső rétegek, tehát ÁDÁM (1962) és JASKÓ (1995) elmélete is helyes: a perem vetődéssel jött létre, de magasságát az utólagos erózió növelte meg, ami viszont nem az ellenállóbb rétegek, hanem az elvetett rétegefejek kipreparálódásával fejtette ki hatását. JASKÓ (1995) valószínűleg a rétegeknek a perem magasságánál kisebb elvetése miatt változtatta meg vetődéses elméletét. Az általa korábban leírt és a bányatérképen jelölt JASKÓ (1947) vetődést azért nem tartotta később a peremet létrehozó tektonikus elemnek, mert iránya eltért a korábban feltételezett Ny-K-i iránytól. A jelenlegi koncepcióba viszont tökéletesen beleillik az általa berajzolt vető iránya (ld. 5.9. ábra, nyíllal jelölve), ezért kimondhatjuk, hogy a Toronyi-perem tektonikus úton, normálvetődéssel keletkezett, amit folyóvízi erózió mélyített tovább.

5.3 Korábbi folyásirányok vizsgálatának eredményei

Egy adott pontnak az 1 km sugarú környezete átlagmagasságához viszonyított szintkülönbsége megmutatja, hogy az adott pont milyen fő domborzati elem (völgy/lejtő alsó része; lejtőoldal/széles völgytalp illetve völgyközi hát/gerinc) részének tekinthető. Az elemzés során ezt a szintkülönbséget kombináltuk az adott pixel lejtőszög-értékével, így alakítottunk ki összetett kategóriákat 5.10. ábra/1–5. E kategóriák közül kiemeltük azokat, melyek a környezetükkel közel azonos magasságban helyezkednek el (eltérés < 10 m) és kis (< 7,5°) lejtőszögűek. Így a térképen kék színnel láthatók az egyes alluviális síkok (Gyöngyös-sík, Pinka-fennsík D-i részei), a széles, alluviális völgyek (Gyöngyös felső szakasza, Pinka két szakasza, Lapincs, Rába), a lehetséges törmelékletjtők, heglábfelszínek (Kőszeghegyalja, Gyöngyös-sík, Pinka-fennsík É-i részei), valamint az 5.4. fejezetben tárgyalt teraszok.



5.10. ábra. A terület domborzatának elemzése. 1 – pixel magasság min. 10 m-rel alacsonyabb, mint az 1 km-es környezet átlagmagassága és a lejtőszög $< 10^\circ$; 2–5 – pixel magasság és az 1 km-es átlagmagasság közti eltérés < 10 m és a lejtőszög maximum rendre $1,4^\circ$; $3,2^\circ$; $5,3^\circ$; $7,5^\circ$; 6 – a száraz keresztvölgyek kiemelkedésének relatív magassága (m); 7 – a száraz keresztvölgyek bevágódásának mértéke (m). Az alföldi jellegű részen kiugró világosabb foltok az SRTM radarmérési technikája miatt az adatbázisban relatíve magasabb értékkel szereplő erdős területek.

Ezenkívül a jelenleg kis pataknak számító Strém középső és alsó szakaszának völgye is megjelenik, ami arra utal, hogy korábban nagyobb vízmennyiség formálta ezt a völgyet. Emellett a Pálfi felső szakaszának mellékvölgyei is helyenként kék színben jelennek meg, ami azt jelzi, hogy ezek a völgyek korábban nagyobb vízhozamot vezethettek le. Az egymás folytatásában megjelenő kisebb patakszakaszok bevágódott jellegűek, ezért azok az előbbi módszerrel nem mutathatók ki. Az elemzés további kiemelt kategóriája azon pixeleket jelenti, ahol a lejtőszög szintén alacsony ($< 10^\circ$) és a magassági érték legalább 10 m-rel kisebb az adott pixel 1 km-es környezetének átlagánál. Így ez a kategória alapvetően a bevágódott, de mégis több pixel szélességű völgytalpakat mutatja (ezen kívül az előbbi kategória szélei, tehát a merdek peremek és a völgytalpak határai is ide tartoznak).

Ezek alapján több patak völgy is hangsúlyosabban jelenik meg az alkalmazott fekete színnel (5.10. ábra 1-es kategória). Kiemelendő a Strémben torkolló Kis-Szék-patak, melynek futása a Strém felső szakaszának folytatása, valamint a Kis-Szék-patak folytatásaként látható Zsámándi-patak völgye. Továbbá ide tartozik Csalangos, a Pinka É-i mellékpatakjainak nagy része, az Arany-patak (folytatásaként a Pornóapáti-patak), Szerdahelyi-patak, valamint a Répce folytatásában látható Boldogasszony-patak.

A keresztvölgy „elfajuló” esete a Pinka jelenleg is aktív (tehát nem száraz) áttörése (a Vas-hegytől K-re). Itt a relatív kiemelkedés 0, hiszen a Pinka lépést tart a hegy és a folytatásában levő Toronyi-perem kiemelkedésével, bevágódása viszont nagy. Így a Pinka áttörését jelölő formához hasonló, nagyobb méretű, világosabb körök figyelembe vételével (5.10. ábrán) a viszonylag fiatal, nagyobb méretű folyók lefejeződésének nyomait kapjuk eredményül.

A Lapincs mentén számos száraz keresztvölgyet sikerült kimutatni, ezek közül a legjobban bevágódottak és legkevésbé kiemelték a Strém első nyugatiassá váló szakaszánál és a Kis-Szék-patak forrásvidékénél helyezkednek el (5.10. ábra/A és B). Ez a helyszín bonyolultabb vízártrendeződésre utal, hiszen a Strém és a Kis-Szék-patak közt is több markáns keresztvölgy figyelhető meg. A 5.10. ábrán C-vel jelölt száraz keresztvölgy a Strém allúviumánál nem sokkal magasabban, míg a D-vel jelölt jobban kiemelt helyzetben található.

A Kis-Szék-pataktól és a Strém alsó szakaszától D-re több erősen, illetve közepesen bevágódott keresztvölgyet mutattunk ki (E-F-G), ezek közül azonban csak a Zsámándi-patak forrásvidékéhez kapcsolódó F jelű mutatkozik a Strém allúviumától kevésbé kiemeltnek.

A Vas-hegy D-i nyúlványán kimutatott keresztvölgyek (H) alig kiemelt pozícióban vannak, viszont kevésbé vannak bevágódva ami a perem amúgy sem túl nagy magasságának tudható be.

A Csalangos két oldalán fekvők közepesen bevágódtak, kiemeltségük változó. Feltűnő azonban, hogy helyzetük viszonylag jó egyezést mutat a hegységi területről lefolyó vízfolyások irányával, a Csalangos túlsó felén levőkkel, ami a kapcsolódó vízfolyások révén C és D-vel jelölt keresztvölgyekhez kapcsolódnak. Ezek kiemeltsége is együtt csökken Ny felé. A Strém völgyfőjénél megfigyelhető száraz keresztvölgy (I) a legmarkánsabb, amit terepen is megvizsgáltunk (6.2.2. alfejezet).

A Pinka Vas-hegyi áttörése (*J*) máig aktív keresztvölgy (water gap, ld. pl. KELLER & PINTER 2002). Tőle K-re a Kőszegi-hegységről lefutó, és a Pinka-fennsíkon a lejtésiránytól 45-50°-kal eltérő irányú kevésbé bevágódott patakokat összekötő keresztvölgy (*J*) érdekes módon alacsonyabb helyzetű, mint az erősebben bevágódott Arany- és Pornóapáti-patak közt elhelyezkedő (*K*). A Gyöngyös-sík É-i részén a Répce felső szakaszát a Gyöngyössel összekötő keresztvölgy kiemeltebb helyzetű és kevésbé bevágódott (*L*), mint a kevésbé széles völgytalpú, de még így is jól, fekete színnel kiemelt Boldogasszony-patak völgyfőjénél található (*M*).

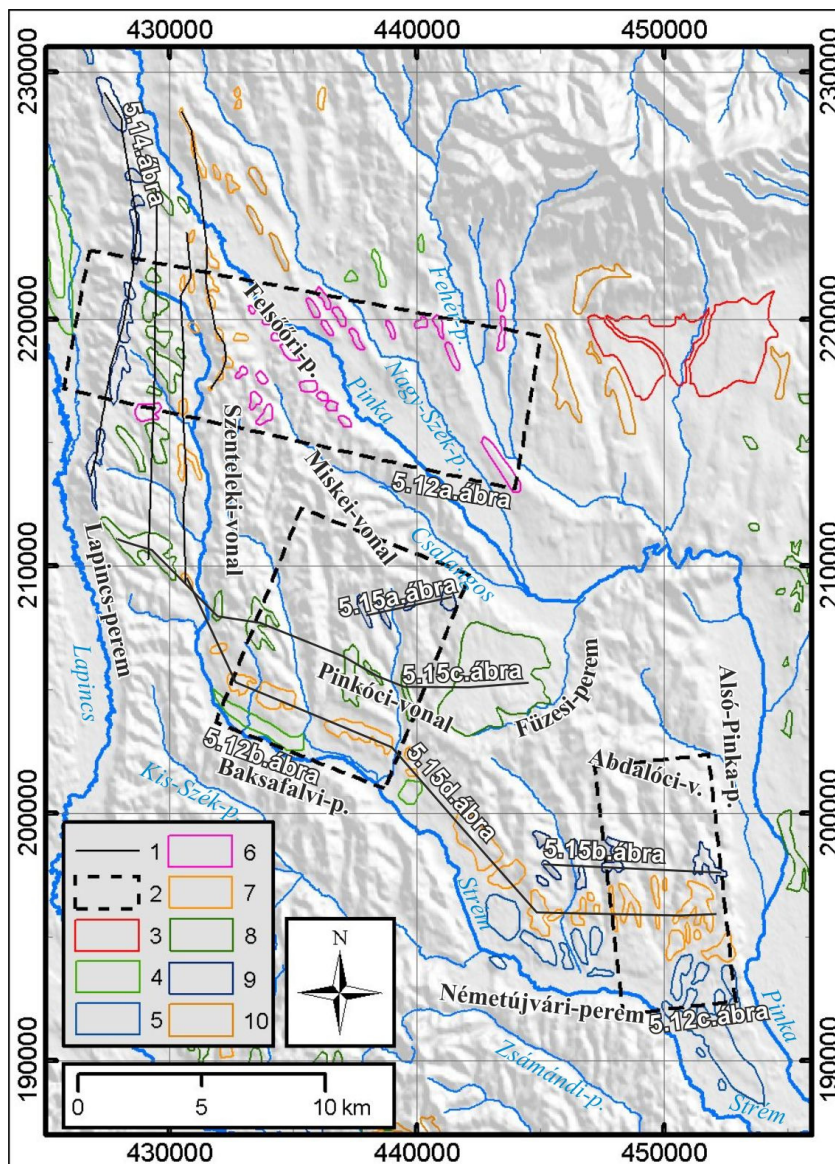
Az eredményül kapott korábbi folyásirányokat összefoglalva és relatív időrendbe helyezve ld. a 8. fejezetet.

5.4 A kavicsteraszok helyzete

A kavicsteraszok dőlését a már említett sávszelvény-elemzés módszerével vizsgáltuk (KOVÁCS & TELBISZ 2013). A Strém és a Pinka egyes szakaszaihoz tartozó teraszok (5.11. ábra) koruktól függően, különböző mértékben erodálódtak, ezért a vonal menti topográfiai szelvény itt sem alkalmazható. A vizsgált sávok magassági pontjaiból készített diagramon a minimum-, átlag- és maximum-görbét mutatjuk be, valamint a forrásul szolgáló geológiai térképen kavicsal jelölt (PASCHER 1999) felületek magassági pontjait.

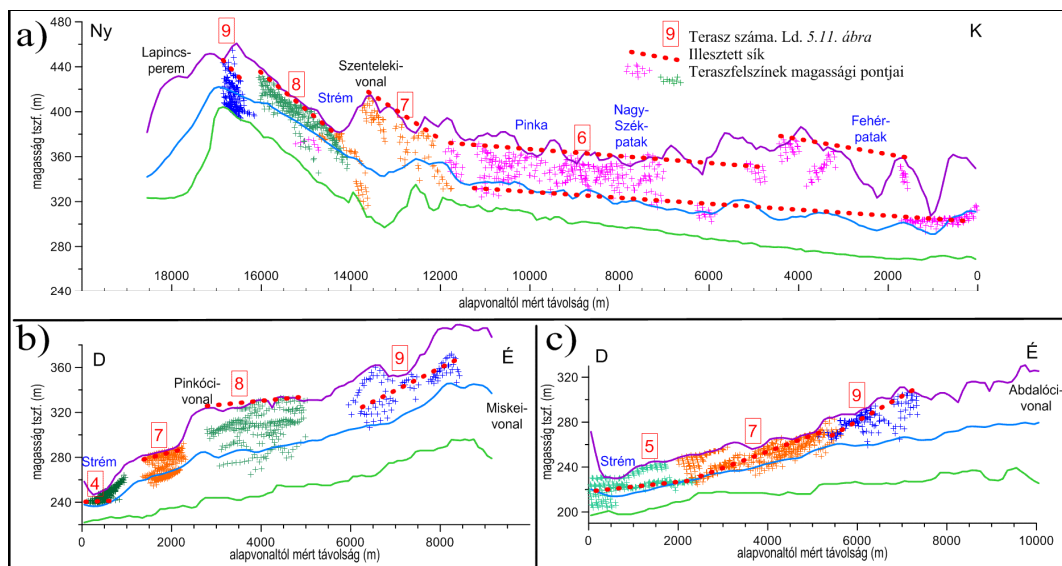
Az elemzés használatánál, a maradványfelszín rekonstruálásának fontos követelménye, hogy a vizsgálati sávot megfelelő irányban jelöljük ki (TELBISZ et al. 2012). Mivel az egyes korokhoz tartozó teraszok a Strémmel párhuzamosan futnak, a sávok irányát az adott teraszpászta futására merőlegesen vettük fel (ld. 5.11. ábra).

Az egyes kavicsteraszokat képződési koruknak megfelelő sorrend alapján számoztuk be az ábrán, a legfiatalabbtól a legidősebbig, PASCHER (1999) geológiai térképe alapján. E térkép generalizáltsági fokából adódnak olyan pontatlanságok, hogy a kavicsal fedett területek néhol túlterjednek a – legtöbb esetben szemmel láthatóan – egységes felszín alkotó teraszokon, és a köztes völgyek, határoló peremek is kavicsal borítottak vannak jelölve.



5.11. ábra. A Pinka–Strém rendszer kavicsteraszainak elhelyezkedése (PASCHER 1999 alapján), összevetve a felszínmorfológiával. Magyar teraszbesorolás: M, Osztrák teraszbesorolás: O. 1 – vizgált topográfiai szelvény (ld. 5.14. és 5.15. ábra); 2 – vizgált sávszelvény (ld. 5.12. ábra); 3 – kavics törmelékletjtő; 4 – kavicsterasz: középső–felső-pleisztocén (M: IIb, O: V); 5 – kavicsterasz: középső-pleisztocén (M: III, O: IV); 6 – kavicsterasz: középső-pleisztocén (O: IIIa); 7 – kavicsterasz, alsó–középső-pleisztocén (M: IV, O: IIIb); 8 – kavicsterasz: alsó-pleisztocén (M: V, O: II); 9 – kavicsterasz: alsó-pleisztocén (M: VI, O: I); 10 – kavics: felső pliocén–alsó-pleisztocén

A teraszfelszínek kiterjedését és lejtését sávszelvények alapján határoztuk meg, és a terasz jellemző futását vörös, szaggatott vonallal emeltük ki. Ennek során figyelembe vettük a térképi jelölés említett pontatlanságát, a sávszelvények és a teraszok eltérő szélességéből adódó kilengéseket, valamint azt a tényt, hogy az SRTM erdős területeken a fmagassággal növelt értékeket mutat.

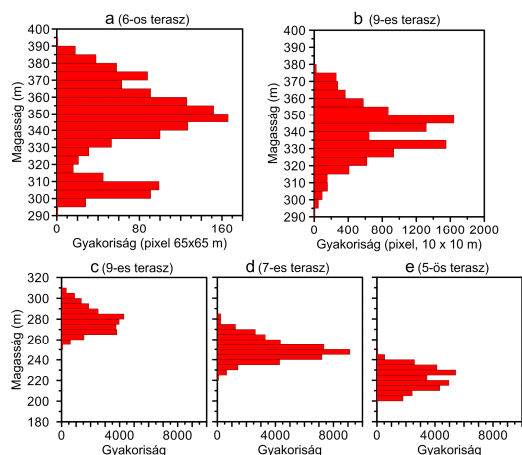


5.12. ábra. A kavicsteraszokat vizsgáló sávszelvény-elemzések eredményei. Magassági torzítás 26x-os. Elhelyezkedésüket és a számozást ld. az 5.11. ábrán

Az 5.12a. ábrán látható, hogy a legidősebb, 9-cel jelölt terasz-szint erősen erodálva, dombtetői pozícióban helyezkedik el. A kavics-felszínének helyzete megerősíti az egység közel K–Ny-i irányú billenését: az elméletnek megfelelően a fiatalodási sorrendnek megfelelően a teraszok egyre kisebb dőlésszöget mutatnak (9: 2,34° (rövid), 8: 1,86°, 7: 1,49°, 6: 0,18°).

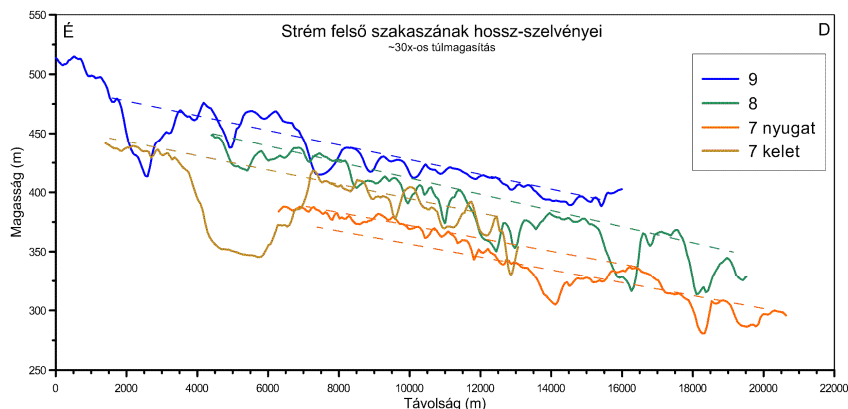
Fontos kiemelni a 7-es számú teraszt, mely a Strém völgye (Szenteleki-vonal) által két különböző magasságú egységre van szétválasztva, ami a Strém és Lapincs közti kibillent egység határát jelölheti. A 6-ossal jelölt terasz-maradvány pászták formájában jelentkezik, a többivel ellentétben a Pinka felső szakaszához kapcsolódóan, ezáltal a terasz feltételezett futása nem merőleges, hanem kisebb szöget zár be a vizsgált sávval. Érdekes azonban, hogy a vizsgált terület összes, azonos korra datált, 6-ossal jelölt teraszát vizsgálva több morfológiai szintet ismerhetünk fel (5.12a. és 5.13a. ábra), ami alapján megállapítható, hogy különböző teraszszinteket foglalnak magukba.

A vizsgált egység É–D-i billenését is vizsgáltuk párhuzamos topográfiai szelvények segítségével (futásukat ld. a 5.11. ábrán). Az 5.14. ábrán látható profil-kompozit látszólag párhuzamos felszíneket mutat, lejtőszögük csak kis mértékben tér el egymástól (9; 8; 7 Ny; 7 K teraszok hossz-szelvényeinek lejtése rendre: 0,34°; 0,36°; 0,30°; 0,39°), ami alapján azt valószínűsítjük, hogy az egység csak Ny–K-i irányba billent a teraszok kialakulása során.



5.13. ábra. A kavicsal fedett területek magassági hisztogramjai (PASCHER 1999 alapján)

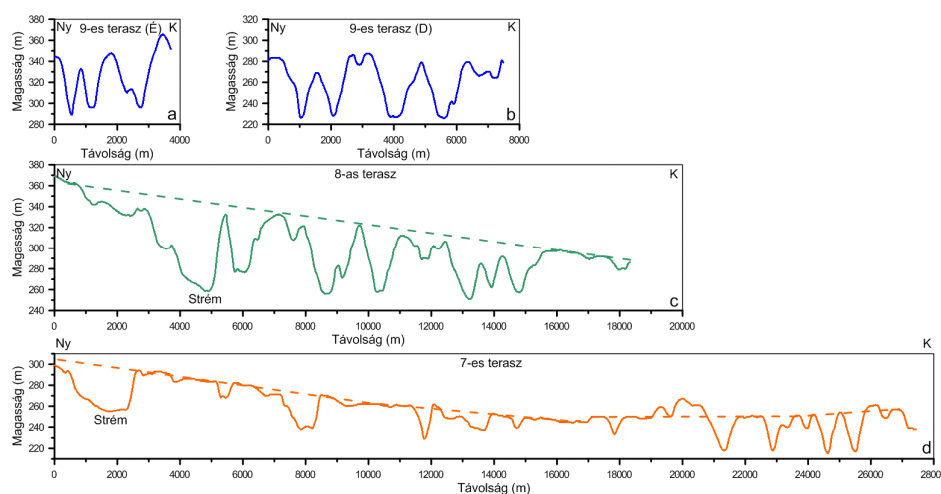
A Strém középső szakaszán keresztül felvett sáv (ld. 5.11. ábra) diagramján (5.12b. ábra) jól látható, hogy a fiatalabb terasz-szintek a környezetüktől markánsan elkülönülő felszíneket alkotnak. Ezzel szemben a 9-cel jelölt, legidősebb terasz középső része egy bemélyedést mutat, ezáltal egységes felszínként nem határozható meg. Ennek oka, hogy a sávszelvényen, a kezdővonalától azonos távolságra magasabb, kavicsal nem borított vonulatok helyezkednek el, melyek felülírják a maximumgörbét. Az átlaggörbe már sejteti a várható lejtőszöget, a teraszok magassági eloszlását mutató pontfelhőn azonban ki is rajzolódik a 9-cel jelölt egységes felszín.



5.14. ábra. A Lapincs és a Strém közti teraszok hossz-szelvényei. Elhelyezkedésüket ld. az 5.11. ábrán

Az 5.13b. ábra közel szabályos eloszlást mutat, kivéve 340 m magasságban, ahol egy negatív anomália figyelhető meg. Ebből arra következtettünk, hogy az egyenletesen dőlő trendet mutató maradványgerincek közt az utólagos erózió lepusztította a kavicsfelszín ebbe a magassági tartományba eső részét. A legidősebb terasz-szint dőlése $1,16^\circ$.

Az előző vizsgált sávval ellentétben a 8-as számú terasz lejtése ($0,22^\circ$) nem nagyobb, mint a nála egyvel fiatalabb (7-es) teraszé ($0,62^\circ$), ezen kívül a kettő között egy kis méretű, de a DDM-en jól azonosítható, a Strémmel párhuzamosan hosszan elnyúló északias, valamint egy ~ 30 m magas, markánsabb délies perem (Pinkóci-vonal) figyelhető meg.



5.15. ábra. A Strém középső és alsó szakasza teraszainak hossz-szelvényei. Magassági torzítás 30x-os. Elhelyezkedésüket ld. az 5.11. ábrán

EICHER (1994) szerint a terület kis szélességű, pleisztocén teraszperemei számos helyen, több száz méter szélességben erodálódtak, ezért ezeknél a teraszoknál a síkillesztés bizonytalansága megnő. Ezen információk alapján a vizsgált blokk ÉK-DNy-i irányú folytonos billenése itt nem figyelhető meg, valószínűleg a 8-as és 7-es teraszok közti perem tektonikus kialakulása (ld. 7. fejezet) folytán történt a kettő közti átmenet.

A teraszoknak a feltételezett vízfolyással párhuzamos vizsgálata is megtörtént (helyzetüket ld. 5.11. ábra). A legidősebb teraszra illesztett szelvény (5.15a. ábra) négy csúcsból áll, melyek magassága K felé növekszik; egyenes nem illeszthető rájuk. Az egyvel fiatalabb szint (5.15c. ábra) csúcsai, valamint a K-i oldal felszabdalatlan háta egy egyenes mentén helyezkednek el. Ennek dőlése $0,24^\circ$, ami a folyásirány szerinti lejtőszög-csökkenésnek megfelelően alulmúlja az É-D-i szakaszét. A Strém két oldalán levő vállak egy magasságban helyezkednek el, de ha a Ny-i oldal felszínére külön trendet illesztünk, már felismerhető lenne a patak két oldalán levő, korábban említett teraszok közti elvetés, ennek teljes bizonyításához azonban részletesebb vizsgálatra lenne szükség.

Az alsó szakaszhoz tartozó teraszok a sávdigramon (5.12c. *ábra*) jól elkülönülő felszínekhez tartoznak (bár a 7-es és az 5-ös felső összeolvadni látszanak), amelyek fiatalodásukkal arányosan egyre kisebb lejtőszöget mutatnak ($1,28^\circ - 0,84^\circ - 0,24^\circ$). Ezt megerősíti az adott teraszok hisztogramja is: míg a 9-cel jelölt terasz legnagyobb számban szereplő magassági értékei viszonylag széles tartományt ölelnek fel (265-285 m), ami annak ferde jellegét erősíti, addig a 7-tel jelölt terasz 245 m-nél erősen kicsúcsosodik, ami ennek vízszintes jellegére utal (5.13c–d. *ábra*). Ezen kívül az 5-tel jelölt terasz két, jól elkülöníthető morfológiai szintre bontható (5.12c. és 5.13e. *ábra*), aminek oka a fás és fátlan területek váltakozása. Ez az egység összességében jól alátámasztja a terület É–D-i billenését.

Az 5.15d. *ábra* a középső és az alsó szakasz 7-es számmal jelölt teraszait egyben ábrázolja. A 17. km-ig egységes, $0,22^\circ$ -os lejtés figyelhető meg, ami nagyjából megegyezik az előzővel, ami alapján Ny-K-i irányú billenést nem feltételezünk. 17 km után a dőlés emelkedésre változik, pár méteres magasságváltozással. Ez a morfológia arra utal, hogy PASCHERREL (1999) ellentétben a két szakasz nem egy terasz-szinthez tartozik, vagy köztük valamilyen tektonikus hatás érvényesül. Ez beleillik abba a képbe, miszerint a Strém-kanyar egy aljzati árokkal összefüggő szerkezet (ld. 7. fejezet). Az első szakasz ennek a területére, a második a Dél-Burgenlandi-küszöb K-i szegélyére esik. Utóbbival megegyezően a szakaszjelleg- és kanyargósság-változást vizsgáló 4. fejezetben is hasonló, emelkedésre utaló jeleket kaptunk.

Az értékeléshez fontos hozzátenni, hogy a teraszok magasságánál nem a pleisztocén során lerakott kavicsos üledék magasságát vettük figyelembe, hanem a fölötte elhelyezkedő felszínét. A kettő közt a szedimentáció óta felhalmozódott vályogtakaró helyezkedik el, ami viszont EICHER (1994) szerint a peremhez közeli 100-200 m kivételével őrzi a terasz-szint morfológiáját, valamint a terasz idősödésével arányosan egyre nagyobb vastagságban van jelen. Ezt HERRMANN munkássága is megerősíti, aki a legnagyobb vályogtakaró vastagságát 10 m-nek írta le (ld. 8. fejezet). A bizonyosság érdekében azonban a legtöbb teraszt terepbejárással leellenőriztük (6. fejezet). Mindezekkel együtt szóvá kell tenni a legidősebb és a legfiatalabb teraszok közti magasságkülönbséget, ami a 70-100 m-t is elérheti. Ennek mértéke a terület általános felszínfejlődésének értékelése szempontjából nem elhanyagolható.

6. TEREPI MEGFIGYELÉSEK ÉS MÉRÉSEK

Az osztrák és magyar geológusok értelmezése között már a földtani korbeosztást illetően is eltérések mutatkoznak (korábban az osztrákok a magyarokkal ellentétben még elkülönítették pontuszi kort (pl. HERRMANN 1981), míg a magyar fúrásértelmezésekben gyakran találkozhatunk a levantei megjelöléssel (MÁFGBA kútkönyvek). Ezek egyezését terepi vizsgálatok során is ellenőrizni kellett. Ezenkívül számos kulcsfontosságú területet illetően nem találtam korábbi megfigyelésekről leírást, ezért azok pótlására a hiányos területeken terepbejárást végeztem.

A korábbi munkák leírásai nagyrészt feltárásokra, fúrásokra, esetleg bányamegfigyelésekre hagyatkoznak, ezért hiánypótló kiegészítésként alkalmaztam a sekélygeofizikai módszerek eszköztárát. E vizsgálatok többségét egy 2012 nyarán szervezett geofizikus terepgyakorlat keretében hallgatókkal és tanszéki kollégákkal együtt végeztük el. Az eredményekről a hallgatók jelentésekben számoltak be (BEGDISÁN et al. 2012; FARKAS et al. 2012; SZEGEDI 2012).

Ezeket a megfigyeléseket és méréseket a fejezetben részletesen, helyszínrajzzal közlöm, értelmezésüket részben itt, részben az adott területet tárgyaló fejezetben teszem meg.

6.1 Terepi módszerek leírása

6.1.1 A megfigyelt részletek

Munkám során a korábbi szakirodalomban számos olyan információt találtam, amely az egyes részterületekre vonatkozó eredményeket mutatja be. Ezek sok esetben terepi megfigyelésekre, sekélyfúrásokra alapulnak (pl. HERRMANN munkái), amik a jelen kutatási terület csak nagyon kis részeire korlátozódnak.

Készültek olyan, a területet érintő átfogó tanulmányok (WINKLER VON HERMADEN 1955), amelyek nagyobb egységet vizsgáltak. PAINTNER (1927 in PAHR 1984) az osztrák rész terasz-szintjeit pusztán morfológiai szempontok alapján határolta le, aminek üledékeit utólag ellenőrizni kellett. Ezt néhol HERRMANN elvégezte, viszont sok helyen saját megfigyeléseket kellett végeznem.

Ő az egyes terasz-szinteket az üledéksor fizikai jellemzői alapján különítette el, amit az általuk nem vizsgált területeken magam is megtettem. Ezeknél a vizsgálatoknál adott esetben csak a kavicselőfordulás tényét illetve a kavicsok néhány fizikai paraméterét és a környezet morfológiai jellemzőit mutatom be, míg ahol lehetőségem volt feltárás készítésére, ott a kavics- vagy kavicsos rétegen kívül a fedő és fekü jellemzőit is közlöm.

HERRMANN munkái alapján lényegesnek tűnt a kavicsok méretének, színének, bevonatának és koptatottságának, valamint a köztes anyag jellegének, színének és esetleges konkrécióinak leírása. A fedő- és feküüledék esetén az anyagi minőségét, színét, másodlagos elszíneződését, az esetleges benne található konkréciókat és egyéb fizikai jellemzőit mutatom be. A megfigyelések helyszínét a kutatási terület térképén ábrázolom (*XII. melléklet*), míg néhány terasz-szintet érintő vizsgálat helyszínét nagyobb méretarányú térképlapon, keresztszelvényvel és egyéb információkkal kiegészítve mutatom be. A vizsgált területek morfológiáját érintő megfigyeléseket is végeztem. Száraz keresztvölgyek esetén azt vizsgáltam, hogy mennyire utal a jellege egy korábbi vízfolyás helyére, vagy esetleg csak hátravágódás eredménye-e. A mai patakok mentén fiatalabb terasz-szinteket is megfigyeltem, a Pinka és a Gyöngyös felső folyásánál ezekre merőlegesen geofizikai méréseket végeztünk.

6.1.2 A geoelektromos mérésekről általában

A 2012 nyári geofizikus terepgyakorlat egyik fő célkitűzése az volt, hogy a széles alluviális völgyek oldalán kimutassuk, hogy azok egy, vagy több fázisú bevágódással jöttek-e létre, valamint hogy az egyes peremeket keresztezve kimutatható-e törés a folytonos, harmadidőszaki rétegek futásában. A kérdés eldöntésére geoelektromos méréseket végeztünk, melynek lényege a felszín alatti rétegek elektromágneses mezője tulajdonságainak meghatározása mesterséges áramforrással (DOMBRÁDI 2012 alapján).

A felszínközeli rétegek futását és geometriáját azok eltérő elektromos tulajdonságaira alapozva, az ellenállásukat meghatározva vizsgáltuk. A kőzetek ellenállása elsődlegesen a pórusvíz mennyiségétől és ion-összetételétől függ, de a hőmérséklet és a pórusszerkezet szintén befolyásolja a mért ellenállás-értéket (DOMBRÁDI 2012). Ezek alapján a kőzetek ellenállása egy-egy mérési eredmény esetén

nagyságrendekben, relatív módon különbözik, így a mért értékek különbsége előzetes geológiai információk alapján köthető egyes kőzetekhez (6.1. táblázat).

6.1. táblázat. Különböző kőzettípusok ellenállásértékei Ωm -ben (RENNER et al. 1970)

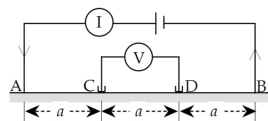
Anyagminőség	Ellenállás (Ωm)	Anyagminőség	Ellenállás (Ωm)	Anyagminőség	Ellenállás (Ωm)
Száraz kavics	100-10000	Agyag	2-20	Gránit	200-10000
Száraz homok	50-1000	Agyagmárga, márga	5-50	Gneisz	200-10000
Nedves kavics	50-1000	Mészkö, dolomit	100-5000	Diorit	500-10000
Nedves homok	15-100	Homokkő, konglomerátum	100-2000	Bazalt	200-10000

6.1.3 A multielektromos mérések háttere és alkalmazása

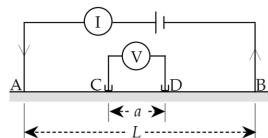
A multielektrodás mérés (*MUEL*) lényege, hogy szelvény mentén azonos távolságokra elektródákat szúrunk a talajba, majd a műszer a kiválasztott elrendezés minden lehetséges konfigurációjában két elektródán keresztül elektromos áramot kelt, majd két másik elektródával pedig a kialakult áramtér potenciálját méri.

A leggyakrabban használt elrendezések (6.1. ábra) a Wenner (*W*), Schlumberger (*Sch*) és dipól-dipól (*D-D*). *W* esetén az áram- (*A*, *B*) és a potenciálektródák (*C*, *D*) párojai közös középpont két oldalán helyezkednek el, valamint a szomszédos elektródák távolsága egyenlő (6.1a. ábra). *Sch* (6.1b. ábra) hasonló abban, hogy az elektródapárok közös középpont két oldalán helyezkednek el, de az áramelektrodák távolsága sokkal nagyobb, mint a potenciálektródáké (LOWRIE 2007).

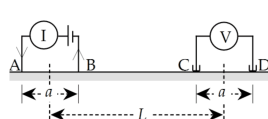
(a) Wenner



(b) Schlumberger



(c) Dipól-dipól



6.1. ábra. Elektromos mérések használt elrendezései (LOWRIE 2007 alapján).

A *MUEL* egyenlő távolságokra elhelyezett elektródasora lehetőséget biztosít a két elrendezés kombinálására, amit *W-Sch* néven fogok jelölni a továbbiakban. A *D-D* (6.1c. ábra) esetén az áram- és a potenciálektródák páronként külön-külön helyezkednek el a szelvény mentén. A páronkénti elektródatávolság egyenlő és sokkal kisebb, mint a különböző típusú elektródák középpontjainak távolsága.

A *W* a legalkalmasabb a vízszintes rétegződés felmérésére; *MUEL*hez az optimális geológiai helyzet enyhén dőlő, nagy ellenállás-különbségű rétegek találkozási hirtelen átmenettel (LOWRIE 2007). A feltételeknek megfelelő rétegződést a MÁFGBA által tárolt fúrások karotázsszelvényein vizsgálta BEGDISÁN et al. (2012). A mérendő szelvények helyszínét a geoelektromos módszerekkel kimutatható ellenállás-különbségű rétegződést mutató fúrások közelében jelölték ki, ami a kiterjedt szőlőtermesztés, erdő- és kertművelés miatt részben korlátozott volt.

A mérés során a heterogén összetétel szelvény menti látszólagos ellenállás-értékeit kapjuk eredményül. Ahogy növeljük az áramelektrodák távolságát, úgy nő az áramvonalak behatolási mélysége, arányosan egyre több áram folyik a mélyebb rétegben, tehát a látszólagos ellenállás fokozatosan változik, még hirtelen ellenállás-különbségű rétegek esetén is (LOWRIE 2007).

Ahhoz, hogy ténylegesen megkapjuk a mélyben fekvő rétegek ellenállását, inverziót kell végrehajtanunk: a feldolgozás során a használt Res2Dinv szoftver modellezi, hogy milyen földtani felépítés mérésekor kaphatjuk az adott látszólagos ellenállás-értékeket. Ezt a több iterációval történő műveletet nevezzük geofizikai inverciónak.

6.1.4 A vertikális elektromos szondázás

A vertikális elektromos szondázás (*VESZ*) különbsége a *MUEL*hez képest, hogy szelvény helyett adott pontban kapjuk meg a felszín alatti fajlagos ellenállás-értékeket. Mivel a mérési elrendezés minden esetben *Sch* volt, az adott pont az áram- és potenciál-elektrodák közti középpont. Míg a potenciálektródák helye fix, addig az áramelektrodák középponttól mért távolságát mérésről mérésre növeljük, növelve ezzel a behatolási mélységet is.

6.2 A Németújvári-dombságban végzett megfigyelések

6.2.1 Lapincs-perem, Alhótól K-re

EOV: 428179, 221532.

Cél: A PASCHER (1999) által a 9-es szinttel jelölt terasz (ld. 5.1. ábra) és feltételezett száraz keresztvölgyek megfigyelése

A településnél a tetőszinten, út széli árok alján (XII. melléklet/1) jól kerekített, sárga és fehér színű görgetegek láthatók. Hasonlóak a mezőn elszórva szintén megtalálhatók. É felé a sejtett száraz keresztvölgy egyértelműen megfigyelhető és nyomon követhető mindkét irányban (XII. melléklet/2). Az Alhó–Őribükkösd úttól D-re kis perem látható, de nagy valószínűséggel mesterséges eredetű, mert az oldalai túl hirtelen törnek meg, valamint a környéken több teraszosított térszín is látható.

6.2.2 Felsőőr és Őribükkösd közötti erdészeti úttól É-ra

EOV: 431789, 222715.

Cél: A Strém feltételezett száraz keresztvölgyének megfigyelése, amely WINKLER VON HERMADEN (1955) szerint korábban a Pinka felső vízgyűjtőjének vizét vezette le.

A terület morfológiája a terepen egyáltalán nem különül el a környezetétől, látszólag teljesen lapos. Az SRTM alapján fedezhető fel a széles és rendkívül lapos völgy jelleg (XII. melléklet/3), aminek a közepén a Buchwaldbach meanderezve bevágódó jellegű (6.2a. ábra), a medrében hatalmas méretű (akár 30-35 cm-es), a vízzel borított részekon feketére színeződött, egyébként sárga színű kvarc görgetegek találhatók (6.2b. ábra). Helyenként akár 2 m-es bevágódás is előfordul, de látható, hogy nagyvíz esetén a meanderezés még aktív (épülő és pusztuló ívek). Konglomerátumból képződött kavicsot szintén találtunk. A nagy mennyiségű görgeteg megerősíti, hogy korábban nagyobb méretű vízfolyás érintette a területet, annak irányáról viszont a görgetegek átmozgatottsága miatt nincs információnk. A széles, lapos völgy morfológia magyarázható az azt létrehozó vízfolyás nagyobb méretével és nem bevágódó jellegével.



6.2. ábra. Görgetegek a Pinka felső folyásánál. Helyszíneket ld. XII. melléklet/3 (a és b) és 4 (c).

6.2.3 Rödönytől D-re, a Pinka jobb oldalán

A településről induló erdészeti út erdőbe érésénél (XII. melléklet/4). EOV: 430780, 224282.

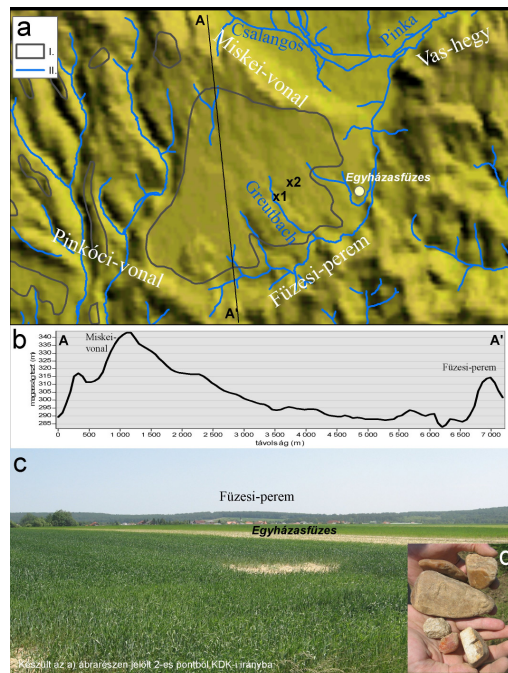
Cél: A PASCHER (1999) által a 8-as szinttel jelölt terasz megfigyelése.

A Pinka allúviumától pár méter magassággal elkülönülő, a feltételezett száraz keresztvölgy É-i kapujában levő szántóföldön akár 40-45 cm-es, jól kerekített görgetegek találhatóak (6.2c. ábra). Sárga színű kvarcitok, nincs rajtuk fekete színű máz, mint az előzőekben a patak medrében levőkön.

6.2.4 Egyházassfüzes és Pusztaszentmihály közötti patak völgyben

Az országút mellett, a Greutbach völgyében (6.3a. ábra/1), EOV: 443959, 205168

Cél: a domborzatmodellen egységes felszínű, legyező formájú (PASCHER 1999 szerint) kavicsterasz megfigyelése.



6.3. ábra. Az egységes kavicsteraszs megfigyelése. *a* - a terasz és környékének átnézeti képe (*I* - PASCHER 1999 által jelölt kavicsteraszkok; *II* - vízfolyások), a kivágat helyét ld. *XII. melléklet*; *b* - az *a*) ábrarészen jelölt szelvény magassági profilja; *c* - a terasz és a Füzési-perem látképe az *a*) ábrarész 2-es pontjából; *d* - talált kavicsminták.

A patak völgyében 10-20 cm-es görgetegekből álló réteg bukkan ki. Fekete bevonatú, kvarc anyagú összetevők figyelhetők meg. A patak a kavicspad előtt és utána is más jellegű: mindkét irányban vízzel teljesen kitöltött a meder. Egy helyen oldalról beszivárgó vöröses szennyeződés figyelhető meg. Az üledék kis mértékben osztályozott: a patak mentén lefelé kisebb méretűek a kavicsok. A terület egyértelműen kavicsteraszs, ahova nagy energiájú vízfolyás rakta le az üledékét.

Az országút mellett, a Greutbach völgyétől K-re, É-D-i, szántást is módosító eróziós völgy mentén (6.3a. ábra/2). EOVS: 444016, 205310.

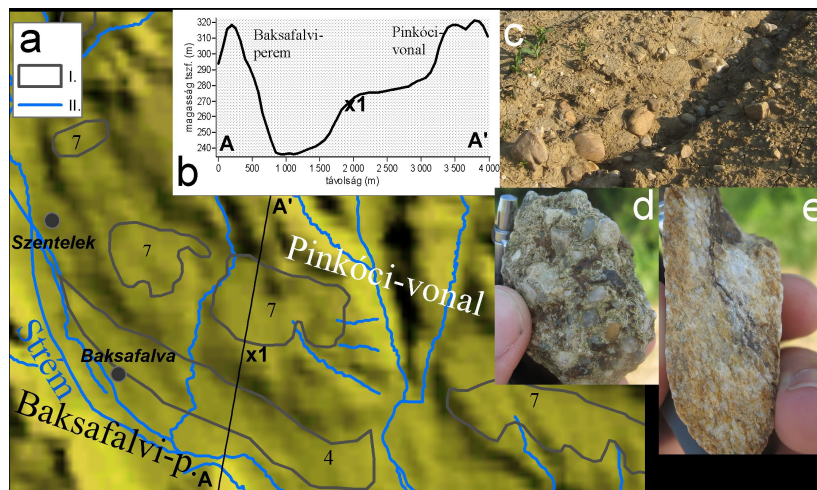
A kis eróziós völgytalpon több, 5-10 cm-es kavics található. Nagyon agyagos a feltalaj, több helyen a lejtés ellenére megmarad a víz, helyt adva nádas kialakulásának. Tovább haladva felfelé, víz által elegyengetett 4x4 m-es felszín találunk, ahol egyértelműen kibukkan a kavicsréteg. Nagy mennyiségben található, 10-15 cm-es méretű, változó összetételű (homokkő mázzal, csillámpala, de jórészt kvarc), közepesen kerekített kavics (6.3d. ábra). A nagy méretű fennsík lapos és felszabdaltatlan, háttérben a Miskei-vonal kiemelt helyzete egyértelműen megfigyelhető (ÉÉNy és É felé). ÉK, K és DK felé szintén jól látható a lapos jelleg, háttérben a szintén kiemelt helyzetű Füzési-peremmel (6.3b és c. ábra).

6.2.5 Baksafalva

A falu ÉK-i településrészétől K-re fekvő patak K-i oldalán (6.4a. ábra/1). EOV: 433816, 204268.

Cél: A PASCHER (1999) által a 7-es szinttel jelölt, az SRTM-en is markáns síkot alkotó terasz megfigyelése.

Terepen is egyértelműen síknak látszó teraszszint. A terasznak nincs markánsan meredek szegélye, hanem fokozatosan növekvő lejtőszöggel csökken a magasság (6.4b. ábra). Felszínén nincs túl sok kavics, de a peremen leérve egy bizonyos magasságnál tömegesen előbukkannak a legfeljebb 10 cm-es fehér, sárga kvarckavicsok (6.4c. ábra), amik között elvétve konglomerátumból képződött-kavics is megtalálható (6.4d. ábra). Lefelé haladva nagyobb méretű kavicsok is megjelennek. Némely kavics külsején vöröses színű mállott réteg figyelhető meg (6.4e. ábra).



6.4. ábra. A Strém kavicsteraszának megfigyelése. a - a terasz és környékének átnézeti képe (I - PASCHER 1999 által jelölt kavicsteraszok; II - vízfolyások), a kivágat helyét ld. XII. melléklet; b - az a) ábrarészen jelölt szelvény magassági profilja a kavics kibukkanási helyével (1); c - a terasz kavics kibukkanása a szántón; d - talált konglomerátumból képződött-kavics; e - a kavicsminta mállott, külső rétege.

6.2.6 Zsámándi-patak völgye

Németzsámánd területén, EOV: 448368, 188664.

Cél: a völgyben olyan üledék vagy morfológia keresése, ami arra utal, hogy a völgy egy korábbi, elhagyott meder lehetett.

Németzsámánd Ny-i oldalán a Zsámándi-patak völgyében a vízfolyáshoz közeli szinten (*XII. melléklet/5*) kavicsot találtunk. Elhelyezkedésük emberi beavatkozásra utal: a pataktól távolabb csak foltokban találhatóak meg a 10-12 cm-es jól kerekített fehér kavicsok. A patak mellékén nagy mennyiségben felhalmozva található meg.

Ugyanott (EOV: 448829, 189049), a Zsámándi-patak mellékvölgyében, egy szántón nem, ill. alig van aprókavics (*XII. melléklet/6*). Ez akár a főfolyó árvízi üledéke is lehet.

6.2.7 Egyéb megfigyelések

A Csalangos mentén, mindkét oldalon terasz-szintek figyelhetők meg (*XII. melléklet/7, 8*).

A Kis-Szék-patak száraz keresztvölgye É-ről távolról is egyértelműen látszik, az előteréhez képest kissé emelkedik ki (*XII. melléklet/9*).

A Kukmértől D-re levő Falu-patak irányából, a Németújvári-perem vízvásztójától D-re folyó Körtvélyes-patak völgyfő nélkül, egyenletes dőléssel alacsonyodik. Ez a peremet keresztező korábbi vízfolyásra utal (*XII. melléklet/10*).

Szentkútnál a Strémtől K-re jól látható a PASCHER (1999) által jelölt terasz-szint (*XII. melléklet/11*).

A Zsámándi-pataknak a bal oldalában figyelhető meg a száraz keresztvölgy, ahonnan a Ny-i folytatása a torkolata felé már hátravágódás eredménye (*XII. melléklet/12*). (EOV: 442267, 192301)

6.3 Megfigyelések a Pinka-fennsík és az alsó Pinka-árok területén

6.3.1 Nardától K-re

A település D-i végét Dozmattal összekötő földúton (*XII. melléklet/13*). EOV: 456176, 212866.

Cél: a domborzatmodellen látható, Pornóapáti-patak száraz keresztvölgyének tűnő nyereg megfigyelése.

A Pornóapáti-patak széles lapos völgytalpa a megfigyelési helytől D felé kezdődik. É-i folytatásában is egyértelműen megfigyelhető egy völgy, de ennek völgytalpa keskenyebb, völgyoldala meredekebb. Ez a lefejezés után vágódhatott hátra az Arany-patak felől, amire bizonyíték, hogy a két oldalán levő vállak még láthatóan D felé lejtnek (bár nagyon kis lejtőszöggel), míg a völgytalp már É felé. Az É-i völgy oldalán hirtelen lejtőszög-változás is megfigyelhető, ami a bevágódás határának tekinthető.

6.3.2 Vaskereszttestől ÉK-re

A falu fő utcájának K-i folytatása döngölt út. É-i oldalán a platóra érve árok található (XII. melléklet/14). EOV: 454968, 209419.

Cél: a Pinka-fennsík kavicsos üledékének feltárása.

A kavicsos agyagréteg alatt sárga, mészkonkréciós agyagot találtunk. A konkréciók nagy száma megnehezítette a mintavételt.

6.3.3 Vaskeresztes

A falu fő utcájának K-i folytatása döngölt út, amitől D-re sűrű, bozotos és szemetes vízmosás-szerűség. EOV: 453719, 208947.

Cél: Az SRTM-en megfigyelhető, a Pinka allúviuma fölötti terasz-szintek kavicsának megfigyelése és feltárás készítése.

Az allúviumtól felfelé (K-i irányban) haladva jól látszanak a morfológiai változások. A meredekebb és vízszintesnek tűnő szakaszok váltakozása alapján az allúvium feletti második terasz-szinten végeztem a következő megfigyeléseket. A vízmosás K-i végénél teljesen sík terep, szántóföld (Magas-szántók) található. A friss tarlón nagy sűrűségben fordul elő kevésbé kerekített, főleg 4, de akár 8 cm-es világossárga kvarc-kavics (6.5. ábra). A völgy irányába tekintve egyértelműen látszik, hogy a helyszín a Pinka allúviuma feletti második terasz-szint. Az első a földút É-i oldalán jól megfigyelhető, sokkal kisebb kiterjedésű, a vízmosás oldalában ennek a szintjén is feltárult egy nagyon vékony (legfeljebb 1-2 cm-es) nem elszíneződött, fehér és sárgás apró kvarckavics-réteg. Az összlet többi része kemény, sárga homok.

A következő megfigyelést a vízmosás/homokbánya KÉK-i oldalán végeztem, szántó és a kiszélesedett forma belsejében fekvő ház között (6.6. ábra/1). A felszínen

elszórta kavicsok találhatóak (ld. szántón), a rétegsor lefele egyre finomabb és agyagosabb. A feltárás elkészítése közben 1 cm-es kavicsok peregnek ki a falból.

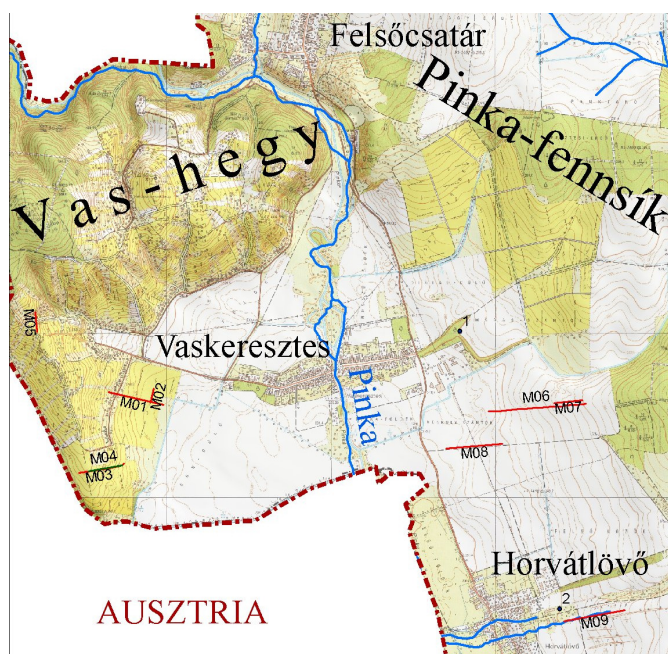


6.5. ábra. Vaskeresztesnél megfigyelt, a szántóföldön elszórta elhelyezkedő kavics. A fotó helyszínét ld. 6.6. ábra/1

6.3.4 Horvátlovő

A falu temetőjétől K-re futó árok (6.6. ábra/2). EOY: 454392, 207323.

Cél: Az SRTM-en megfigyelhető, a Pinka allúviuma fölötti teraszok kavicsának megfigyelése, feltárás készítése és mintavétel.



6.6. ábra. A Pinka-árok északi részének átnézeti képe a megfigyelési helyekkel (fekete pont) és a MUEL szelvényekkel (piros vonallal jelölve). A kivágat elhelyezkedését ld. XII. melléklet.

Vaskeresztessel ellentétben nem egy, a domboldal csapására merőleges, egyenes út vezet a teraszra, de a morfológiai szintek itt is jól elkülöníthetők a meredekebb és a szinte teljesen lapos térszínek váltakozásával.

Az SRTM alapján ugyanazon a terasz-szinten vagyunk, mint a 6.3.3. *alfejezet esetén*, de annak K-i elvégződéséhez közel. A mintavételi helyszíntől DNy-ra egy elzárt, kiásott tó található, aminek meredek partján az összlet a folytonos kavicsréteggel jól megfigyelhető. Ez a mintavétel helyüül szolgáló elágazó árokrendszer több pontján is kibukkan. Legtöbbször fehér, közepesen kerekített, 1-6 cm-es kvarckavicsok peregnek ki a falból, egy folytonos réteget alkotva.

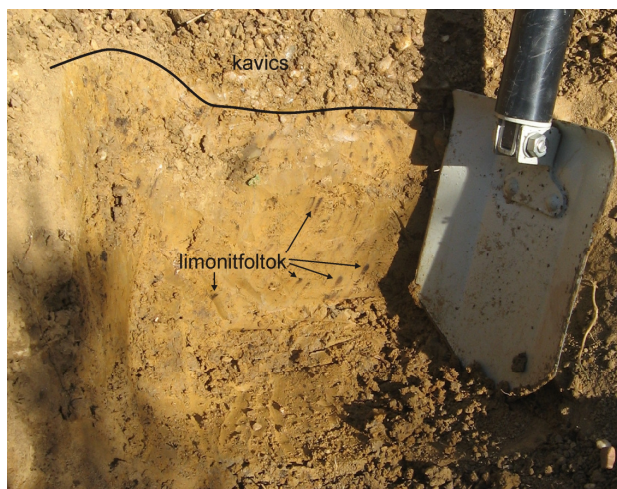
A kavicsréteg fölött nagyon kemény, masszív, sárgásbarna színű agyag figyelhető meg, alatta nagyon puha, világosabb sárgásbarna, jól gyúrható agyag található, amiben sok helyen fekete foltok, és ~2 mm-es konkréciók voltak felfedezhetők (6.7. *ábra*).

6.3.5 Náraitól É-ra

A volt állami tehenészet majorjától NyDNy-ra futó út É-i oldalán fekvő árokban (XII. *melléklet/15*). EOVS: 460232, 208730.

Cél: a Pinka-fennsík kavicsüledékének megfigyelése, feltárása és mintavétele.

A PASCHER (1999) által jelzett kavicsfolttól Ny-ra, a patak felé lejtő enyhe domboldalon jól látható, hogy kibukkan a jelzett kavicsréteg: a szántón a platósintnél alacsonyabban (Ny-ra) elszórva 4-5 cm-es húspiros kvarckavicsok figyelhetők meg.



6.7. *ábra*. A Horvátlövői feltárás összlete. A feltárás elhelyezkedését ld. 6.6. *ábra/2*.

A közel K–Ny-i földút É-i oldalán 3 m mély árok húzódik. Kavicsot a természetes üledéksorban az árok falától 50 cm-re vízszintesen értem el. A befoglaló anyag kemény, sárgásbarna kavicsos agyag, benne fekete pöttyök és 1-2 mm-es fekete konkréciók találhatóak. Az összletből 1-4 cm-es húspiros kvarckavics pereg ki, amihez hasonlót az előző szántón láttunk.

6.3.6 Torony belterületén

A Kossuth Lajos utca és a temető közti homokbánya (*XII. melléklet/16*). EOY: 460019, 213218.

Cél: a vastag feltároló összlet rétegsorának megfigyelése, a közeli perem elvetésére utaló nyomok keresése

A homokbánya hátsó, DNy-i falában előbukkan a kékesszürke, organikus nyomokat mutató agyagréteg. Ebben ~1 méterenként 10–80 cm magasságú normálvetődések mutatkoznak (ld. *XIII. melléklet*). Az organikus agyag a vető mentén kivastagszik, ami annak szinszediment jellegére utal. Ezzel kizárhatjuk a vetősík lejtőfolyamatok okozta létrejöttét, viszont annak pontos kialakulási idejéről nincs közelebbi információnk. A vetők nem futnak ki a földfelszínig, elvégződésük felett a rétegek görbülnek, ami azok plasztikus deformációjára utal. A vetősíkok csapása ÉK–DNy-i, enyhe DK-i dőléssel.

További törések is előfordulnak NyÉNy–KDK-i csapással, ezek meredek dőléssel rendelkeznek. Ezek csak centiméteres nagyságú töréseket mutatnak, görbülnek és elvégződnek a DK-i dőlésű vetőkben. A harmadik megfigyelt vetőtípus ÉNy–DK-tól ÉÉNy–DDK-ig tartó intervallumba eső csapást mutat és 30–60°-os dőlést. Ezek a vetők az agyagréteg alját elvetik, míg a felső réteghatárt nem, ezért annak lerakódása közben keletkeztek (FODOR és KÖVÉR 2012 szóbeli közlés).

6.3.7 Cementált homokkőréteg kibukkanásai

Cél: a SCHWEITZER (2001) által leírt, a pliocén hegyláb felszín-képződés egyik fontos üledékét jelentő, a szárazság hatására mésszel összecementálódott szürke, szürkéssárga, magas csillámtartalmú homokkő-réteg kibukkanásainak megfigyelése.

EOV: 461347, 213199, 235 m tszf. Markáns, néhol több m magas vízmosás falában 10-20 cm vastag homokkő-réteg, mely É felé kipreparálódott rétegfejével meredek peremekkel határolt pár m széles platósintet alkot (XII. melléklet/17). A réteg a vízmosás mindkét falában sokáig követhető.

EOV: 458540, 212096, 295 m tszf. Hosszanti horhos, melynek mindkét falában megfigyelhető a kemény homokkő kibukkanás (XII. melléklet/18). A vastagsága változó, néhol a kipreparálódott oldala 5-6 m-es falat alkot.

EOV: 460833, 224538, 306 m tszf. Már a Kőszeghegyaljához tartozó Szerdahelyi-perem horhosának aljában (XII. melléklet/19) SCHWEITZER (2001) által pudingos homokkőnek nevezett összlet törmelékei nagy számban megtalálhatók. Hozzá közel a horhos-falban a réteg nyomon követhető.

6.4 Mérések az Észak-Pinka-árok területén

Cél: az Észak-Pinka-árok teraszainak, szerkezetének és felépítésének vizsgálata.

A mérések konkrét helyének kijelölése, azok konfigurációjának megválasztása és a mérési eredmények inverziója a 2012-es nyári terepgyakorlaton FARKAS et al. (2012) feladata volt. Az inverziók iterációs száma és azok hibái a 6.2. táblázatban látható. Az én feladatom a problémakör megadása, legtöbb esetben a mérések kivitelezése volt. Az eredményeket magam értékelem, ahol a mérő csapat értelmezését említem, ott megfelelő hivatkozást teszek.

6.2. táblázat. A MUEL mérések paraméterei (részben FARKAS et al. 2012; SZEGEDI 2012 és BEGDISÁN et al. 2012 alapján). Min. a minimális, míg a Max. a maximális elektródátávolságot jelenti.

Szelvény	Elrendezés	Min.	Max.	Iteráció	Szórás
M01	D-D	4	124	4	3,4
M02	D-D	1	39	4	14,6
M03	D-D	4	62	2	4,3
M04	D-D	3	117	3	3,9
M05	D-D	2	62	3	5,4
M06	W-Sch	4	124	4	2,3
M07	D-D	2	62	3	5,2
M08	W-Sch	4	124	3	4,4
M09	W-Sch	4	124	3	3,1
M10	W-Sch	4	124	5	0,88
M11	W-Sch	3	93	3	3,4
M12	W-Sch	4	92	4	2
M13	W-Sch	3	117	3	9

A Vas-hegytől D-re, az Alsó-Pinka-perem viszonylag kis része esik Magyarország területére, ezen a kis részen is szőlőtermesztés folyik, ami miatt a mérhető szelvények kijelölése korlátozott volt. Az *M01*-es szelvény (*XIV. melléklet*, elhelyezkedését ld. *6.6. ábra*) csak kis távolságon tudott a peremre felkapaszkodni, ezért arról értékelhető eredményt nem nyújtott. Érdekes azonban a 100. m-től megfigyelhető magasabb ellenállású sáv, amelynek általános képe közel párhuzamos az allúvium felszínével. A szelvény NyÉNy-i feléhez közeledve azonban kb. 220 m-től vastagodni kezd. 150 m-nél ez a vastagodás megszakad, a réteg összeszűkül, majd újra vastagodni kezd a 110 m-nél levő elvégződéséig. Ennek oka lehet a szedimentáció során végbemenő elvetődés, ami megegyezik NEBERT (1979) megfigyelésével, aki a területtől pár km-re D-re egy kavicsfeltárásban talált 60 cm-es magasságú elvetést.

A szelvényre merőlegesen megfigyeltünk pár dm-es tereplépcsőket, amit sűrű elektródaközzel (1 m) megmértünk (*XIV. melléklet/M02*). A szelvény ÉÉK-i felén az előzőekben tárgyalt nagy ellenállású réteg felett kimértünk egy vékonyabbat is (60 m-től), ami fölött észleltük a tereplépcsőt. A szelvény a szerkezetet illetően nem enged közelebbi következtetéseket levonni, valószínűleg a Vas-hegyből kilépő Pinka hordaléklerakásának egy fiatalabb fázisát láthatjuk. Ezt megerősíti az is, hogy a réteg egyre alacsonyabb ellenállással egészen a 30. m-ig nyomon követhető.

A peremen készített szelvények (*XIV. melléklet/M03-4*, elhelyezkedésüket ld. *6.6. ábra*) sajnos nem mutatnak ilyen jó eredményt. Ennek lehetséges oka a szelvény terítésével párhuzamos fémkerítés, ami jobb áramvezető képessége miatt csökkenti a látszólagos ellenállás-értékeket. Az ábrákon kirajzolódik egy vízszinteshez közeli rétegződés, azonban a részletesebb elemzésbe a szelvény minősége miatt nem bocsátkoznánk. Kíváncsiak voltunk a Vas-hegy és a hozzá kapcsolódó pannon üledék érintkezési zónájára, ezért a morfológia megváltozásának vonalában, ahol a geológiai térkép is a két egység átmenetét jelzi, közepes felbontású szelvényt mértünk (*XIV. melléklet/M05*). Sajnos a helyszín sűrű bozótossága miatt a metamorf összletnek csak a szélét érintettük. Itt jól látható, hogy a hegy felszínéről származó üledék borítja a felszínt ~20 m-ig (1-essel jelölve). Ez alatt az alacsonyabb ellenállású pannon összlet található (2), aminek alján az ellenállás újra megnövekszik. Ez lehet homokosabb pannon üledék eredménye, vagy egy korábbi törmeléklet. Utóbbi a KOSI et al. (2003) által bemutatott Dél-Burgenlandi-küszöb Ny-i felének analógiája alapján a Vas-hegy pannon rétegek lerakódása közbeni aktív emelkedésére utalna.

A Pinka bal partján az SRTM-en is jól látható terasz-szinteket figyeltünk meg. Ezen kívül korábbi bejárás során kavicsbukkanást találtunk. A mérések segítségével a nagyobb ellenállású kavics geometriájának meghatározásával a teraszok folyóvízi eredetét szándékoztunk alátámasztani. Az *M06*-os szelvény keresztezi legnagyobb hosszban a peremet.

Két nagyobb kiterjedésű, környezetéhez képest magasabb ellenállású réteget tudunk megkülönböztetni, amelyek nem egy magasságban futnak. Felszínük kb. 5 m-es magasságkülönbséget mutat. A kettő közt (200 m-nél) normálvetőt is feltételezhetnénk, azonban a lignitrétegek alapján készített szelvény zavartalan rétegződést mutat (ld. 5.2. *alfejezet*). Kizárhatjuk azt is, hogy pannon rétegek mutatják az ellenállás-különbséget, hiszen ezek megszakadnak (200 és 460 m-nél). Érdekes továbbá, hogy a felszíni kavicselőfordulás helye szinte tökéletesen megegyezik a rétegek felszínre bukkanásával. A szelvény kapcsán még fontos megemlíteni, hogy a vízszintes felszínű, nagyobb ellenállású foltok aljára már inkább K felé dőlő felszínnek illeszthetők, ami a lerakódás közben aktív billenésre utalhat. Természetesen egyéb tényezők is okozhatják a jelenséget, ennek felderítésére további kutatások szükségesek.

Az *M08*-as szelvény az előzőtől DNy-ra a tárgyalt alsó szintet keresztezi. A réteg itt is kibukkan a felszínre, amit a kavics földfelszíni előfordulása is megerősít, valamint tőle Ny-ra egy újabb, alacsonyabb szint is megfigyelhető. 100 és 150 m között a nagyellenállású folt a felszínrel párhuzamos képet mutat, ami valószínűleg mesterséges hatás, a szelvény mentén megfigyelt kőszórás eredménye, mely leárnyékolja a behatoló áramot. A Horvátlövőnél készített szelvényen nem sikerült peremet kereszteznünk (*M09*) a kép itt egységes, horizontális rétegződést mutat.

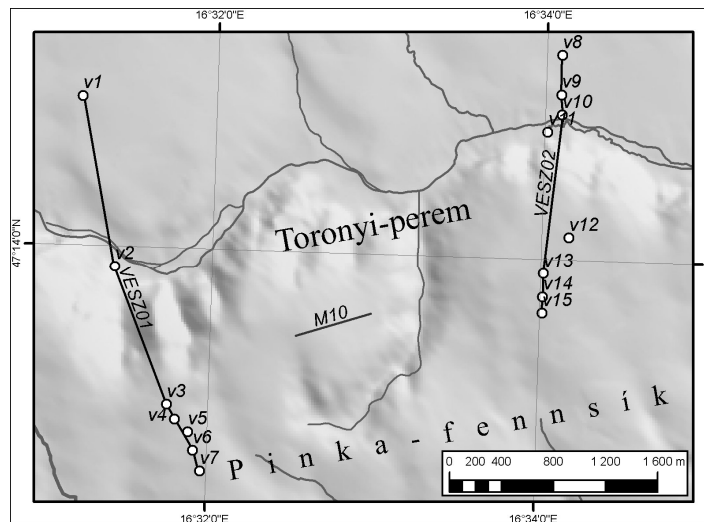
Összességében kijelenthető, hogy a Pinka bal partján kavicsos üledéket is tartalmazó teraszok vannak. Ezek geometriája néhány esetben érdekességeket mutat, ezeket azonban részletesebb vizsgálatokkal lehetne csak feltárni. A jobb parton terasz-szinteket nem mutattunk ki, de ez mesterséges hatás eredménye is lehet, érdemes lenne az osztrák részen is keresztezni a peremet.

A Pinka bal partjának teraszai kapcsán FARKAS et al. (2012) hipotéziseik közt felvetik, hogy a nagy ellenállású rétegek pannon kori üledékek: ezt a leképezett rétegek nagy vastagságával, az 1-2 cm-es erősen koptatott kavics pannon jellegével és a rétegek enyhe K-i dőlésével magyarázzák.

6.5 Mérések a Toronyi-perem területén

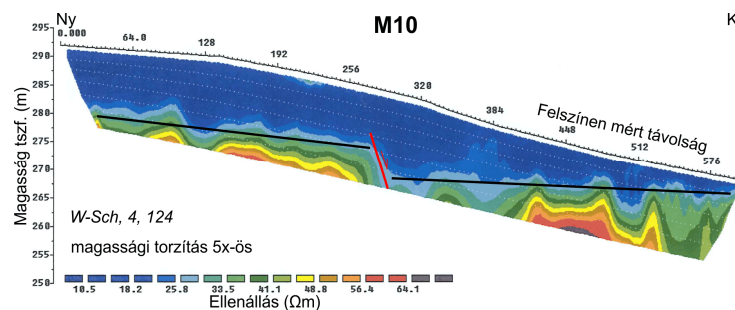
Cél: a Toronyi-perem tektonikus vagy eróziós eredetének tisztázása

A mérések konkrét helyének kijelölése, azok konfigurációjának megválasztása és a mérési eredmények inverziója a 2012-es nyári terepgyakorlat egyik vezető csoportjának a feladata volt. Az én feladatomban a problémakör megadása volt. Az eredményeket magam értékelem, sokszor a jelentést készítő SZEGEDI (2012) alapján.



6.8. ábra. A Toronyi-peremen mért szelvények elhelyezkedése. A kivágat elhelyezkedését ld. XII. melléklet.

A perem vizsgálata céljából több szelvény mentén mértünk, ezek némelyike technikai okok (pl. kábelhiba) miatt nem mutatott értékelhető eredményt, másoknál a perem nagy meredeksége okozott gondot. A műszer behatolási mélysége, valamint a domboldal és az előterének meredekség-különbsége miatt a mérés sok esetben nem érte el azt a szintet, ami alapján a perem két oldalán a rétegeket korrelálni lehetne.



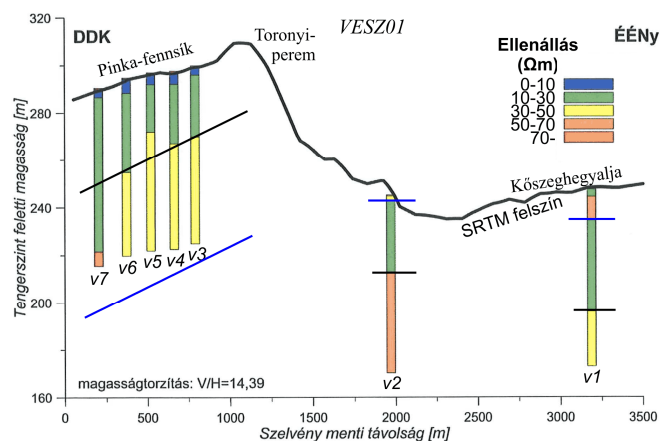
6.9. ábra. A Toronyi-peremen mért M10-es MUEL szelvény (SZEGEDI 2012 alapján). Elhelyezkedését ld. a 6.8. ábrán.

Próbaképpen a csapat egy, a perem csapásával közel párhuzamos szelvényt tűzött ki. Itt a meredekség jóval kisebb volt, ezért megfelelő mérési eredményt vártunk, a helyszín pedig a kanyargó perem egy DNy–ÉK-i csapású szegmensének meghosszabbítását keresztezve lett kitűzve (ld. 6.8. ábra).

Az *M10*-es *MUEL* szelvény invertált eredményét a 6.9. ábra mutatja. A mérés paraméterei a 6.2. táblázatban láthatók. A szelvény általános képe azt mutatja, hogy felül egy alacsonyabb, míg alul egy nagyobb ellenállású összlet található. A kettő határa a Ny-i oldalon 280 m-es magasságban található, ami enyhén K felé dől. Ez az $1,2^\circ$ -os dőlés nagyságrendileg megegyezik a vele közel párhuzamos *lprof2* szelvényben mért rétegdőléssel ($1,4^\circ$), ezért feltételezhetjük, hogy pannon összlet látható a képen.

A 280. felszíni távolság vonalában egy 5-6 m-es ugrás figyelhető meg, amitől K-re hasonló lejtőszöggel folytatódik a nagyobb ellenállású réteg felszíne. Itt valószínűleg a Toronyi-peremhez kapcsolódó normálvető valamely metszetét sikerült kimérni.

A *VESZ* mérések alkalmazását azért tartottuk célszerűnek, mert nagyobb behatolási mélységet érhetünk el mint a *MUEL*-nél, a mérés sajátosságai miatt azonban kevésbé részletes képet kapunk. A *VESZ01*-es szelvény (6.10. ábra, elhelyezkedését ld. 6.8. ábra) mentén 7 db mérés történt. A Pinka-fennsík mérési eredményei megegyeznek az *M10*-es *MUEL* szelvényével: felül alacsonyabb, alatta magasabb ellenállású rétegek látszódnak. Utóbbi felszínére a Pinka-fennsíkon szinte tökéletes egyenest lehetne illeszteni. A *v7*-es mérés kiértékelése egy vékonyabb, de nagyobb ellenállású réteget mutat, ami a *VESZ02* szelvény *v15*-ös mérésénél is megjelenik. A *v5* a szelvénytől kicsit távolabb helyezkedik el.

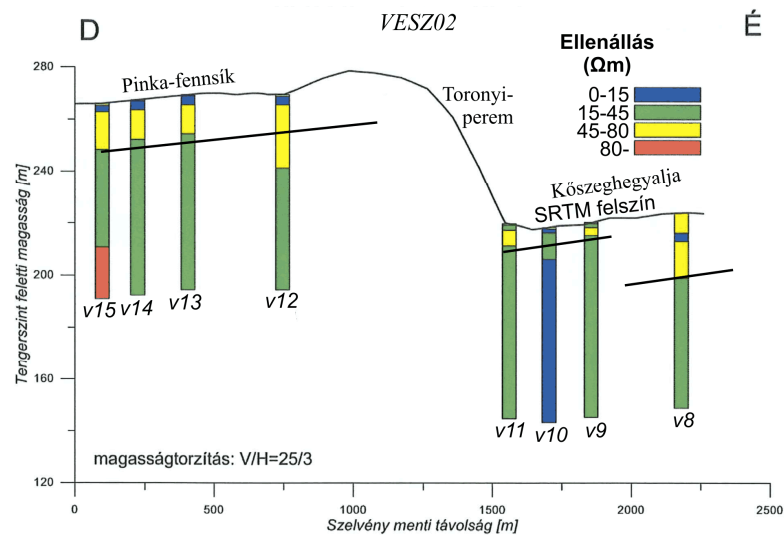


6.10. ábra. A Toronyi-peremen keresztül mért *VESZ01*-es szelvény (SZEGEDI 2012 alapján). Elhelyezkedését ld. a 6.8. ábrán.

A perem előterében (Kőszeghegyalja területén) mért eredmények önmagukban nehezen korrelálhatók az előzőekkel. Ha a nagyobb ellenállású összlet felszínét korreláljuk (6.10. ábrán feketével jelölve), felmerül, hogy a szelvény mentén két vető is található. Ezt a lignitrétegek vizsgálata is megerősítette. Ez azonban egy-egy mérés alapján továbbra is bizonytalan, valamint a 80 m-es szintkülönbség is messze meghaladja az eddigieket.

Ha azonban azt feltételezzük, hogy a peremet nem csak tektonikus hatás, hanem ehhez köthető erózió is alakította és a Pinka-fennsíkon kimért nagyobb ellenállású összlet a peremnél erodálódhatott, akkor *v2* és *v1* méréseknél csak az alja maradhatott meg (kékkel jelölve). Ez esetben a perem menti vetődés léte bizonytalan, hiszen *v3–v7*-nél nincs információnk az összlet aljáról, *v1* és *v2* között azonban kimutatható. Itt az elvetés mértéke is reálisabb és teljesen egybevág az *lprof5* szelvényen kimutatottal (5.8. ábra), ahol *v2* és *v3* között is látható egy pár méteres elvetés.

A *VESZ02* szelvényen (6.11. ábra) már egységes mérési eredményeket láthatunk: a legfelső, alacsony ellenállású réteg alatt változó vastagságú, magasabb ellenállású réteg látható, amit egy közepes ellenállású alsó összlet követ. Ez alól kivételt képez a *v8*-as mérés, ahol a legfelső, kis ellenállású réteg hiányzik, alatta viszont egy kis ellenállású réteg közbeépülésével nagyobb ellenállás látható.



6.11. ábra. A Toronyi-peremen keresztül mért VESZ02-es szelvény (SZEGEDI 2012 alapján). Elhelyezkedést ld. 6.8. ábra.

A *v10*-es mérés a többivel hasonló jelleget mutat, azzal a különbséggel, hogy az ellenállás-értékek mindhárom réteg esetén alacsonyabbak. Ennek oka valószínűleg az

Arany-patak közelsége. A víz jó áramvezető képessége folytán valószínűleg elvezeti az áramot, módosítva ezzel a mérési eredményeket. A *v12*-es szelvény nagy ellenállású rétegének vastagsága meghaladja a többiét, aminek feltételezhető oka, hogy a mérési pont a szelvénytől távolabb helyezkedik el. A *v15*-ös a legalsó negyedben tartalmaz egy kivételesen nagy ellenállású réteget, aminek a kiváltó oka nem ismert, de érdekes, hogy *VESZ01 v7*-es mérési pontjában is van ilyen indikáció (6.10. ábra).

A nagy ellenállású rétegek aljára illesztett egyenesek azt sugallják, hogy *v11* és *v12* között egy nagyobb, *v8* és *v9* között egy kisebb elvetés van. Ezzel az eredménnyel megegyezőt mutat az *lprof3*-as szelvény, eltérés csak az elvetések mértékében látható.

Az eredmények összefoglalt értékelése az 5.2. alfejezetben olvasható.

6.6 Megfigyelések a Gyöngyös-sík és Kőszeghegyalja területén

6.6.1 Kőszegfalvától K-re

Kőszegfalvától induló piros turistajelzésen, a Kozár-Borzó Ny-i völgyoldalában. EOVS: 466325, 226035.

Cél: a kavicsos összlet feltárása és megfigyelése.

A jelzett úton a falu és a Kozár-Borzó völgye közötti háton jól kialakított erdészeti út vezet (XII. melléklet/20). A D-i oldalán mélyülő vízlevezető árokban szinte folyamatos a kavicskibukkanás. A völgy felé haladva a kavicsos rétegek a felszínre bukkannak, köztük agyagos összlet található. Az egyes rétegek a feltárás készítése után eltérő fizikai adottságokat mutatnak: a völgytalphoz legközelebbi kavicsréteg vörös színű köztes agyagba ágyazódik, mely fekete színű limonitkonkréciókat is tartalmaz. A felette fekvő kavicsos réteg sárgás színű agyagba települ.

6.6.2 A Csömötehegy közelében

A Lukácsházához tartozó Csömötehegytől DDNy-ra, a Kőszeghegyalja kistáj peremén fekvő téglalap alakú szántó. EOVS: 462419, 222854.

Cél: Az SRTM-en a Gyöngyös bal partján látható terasz-szintek jobb-parti megfelelőjének megfigyelése.

A tisztás DNy-i oldala (XII. melléklet/21) terasznak megfelelő morfológiát mutat: tőle K-re és Ny-ra egyértelműen lejtő felszínek vannak, ami itt megtörik, a lejtőszög lecsökken, közel vízszintessé válik. A szántás szélén túlnyomórészt 2-3, de legfeljebb

10 cm-es, jól kerekített, fehér és sárga színű kavicsok találhatóak. A terasz-szint magassága messze meghaladja a túlparti teraszokét (előbbi 267 m, utóbbiak 242 és 246 m). Érdekes, hogy ebben a vonalban a Gyöngyös-sík magassága a 260 m-es magasságot sem éri el.

6.6.3 Csömötehegy és Kőszegszerdahely között

Cél: Kőszeghegyalja kavicsfedettségének megfigyelése (*XII. melléklet/19* és *21* között)

[1, EOV: 460651, 223959] A földfelszínen ~10 cm-es sárgás-vöröses, jól kerekített kavicsok is találhatóak.

[2, EOV: 460249, 224027] A turistaút mellett valószínűleg anyagkivételre szolgáló, legfeljebb 1 m mélységű gödrök találhatóak. Bennük nagy sűrűségben jól kerekített, legfeljebb 5-8 cm-es sárga, fehér, esetenként húspiros kavics látható. A gödrök a jövőre nézve jó feltárási lehetőséget nyújtanak.

[3, EOV: 459692, 224132] A felszint szinte teljes egészében legfeljebb 15-20 cm-es rosszul kerekített, sárga színű kvarcit görgetegek és kavicsok borítják. A kezdetleges romtalaj érdekes tájképet is kölcsönöz: a ritkás tölgyerdő szinte teljes mértékben aljnövényzet nélküli. Hasonló terület még a Pinka-fennsík platóján is megtalálható (EOV: 460701, 211180). Helyzetét és gyenge kerekítettségét tekintve a kavics nagy valószínűséggel a Kőszegi-hegységből származik.

6.6.4 Egyéb megfigyelések

A Csepreg és Tömörd közti úttól Ny-ra, Kincsedpusztánál a földfelszín sűrűn borított közepesen kerekített 1–4 cm-es húspiros színű kvarckavicssal (*XII. melléklet/22*). EOV: 471531, 228890.

Az Ablánc Tömördnél 50-100 m széles, mocsaras, lapos talpú völgyben folyik (*XII. melléklet/23*). EOV: 472058, 225368.

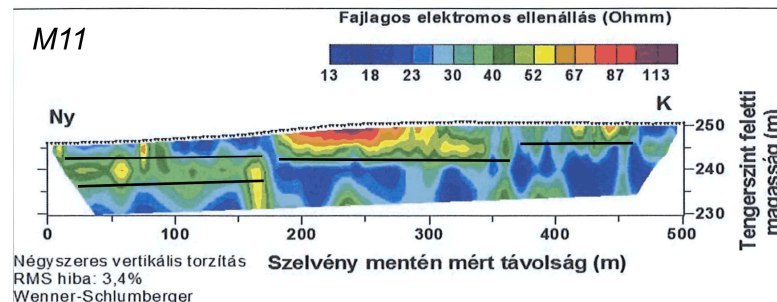
A tömördi Ilona-vár K-i oldalán levő forrásnál a függővölgyből 5-10 cm-es jól kerekített fehér színű kvarckavicsok bukkannak a felszínre. Ettől a ponttól Kőszegig folyamatos a plató kavicsborítása. A vörös és a fehér színű kavicsok váltakozva és együtt is megfigyelhetők. É felé haladva fokozatosan nő a méretük.

6.7 Mérések az Észak-Gyöngyös-árok területén

Cél: az Észak-Pinka-árokhoz hasonlóan az Észak-Gyöngyös-árok esetleges teraszainak, szerkezetének és felépítésének vizsgálata.

A mérések konkrét helyének kijelölése, azok konfigurációjának megválasztása és a mérési eredmények inverziója BEGDISÁN et al. (2012) feladata volt. Az inverzió iterációs száma és annak hibája a 6.2. táblázatban látható. Az én feladatom a problémakör megadása, egy esetben a mérések kivitelezése volt. Az eredményeket magam értékelem, ahol a csapat értelmezését említem, ott megfelelő hivatkozást teszek.

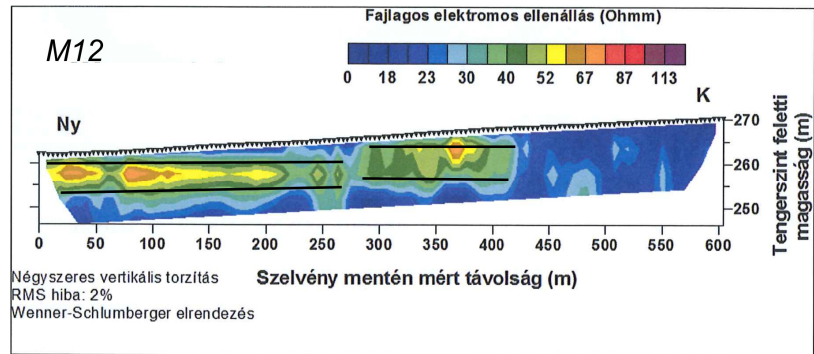
Az *M11*-es szelvényen (6.12. ábra, elhelyezkedését ld. *XII. melléklet/24*) három, különböző magasságban elhelyezkedő nagyobb ellenállású réteg látszik. Ezek feltételezhetően a DDM-en is látható terasz-szintek üledékei, melynek érdekessége, hogy a Pinkával ellentétben nem kavicsos; kibukkanást szinte sehol nem találtunk. Jól látható, hogy a középső terasz előterében markánsan megváltozik a szelvény menti lejtőszög (~200 m-nél). A három szint fekvésének magassága Ny-ról K-re 236 m, 242 m és 246 m. Ezek alatt alacsonyabb ellenállású rétegek találhatók.



6.12. ábra. A Gyöngyös-árokban mért *M11*-es szelvény (BEGDISÁN et al. 2012 alapján). Elhelyezkedését ld. *XII. melléklet/24*.

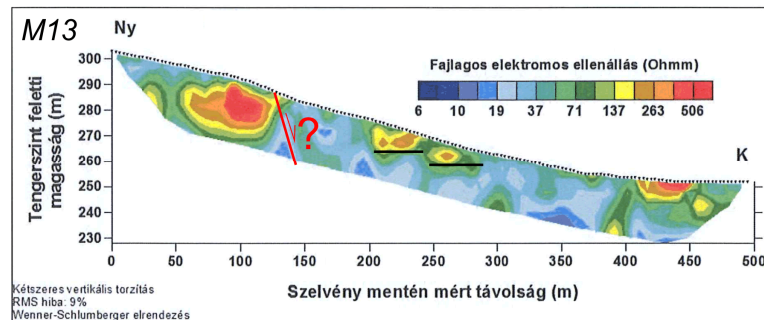
Kicsivel északabbra (*XII. melléklet/25*) szintén mérés történt a teraszokra merőlegesen, itt azonban csak két terasz-szintet sikerült kimutatni (*M12*, 6.13. ábra), amelyek aljának magassága 255 és 257 m. Ezek az előző mérés felső két szintjének felelnek meg. Kavicsot itt sem figyeltünk meg.

A Gyöngyös völgyének átellenes oldalán (*XII. melléklet/26*) a Gyöngyös-peremre merőlegesen is végeztünk mérést, melynek célja a perem tektonikus eredetének, és a túlparti teraszok esetleges megfelelőinek vizsgálata volt. A szelvényt két elrendezésben is felmérték, amik hasonló eredményt adtak.



6.13. ábra. A Gyöngyös-árokban mért *M12*-es szelvény (BEGDISÁN et al. 2012 alapján). Elhelyezkedését ld. XII. melléklet/25.

Az *M13*-as szelvényen (6.14. ábra) feltűnően nagy, az eddig vizsgált teraszokénál akár ötször nagyobb ellenállású blokkokat sikerült kimérni. BEGDISÁN et al. (2012) szerint a legfelső, közel 20 m vastag blokk elvégződése a peremet kialakító vetőhöz köthető. Ennek bizonyítására még részletesebb vizsgálatokra lenne szükség, azonban a blokk vastagsága, nagy ellenállása, még a szelvényen belüli eltemetődése azt sugallják, hogy nem kavicsteraszról van szó.



6.14. ábra. A Gyöngyös-peremen mért *M13*-as szelvény (BEGDISÁN et al. 2012 alapján). Elhelyezkedését ld. XII. melléklet/26.

Más a helyzet a 200 és 250 m közti anomáliák esetén, melyek kifutnak a felszínre, egymáshoz képest 5 m szintkülönbséggel el vannak tolva és az előzőhöz képest alacsonyabb ellenállásúak. Ha feltételezzük, hogy a két anomália a túlparti teraszok megfelelői, akkor ez is a perem tektonikus eredete mellett szól, hiszen ezek magasabban helyezkednek el, mint az északabbra levő túlparti teraszok, ami az utólagos kiemelés eredménye lehet.

7. A TOPOGRÁFIÁBAN MEGFIGYELHETŐ LINEAMENSEK EREDETE, ÖSSZEHASONLÍTÁS A MÉLYSZERKEZETTEL

A felszíni jelenségek kimutatása után szükség van az azokat kialakító tényezők vizsgálatára is. Az egyes peremeket csak akkor tekinthetjük tektonikus eredetűnek, ha arra közvetlen, vagy közvetett bizonyítékot találunk. Továbbá a korábbi fejezetekben felvázolt jelenségek (pl. a meredek peremek, a Németújvári-dombság nagyobb mértékben kiemelt helyzete, a Kőszegi-hegység és a Vas-hegy eltemetett, ÉK-i folytatásának felszínalakító szerepe, a szakaszjelleg-változások rendszere) szükségszerűen az alattuk levő aljzat morfológiájával együtt vizsgálandók.

Tektonikus eredet esetén az említett jelenségek a következő összefüggéseket mutathatják az aljzat morfológiájával (pl. KELLER & PINTER 2002):

- a meredek földfelszíni peremek alatt az elmozdulások bármelyik formája és iránya előfordulhat,
- a kiemelt térszínek geometriájuk függvényében relatíve emelkedő aljzat vagy feltolódások következményei lehetnek,
- a kibillent felszínek a relatíve emelkedő és a relatíve süllyedő egységek közt jöhetnek létre, az előző ponthoz kapcsolódva.

Ezeket részletesen vizsgálom a fejezetben. Természetesen az említett formákat felszíni folyamatok is létrehozhatják, ennek lehetőségét az adott esetben meg is említem. Azonban ha a formák felszíni megnyilvánulása és az aljzati morfológia közt egyezés mutatkozik, az erősíti a formák tektonikus eredetét.

Az egyes lineamenseket a terepen végzett megfigyelések, a szakirodalom, valamint különböző geológiai térképek, illetve geofizikai mérések eredményei alapján tekinthetjük a tektonika eredményének, ezeket az adott szakaszban kifejtem.

Legtöbb esetben vizuálisan értékeltem a jelenségek egybeesését. Számszerű összehasonlításra azért nincs mód, mert az egyes térképek a területen ritkás mélyfúrási adatok és elenyésző számú szeizmikus szelvények alapján készültek, ezért az interpoláció sajátosságai miatt a valóságtól és egymástól különböző mértékű eltérések fordulnak elő. A geofizikai mérési eredmények már jól fedik a kutatási területet, ez esetben viszont a mintavételezés sűrűsége, valamint a térkép méretaránya befolyásolja az eredményeket. A szeizmikus szelvények megoldást jelentenek a problémára, azonban a dombsági területen csak korlátozott számban állnak rendelkezésre.

A fejezetben először térképi összehasonlítást végzek a területen, majd az aljzattérképeken mutatott morfológiát keresztshelvények mentén is összevetem a domborzattal, végül közel É–D-i szeizmikus szelvényeket értelmezek. A fejezet legvégén a megfigyelt jelenségeket foglalom össze, és vonok le belőlük általános és konkrét következtetéseket.

7.1 Felhasznált adatok és módszerek

A korábbi (ÁDÁM 1962; SCHWEITZER et al. 1993; KOVÁCS et al. 2008b; KOVÁCS 2009; TELBISZ et al. 2012a; 2012b) és jelen vizsgálatok során kimutatott topográfiai peremeket és vonalakat (ld. *I. melléklet*) a pretercier aljzat mélységi viszonyaival és a kimutatott vetőkkel hasonlítottuk össze térképi nézetben (KOVÁCS & TELBISZ 2013).

A harmadidőszaknál idősebb, mélyben fekvő kőzetek felszínét két aljzattérkép felhasználásával vizsgáltuk (FLÜGEL 1988; illetve KILÉNYI & ŠEFARA 1989). E két forrás kis mértékben, de számunkra nagyon lényeges területen eltérően mutatja az aljzat mélységviszonyait. FLÜGEL (1988) szerint a Vas-hegyet D-ről határoló meredek aljzattmélyülés csapása a felszín alatt KÉK-i irányban tovább folytatódik, majd ÉÉK-i irányba fordulva szinte törés nélkül ér a Kőszegi-hegység K-i feléhez. Ezzel szemben KILÉNYI & ŠEFARA (1989) szerint a Vas-hegy teljes vonulata folytatódik a pannon rétegek alatt KÉK-i irányban, tőle É-ra egy 2-300 m mélységű völgy húzódik. A Vas-hegy felszín alatti folytatását megerősítik gravitációs (VAJK 1938; KISS 2006) és mágneses (HOFFER 1960; HAÁZ & KOMÁROMY 1963; KISS & GULYÁS 2006) mérési eredmények is (ld. *XV/1.*, 2. és 4. *ábra*), ezért KILÉNYI & ŠEFARA (1989) aljzattérképét fogadjuk el pontosabbnak.

FLÜGEL (1988) térképe a kutatási terület K-i felére már nem terjed ki, ezért a feltárt jelenségek és tájhatárok futását HAAS (2010) fedetlen földtani térképével is összevetem (*XV/3. ábra*).

A felhasznált térképek bármennyire is megbízható adatforrásnak bizonyultak, mégiscsak ritkának mondható adatokból levezetett értelmezések, amelyek bizonytalansággal terheltek. Emiatt tüntetem fel a geofizikai mérések eredményét is: az elkülönített tájhatárokat és kimutatott jelenségeket mágneses és gravitációs anomália-térképekkel is összevetem. Ezeket magyar és osztrák mérések is az országhatárig végezték, ezért a két ország térképeit összeillesztve mutatom be.

A mágneses térképek esetén (XV/4. ábra) eltérő mérési eredmények szerepelnek (SEIBERL 1988 a totálintenzitást, KISS & GULYÁS 2006 a függőleges intenzitást ábrázolja), azonban jelen vizsgálatomban csak az anomáliák nagyságrendi különbségeit vizsgálom, amihez a térképek párosítása megfelel.

Az aljzat szerkezetével való összehasonlításban TARI (1994) szeizmikus szelvények alapján készített tektonikus térképét (XV/5. ábra) és FODOR et al. (2011) kainozoós törésrendszert ábrázoló térképét (XV/6. ábra) is használom.

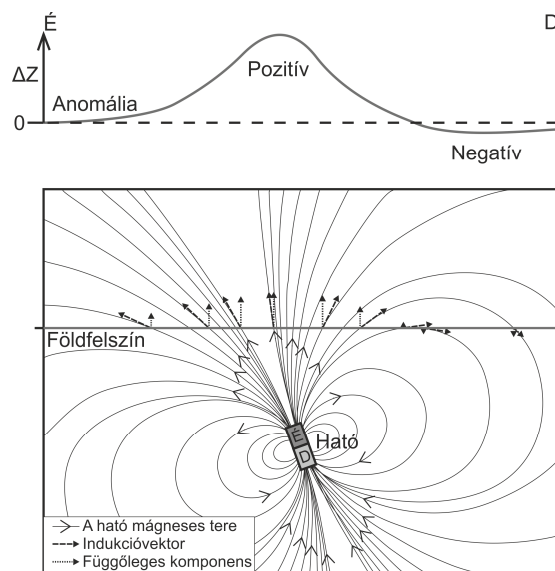
A térképi összehasonlításokon kívül szelvény menti vizsgálatokat is végzek. A 4.2. fejezetben bemutatott sávselvényeket azok középvonalában felvett, a pretercier aljzat mélységviszonyait tükröző szelvényvel, valamint ahol rendelkezésre áll információ, a lignitrétegek futásával vetem össze. Szintén feltüntettem a gravitációs és mágneses anomáliákat, több forrást felhasználva. A mérési felbontás különbsége feltárhat olyan helyi formákat, amelyek méretük miatt az országos felmérésen nem mutatkoznak, ám a regionális változásokat tükrözik (LOWRIE 2007).

VAJK (1938) helyi Eötvös-ingás mérései mutatkoznak a terület legrészletesebb gravitációs felmérésének. Térképén nemcsak a mérési pontjait és az ezekből levezetett horizontális gradienst, hanem a korrekciókkal javított gravitációs anomália izovonalait is feltünteti. A vonal menti mérés-sorozata nem teljesen esik egybe a vizsgált sáv futásával, ezért néhány esetben az extrapolált értékeket rögzítettem a szelvényeken (legnagyobb merőleges eltérés a vizsgált szelvénytől 1700 m).

A szelvény menti mágneses anomália-görbék kiegészülnek még HOFFER (1960) ΔZ értékeivel. A vizsgálat elméleti háttere, hogy megfelelő korrekciók után a gravitációs Bouguer-anomália az adott földfelszíni pont alatti eltérő sűrűséget mutatja ki. Ha a harmadidőszaknál fiatalabb üledékeknél nagyobb sűrűségű aljzat a felszínhez közelebb helyezkedik el, a vizsgált pont alatti (össz-)sűrűség nagyobb lesz, így a Bouguer-anomália szintén magasabb értéket mutat, míg mélyen elhelyezkedő aljzat esetén ez értelemszerűen kisebb (LOWRIE 2007). Vető felett az anomália szintén lecsökken (KIS 2007), ezért azt szintén figyelembe kell venni.

Az aljzati és felszíni morfológia hasonlósága esetén a gravitációs anomália-térkép szintén hasonló futása a hibás, vagy elégtelen korrekciók miatt a topográfiai hatások eredménye is lehetne (LOWRIE 2007). Erre kicsi az esély, de ellenőrzésére az eltérő aljzati és felszíni morfológiájú területek elemzése alapján az anomáliát érintő megfigyelést tettem.

A bemutatott mágneses anomáliákat a különböző mágnesezettségű kőzetek okozzák, melyek miatt a földi mágneses térhez képest eltérések lépnek fel. A mágneses anomália önmagában nem alkalmas az aljzat morfológiájának meghatározására, azonban az aljzatot részben alkotó pennini takaró anyaga metabázitokat nagy mennyiségben tartalmazó metaofiolit (BALÁZS 1975), melynek mágneses szuszceptibilitása meghaladja a fedő pannon sorozatét (AHL et al. 2007). Ezért a gravitációs anomáliához hasonlóan a felszínhez közeli aljzat nagyobb értékekkel rendelkezik. Itt azonban fontos figyelembe venni, hogy a felszín alatt elhelyezkedő mágneses ható annak geometriájától függően különböző mintázatú és helyzetű anomáliát okozhat (LOWRIE 2007; 7.1. ábra).

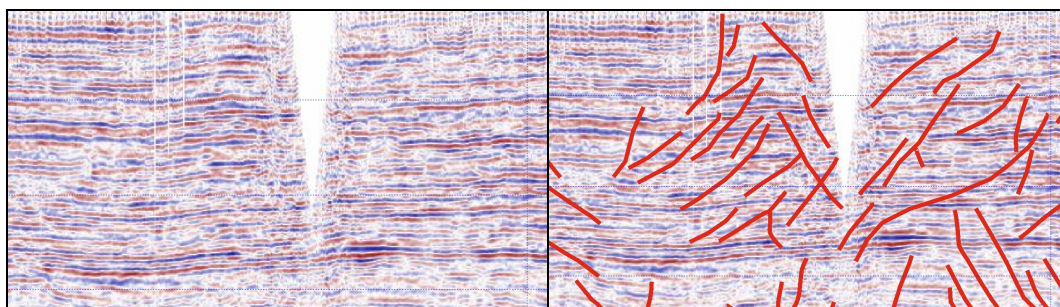


7.1. ábra. Eltemetett, ferde mágneses ható által keltett anomália (LOWRIE 2007 alapján)

Az aljzat és a földfelszín morfológiájának közvetlen összehasonlítása a K-i területen akár 2-3000 m-es nagyságrendű magasságkülönbségek miatt félreértelmezésekre is okot adhat. A fiatalabb üledékek az aljzati felboltozódások ellenére is lehetnek vízszintesek, ha utólagos deformáció nem történt. Ez esetben az aljzat a felszínmorfológiára nincs hatással.

Ha azonban a két felszín közt, vízszintesen lerakódó rétegek az aljzatmorfológiával hasonló trendet mutató horizontokat alkotnak, tovább erősödik az utólagos, a földfelszínt is alakító deformáció léte. Ezért a Magyar Horizont Energia Kft. által készített és a tanszéki adattárból rendelkezésemre bocsátott szeizmikus szelvényeken ellenőriztem az aljzat futását, valamint a felette futó pannon horizontok geometriáját is vizsgáltam.

Utóbbinál ügyelni kellett a progradáló deltaüledékek figyelmen kívül hagyására, hiszen az általuk kirajzolt horizontok a lerakódás idején sem voltak vízszintesek, hanem ferde szigmoid alakú formát mutattak (VAKARCS et al. 1994). A disszertáció céljai közé nem tartozik a szeizmikus szelvények részletes értelmezése, azokból csak az említett adatok kinyerését céloztam meg. Az aljzati és miocén deformációk értelmezésében segítségül használtam TARI (1994); TARI & HORVÁTH (2010); FODOR et al. (2011); BALÁZS et al. (2012); BERECZKI et al. (in prep) értelmezéseit. A pannon összletben egyértelműen felismerhető törések hiányában az ezekhez köthető 0,5-1 reflexiónyi elmozdulást jelentő, de hosszan nyomon követhető deformációkat jelöltem (7.2. ábra).

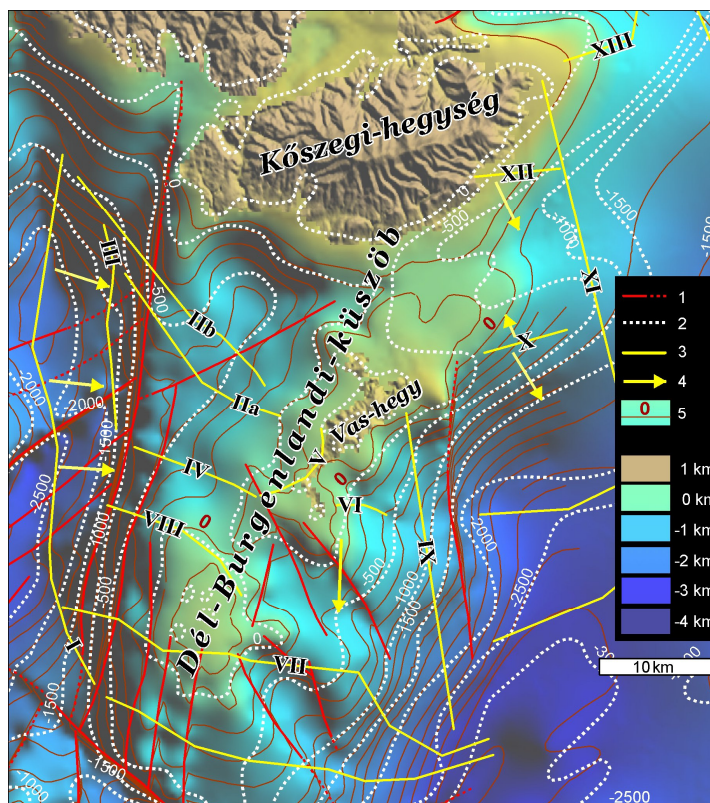


7.2. ábra. Példa a pannon összletben értelmezett deformációkra.

7.2 Az aljzatmorfológia és a felszíni elemek térképi összehasonlítása

A Lapincs-perem (7.3. ábra/I) és a Szenteleki-vonal (III) futása a Fölöstömi-részmedence legmélyebb részéhez, valamint a legkésőbbi aktív (EBNER & SACHSENHOFER 1995; SACHSENHOFER et al. 1997) – a Kőszegi-hegységet és a Dél-Burgenlandi-küszöböt Ny-ról határoló – mélyszerkezeti normálvetőhöz (FRIEBE & POLTNIG 1993) hasonló lefutású. SACHSENHOFER et al. (1997) szerint a Fölöstömi-részmedencének az említett normálvetővel összekapcsolható süllyedése a középső bádéniben volt a leggyorsabb, aminek mértéke a negyedikidőszak elejéig fokozatosan csökkent.

Fontos megjegyezni, hogy a süllyedés központja szerintük a késő-pannóniaira áttevődött a Dél-Burgenlandi-küszöb területére. Ezt az egész Stájer-medence K-i billenésének tulajdonítják, így a vető legkésőbbi aktivitásáról nem közölnek információt. FRIEBE & POLTNIG (1993) a tarcsafürdői Bad Tatzmannsdorf 1-es számú fúrás üledéksorának vizsgálata, valamint a környezet geológiája alapján a normálvető pannóniai aktivitását feltételezték.



7.3. ábra. A felszín és az aljzat szerkezetének összehasonlítása. 1 – aljazati vető (FLÜGEL 1988); 2 – az alaphegység mélységének szintvonalai (KILÉNYI & ŠEFARA 1989); 3 – felszíni lineamensek többek között ÁDÁM (1962), KOVÁCS et al. (2008b), TELBISZ et al. (2012), valamint jelen tanulmány alapján; 4 – teraszfelszínek, illetve lignitrétegek dőlésiránya (ld. 5. fejezet); 5 – mélységvonal 200 m-enként FLÜGEL (1988) alapján. Az aljzatomélység színskálája FLÜGEL (1988) alapján készült.

KOSI et al. (2003) a Dél-Burgenlandi-küszöb Ny-i szegélyén a szarmatában még aktív normálvetőt, tőle Ny-ra felszínig hatoló, oldaleltolódásra utaló virágszerkezeteket mutatott ki nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken. GROSS (2003) a Dél-Burgenlandi-küszöb Ny-i szegélyét határoló vetőt ugyanazon szeizmikus szelvényen a pannon rétegsoron keresztül a felszínig értelmezte. Ő a Lapincs–Rába összefolyás környékén a pannon rétegekre korlátozódó, kisebb (150-200 ms ugrómagasságú) normálvetőket mutatott ki. Ezek az É–D-i vetők a 7.3. ábrán is láthatók. Az 5.4. alfejezetben bemutattuk, hogy a két felszíni szerkezeti vonal által határolt egységben dőlést mutatnak a kavicsteraszok, valamint a Szenteleki-vonal (III) egy terasz-szintet két különböző magasságú egységre oszt, ami ez esetben alátámasztja a felszíni lineamensek és a mélyszerkezeti vetők kapcsolatát.

A Felsőöri-perem (IIb) és a Miskei-vonal (IIa) látszólag semmilyen mélyszerkezeti vonallal vagy jelenséggel sincs kapcsolatban így ezeket a Pinka ill. a Csalangos eróziós völgyének két különböző időszakhoz tartozó, jobboldali peremként

értelmezhetjük. A Füzesi-perem (V) a Vas-hegy kibukkanó tömbjének Ny-i határát jelöli ki, ahol PASCHER (1999) is normálvetőt feltételez.

A Baksafalvi-perem (VIII) és a Pinkóci-vonal (IV) nem kapcsolódnak egyértelműen mélyszerkezeti vetőkhöz. Az előbbi azonban a harmadidőszaki aljzat felszínén észlelhető (barna mélységvonalakkal jelölve) hirtelen mélyülés vonalát követi, míg a Pinkóci-vonal K-i vége a Vas-hegy tömbjét D-ről határoló, a pretercier felszínben D-i kitettségű vető folytatásában jelentkezik (7.3. ábra). A két perem közti területhez a gravitációs és a mágneses anomáliában is csökkenés köthető (XV/2. és 4. ábra). A szerkezetet a következő alfejezetben részletesebben vizsgálom.

Az Abdalóci-vonal (VI) és a Németújvári-perem (VII) futása nem kapcsolódik egy szerkezeti vonalhoz, vagy mélyben levő szintváltozáshoz sem.

Az Alsó-Pinka-perem (IX) csapásiránya a Vas-hegyet és a Dél-Burgenlandi-küszöböt K-ről határoló mélyszerkezeti normálvetővel mutat egybeesést, horizontális távolságuk azonban 2-2,5 km. Itt több forrás is normálvetőt feltételez (pl. PASCHER 1999; FODOR et al. 2011), valószínűleg a NEBERT (1979) által feltárásban megfigyelt 60 cm ugrómagasságú vertikális vetődés alapján. A perem csapásával párhuzamosak a gravitációs anomália izovonalai is.

A Vas-hegy Toronyi-perem (X) alatt húzódó KÉK-i folytatása csak KILÉNYI & ŠEFARA (1989) térképén jelenik meg, léte viszont teljes mértékben alátámasztja a lignitrétegeket érintő vizsgálataink eredményét, melynek során megfigyeltük a rétegek felboltozódását és normál irányú elvetődését (ld. 5.2. és 6.3.6. alfejezet). A peremhez, illetve az általa határolt *PfE*-hoz köthető pozitív gravitációs és mágneses anomália is, ami szintén a vonulat eltemetett folytatását támasztja alá.

ÁDÁM (1962; 1974) és SÍKHEGYI (2002) – indoklás nélkül – a Gyöngyös-perem (XI) tektonikus eredetét veti fel, de a 7.3. ábra alapján a mélyszerkezettel való kapcsolat nem mutatható ki. Érdekes azonban, hogy MAROS & MAIGUT (2011) térképén a penninikumot elvető normálvetőt jelöl a Vas-hegy D-i oldalát a Kőszegi-hegység K-i végével összekötve, aminek csapása egybeesik a Gyöngyös-perem vonalával. Ennek létét a Kőszegi-hegységnél szelvényen is jelöli, és a Vas-hegy előterében FODOR et al. (2011 9. ábra) kainozoós törésmintázatán jelölt szerkezettel (XV/6. ábra) azonosítja. Sajnos a peremről nincs további ismeretünk, a lignitszelvények közül is csak *lprof3* keresztezi, ami nem csökkenti a bizonytalanságot.

A Szerdahelyi-peremtől (*XII*) É-ra (*7.3. ábra*), a Pogányok-völgyben JASKÓ (1964; 1995) legfeljebb 5-6 m-es vetőket figyelt meg a lignitrétegek futásában, ám azok irányáról nem közölt információt és a *7.3. ábra* alapján a mélyszerkezettel való kapcsolat nem mutatható ki. Nyugati folytatásában felismerhető egy morfológiai vonal, amely a Kőszegi-hegység D-i lábánál húzódik – ez a geológiai térkép alapján egyértelműen közzethatárhoz köthető. Eszerint szelektív denudációval alakult ki ez az É-i kitettségtű perem, melynek folytatásában a pannon összletben is mély völgy figyelhető meg. A leírt, lignitrétegeket érintő diszlokációk valószínűleg a Kőszegi-hegység kiemelkedéséhez köthetők.

A Locsmáncsi-perem (*XIII*) a Toronyi-peremmel analóg helyzetben, a Kőszegi-hegység KÉK-i folytatásában, az alaphegység gerincének vonalában található. Itt a gravitációs és a mágneses anomáliák a Vas-hegységhez hasonlóan a környezethez képest nagyobb értéket mutatnak.

A kimutatott peremeken és tájhatárokon kívül fontos megvizsgálni az egyéb vizsgálatokból kinyert lineamensek futását is, összehasonlítva a mélyszerkezettel. A *Pp–Ah3–Ah4* sorozat futása szinte teljesen egybeesik a Mihályi-hát gravitációs anomália-maximumával (*XV/1. és 2. ábra*), ami összefügg a hát által okozott feltételezett relatív felszín-emelkedéssel (BENDEFY 1971). E hármassal futása meglepően párhuzamos a TARI (1994) által térképezett miocén és kréta korú szerkezeti elemekkel, igaz helyileg épp a kettő között helyezkednek el (*XV/5. ábra*).

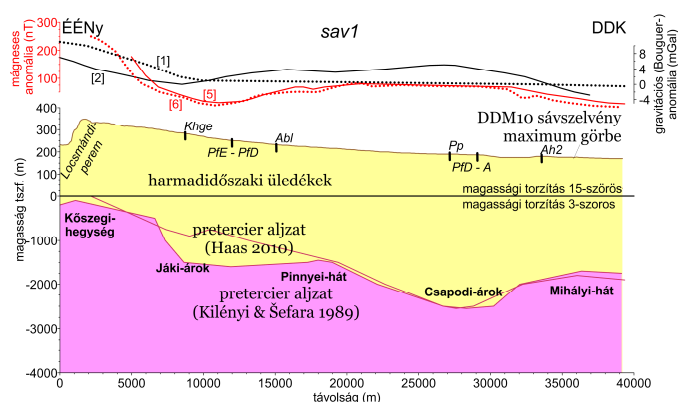
Ah1 kréta korú feltolódással esik egybe, ezzel közel párhuzamos a *PfD*-t határoló Rádóci-perem, amiről eddig fluviális eredetet feltételeztek (pl. ÁDÁM 1962; KOVÁCS & TELBISZ 2013). *Ah2* szintén hasonló futású a TARI (1994) által berajzolt kréta feltolódás vonalával, és szinte teljesen megegyezik a futása a HAAS (2010) és FODOR et al. (2011) által behúzott takaróhatárral.

A *Khge* K-i fele és az *Abl* futása 30-40°-ban eltér a berajzolt miocén normálvetőktől és siklatófelületektől (*XV/5. ábra*), de jellegüket tekintve tökéletesen illeszkednek a rajzolt szerkezetekhez (a megnövekedett felszíni lejtőszög a normálvetők és siklatófelületek felszíni megnyilvánulásainak következménye lehet). A két lineamenst a patakok szakaszjelleg-változásából szerkesztettem, ami erősen függ azok folyásirányától, ezért azok irányának felülvizsgálata szükséges.

A terület szerkezeti elemeinek futása a felhasznált térképeken kis mértékben eltér (vö. XV/3., 5. és 6. ábra), ami az értelmezésben néhány esetben gondot okozhat, ezért szeizmikus szelvények értelmezésére is szükség van.

7.3 Az aljzat és a felszín szelvények menti összevetése

A Gyöngyös-síkon létesített sávselvény (XV/3. ábra/sav1) a Kőszegi-hegység eltemetett folytatásától a Mihályi-hát meghosszabbításáig tart (7.4. ábra). A földfelszín a Locsmándi-peremtől D felé egységes, de egyre kisebb lejtőszögű dőlést mutat (ld. 4.2. alfejezet). Az aljzat is D-ies általános dőlést mutat, de ezt több helyen megtörik a feltüntetett árkok és hátak. Érdekes, hogy a gravitációs, és a hozzá hasonló futású, de eltolódott mágneses anomália ettől eltérő képet mutat, aminek oka valószínűleg a megváltozott aljzati összetétel. Ezt a szelvényt a következő alfejezetben szeizmikus szelvény segítségével részletesebben vizsgálom.

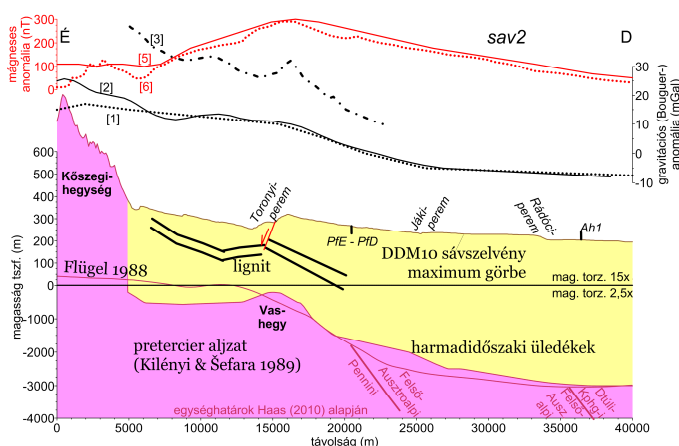


7.4. ábra. A Gyöngyös-síkon létesített összehasonlító szelvény. A szelvények gravitációs anomáliái: 1 – HORVÁTH et al. (2005); 2 – KISS (2006); 3 – VAJK (1938); 4 – WALACH & ZYCH (1988) alapján. Mágneses anomáliák: 5 – KISS & GULYÁS (2006); 6 – HOFFER (1960); 7 – SEIBERL (1988) alapján. A szelvény helyzetéért ld. XV. melléklet.

Érdekes jelenség, hogy a Kőszegi-hegység folytatásának legmagasabb pontja fölött helyezkedik el a topográfiai szelvény legmagasabb pontja is, innen D-re a földfelszín enyhén, az aljzat erőteljesen süllyed. Fontos megjegyezni, hogy a két bemutatott felszín közt az ábrán ötszörös magassági torzítási különbség van. A korábbi fejezetben kimutatott, a Kőszegi-hegység előteréhez köthető kanyargósság-maximum (*Khge*) a hegység folytatása és a Pinnyei-hát közti Jáki-árok É-i oldalához köthető. Ez az aljzati forma mindkét bemutatott aljzatterképen megfigyelhető, bár erősen eltérő méretben. Ehhez a ponthoz tartozik a gravitációs anomália minimuma is. *AbI* egyik

aljzattérképen bemutatott formához sem köthető. *Khge*-hez hasonló a Csapodi-árok É-i oldala is, amely HAAS (2010) térképe szerint a sávszelvénytől ÉK-re normálvető. Itt szintén lejtőszög-növekedésre utalt a vízhálózat kanyargóssága a Porpáci-peremhez közeli, *Pp*-vel jelölt zavar mentén. Az árok túloldalán, a Mihályi-hát fölött a szakaszjelleg vizsgálata inkább a lejtőszög lecsökkenésére utal, ami összefügghet az aljzati magaslattal.

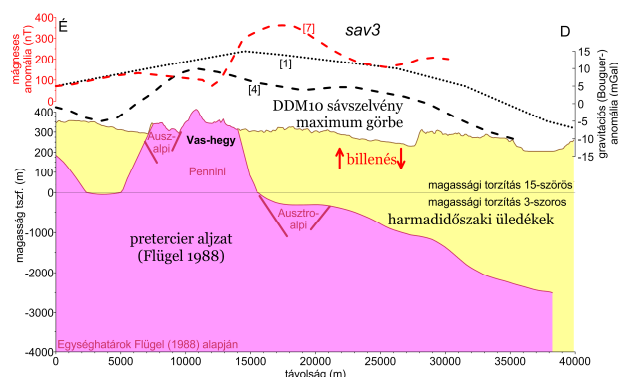
A Kőszeghegyalján és a Pinka-fennsíkon keresztül kijelölt sávszelvény (7.5. ábra) közel merőleges a HAAS (2010) térképén látható egységhatárokra (VI/3. ábra *sav2*), ezért azokat is feltüntettem. A szelvény a Kőszegi-hegységtől a Rábáig tart, a felszín- és az aljzati morfológia kisebb-nagyobb megszakításokkal egyaránt D felé lejt.



7.5. ábra. A Kőszeghegyalján és a Pinka-fennsíkon létesített összehasonlító szelvény. Az anomáliák forrásáért ld. 7.4. ábra. A szelvény helyzetéért ld. XV. melléklet

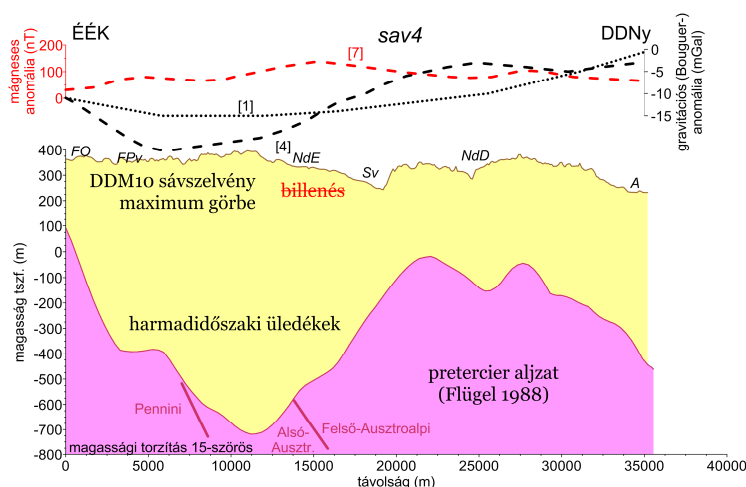
Ahogy korábban említettem, a Vas-hegy ÉK-i folytatása csak KILÉNYI & ŠEFARA (1989) térképén jelenik. Létét azonban megerősíti a lignitrétegek felboltozódása, valamint a gravitációs és mágneses mérési eredmények. A Bouguer-anomália szelvényein a mérés részletességének növekedésével egyre jobban elkülönül a Vas-hegy vonulata és tőle É-ra egy másik vonulat, ami viszont sem az aljzaton, sem a lignitrétegek futásában, sem pedig a mágneses szelvényeken nem látható. A Vas-hegy a terület szeizmikus szelvényén VAJK (1938) eredményével megegyező geometriával is látható (ld. később). Érdekes módon a mágneses anomália a Vas-hegynél mutatja a maximumát, ezt terepi méréseink is megerősítették (BERECZKI et al. in prep), tőle É-ra az azonos anyagból felépülő Kőszegi-hegység viszont a 7.5. ábrán nem mutatja ezt. Ez a szelvény kijelölésének esetlegességéből, a mágneses hatók jellegzetes pozitív-negatív anomália-pár mintázatából (LOWRIE 2007; vö. 7.1. és XV/4. ábra) és a hegység belső szerkezetéből adódik. A Toronyi-peremnél feltárásban és a lignitszelvényeken

megfigyeltünk vetősorozatot (ld. 5.2. és 6.3.6. *alfejezet*). Érdekes, hogy a környezetéhez képest jobban kiemelt *PfE* D-i határa a Pennini- és Felső-Ausztróalpi-egységek határához köthető, az *Ah1*-gyel jelölt anomália pedig a Felső-Ausztróalpi- és a Dunántúli-középhegységi-egység határához. Ez esetben az előző szelvénytől eltérően itt nem figyelhető meg markáns aljzatmorfológiai változás.



7.6. ábra. A Vas-hegyen keresztül létesített összehasonlító szelvény. Az anomáliák forrásáért ld. 7.4. ábra. A szelvény helyzetéért ld. XV. melléklet.

A Vas-hegyen keresztül húzott szelvény (*XV/3. ábra/sav3*) már a Ny-i, erősebben felszabdalt területen fut (7.6. ábra). A Kőszegi-hegység előterétől a Rábáig fokozatosan lejt a térszín, kivéve az 5. és 15. km között, ahol a Vas-hegy kibukkanó tömbje látható. Ennek É-i fele markánsan módosítja a gravitációs anomáliát, míg a D-i oldalán sokkal kisebb mértékben.



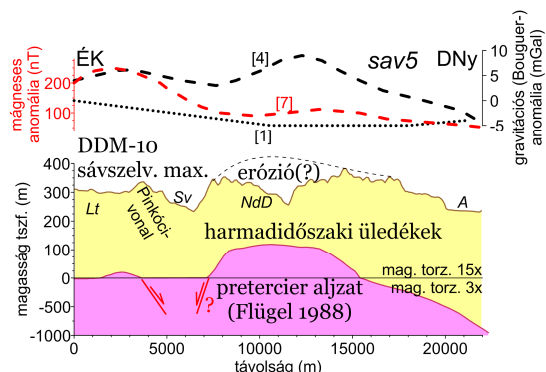
7.7. ábra. A Németújvári dombságon keresztül létesített összehasonlító szelvény. Az anomáliák forrásáért ld. 7.4. ábra. A szelvény helyzetéért ld. XV. melléklet.

Fontos megjegyezni, hogy a Vas-hegy tömbje a 0 m tsz. alatti és feletti ötszörös magassági torzítás-különbség miatt rendelkezik a felső részén látszólag meredek oldalakkal. A szelvény menti legérdekesebb észrevétel, hogy a teraszokat vizsgáló

fejezetben kimutatott pleisztocénben aktív billenés pontosan az aljzat megnövekedett mélyülésének helyére, azaz a Dél-Burgenlandi-küszöb peremére tehető.

A Németújvári-dombság szelvénye (XV/3. ábra sav4) kivételt jelent az előzőektől abban, hogy az aljzatmorfológiát kevésbé tükrözi a felszín (7.7. ábra). 2–16 km között az aljzatban egy –700 m-es tengerszint feletti magasságig húzódó negatív forma figyelhető meg, amit a felszíni morfológia közel vízszintes trendet mutató görbéje egyáltalán nem tükröz. A 16. km-nél kezdődő aljzati kiemelkedést némileg követi a domborzat és kb. a 30. km-től, a Dél-Burgenlandi-küszöb peremére érve pedig már egyértelműen süllyedés figyelhető meg mindkét felszínen.

Ha azonban a sávselvényt nem az általános lejtéshez, hanem a felszíni morfológiai elemekhez, azaz a Strém-völgy oldalaihoz igazítjuk (XV/3. ábra sav5), már sokkal tisztább képet kapunk (7.8. ábra). A felszín szinte tökéletesen követi az aljzat mélység-változásainak trendjét: a konzerválódott teraszfelszín (*Lt*) kiemeltebb helyzetben van, mint a Strém völgye (*Sv*), a kettő között az aljzatban FLÜGEL (1988) egy normálvetőt ábrázol.



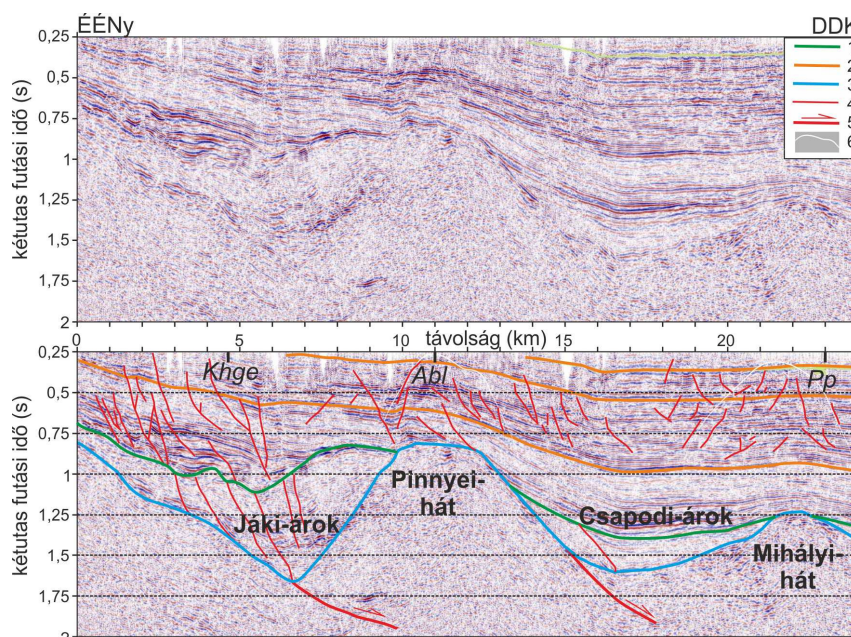
7.8. ábra. A Németújvári dombságon keresztül, a Strém-völgyre merőlegesen létesített összehasonlító szelvény. Az anomáliák forrásáért ld. 7.4. ábra. A szelvény helyzetéért ld. XV. melléklet.

A Pinkóci-vonalhoz egy kisebb északias és egy markánsabb délies kitettséű perem is tartozik (3.2. és 4.2. alfejezet). Az aljzattal való összehasonlítás csak az utóbbira adhat magyarázatot, az északias oldal kialakulását a 8. fejezetben tárgyaljuk. *Sv* az aljzatban is egy árokszerű formát mutat, amitől DNY-ra *NdD* ~100 m-rel magasabbra kiemelt térszín. Ezt az egységet megszakítja a Kis-Szék-patak völgye, amiről a megelőző fejezetben kimutattam, hogy egy korábban nagyobb vízmennyiséget levezető fővölgy, így erodáltak tekinthető a terület. A 14. km-től a Dél-Burgenlandi-küszöb szegélyén az aljzat meredeken süllyedni kezd, amit mérsékelten, kisebb-nagyobb megszakításokkal, teraszfelszínekkel és alluviális síkkal (*A*) a felszín is követ.

7.4 Szeizmikus szelvények értelmezése

Az eddigi összehasonlítások sok esetben meglepő egyezéseket mutatottak, de további ellenőrzésekre is szükség van. A szeizmikus szelvények elhelyezkedése a VI. melléklet ábráin láthatók.

A Gyöngyös-sík sávszelvényével közel merőlegesen, tőle K-re fut a *vcsa-16*-os szeizmikus szelvény (7.9. ábra). Itt az aljzat morfológiája már sokkal változatosabb képet mutat, mint az összehasonlításra használt aljzattérképek, az értelmezés leginkább FODOR et al. (2011) által publikált kainozoikumi törésrendszer térképének (XV/6. ábra) és TARI (1994) tektonikus térképének (XV/5. ábra) felel meg. Ami feltűnő, hogy a pannon összletben kijelölt horizontok megközelítőleg az aljzat futásának trendjét követik, a földfelszínhez közeledve egyre kisebb magassági különbségekkel.



7.9. ábra. A *vcsa-16*-os szeizmikus szelvény értelmezése. Elhelyezkedést ld. XV. melléklet. 1 – pannon fekü; 2 – pannon horizont; 3 – prekainozoós aljzat; 4 – törések és deformációk; 5 – siklatófelület; 6 – törések által mutatott felboltozódás.

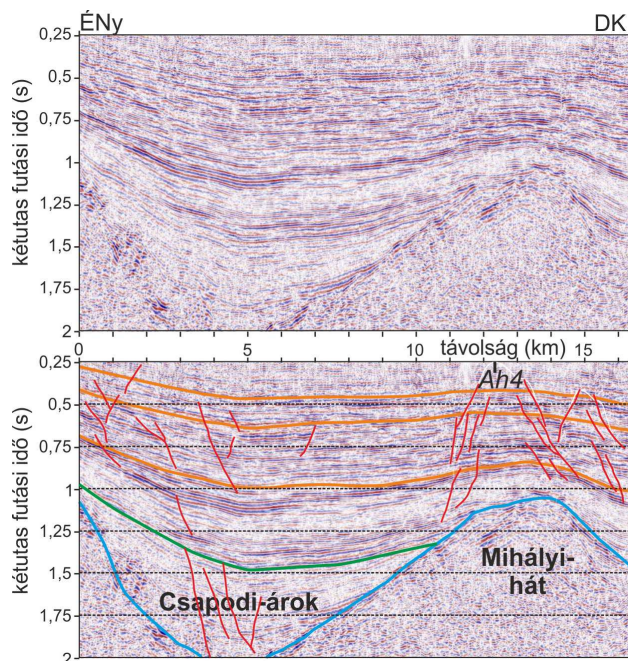
A Jáki-árokban, a miocén rétegsorban még egyértelmű törések azonosíthatók, amik a siklatófelületek aktivitásához köthetők. Ezek a pannonban a legtöbbször már csak a reflexiók deformációiban követhetők nyomon. Fontos hangsúlyozni, hogy a pannon összletben nem a felismerhető töréseket, hanem az ezekhez köthető 0,5-1 reflexiót megtörő, de hosszan követhető deformációkat jelöltem, ez a további szelvényekre is érvényes.

A szelvény felső 250 ms-os tartományát annak rossz minősége miatt levágtam, ezért a horizontok sem követhetők teljesen a felszín közeléig. Itt már egyértelműbb összefüggések mutatkoznak a felszíni jelenségek és a mélyben futó szerkezetek között: É felől, a Kőszegi-hegység meghosszabbításától az aljzat és a pannon horizontok is szisztematikusan mélyülnek. A *Khge* megnövekedett lejtőszöge a Jáki-árok É-i oldala felett helyezkedik el, ahol a pannon horizont is a feküjéhez és az aljzathoz hasonló dőléssel rendelkezik. Itt az aljzatban siklatófelület választja el a pennini és a fiatalabb takarókat. Ennek hatásaként létrejövő normálvetők a miocén üledékekben még eltolódott reflexiókként felismerhetők (ld. TARI 1994), a pannon rétegekben legtöbbször már csak vakvető elvégződésének tűnő, látszólag törésmentes deformációként folytatódnak.

Ab/ szintén megnövekedett felszíni lejtőszögre utal, alatta a Pinnyei-hát magaslata helyezkedik el, amihez a jelölt 1-2 reflexiót megtörő, de hosszan követhető deformációk is tartoznak. A pannon horizontok kis megszakítás után e pont alatt újra D felé lejtő trendet mutatnak. A *Pp* esetén hasonló a helyzet, a Mihályi-hát fölött egyre laposabb, de láthatóan a felboltozódó pannon horizontok legmagasabb pontja fölött helyezkedik el. A pannon deformációk normál komponensük folytán térnagyobbodásra utalnak.

A szelvénytől ÉK-re elhelyezkedő *vcsa-18* (7.10. ábra) csak kis részben fedti a kutatási területet, azonban egy fontos vonalat keresztesz. Az *Ah4* nem csak a kitétségi térképen mutatott vonulatszerű formát, de a szakaszjelleg-vizsgálat is megerősítette a kiemelkedést. A helyzetét tekintve az előzőekben bemutatott *Pp* folytatásában helyezkedik el, szintén a Mihályi-hát és a felette felboltozódó formát mutató pannon horizontok legmagasabb pontja felett (ld. XV. melléklet).

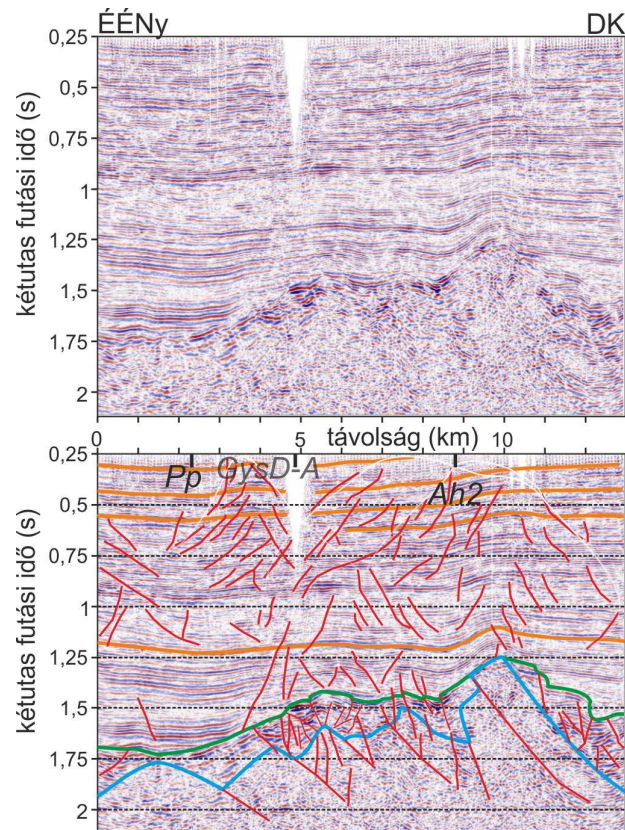
A hát felett az előző szelvényhez hasonlóan jól azonosítható deformációs mintázat ismerhető fel a pannon összletben, ami a Mihályi-hát két oldalának meghosszabbításához köthető, normálvetőkre utaló deformációt jelez. Itt hívnám fel a figyelmet arra, hogy a kétszeres futási idő (s) és a mélység (km) közti durva átszámítása alapján a legfelső berajzolt lignithorizont felboltozódása 30-35 m körüli, a reflexiók deformációja 5-10 m nagyságrendű. Előbbi mértéke a felszínig nagy valószínűséggel tovább csökken.



7.10. ábra. A *vcsa-18*-as szeizmikus szelvény értelmezése. Elhelyezkedést ld. *XV. melléklet*.
Jelmagyarázat a 7.9. ábrán.

Vva-1 Pp-t, *GysD* és *A* határát jelentő Porpáci-peremet, valamint *Ah2*-t keresztezi (7.11. ábra). Előbbi a pannon horizontokban mutatkozó kisebb mértékű süllyedék fölött, hasonlóan kis felboltozódás előtt helyezkedik el. A *GysD–A* határ sajnos egy hiba miatt nem látszik, de a kettő között egy, TARI (1994) által is térképezett aljzati feltolódáshoz kapcsolódó, normál komponensű, kisméretű vetőkkel határolt felboltozódáshoz köthető. Ez kismértékben a horizontok hajlásán (vízszintestől való eltérésén) is megfigyelhető. Valószínűleg *GysD–A* határ a felboltozódást határoló vetődés okozta anyaggyengülés alamosásával keletkezett, míg *Pp* az antiklinális szelvény felső 250 ms-án feltételezhető É felé továbbtolódása és annak pontatlan kijelölése miatt tér el. *Ah2* egy, az előzőhöz hasonló, aljzati feltolódás okozta pannon összetbeli antiklinálishoz köthető.

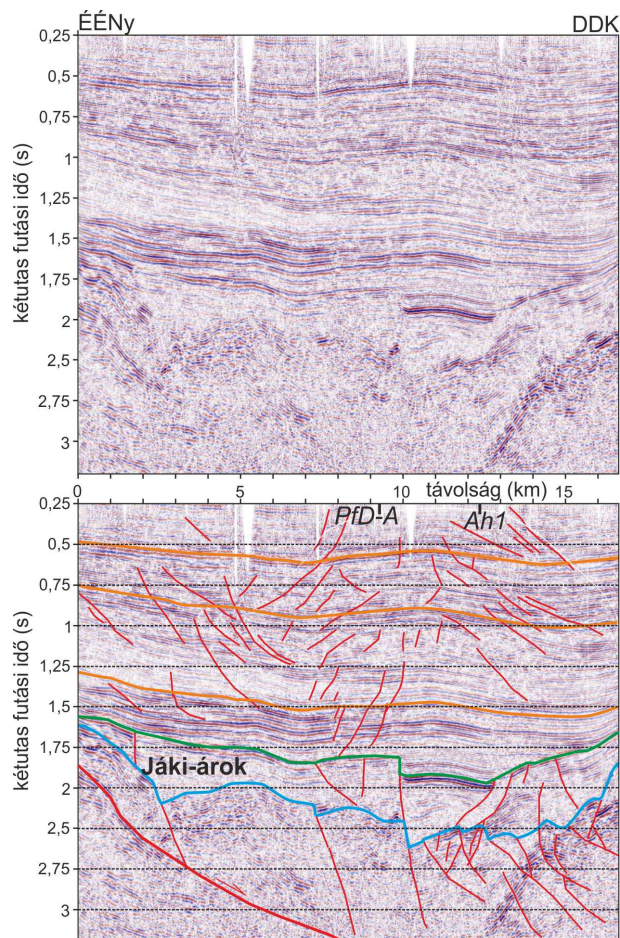
Az aljzathoz kapcsolódóan fontos felismerni, hogy az előzőekben *Pp*-hez és *Ah4*-hez köthető Mihályi-hát a szelvényig teljesen ellaposodik, a domináns vonulat már teljesen más szerkezetet mutat, a Dunántúli-középhegységi-egységhez tartozó aljzat erősen töredezett, a pannon horizontokat is módosító feltolódásokkal jellemezhető. Ennek ellenére a pannon deformációk legnagyobb számban normál jelleget mutatnak, aminek okát a 9. fejezetben tárgyalom.



7.11. ábra. A *va-1*-es szeizmikus szelvény értelmezése. Elhelyezkedést ld. *XV. melléklet*. Jelmagyarázat a 7.9. ábrán.

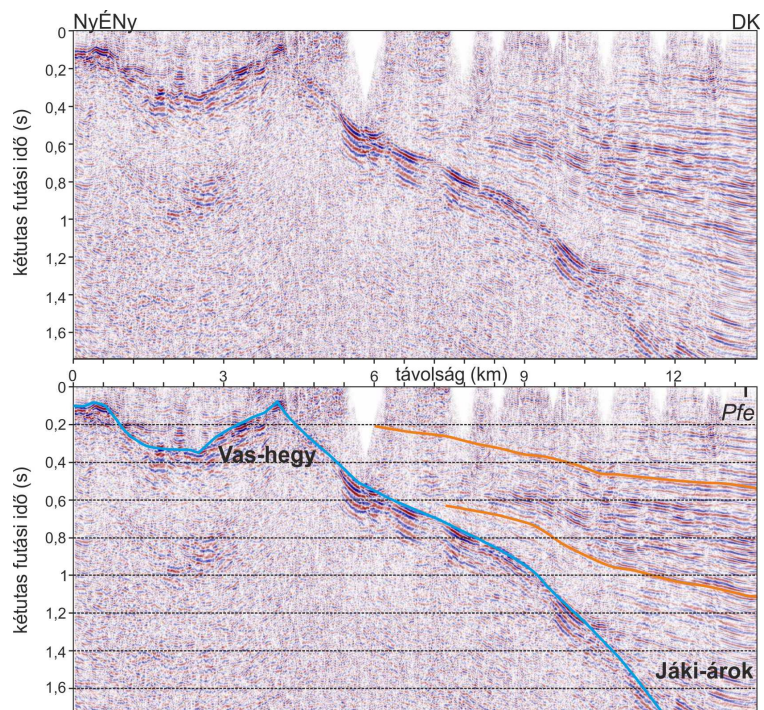
A *va-5*-ös szelvény vizsgált része (7.12. ábra) a Pinka-fennsík D-i részétől húzódik a Rába vonaláig, keresztezve az *Ah1*-es vonalat. Érdekes, hogy ez esetben aljzati felboltozódás nem, csak egy, TARI (1994), HAAS (2010) és FODOR et al. (2011) által jelölt, már az aljzatban futó siklatófelület, hozzá kapcsolódó ausztróalpi normálvetők és feltolódások figyelhetők meg. Ezen kívül néhány miocén törés és a pannon mikrostruktúra látható. A pannon horizontok egy feltolódott miocén blokk (7–12. km) fölött az előző szelvényekhez hasonló, de a felszín felé növekvő mértékű emelkedést mutatnak. Ezt a korábbi süllyedék inverziója okozhatja. Helyét ma rendszert alkotó normálkomponensű deformációk mutatják. Az egymásnak ellentmondó aljzati és pannon vetőkre a diszkusszióban térek ki részletesebben. A siklatófelülettel közel párhuzamos futással a szelvény ÉÉNy-i felén szintén normálkomponensű mikrostruktúra figyelhető meg. Az *Ah1* ez esetben nem közvetlenül a felboltozódás legmagasabb pontja fölött helyezkedik el, hanem attól 1,4 km-re D-re.

A szelvény kapcsán fontos még megemlíteni, hogy az ÉÉNy-i oldalon az aljzat mélyülésével szisztematikusan mélyülnek a horizontok is, mint ahogy azt az aljzattérképekkel való összehasonlításnál a *sav2* esetén, a felszín kapcsán említettem.



7.12. ábra. A *va-5*-ös szeizmikus szelvény értelmezése. Elhelyezkedést ld. *XV. melléklet*. Jelmagyarázat a *7.9. ábrán*.

A *vcsa-33*-as szelvény (7.13. ábra) a Vas-hegy ÉK-i eltemetett folytatásán halad keresztül. Az aljzat futása megerősíti a hegyvonulat pannon rétegek alatti meglétét. A szelvény másik érdekessége, hogy a pannon horizontok az aljzattal együtt, bár kisebb mértékben süllyednek D-i irányban, mint ahogy azt a lignitrétegek kapcsán is sikerült kimutatni. A *Pfe* vonala, ahol a vízfolyások a megnőtt lejtőszögére utalnak, a Jáki-árok fölött helyezkedik el. Ez esetben sajnos nem sikerült az előzőekhez hasonló szisztematikus pannon törés-, illetve deformáció-rendszert kimutatni.



7.13. ábra. A *vcsa-33*-as szeizmikus szelvény értelmezése. Elhelyezkedést ld. XV. melléklet.
Jelmagyarázat a 7.9. ábrán.

A fejezet eredményeit a végső összefoglalásban, a többi eredménnyel együtt
összegzem.

„...állj akarattal a
rejtett erőkhöz, melyek a változás
százsztűnű, soha el nem kapcsolt
kúszá kerek koszorúját fonják. ”
/Babits Mihály: In Horatium/

8. A VÍZHÁLÓZAT VÁLTOZÁSA ÉS ANNAK KIVÁLTÓ OKAI

A tanulmány egyik célja a terület pleisztocén vízhalózat-változásának vizsgálata volt (ld. KOVÁCS & TELBISZ 2013). Ennek alapját a kavicsteraszok korábban már említett korolása (pl. PAINTNER 1927 in PAHR 1984) adja, amit kiegészítenek a jelen tanulmányban ismertetett elhagyott medrek és száraz keresztvölgyek adatai, az egyes teraszok terepi megfigyelése, a MÁFGBA által tárolt kútkönyvek információi, valamint a peremek kialakulásának vizsgálatai. A szövegben említett peremeket a 7.3. ábrával megegyező római számmal, a megfigyelések helyeit arab számmal jelöltük, míg a vízfolyások nevét mai helyzetüknek megfelelően tüntettük fel a jobb értelmezhetőség érdekében. Az egyes időszakoknál feltüntetett korokat illetően vizsgálatot egyelőre nem végeztünk, azokat korábbi szerzők megfigyelései alapján közöljük, a tanulmányokra a szövegben hivatkozunk. A legfiatalabb terasz-szintek lumineszcens kormeghatározása az értekezés elkészültéig sajnos nem készült el.

8.1 Kezdeti állapot

KRETZOI & PÉCSI (1979) szerint a Pannon-medence dombvidékeinek nagy része a plio-pleisztocén során jött létre, a dombsági morfológia kialakulásával. A Pannon-tó visszahúzódása után a kutatási terület nagy részét még a lignit képződésére alkalmas mocsár borította, ami a folyamatos üledékképződéssel síkvidéki térszín kialakulását eredményezte. A pliocén során a hegységek felől heglábfelszín kialakulása kezdődött meg (PÉCSI 1963; 1969), ami a korábbi rétegekre diszkordánsan települt, azaz azokat erodálta is. PÉCSI (1963) szerint a heglábfelszínek a magyarországi faunára alapuló korszakolás szerint főleg a Bérbaltavárium alatt képződtek, eleinte keresztarétegzett homok lerakódásával, majd vörösgyagok, kavicssal kevert vörösgyagok képződésével (az üledéket a Gyöngyös-sík területén is megfigyeltük, ld. 6.6. alfejezet). Utóbbi FINK (1963) szerint a Csarnótánumban nagy felületen rakódott le a területen. Ugyanez az összetétel RÓNAI (1980) szerint a pleisztocén legelején képződött.

SCHWEITZER (2001) szerint a heglábfelszín-képződés fő időszakának fő üledékei a fúrásokban megfigyelt vastag szürke, szürkéssárga, magas csillámtartalmú homokösszeteltek. Ez utóbbit terepbejárásunkkor több helyen megfigyeltük (6.3.7.

alfejezet), többek között a Toronyi-perem mentén, platóközeli helyzetben, kipreprálódva. Fontos megjegyezni, hogy korábbi eredményeink szerint a Pinka-fennsík általános lejtése által mutatott forma vagy nem a Vas-hegy hegylábfelszíne, vagy pedig az utólagos billenés módosította a lejtésirányát. Néhol a réteg fizikai tulajdonságai teljesen megegyeztek a SCHWEITZER (2001) által leírtakkal, azonban ezek megfelelő korrelálásához további feltárások és részletesebb vizsgálatok szükségesek.

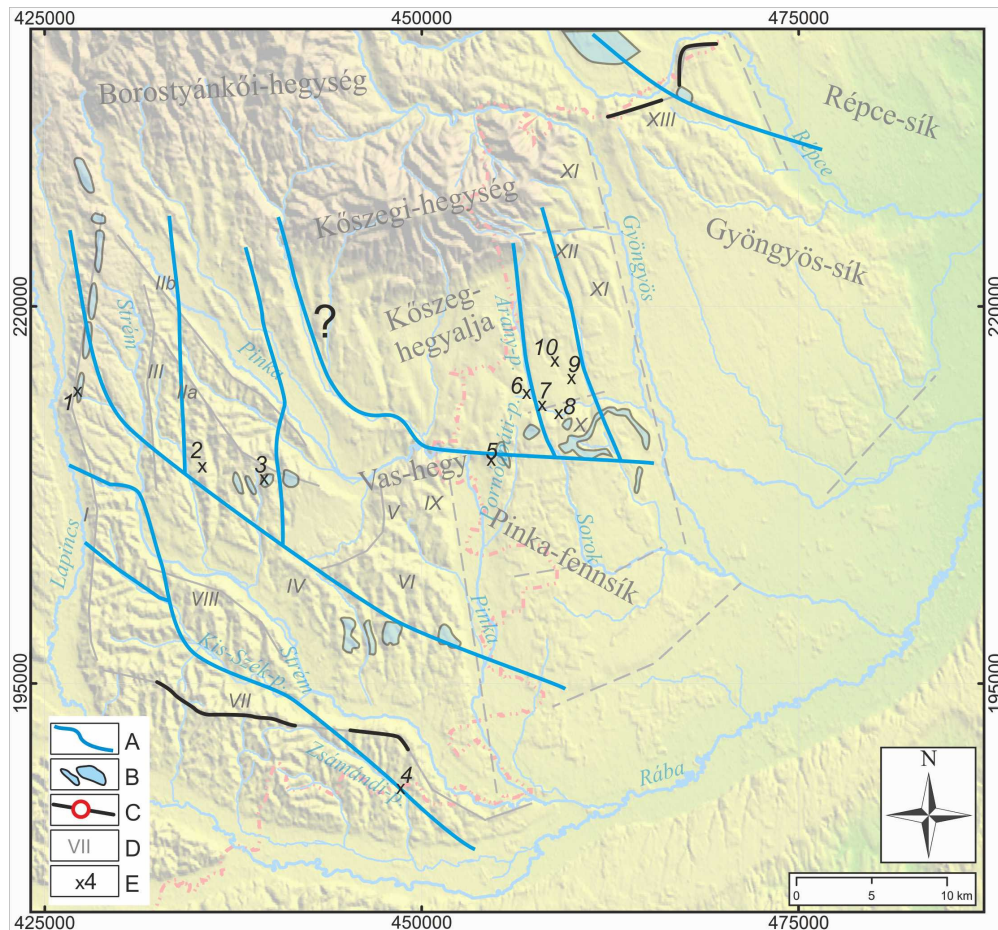
Később, a klíma hűvösebbé válásakor ebbe a felszínbe vágódtak be a pleisztocén vízfolyások, míg némely helyeken terasz kavics lerakódása zajlott le. A korábban kavicssal fedett területeken bevágódás nem történt, a kavics megvédte az alatta fekvő üledékeket az eróziótól, megőrizve annak felszínét és geometriáját. Ezzel morfológiai inverzió történt (FINK 1963).

8.2 Első fázis

A Lapincs–Strém közti területen fellelhető legidősebb negyedidőszaki fluviális üledékek már csak tetőszinti helyzetben, maradványgerincek formájában találhatóak meg (8.1. ábra). Az a tény, hogy két szomszédos vízgyűjtő határán fekszik ez a terasz, valamint hogy a fiatalabb szintek K felé tolnak el, azt valószínűsíti, hogy e teraszok anyagát a teljes terület (Lapincs–Pinka rendszer) vizét levezető vízfolyás rakta itt le.

HERRMANN (1990) Vörthegegnél végzett fúrást (8.1. ábra/1), mellyel 8,5 m vastag finomszemcsés üledék harántolása után érte el a 40 cm vastag, élénk vöröses-sárga színű, legfeljebb 3 cm átmérőjű, rosszul kerekített kvarckavicsokból álló réteget. Alatta 30 cm vastag téglavörös mállott agyagot talált. E sorozat élénk színeihez hasonló negyedidőszaki üledékek a vizsgált területen máshol korábban nem ismertek, közép-burgenlandi példák alapján HERRMANN (1990) ezeket gүнz vagy pregүнz korúnak ítélte. Ezzel szemben KRETZOI & PÉCSI (1979), mint már említettem a téglavörös agyagot pliocén üledéknek, a vöröses színű kavicsot Kemenesháti példára hivatkozva a felső Villányium (Kislángium) VI. teraszszintje üledékének tekinti (alsó pleisztocén, kb. 1,8 M évig). Ezek eldöntésére további vizsgálatok szükségesek.

HERRMANN (1990) később, hasonló morfológiai helyzetben talált dm nagyságrendű kavicsot a felszínen (8.1. ábra/2), valamint némileg keletebbre az 1-es helyszínen feltárt üledéksort is megfigyelte (8.1. ábra/3; HERRMANN 1993). A DK felé folytatódó folyásirányt PASCHER (1999) kavicsteraszkorbesorolása alapján tartjuk valószínűnek.



8.1. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, első fázis. Feltételezett kort ld. a szövegben. **A** - az adott időszak vízfolyásai; **B** - az adott időszakban lerakott kavicsterasz (PASCHER 1999 alapján); **C** - perem száraz keresztvölgyel; **D** - perem száma; **E** - terepi megfigyelés helye és száma

A vízfolyáshoz kapcsolódó É-D-i mellékptakokat a Csalangos két oldalán kimutatott száraz keresztvölgyek léte, azoknak a fő völgyek futásával való egybeesése, valamint a pleisztocén elején a heglábi előtérre jellemző heglábfelszín (PÉCSI 1980) morfológiája (az általános dőlésirány a hegységgel ellentétes irányba mutat), vagy a felszín kimutatott differenciális emelkedés/süllyedése alapján valószínűsítjük.

Egy, az eddig tárgyalttól különálló vízfolyást feltételezünk D-re. A terület eltér az előzőektől, hiszen PASCHER (1999) szerint kavicsteraszok nem találhatóak rajta. Ugyanakkor terepi megfigyeléseink, az 5.10. ábrán jelzett száraz keresztvölgyek, valamint a meglepően széles folyóvölgyek azt tanúsítják, hogy jelentős vízfolyásnak kellett erre folynia, és számos irányváltozás is történt ezen a területen. Itt korra utaló információink nincsenek, a több lépésből álló lefejezés-sorozatot annak egymás utáni logikailag lehetséges sorrendje alapján jelöltük ki.

Feltételezésünk szerint a vízfolyás a Lapincs-perem (I) általunk kimutatott markáns keresztvölgyein kelt át, majd a mai Baksafalvi- (VIII) és Németújvári-peremeket (VII) keresztezve haladt széles lapos völgyekben (ld. 8.1. ábra). Ezt megerősítik a Zsámándi-patak völgyében végzett megfigyeléseink (8.1. ábra/4), ahol 10-12 cm-es, jól kerekített, fehér színű kavicsokat találtunk. Megfigyeléseink alapján pleisztocénnél idősebb kavicsok csak a kibukkanó alaphegységek közvetlen környezetében találhatóak, így ezek valószínűleg szintén pleisztocén korúak és távolabbi vízgyűjtő-területről származhatnak.

Terepbejárásunk során a Vas-hegyhez közeli feltárásban (8.1. ábra/5) megfigyeltünk a HERRMANN (1990) által leírt, kavicsot tartalmazó élénk sárga üledéket, ezért ÁDÁMMAL (1962) egyetértve feltételezzük, hogy a Pinka öse e korai szakaszban már töltögette ezt a területet. A vízfolyás Vas-hegytől É-ra levő nyomvonala kérdéses, azonban a Kőszegi-hegységtől D-re fekvő pászták több kavicsrétege, valamint a későbbi szakaszok üledékének azonosítása miatt feltételezzük, hogy több, az általunk elkülönített fázisokon átívelő, fluviális feltöltés jellemezhetette a területet. Ezen kívül a Toronyi-peremtől (X) É-ra fúrási adatok (MÁFGBA: D-4, To-7, To-20, To-21, To-44, To-63, To-74, helyzetük jelölve: 8.1. ábra/6–10) szintén sárga színű kavicsos agyagot írnak le.

Ezen információ mennyisége nem elegendő az azonos kor igazolására, de fenn kell tartanunk a lehetőségét, hogy a perem előterében is (az előzőtől eltérő futású) idős vízfolyás rakta le üledékét (8.1. ábrán kérdőjellel jelölve). Ha felvetjük, hogy a perem két oldalán levő kavicsokat azonos folyó rakta le, akkor közel É–D-i vízfolyást kell feltételeznünk, ami ellentmond az összes többi vízfolyás irányultságának és ÁDÁM (1962) leírásának is. Viszont ha a Kőszegi-hegység előterében É–D-i irányú vízfolyásokat feltételezhetünk, ezek még átkelhetek a mai Toronyi-perem vonalán (X).

Fontos megjegyezni, hogy a Pinka-fennsík általános lejtése szerint vagy nem a Vas-hegy hegyláb felszíne, vagy pedig az utólagos billenés módosította a lejtésirányát, ahogy ezt a korábbi vizsgálatok kimutatták.

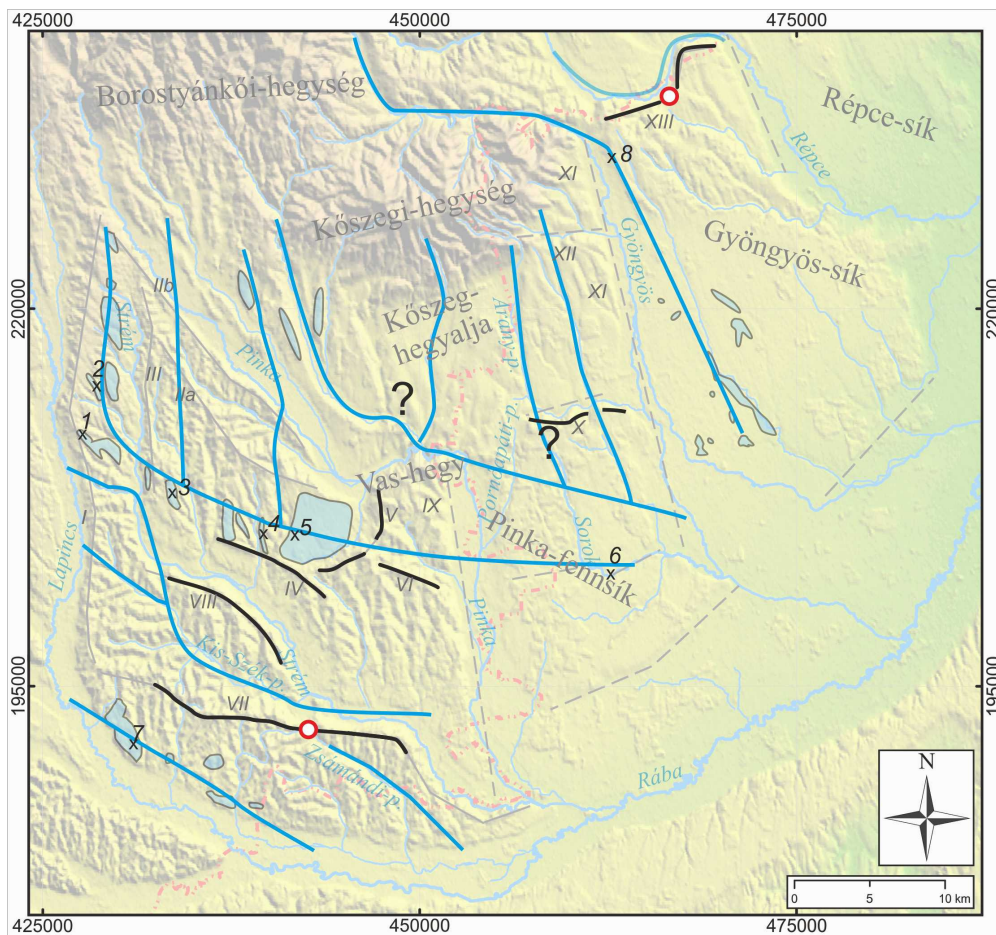
A Répce Locsmándi-peremen (XIII) való átkelését igazolja egy általunk kimutatott száraz keresztvölgy, a széles, lapos talpú völgy, valamint e mögött, egy HERRMANN (1980) által jelzett kavicsteras. A szerző csak két kort különböztet meg a térképlapon (pregünz és günz, valamint mindel és fiatalabb), ezért e kavicszint lerakódásának idejét

nem tekinthetjük biztosnak. A peremen való átfolyást és az elfordulást ezen ismeretek hiányában, némileg önkényesen jelezzük az adott kornál.

A fő vízfolyások iránya megegyezik a Pannon-tó feltöltődésének irányával, ahogy azt KOSI et al. (2003) leírták.

8.3 Második fázis

Az előbb említett vörthegeyi lelőhelytől K-re, attól egy markáns morfológiai lépcsővel elválasztva találta meg HERRMANN (1990) a következő terasz-szintet (8.2. ábra/1). 5,3 m vastag vályogot átfúrva érte el az 1,2 m vastag, az előbbi szint üledékénél jobban kerekített, nem elszíneződött kavicsot (később a teljes kavicsstetet lehatárolták). Ezt az üledéket 5,6 m vastag fedő alatt kicsit É-abra is megtalálta HERRMANN (1991; 8.2. ábra/2). Ez a terasz-szint markánsan megjelenik a felszínmodellen (5.10. és 5.11. ábra) és a sávszelvényen is (5.12a. ábra).



8.2. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, második fázis. Feltételezett kort ld. szövegben. Jelmagyarázatot ld. 8.1. ábra

Ennek az egységnek – a Dél-Burgenlandi-küszöböt Ny-ról határoló vetőhöz kapcsolódó – billenése folytán az egyre fiatalabb teraszok K felé tolódtak, aminek második lépcsőfoka ez. A Strém mai völgyének K-i oldalán, szintén billenés által délebbre került teraszszintet HERRMANN (1989) igazolta a rétegsor hasonlósága alapján (8.2. *ábra/3*, 4 és 5). A vízfolyás az emelkedő Füzesi-peremen (V) keresztül tört utat magának, miközben a Pinkóci-vonal (IV) É-ias peremét mélyítette. Innen a folyásirány a Sorok Ny-K-i szakaszának vonalában haladt, amit a Ják B-3-as fúrás mélyítése során (8.2. *ábra/6*) talált mészkőkavicsok bizonyítanak. Ez a területen csak a Vas-hegy környékén kibukkanó Ausztroalpi-takaróból kerülhetett a helyszínre.

Az egységtől D-re a Strém–Szék-patak rendszerben a Németújvári-perem (VII) K-i felének relatív kiemelkedése miatt a vízfolyás a Zsámándi-patak völgyéből áthelyeződött és K felé folytatta útját. Erről a hátrahagyott száraz keresztvölgy tanúskodik. A Lapincs bal partján megjelenik a tárgyalt szinthez tartozó üledékréteg, amit HERRMANN (1989) kétséget kizáróan ehhez az időszakhoz sorol (8.2. *ábra/7*).

A Locsmándi-perem (XIII) kiemelkedésével a Répce elfordulásra kényszerült, aminek következtében Ny–K-i irányba fordult és megkezdte a Répce-sík feltöltését SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) szerint.

A rendelkezésre álló adatok közt nem találtunk a Pinka-fennsíkra vonatkozó, az adott időszak üledékére jellemző adatot, ezért ÁDÁM (1962) elméletét fogadjuk el, mely szerint a vízfolyás kavicsával tovább töltögette a területet. Az Arany–Sorok folyásiránya bizonytalan, mert a Toronyi-peremet keresztező száraz keresztvölgy nem figyelhető meg ezen a helyen. Ugyanakkor az Arany-patak és a Sorok egybeeső iránya mégis azt valószínűsíti, hogy a Sorok az Arany-patak egykori folytatása.

A Vas-hegytől É-ra levő tápláló vízfolyásokat illetően ellentmondunk a PASCHER (1999) által bemutatott relatív korbeosztásnak. Ő az 5.11. *ábra 6*-ossal jelölt teraszait a 9, 8 és 7-esnél fiatalabbnak jelölte. Mi azonban – HERRMANN jelentései alapján, aki különböző fizikai összetételű kavicsokat írt le a területről, valamint saját vizsgálataink alapján, ahol több morfológiai szintet állapítottunk meg (ld. az 5.4. *alfejezet*) – a terület kavicsait legalább részben egykorúnak véljük a Strém–Lapincs rendszer előbbieken bemutatott terasz-szintjeivel. A tárgyalt időszakhoz az 5.13. *ábra 375* m-es magassághoz tartozó csúcsot alkotó teraszai tartoznak. A terület terasz-szintjeire vonatkozó további információkat az adott szakasznál közöljük.

Saját terepi vizsgálataink során a Gyöngyös Kőszegi-hegységi áttöréséhez közel (8.2. *ábra/8*) feltáruló kavicsrétegek közül a középső összlet fizikai jellemzői megegyeznek a Lapincs–Strém említett korhoz rendelt összletének tulajdonságaival (sárgás köztes anyag, nem elszíneződött kavicsokkal). Ezért feltételezzük, hogy a Gyöngyös az adott korban keresztülfolyt a Gyöngyös-sík É-i részén. ÁDÁM (1962) szerint a vízfolyás kezdetben a tájegység Ny-i részét töltögette, és szintén a Kőszegi-hegység kiemelkedése miatt lehetett inkább D-ies futású. Megjegyezzük, hogy a 8.2. *ábrán* a Gyöngyös-síkon jelölt kavicsokat PASCHER (1999) kor szerint nem tagolja, azokat elhelyezkedésük alapján soroltuk az egyes időszakokhoz, pontos korolásuk még további vizsgálatokat igényel.

A fázis korának meghatározása két módszerrel is hasonló eredményeket ad. PASCHER (1999) szerint a terasz-szintek a magyar teraszbeosztás V. szintjéhez tartoznak, ami KRETZOI & PÉCSI (1979) szerint fordított mágneses polaritása miatt idősebb, mint 780 000 év. Ezenkívül az összlet tulajdonságaival megegyező üledéket (vöröses-sárga agyag) találtak a felső Biharumra datált lösz alatt.

8.4 Harmadik fázis

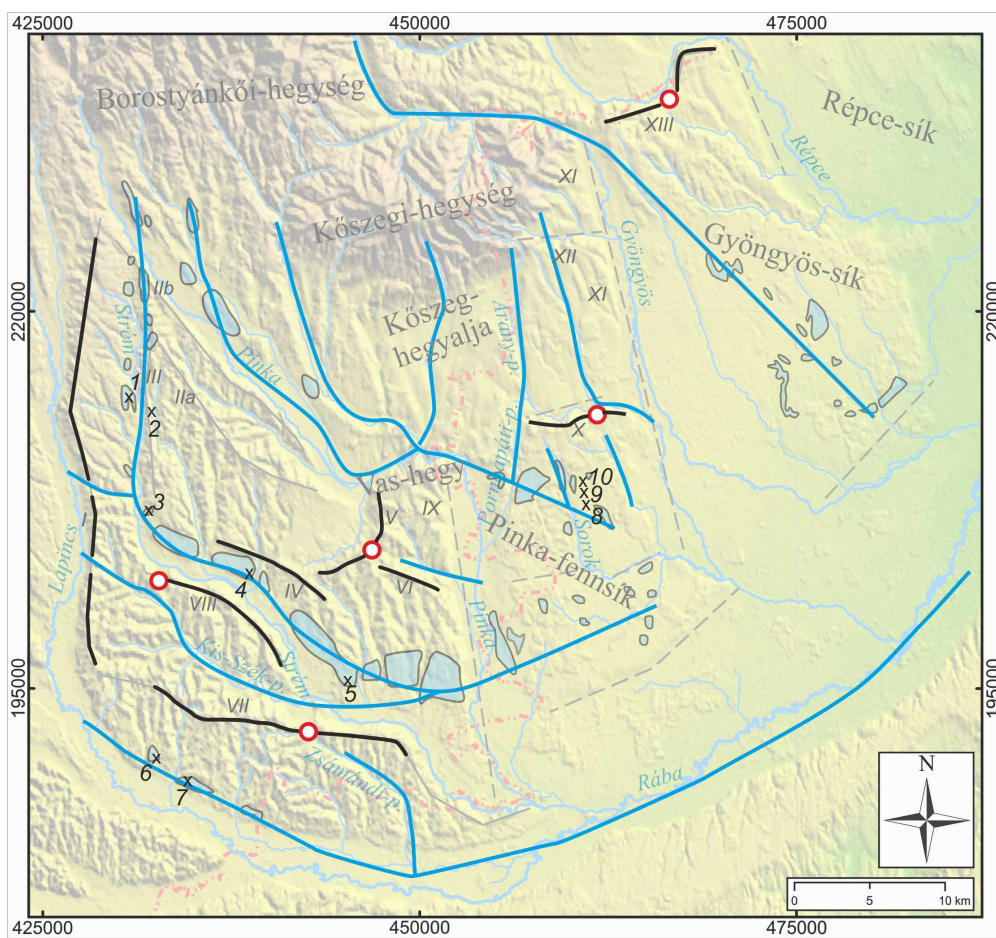
A harmadik lépésben (8.3. *ábra*) a Lapincs és Strém közti egység tovább billent K felé, ami miatt a teraszok még keletebbre tolódtak. HERRMANN (1988; 1990; 1991) több helyen kimutatta a terasz-kavicsot (8.3. *ábra/1–5*). Az összlet a korábbi szintektől a görgetegek méretében (az 1-es pontnál akár 20 cm) és a köztes anyag színében (az eddigi vörösesbarna helyett fehér) tér el.

Az ős-Strém DK felé forduló szakaszán a teraszok D felé tolódása figyelhető meg, ami a teraszok dőlésvizsgálata alapján nem magyarázható egyértelműen billenéssel, hanem a délies kitétségű Pinkóci-perem (IV) tektonikus preformáltságával. A vízfolyás áthelyeződése után vált szárazzá a Füzesi-peremet (V) metsző keresztvölgy és az ettől K-re fekvő, D-ről az Abdalóci-peremmel határolt völgy, valamint a Pinkóci-perem (IV) É-ias, alámosott pereme.

Szintén ebben a fázisban alakult ki a Baksafalvi-perem (VIII), amely a mai Kis-Szék-patak irányába haladó vízfolyást eltérítette. Továbbá a Lapincs-perem (I) kiemelkedése is ekkor kezdődhetett, ám e folyamat teljes időtartamáról (a Lapincs-perem vízválasztóvá válásáról) nincsenek információink.

Ennél a résznél lényeges megállapítani a második fázis teraszainak (8.2. ábra) eltérő mértékű felszabdaldódását. Az 5.11. ábrán is látható, hogy a terasz K-i felét a Ny-ival ellentétben csak kis mértékben szabdalták fel vízfolyások, ami miatt a DTM-en is jól elkülöníthető egységet mutat.

A két terület különbözősége abban rejlik, hogy míg a K-i oldal lefolyását elgátolta a Füzesi-perem (V), így a Pinka közvetlen vízgyűjtőjéhez tartozik ~250 m-es erózióbázis-magassággal, addig a Ny-i oldal patakjai a Strém 220 m-es erózióbázisába torkollnak. Ez utóbbi természetszerűleg nagyobb fokú bevágódást okozott, felszabdaldva így a terasz Ny-i oldalát és szinte eredeti formában meghagyva a K-i felét.



8.3. ábra. A terület vízhalózatának negyedidőszaki változása, harmadik fázis. Feltételezett kort ld. szövegben. Jelmagyarázatot ld. 8.1. ábra

A Baksafalvi-perem (VIII) kiemelkedése miatt a Kis-Szék-patak felső folyásának megszűnt az É-i utánpótlása. A Lapincs újabb terasz-szintet hozott létre, amit HERRMANN (1983; 1989) fizikai paraméterei – többek között a limonitos kavicsbevonat – miatt erre az időszakra tesz. Ezt a mállott üledéket megtalálta a Borostyánkői-hegység lábánál is (PAHR 1984; HERRMANN & PAHR 1988).

Ahogy korábban említettem, jelen tanulmányban is megkülönböztetem a PASCHER (1999) által azonos terasz-szintbe tartozó, de morfológiailag alacsonyabb szinten elhelyezkedő teraszokat. Eszerint a mai Pinka felső folyásának vízgyűjtője az előző időszakhoz képest tovább terjedt Ny-i irányba és kialakította az 5.13. ábrán 350 m-es csúcsot alkotó teraszokat. A Pinka-fennsík Náriai környéki részén megfigyeltük a terepen (8.3. ábra/8) és fúrási leírásokban (MÁFGBA: Náriai B-1, Nr-1, Nr-3, Nr-24, Nr-27, 8.3. ábra/8–10) a leírt, limonittal borított kavicsokat, ezért feltételezzük, hogy az adott időszakban a vízfolyás még itt teregette szét kavicsanyagát.

A Toronyi-perem (X) K-i felének kiemelkedési idejéről nincs pontosabb információnk, azt azonban kimutattuk, hogy az É-ről érkező vízfolyás a perem kialakulása miatt elkanyarodott és száraz keresztvölgyeket hagyott maga után.

Ha elfogadjuk a PASCHER (1999) által, a magyarországi beosztás szerint III. terasz-szintbe tartozó összlet korának megegyezését a hazai példakéval, akkor PÉCSI & OSMOND (1973 in KRETZOI & PÉCSI 1979) U/Th módszerrel meghatározott 190 000 éves kort rendelhetünk a fázishoz.

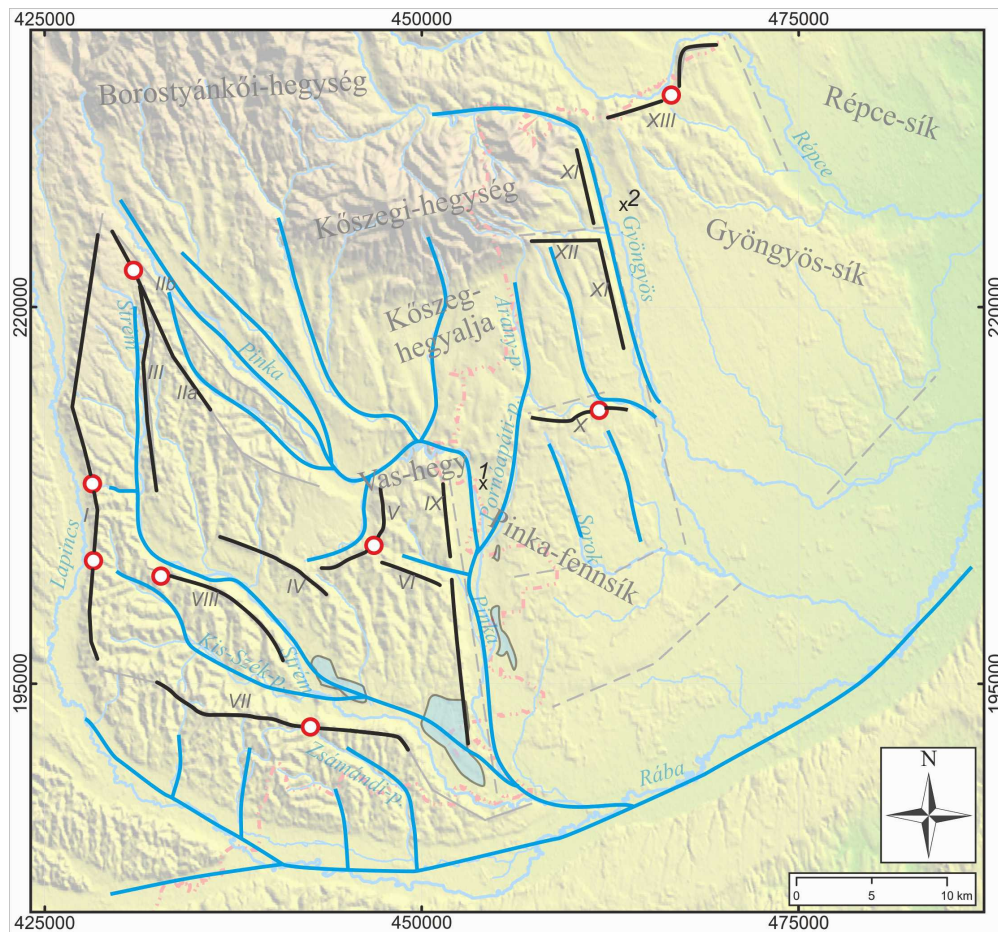
8.5 Negyedik fázis

A következő időszakban – melynek kor-megjelölését a szakirodalomban következetesen kerülük – az addig a Strém mai völgyében D felé folyó fő vízfolyás a Miskei-vonal (IIa) által lefejeződött és a Pinka mai völgyébe került (8.4. ábra). A Pinka Vas-hegy fölötti vízgyűjtője tovább tolódott Ny-ra és lefejezte a D-re tartó kisebb vízfolyásokat, végül magát az Ős-Strémet is. Ennek okául WINKLER von HERMADEN (1955, in: HACKER & KOLLMANN 1981) két lehetséges tényezőt jelölt meg: helyi tektonikus mozgásokat, illetve a Rába-medence süllyedése által indukált hátravágódást. A jelen fázishoz a korábbi szintek párhuzamosítása és a morfológiai lépcsők vizsgálata alapján az 5.13. ábrán 305 m-es csúcsot alkotó teraszok tartoznak. Az É–D-i irány lefejezésében a Miskei-vonalnak (IIa) volt szerepe, míg a Felsőöri-perem (IIb) ennél fiatalabb. Ezt megerősíti az 5.10. ábra is, ahol a Felsőöri-peremen (IIb) egy, a Pinka szintjénél alig magasabb, fiatal száraz keresztvölgy található.

Ehhez a fázishoz tartozik még a korábban tárgyalt, mélyszerkezeti vetőhöz kapcsolható Szenteleki-vonal (III) aktivitása, amely két magassági szintre választotta a megelőző időszakban létrejött teraszt (5.12a. ábra, 7-es terasz) és amely mentén ezután

létrejött a Strém mai felső szakasza. A Lapincs-perem (I) több időszakon átívelő fokozatos kiemelkedésének végéről nincs pontos információ, a mai Kis-Szék-patak és a Strém mai vízgyűjtőterületének kialakulása és a Lapincs-perem (I) legdélebbi száraz keresztvölgyének létrejötte köthető ehhez az eseményhez.

A Pinka az Alsó-Pinka-perem (IX) vetődésének vonalát vette fel, aminek idejét ÁDÁM (1962) a középső-pleisztocén végére tette. Ekkor még nem a jelenlegi alluviális síkot hozta létre, terepi vizsgálataink két magasabb szintű teraszt mutattak ki a Vas-hegytől D-re (8.4. ábra/1, ld. 6.4. alfejezet).



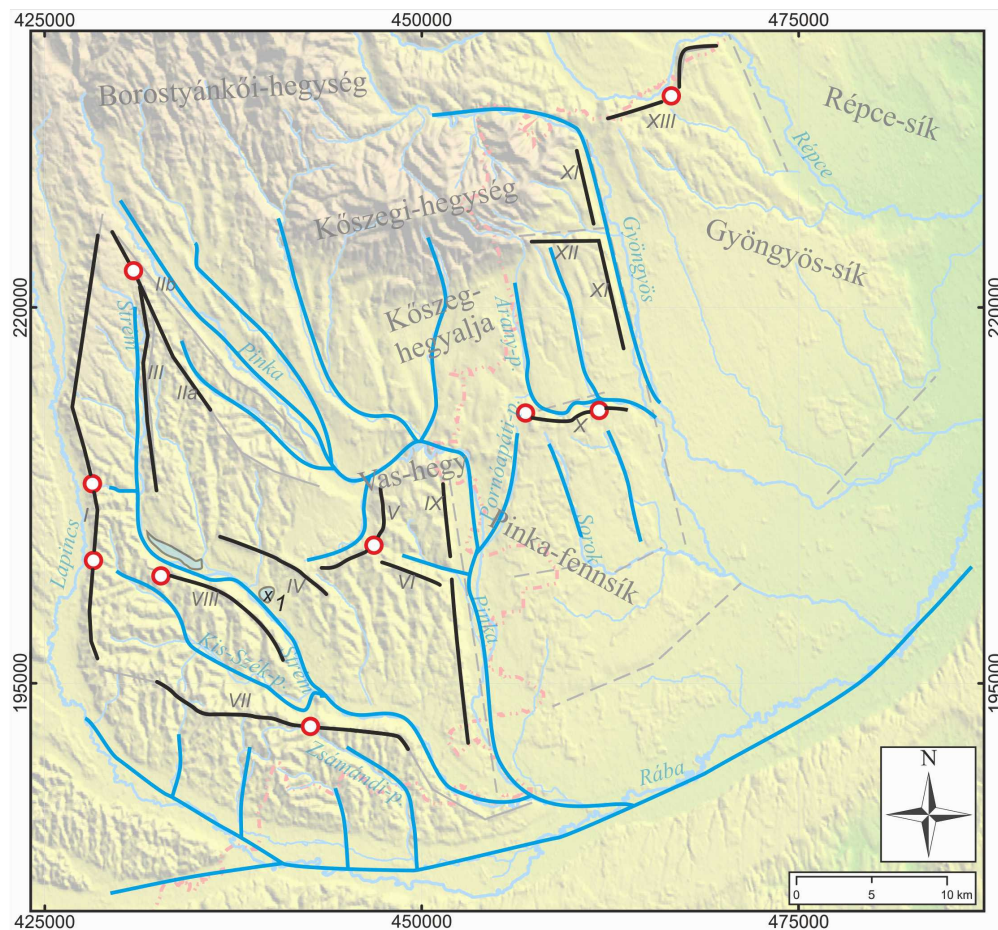
8.4. ábra. A terület vízhalózatának negyedidőszaki változása, negyedik fázis. Feltételezett kort ld. szövegben. Jelmagyarázatot ld. 8.1. ábra

A terasz pereme halvány, világosabb sávként a 5.10. ábrán is megfigyelhető a K-i völgyoldalon. Ettől délebbre az ehhez a morfológiai szinthez tartozó teraszt PASCHER (1999) is jelölte. Ugyanilyen folyamat történt a Gyöngyös esetében is, szintén két terasz-szintet mutattunk ki (8.4. ábra/2, ld. 6.7. alfejezet), de a Gyöngyös-peremnél nem sikerült szerkezeti kialakító tényezőt kimutatni.

A Pornóapáti-patak ekkor még összeköttetésben volt a Kőszegi-hegység felől érkező felső szakaszával, amit a száraz keresztvölgy léte (5.10. ábra/K), a patak völgy jelentős mélysége, valamint a kavics nagymértékű áthalmozása (FEKETE 2011; FEKETE & KOVÁCS 2012) is alátámaszt.

8.6 Ötödik–hatodik fázis

A hátralevő időszakok már kismértékű, de elkülöníthető terasz-szinteket képező változásokat mutatnak, ezért azokat egyben tárgyalom. A Pinka felső folyásánál elhagyta a Felsőőri-peremen (IIb) kimutatható száraz keresztvölgyet és kialakult a mai vízhalózat.



8.5. ábra. A terület vízhalózatának negyedidőszaki változása, ötödik–hatodik fázis. Feltételezett kort ld. szövegben. Jelmagyarázatot ld. 8.1. ábra

A Strém Baksafalvi-peremet megkerülő szakaszán a mai allúviumtól 7-8 m-es lépcsővel elkülönülő terasz figyelhető meg, amit HERRMANN (1993) le is határolt (8.5. ábra/1) és az osztrák besorolás szerinti V-ös teraszba osztott. Ez a magyar beosztás IIb.

szintjének felel meg, ami hazai mintákon U/Th meghatározás alapján 60 000 éves (KRETZOI & PÉCSI 1979). Ezzel szemben EICHER (1994) szerint a megelőző geomorfológiai vizsgálatokkal ellentétben semmiképpen sem würm, hanem risskori, mert már vályogsapkát visel és dellék mélyülnek bele. Megjegyzem, hogy mindkét elmélet valós lehet, ha a terasz-szint nem pusztán klimatikai hatások eredményeként jött létre (BULL 1990), ennek felderítése azonban további vizsgálatokat igényel.

Ebbe bevágódva a mai allúviumát kezdte a patak kialakítani. A Pinka egy terasz-szinttel lejjebb került, majd ezután jelenlegi allúviumát alakította ki. A vízfolyás korábban közvetlen kapcsolatban állt a Kőszegi-hegységgel, de ekkor az Arany-patak–Pornóapáti-patak a Toronyi-perem (X) kiemelkedése miatt lefejeződött, hátrahagyva egy száraz keresztvölgyet. Előbbi K felé kanyarodott, utóbbi vízgyűjtő-területe jelentősen lecsökkent. A Gyöngyös is egy terasz-szinttel lejjebb került, mielőtt mai medrét kialakította.

8.7 Következtetések

A terület vízfolyása kezdetben ÉNy-DK-i irányt mutatott, amit kiegészített a pliocén során a hegységek előterében kialakult hegylábfelszínek (PÉCSI 1980) É-D-i folyásiránya. Ezt követően a terület általános É-D-i és a Strém-Lapincs közti terület Ny-K-i billenése folytán az egyes teraszok egymáshoz képest eltolódtak, ezért a mai morfológiában eltérő lejtőszöggel jelentkeznek. Eközben a területen néhány patak-lefejezés okozta elfordulás is történt. A fluviális felszínformálás jellegét tekintve a Strém völgyétől É-ra teraszképződés, üledéklerakás volt a jellemző, míg tőle D-re inkább bevágódott, de lapos talpú völgyek kialakulását figyelhetjük meg. Ez összhangban van a korábbi fejezetek eredményeivel, ahol *NdD* magasabb fokú felszabdaltságát kaptuk eredményül, ami a környezetéhez képest magasabb aljzati vonulat létével hozható összefüggésbe.

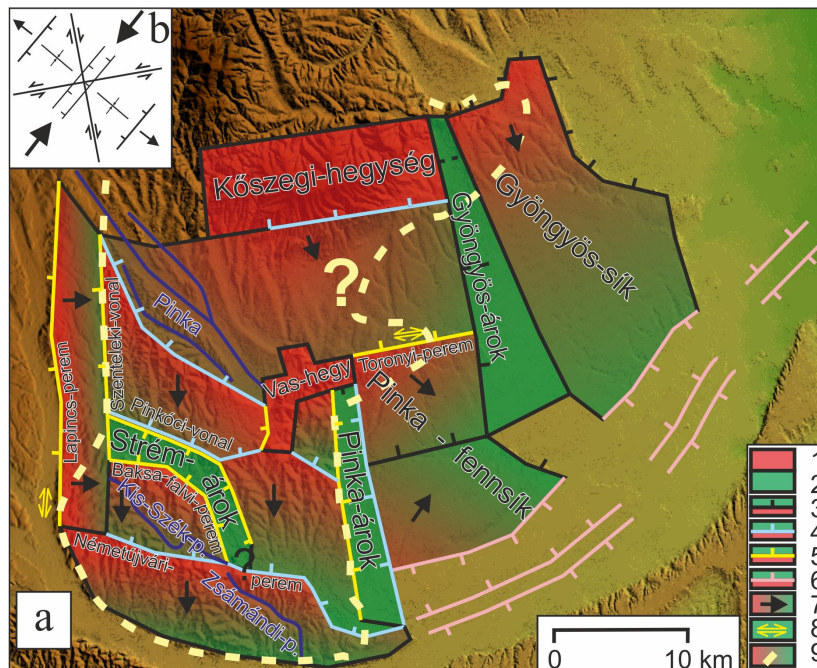
A Pinka alsó szakaszán, azaz a Dél-Burgenlandi-küszöb vonalától K-re kis mértékben eltérő képet láthatunk. Itt a vízfolyások az első fázisokban a hegylábfelszínek területén megfigyelt É-D-i irányt vették fel, ami a rohonci metamorf magkomplexum emelkedésével hozható összefüggésbe. Ez az irány néhány helyen (Toronyi-, Jáki-, Locsmándi-perem és a Rába allúviumán kimutatott felboltozódások előtt) megszakad, a vízfolyások K felé térülnek el. Ezek az aljzat morfológiájával hozhatók kapcsolatba, melyeket a 7. fejezetben részletesen tárgyaltam.

9. KÖVETKEZTETÉSEK

A vizsgálatok alapján az **aljzati és a felszíni morfológia számos egyezést mutatott**. Ezt a kutatási terület DK-i részére már BENDEFY (1971) is kimutatta, a dolgozatban azonban szélesebb területre igazoltam a jelenséget. A deformáció pannóniainál fiatalabb aktivitására is hoztam érveket, valamint a jelenség hátterének magyarázatára is kísérletet teszek a fejezetben.

Általánosságban elmondható, hogy a geomorfometria alkalmazott eszköztára megfelelőnek bizonyult nem csak a különböző morfológiájú, hanem az eltérő tektonikus hatások alatt álló területek kimutatására. Az alkalmazásukkal kimutatott jelenségek az esetek legnagyobb részében valós aljzati struktúrákra utalnak.

A vizsgált aljzattérképek közt helyenként különbség figyelhető meg, de a nagyszerkezetet illetően alkalmasak voltak a jelenségek feltárására. A terület több különböző jellegű egységre osztható. Ezeket a jobb áttekinthetőségért külön-külön tárgyalom. Ehhez segítséget nyújt a *9.1. ábra*, ahol az egyes peremeket és jelenségeket kialakulásuk szerint ábrázoltam. Azokat a peremeket, ahol egyértelmű információ nem állt rendelkezésre, egyszerűen „meredek perem”-ként jelöltem.



9.1. ábra. a) A terület felszínének egyszerűsített terepmodellje a peremeket kialakító tényezők feltüntetésével. 1 – a kibillent blokk magasabb része; 2 – a kibillent blokk alacsonyabb része; 3 – nem vizsgált meredek perem; 4 – eróziós perem; 5 – vetődéssel létrejött perem normál komponenssel; 6 – a kis mértékű deformáció által preformált fluvialis eróziós perem; 7 – a blokk általános dőlése; 8 – megfigyelt virágszerkezet, vagy oldaleltolódásra utaló jel; 9 – a Dél-Burgenlandi-küszöb relatív kiemelkedésének határa; b) BADA et al. (2007) által a területre kimutatott fő feszültségirányok.

9.1 Dél-Burgenlandi-küszöb

Az eredmények alapján a **Dél-Burgenlandi-küszöb a Pannon-tó visszahúzódása óta a környezetéhez képest emelkedett**, ami részben a határoló normálvetői (Alsó-Pinka-perem és a Szenteleki-vonal) mentén történhetett (9.1. ábra). Ezen vonalak aktivitásának idejét a hivatkozott szerzők munkáiban láthatjuk, ezen kívül a lignitréteget vizsgáló fejezetben a rétegek Ny-i irányú emelkedését figyeltem meg, ami azok lerakódása utáni, tehát késő pannóniai vagy fiatalabb deformációra utal.

A vízfolyások szakaszjelleg-vizsgálata ugyanezt erősítette meg: a küszöb területén, annak K-i pereméhez (Alsó-Pinka-perem) közeledve a völgytalpak vizenyössé válása mellett a vízfolyások több ágra szakadnak (utalva ezzel az általános lejtőszög-csökkenésre), majd a peremet keresztezve kanyargósságuk megnő. Előbbit a vető mentén kiemelt perem emelkedése, utóbbit a normálvető által okozott térszín-csökkenés és lejtőszög-növekedés okozza.

A Dél-Burgenlandi-küszöb D-i elvégződésénél vetődést nem térképeztek, viszont a felszín – az aljzatnál ugyan kisebb lejtőszöggel, de – szintén D felé dől. Felmerül a kérdés, hogy ha a küszöb a D-i határánál nem vető mentén emelkedik, milyen más jelenséggel magyarázható a jelenség?

A Vas-hegytől D-re az Alsó-Pinka-perem markánsan kijelöli a kiemelkedés határát (9.1. ábra/9), ez azonban tőle É-ra nem figyelhető meg. Kőszeghegyalja fokozatos átmenettel megy át a Felsőörség erősebben felszabdalt irányába, ezért itt a kiemelkedés pontos vonala nem jelölhető ki egyértelműen. A kiemelkedés eredménye, hogy a Pinka alsó szakaszától Ny-ra fekvő terület magasabban helyezkedik el, valamint ezáltal erősebben is felszabdalt. Összességében mellékvízgyűjtői közelebb állnak az egyensúlyi helyzethez, fejlettebbek, mint a K-i egységen. Ez alól kivételt jelentenek beékelődött területek (*Lt*, *Sv*, *FPv*, Kis-Szék-patak völgye), amelyek pleisztocén kori folyóvízi völgy- és/vagy teraszképződés eredményei.

A Dél-Burgenlandi-küszöb nem egységesen emelkedik: a Strém-völgy középső, íves szakasza egy aljzati árok fölött helyezkedik el (9.1. ábra), ezért következtethetünk annak az aljzattal összefüggő, részben tektonikus eredetére. Ezen kívül a Toronyi-perem normálvetős eredetét is bizonyítottuk. A Rátóti-perem mentén a mellékvízgyűjtők egyensúlyi állapottól való eltérése Ny felé növekszik, ami feltételezhetően szintén a nem egységes emelkedés eredménye.

9.2 Nyugat-magyarországi dombvidék

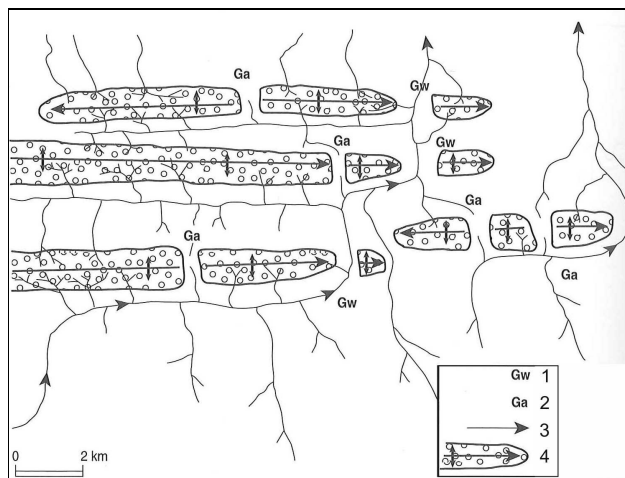
A vízszintesen lerakódott lignitrétegek dőlése É–D-i irányban a Vas-hegy és a Kőszegi-hegység csapásirányára merőlegesen szintén kimutatható volt. Itt az aljzat dőlését követik az értelmezett pannon horizontok, a Vas-hegy esetén a lignitrétegek, valamint a földfelszín is. A vízszintesen lerakódott rétegeket különböző vastagságú egyéb üledék választja el egymástól, ami az összlet szedimentációja során aktív deformációra utal. Ennek oka, hogy az aktuálisan kialakuló szénréteg képződésekor, a nála eggyel idősebb, betemetett réteg már szöveget zár be a vízszintessel. Az antiforttól É-ra a rétegekben jól kivehető struktúrájú törésrendszer figyelhető meg (ld. 5.2. *alfejezet*). Ettől É-ra a rétegek újra É felé, az Kőszegi-hegység magkomplexuma irányába emelkednek. Ez alapján feltételezhetjük, hogy a Vas-hegy K-i folytatása a késő pannóniaiban és egy ideig utána biztosan emelkedett környezetéhez képest.

Ezek a területek a küszöb pereméhez, azaz a kiemelkedés széléhez kapcsolódnak. Emiatt a relatíve emelkedő és süllyedő egységek határán helyezkednek el, ami a sávselvényvel kimutatott kibillent morfológiát okozza. Ez a jelleg teljesen megegyezik az aljzat és a pannon horizontok geometriájával, ezek dőlésének mértékében azonban eltérések figyelhetők meg. Minél fiatalabb az adott felszín (aljzat – pannon – felső-pannon lignit – felszín), annál kisebb a látszólagos dőlésszöge. Korábbi fejezetekben a felszínmorfológiát vizsgálva kimutatható volt, hogy ezen két egység emelkedése fiatalabb, mint a Dél-Burgenlandi-küszöbé, a patakok szakaszjelleg-vizsgálata a mozgás jelenkori aktivitására is utal. Néhány esetben a patakok kanyargóssága azok K-iessé válásakor nő meg (Sorok, Gyöngyös, Ablánc, Répcse). Ez akár aktív elvetés vagy billenés nélkül is történhet: a vízfolyás az allúviumáról a mikrostrukturális törésekkel preformált völgybe fordul, ami könnyebb erodálhatósága miatt alacsonyabb szintre képes bevágódni. Ez a medermenti völgylejtés megnövekedését eredményezheti.

9.3 A Rába allúviuma

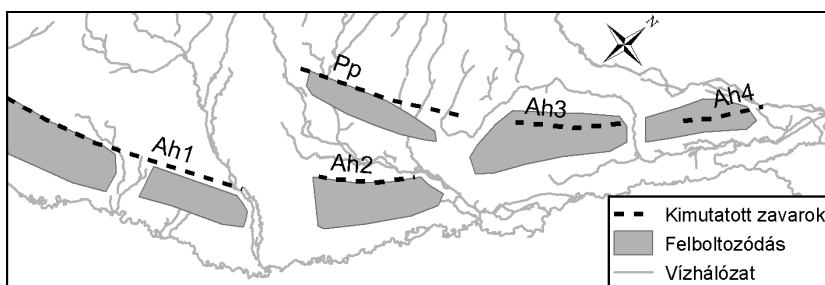
Az aljzat és a pannon horizontok futása nem csak a felszínmorfológiában is kimutatható deformációk helyszínein függ össze. A Rába allúviumán (A) megfigyelt szakaszjelleg- és kanyargósság-változások rendszerszerű, kitettségtérképen is megfigyelhető mintázata vonulat létre utal. Ezek alatt általában a pannon horizontok is felboltozódást mutatnak, ami legtöbbször az aljzat morfológiájával függ össze.

A Rába allúviumán feltárt jelenségek befolyással vannak a vízhálózat mintázatára is. KELLER & PINTER (2002) analógiája alapján feltehetőleg a pannon rétegekben látható kismértékű kiemelkedés határozta meg a patakok folyásirányát, amin csak hirtelen kanyarulatok után volt képes áttörni a vízfolyás (9.2. ábra). Erre jó példa a 9.3. ábra, ahol a vízfolyások rajzolata nagyban hasonlít a 9.2. ábrán bemutatott példára.



9.2. ábra. Idealizált ábra a vízhálózat aktív felboltozódáson való áthaladásáról és az általa okozott deformációról. Megfigyelhetők eltérések, az emelkedés tengelyén áttörő rövid, és vele párhuzamos hosszú szakaszok (KELLER & PINTER 2002). 1 – aktív keresztvölgy (water gap); 2 – száraz keresztvölgy (wind/air gap); 3 – vízfolyás; 4 – emelkedő antiklinális.

A kitettség-térkép alapján kijelölt lineamensek (Ah1–4) vonalvezetése nem tökéletes, mert a felboltozódások néhány esetben 1-2 km-rel távolabb helyezkednek el. Ennek az oka valószínűleg az, hogy a felboltozódó aljzat folyamatosan módosította a vízfolyások irányát. Ahogy emelkedik a térszín, az azt keresztező vízfolyás egyre inkább kikerüli az emelkedés központját (MARPLE & TALWANI 2000).



9.3. ábra. Sematikus ábra a területen kimutatott felboltozódásokról és a vízhálózat jellegzetes eltéréseinek összefüggéséről.

Ha a vízfolyás erodáló energiája egy ideig lépést tud tartani a kiemelkedéssel, keresztülvág rajta, míg egy határpont átlépésével többé nem tud átkelni a kiemelkedésen, ezért eltérül. Az eltérült irány vonalában a kiemelkedő térszínt oldalazó erózióval pusztítja, a kutatási terület domborzatmodelljén is látható kisebb peremet

létrehozva (KELLER & PINTER 2002). Ez különösen akkor igaz, ha a felboltozódás a terület jellemzően kis ugrómagasságú vetősorozatok mentén emelkedik, mert a tektonikailag preformált területen a patakok erőteljesebb vonal menti erózióra képesek. Ez megváltoztatja a kitettség-változás tengelyének helyét, ami így a térképen nem a kiemelkedés fölött jelenik meg.

9.4 Konklúzió

A vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a pannon rétegek felboltozódása és a kimutatott felszíni jelenségek sokszor a magasabb helyzetű aljzat fölött jelentkeznek, amit már BENDEFY (1971) is sejtett. Ez több elmélettel is magyarázható, amelyek megemléltendők, azonban a jelenségeket kialakító tényezők feltárása nem tartozik konkrétan a dolgozat célkitűzései közé.

1) A szelvényeket nézve az aljzati magaslattok emelkedése és a negatív formák süllyedése juthatna eszünkbe. Ez meg is egyezik DOMBRÁDI (2012) elméletével. Ő a kompressziós hatás alatt álló Pannon-medence hullámszerűen váltakozó emelkedő és süllyedő területeit említi. Ugyanezt a mintázatot analóg modellezéssel és széleskörű vizsgálatokkal támasztotta alá. Ezen elmélet alapján a relatíve kiemelkedő és süllyedő térszínek között valóban billenés történik. A jelenség magyarázhatná továbbá a Dél-Burgenlandi-küszöb, a Kőszegi-hegység és a Vas-hegy folytatásának D-i részét, valamint a Strém-árkot, ahol markáns vetődés nélküli deformációt, és ehhez kötődően a felszín és a pannon horizontok billenését mutattam ki.

2) A jelenséget okozhatja az egyes takarók siklatófelületek mentén történő lecsúszása (TARI & HORVÁTH 2010). Ez az aljzatra települt üledékek számára megnövekedett teret biztosítana, ami azt tehetetlensége folytán kitölteni igyekezne. Ezt akár a Rohonci-ablak, de a teljes Keleti-Alpok kiemelkedése is okozhatja (GRUNDMANN & MORTEANI 1985). Elméletileg a lecsúszó takarók súlya alól megszabadulva a fekü izosztatikusan emelkedhet. Ez magyarázhatja azt, hogy a kiemelkedő Dél-Burgenlandi-küszöb és a hozzá tartozó Vas-hegy és Kőszegi-hegység ÉK-i folytatásának területén sokkal markánsabb deformáció figyelhető meg a felszínen, mint az (elmélet alapján) a komplexumról lecsúszó fiatalabb takarók fölött (pl. Pinnyei- és Mihályi-hát). Ezt a képet erősíti az is, hogy az egyes kimutatott formák a Kőszegi-hegység, azaz a metamorf magkomplexum körüli koncentrikus körívek mentén helyezkednek el.

3) Az aljzatot normál komponensű vetők is felszabdalthatják, amik sekély mélységű és felszíni megnyilvánulásai lehetnek a feltárt jelenségeknek. A Toronyi-perem mentén megfigyelt normálvetődések léte ezt az elméletet támasztja alá.

4) A tektonikus hatásoktól eltérően a nagy vastagságú pannon üledékek eltérő mértékű kompaktiója is okozhatja az aljzatmorfológia és a rá települő üledékek, valamint a felszíni jelenségek összefüggéseit. Ez azt jelenti, hogy a konszolidálatlan üledékek az idő előrehaladtával a rájuk települő további üledékek súlya miatt térfogatsökkenést szenvednek el (pl. STÜWE 2007). Magasan levő aljzat esetén a rájuk települő üledék vastagsága, így annak térfogatsökkenése csekély, míg a mélyebb medencékben ennek mértéke nagyobb. Ezáltal a korábban egy réteget alkotó üledékek eltolódnak, deformálódnak egymáshoz képest. Ennek lehetőségét, lehetséges mértékét további kutatások során, a fúrásokban mért porozitás-értékek felhasználásával lehetne vizsgálni.

A felvázolt elméletekben közös, hogy minden esetben deformálódnak az aljzatra települő üledékek, ami csak kis mértékű töréses deformációk mentén történhet meg. Ezt alátámasztják a megvizsgált fúrások leírásaiban nagy számban és sűrűségben előforduló „csúszópályák, csuszamlási felületek és litoklázisok”. Ezen kívül a szeizmikus szelvényeken megfigyelt fél–1 reflexiót érintő, de hosszan nyomonkövethető törések is erre utalnak. Azok kis felbontása miatt legtöbb esetben nem láthatók elvetések, látszólag a megfigyelt jelenségek esetén a pannon rétegek plasztikus deformációt szenvedtek el. Ez magyarázhatja a pannon horizontok reflexióinak látszólagos folytonosságát és változatos morfológiáját. A kis ugrómagasságú vetődések nem szakítják meg a vastagabb rétegeket, viszont a kiterjedtebb területen előforduló nagy számú, ám kis ugrások azok látszólagos görbülését okozzák.

Összegezve a fentieket EGYED (1954) alapján tehát kijelenthető, hogy **a mélyben levő szerkezeti elemek a rájuk települő plasztikus öszletet úgy deformálják, hogy markáns vetővonal léte nélkül folyamatosnak tűnő réteggörbülést okoznak. Kismértékű látszólagos deformáció esetén is létrejönnek olyan, az aljzati szerkezettel párhuzamos gyengeségi vonalak, amik futását a vízfolyások könnyebben felveszik (ld. 9.1. ábra/6), tehát így tektonikus preformáltsággal jellemezhetők** (EGYED 1954). A jelenségnek látványos felszíni megnyilvánulása a Toronyi-perem vizsgálatánál leírt feltárás, ahol méteres horizontális távolságonként, kis ugrómagasságú normálvetőket figyeltünk meg.

A felvázolt elméletek közül, a kompakció kivételével minden esetben a tektonikával összefüggő, de a 3) kivételével nem közvetlenül a tektonikus hatások által okozott jelenségekről van szó. Tapasztalataim szerint a területen valószínűleg több hatás kombinációjáról van szó, területtől függően más-más hatás dominanciájával.

9.5 A terület lehetséges geodinamikája

A terület általános geodinamikáját leglátványosabban a *va-5*-ös szeizmikus szelvény mutatja (7.12. ábra). A Penninikumról lecsúszó fiatalabb takarók a felettük levő összletben térnövekedést okoznak, ami a miocén és pannon összlet normál irányú elvetődését okozza. A lecsúszó blokkoknak azonban nincs szabad mozgástere, így a Rába vonala felé mozogva feltolódásokat okoznak (vö. XV/5. ábra). Az e felett levő pannon összlet enyhén felboltozódik, főleg a tárgyalt normál (!) komponensű mikrotörések jellemzik. Az ellentmondás oka valószínűleg a kompakcióban keresendő. Az egyébként főleg kompresszióval jellemezhető térrészben azért jöhetnek létre normálvetődések, mert az üledékek kompakciójának mértéke nagyobb az aktív tektonikáénál. Ezért utóbbi meghatározza az aljzat és a rá települt összlet geometriáját, a térrövidülést azonban felülírja a kompaktálódó üledék gyorsabban csökkenő térfogata okozta helytöbblet, ami normál komponensű vetők és deformációk létrejöttét segíti elő.

Ezen mozgások közül a siklatófelületek mentén lecsúszó összlet mozgása megegyezik a BADA et al. (2007) által felvázolt, a területre érvényes feszültségtér-irányokkal és a belőlük következő strukturális elemekkel (9.1b. ábra). Ezzel szemben a feltolódások – amiket TARI (1994) kréta korúnak tekint, viszont *va-5* esetén annak a késő pannóniai aktivitása is megfigyelhető – nem illenek a képbe. *Vva-1*-es szelvény (7.11. ábra) esetén egyértelműen a 10 km-nél látható aljzati feltolódás deformálja a fölötte levő pannon horizontokat, *va-5* esetén ez már kevésbé egyértelmű.

A kimutatott szerkezetek közül a Lapincs-perem és a Senteleki-vonal futása egyezik meg a várt rajzolattal, ezek D-i feléről oldaleltolódás nyomait mutatták ki (KOSI et al. 2003), viszont sem itt, sem pedig az Alsó-Pinka-perem esetén nem értelmezhető a modell alapján azok normál komponense. A Pinkóci-vonal és a Baksafalvi-perem közti árkos szerkezet sem kapcsolható ide, ezért feltételeznünk kell, hogy a jelenségek olyan lokális deformációk eredményei, amelyekre nem terjed ki BADA et al. (2007a) általános modellje. Ez valószínűleg a metamorf magkomplexum fiatal emelkedéséhez és a hozzá kapcsolódó siklatófelületek aktivitásához köthető.

ÖSSZEFOGLALÁS

A kutatási terület az emelkedő Keleti-Alpok és a süllyedő Kisalföld között elhelyezkedő átmeneti egység. A Répce, Rába és Lapincs folyók, valamint É-on a metamorf Kőszegi- és Borostyánkői-hegységek által határolt terület egy meredek peremekkel tagolt dombvidék, mely a Pinka alsó folyásától keletre gyengén hullámos felszínű, attól nyugatra viszont erősebben erodált dombság. A meredek peremek kialakulását illetően korábban egymásnak ellentmondó elméletek láttak napvilágot. Az említett jellegzetes morfológia, valamint a vízhálózat kettős (É–D-i és Ny–K-i) irányítotttsága számos kérdést vet fel a terület felszínfejlődésével kapcsolatban. E kérdésekre geomorfometriai és tektonikus geomorfológiai vizsgálatokkal, terepi megfigyelésekkel és mérésekkel, korábbi geológiai és geofizikai adatok (térképek, fúrásadatok, szeizmikus szelvények) felhasználásával kerestem a választ.

Geomorfometriai vizsgálatokkal a Pinkától Ny-ra fekvő terület erőteljesebb felszabdaltságát, kiemeltebb helyzetét, valamint a mellékvízgyűjtők nagyobb fejlettségét mutattam ki. Az egység határai a Dél-Burgenlandi-küszöböt határoló, korábbi munkákban vizsgált fiatal normálvetőkkel esnek egybe, amik a vízfolyások szakaszjelleg-vizsgálatai alapján jelenleg is aktívak. A Pinkától K-re a felszín általános morfológiája követi a Vas-hegy és a Kőszegi-hegység eltemetett ÉK-i folytatásának vonalát, a folyók kanyargósság-változása pedig sok esetben az aljzati struktúrára utal.

A Pinnyei- és a Mihályi-hát futása a felszínen a patakok elkanyarodásával hozható összefüggésbe. A szeizmikus szelvényeken megfigyelt horizontok futása a felső-pannon üledékek lerakódása közben már aktív deformációra, a fölöttük áthaladó vízfolyások szakaszjelleg-változása és a kitettségirányok elemzése a jelenleg is még aktív felboltozódásra utal.

Általánosságban tehát az aljzatmorfológia és a felszíni jelenségek szoros összefüggését sikerült kimutatni. E szerint a Dél-Burgenlandi-küszöb környezetéhez képest még jelenleg is aktívan emelkedik, amihez látszólag hasonlóan viselkedhetnek a további aljzati kiemelkedések is. Ezek okára korábbi kutatások eredményei tükrében állítottam fel a lehetséges elméleteket.

A fiatal szerkezeti hatások ismeretében meghatároztam a terület vízhálózatának 6 fázisból álló változását. Ezek általános képe azt mutatja, hogy a kezdeti folyásirány a Pannon-tó feltöltődésének irányával esett egybe, valamint a hegységelőtéri területeken a hegyláb felszínnek É–D-i irányítotttságát követte. Ezután a Lapincs és a Strém közti egység K-i, valamint a terület általános D-i billenése eltolódásra kényszerítette a fő vízfolyást. A Szenteleki-vonal és a Strém völgyének szerkezeti preformáltsága is meghatározta a vízfolyások irányát. A területen néhány folyólefejeződés is történt. Ezek eredményeképpen széles, lapos talpú völgyek és egységes kavicssteraszok maradtak hátra, a lefejezések helyéről pedig száraz keresztvölgyek tanúskodnak.

SUMMARY

The study area is a transition zone between the still uplifting Eastern Alps and the subsiding Little Hungarian Plain, delineated by the Rápce, Rába and Lafnitz rivers, and the metamorphic Kőszeg and Bernstein Mts. in the north. It is a hilly area dissected by steep scarps, east of the lower course of Pinka river the terrain is gently undulating, whereas to the west the terrain is more dissected. As for the formation of the the steep scarps, previous studies are contradictory. The aforementioned characteristic morphology and the bimodal distribution of drainage orientation (N-S and W-E) raise several questions about the landform evolution of this area. In order to answer these questions I used the toolkit of geomorphometry, tectonic geomorphology, field surveys, previous geological and geophysical data (maps, drilling data, industrial seismics).

Results of geomorphometric analyses revealed that the area W from Pinka valley is much more dissected and uplifted than the eastern one, and the catchments are more graded. The unit is bordered by lineaments that correspond to normal faults, identified by previous studies, and that are still active, according to my sinuosity analysis.

The surface morphology of the less dissected eastern part correspond to the buried continuation of Kőszeg–Rechnitz Mountains and Vas Hill, while the sinuosity changes of streams are aligned with the basement structure.

Stream deflections coincide with the strike of Pinnye and Mihályi basement highs. Horizons, delineated using industrial seismics, imply active deformation as early as coeval with the Late Pannonian sedimentation; nevertheless the sinuosity changes of the streams suggest the recent activity of the updoming process.

Generally, close correspondence between basement morphology and the surficial phenomena have been detected. The results show the active, relative uplift of the South Burgenland Swell. Further basement highs show similar behaviour. In the light of previous findings, several scenarios are presented to explain these phenomena.

Six phases of the drainage evolution have been defined based on evaluation of neotectonic structural features. In general, the initial flow direction trend coincides with the fill-up direction of the Pannon Lake; subordinately it was determined by the direction of the foreland pediments. Subsequently, the main trunk channel was forced to continued avulsion by the general southward tilting and the eastern tilting of the Lafnitz–Strem interfluvial unit.

Flowing direction was also modified by the structural preformation of Stegerbach line and middle section of Strem valley. Channel cannibalism can also be detected in several phases. Drainage reorganization resulted in formation of wide and flat-floored valleys, non-dissected terrace surfaces; valley beheadings are evidenced by wind gaps.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Az értekezés elkészültéért mindenekelőtt témavezetőimnek mondok köszönetet: Székely Baláznak az ötleteiért, módszereiért és értelmezéseiért – amik nagyokat löktek a kutatás szekerén –, ezen kívül az eddigi pályafutásom terelgetéséért. Telbisz Tamásnak – aki téma iránti lelkesedése mindig új erőt adott –, türelméért és kitartásáért, melyekre a sokszor hosszú órákat igénybe vevő korrektúrázások és a közös értelmezések során bizonyosan szüksége volt. Hálával tartozom Horváth Ferencnek és Timár Gábornak, akik az „örökbefogadó” tanszékemet vezették és a tanszék dolgozóival együtt megfelelő munkakörülményeket, jó hangulatú kutatóhelyet biztosítottak. Köszönetet mondok a doktori iskola és program vezetőinek, Gábris Gyulának és Nemes-Nagy Józsefnek a kutatás feltételeinek biztosításáért és az aministrációt végzőkkel együtt a rugalmasságukért.

Konferenciákon, beszámolókon és magánbeszélgetéseken nyújtott kritikus, de hasznos szakmai tanácsokért hálával tartozom Horváth Ferencnek, Lenkey Lászlónak, Ruszki Zsófianak, Sebe Krisztinának, Csillag Gábornak, Fodor Lászlónak, Deák-Kövér Szilviának, Tari Gábornak és Zámolyi Andrásnak.

A Magyar Horizont Energia Kft-nek köszönöm a rendelkezésemre bocsátott szeizmikus szelvényeket, valamint kapcsolattartójuknak, Pudleiner Évának a rugalmas ügyintézését és a hasznos szakmai tanácsokat. A Geomega Kft-nek és a Bécsi Műszaki Egyetem egykori Fotogrammetriai és Távérzékelési Tanszékének a fejlődésemet szolgáló, nagy kihívást jelentő feladatokért mondok köszönetet, amelyekből okulva a dolgozat egyes vizsgálatait már rutinszerűen oldottam meg.

A nagy mennyiségű felhasznált adat a MÁFGBA munkatársai, Zsadányi Éva és Szenté Erika türelme és pozitív hozzáállása nélkül nehezebben került volna a birtokomba, továbbá lelkes hallgatóim nélkül a feldolgozás is lassabban ment volna. A térképes alapadatokért köszönettel tartozom Verebiné Fehér Katalinnak, valamint a doktori tanulmányaim közt befejezett térképész szak oktatóinak, munkatársainak akik szakmailag képezték, továbbá támogattak, bátorítottak.

Az értekezés elkészülte alatt támogatást nyújtott a Földrajz-Meteorológia doktori program ösztöndíja, a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0030, valamint az OTKA NK83400-as pályázat. A kutatás részben az Európai Unió és Magyarország támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program” című kiemelt projekt keretei között valósult meg.

Nem szakmai, de sokkal többet jelentő segítséget nyújtott párom, családom és barátaim, akiket noha a neotektonika és felszínfejlődés kapcsolata nem biztos, hogy túlzottan érdekelt, de – édesanyámmal az élen – mégis hóban, sárban tűző napon lelkesen járták velem a terepet, ásták a kemény pannon agyagot, hallgatták túláradó meséimet egy-egy képződmény kialakulásáról. Ezen kívül büszkék voltak, bátorítottak, támogattak, lelkesítettek, érdeklődtek, vigasztaltak még a legborúsabb utolsó időszakban is, mikor arra igazán szükség volt és melynek – főleg páromnak – ígérem, ezennel vége.

Hála nekik.

IRODALOMJEGYZÉK

- ADAMS, J. 1980. *Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence*. *Geology* 8, 442–446.
- AHL, A., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., PIBER, A., SEIBERL, W., ZECHNER, M. & MAURITSCH, H.J. 2007. *Regional Distribution of Magnetic Susceptibilities and 3D Modelling of Aeromagnetic Anomalies in the Central Eastern Alps (Western Tauern Window), Austria*. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100, 138–151.
- AL-TAJ, M., SHAKOUR, F. & ATALLAH, M. 2007. *Morphotectonics indices of the Dead Sea Transform, Jordan*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 30, 5–11.
- ÁDÁM, L. 1962. *A Rábántúli kavicstakaró*. In: ÁDÁM, L., GÓCZÁN, L., MAROSI, S., SOMOGYI, S. & SZILÁRD, J. (szerk.). *Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése*. *Földr. Ért.* 11(1), 41–52.
- ÁDÁM, L. 1974. *Nyugat-Dunántúl ősföldrajzi fejlődéstörténete*. *Vasi Szemle* 28(4), 584–602.
- ÁDÁM, L. 2006. *A Sajó menti kőszéntelepes összetétel sztratifráiai vizsgálata, kora, ősföldrajzi viszonyai*. Doktori Értekezés. ELTE Földtudományi Doktori Iskola. 99 p.
- BADA, G. 1999. *Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens*. *Doktori értekezés*. Vrije Universiteit Amsterdam. 204 p.
- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001. *On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens*. *Acta Geologica Hungarica*. 44, 301–327.
- BADA, G., HORVÁTH, F., GERNER, P. & FEJES, I. 1999. *Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems*. *Geodynamics* 27, 501–527.
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D.D. & TÓTH, T. 2001. *The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion*. *Tectonics* 20, 343–363.
- BADA, G., DÖVÉNYI, P., WINDHOFFER, G., SZAFIÁN, P. & HORVÁTH, F. 2007a. *Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében*. *Földt. Közl.* 137(3) 327–359.
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007b. *Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin*. *Glob. and Planet. Change* 58, 165–180.
- BALINT, Z., SZÉKELY, B., KOVÁCS, G., JANSÁ, J., DORNINGER, P. & PODOBNIKAR, T. 2013. *An areomorphometric visualisation and evaluation tool for HRSC DTM-derived local slope histograms*. *Geoph. Res. Abs.* 15, No.: 13392.
- BALÁZS, A. 2012. *Tectonic subsidence history of the Pannonian Basin revisited*. XLIII. Ifjú Szakemberek Ankétja, absztraktfüzet, pp. 27.
- BALÁZS, A., BÁN, D. & KIRÁLY, Á. 2012. *Nyugat-magyarországi ipari szeizmikus szelvények értelmezése, Geofizikai laboratórium (terepgyakorlati előkészítés) című tárgyhoz*. Jelentés. ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest. 23 p.
- BALÁZS, E. 1975. *A Kisalföldi medence paleozoós képződményei*. *Földt. Kut.* 18, 17–25.
- BEGIDSÁN, A.M., PINTÉR, D., SZABÓ, E.A. & SZABÓ, V. 2012. *Pannon-üledékek vizsgálata a Pinka-síkon és környezetében*. Jelentés. ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest. 77 p.
- BENDEFY, L. 1971. *A Duna magyarországi felső szakaszának, valamint a Rába vízrendszerének tektonikai elemei*. *Általános Földtani Szemle* 1, 9–27.
- BERECZKI, L., GÄRTNER, D., KEMÉNY, M., PÉNTEK, A., KOVÁCS, G., TIMÁR, G., MOLNÁR, G., SZÉKELY, B., (in prep.). *A prekainozoós aljzat mélységviszonyai a Vas-hegy előterében*.
- BONNET, S., GUILLOCHEAU, F. & BRUN, J.-P. 1998. *Relative uplift measured using river incisions: the case of the Armorican basement (France)*. *Earth and Planetary Sciences* 327, 245–251.
- BULL, W. 1990. *Stream-terrace genesis: implications for soil development*. *Geomorphology* 3, 351–367.
- CHOLNOKY, J. 1923. *Általános földrajz*. Danubia Könyvkiadó. 251 p.
- CSONTOS, L. 1995. *Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review*. *Acta Vulcanologica* 7, 1–13.
- DEMOULIN, A. 1998. *Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe)*. *Geomorphology* 24, 189–208.
- DICKSON, B.G. & BEIER, P. 2007. *Quantifying the influence of topographic position on cougar (Puma concolor) movement in southern California, USA*. *Journal of Zoology* 271, 270–277.

- DOMBRÁDI, E. **2012.** *Deformation of the Pannonian lithosphere and related tectonic topography: a depth-to-surface analysis.* Utrecht Studies in Earth Sciences 19, 1–176.
- DUNKL, I. & DEMÉNY, A. **1997.** *Exhumation of the Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian Basin during Neogene extension.* Tectonophysics 272, 197–211.
- DUNKL, I., GRASEMANN, B. & FRISCH, W. **1998.** *Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps.* Tectonophysics 297, 31–50.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. **1995.** *Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria).* Tectonophysics 242, 133–150.
- EGYED, L. **1954.** *A mélyszerkezetek és a morfológia kapcsolata Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében.* A TTK Évkönyve 1952-53. ELTE TTK.
- EICHER, H. **1994.** *A Kelet-Stájer-Alpok előhegységének geomorfológiai sajátosságai.* Földr. Ért. 43(1–2), 29–39.
- FARAGÓ, I. **2006.** *Vas megye – Kőszegi-hegység – Őrség kerékpáros- és szabadidőtérképe.* Sollun Bt. – Szarvas András. 1:100 000.
- FARAGÓ, I. **2010.** *Kőszegi-hegység (turista-, kerékpáros- és szabadidőtérkép).* Szarvas András Térképészeti Ügynökség. 1:35 000.
- FARKAS, L., KONCZ, M., SOMOGYVÁRI, M. & TÓTH, Á. **2013.** *A Pinka-árok szerkezeti vizsgálata, terepgyakorlati jelentés.* ELTE FFI, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest. 73 p.
- FEKETE, Zs. **2012.** *A Pinka-fennsík kavicstakarójának helyzete és morfológiája.* Szakdolgozat. ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék. 32 p.
- FEKETE, Zs. & KOVÁCS, G. **2012.** *Reconstruction of gravel coverage on an Eastern Alps foothill.* Geoph. Res. Abs.14. No. 857.
- FERENCZ, K., HERRMANN, P. & PAHR, A. **1987.** *138 Rechnitz – Geologische Karte der Republik Österreich.* Geol. Bundesanst. 1:500 000.
- FINK, J. **1963.** *Felszínformálódás az Alpok keleti peremén.* Földrajzi Közlemények 11(2), 141–144.
- FISHER, N.I. **1993.** *Statistical Analysis of Circular Data.* Cambridge University Press. Cambridge. 279 p.
- FLÜGEL, H.W. **1988.** *Steirisches Becken – Südburgenlandische Schwelle.* Geol. Bundesanst., Wien. 1:200 000.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., BENKOVICS, L. & GYÖRFI, I. **1999.** *Tertiary tectonic evolution of the Carpatho-Pannonian region: a new synthesis of paleostress data.* In.: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (szerk.). The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society, London, Special Edition 156, 295–334.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. & SÍKHEGYI, F. **2005a.** *New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin.* Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 204, 35–44.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. **2005b.** *An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin.* Tectonophysics 410, 15–41.
- FODOR, L., UHRIN, A., PALOTÁS, K., SELMECZI, I., NÁDOR, A., TÓTHNÉ, M.Á., SCHAREK, P., RIZNAR, I. & TRAJANOVA, M. **2011.** *Földtani – szerkezetföldtani koncepcionális modell a Geotermikus hasznosítások számbavétele, a hévízadók értékelése és a közös hévízgazdálkodási terv előkészítése a Mura–Zala medencében projekt keretében.* Jelentés. Geološki zavod Slovenije & MÁFI. Ljubljana, Budapest. 59 p.
- FRIEBE, J.G. & POLTNIG, W. **1993.** *Mikropaläontologische und regionalgeologische Ergebnisse der Bohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 1 (Steirisches Becken, Burgenland).* Jahrb. der Geol. Bundesanst. 136(2), 327–333.
- FRISCH, W., KUHELMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. **1998.** *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion.* Tectonophysics 297, 1–15.
- GÁL, J., KOVÁCS, G., ZÁMOLYI, A., PÁL, L. & SZÉKELY, B. **2010.** *Delineation of uplifting and subsiding zones in the Western Pannonian Basin using sinuosity analysis.* Geoph. Res. Abs. 12. No. 991.
- GERNER, P., BADA, G., DÖVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, M.C., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. **1999.** *Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models.* In.: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (szerk.). The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society, London, Special Edition 156, 269–294.

- GÖGH, Zs. **1989.** *A fúrásban harántolt képződmények leírása.* In.: GÖGH, Zs. (szerk.). *A Szombathely-II. sz. fúrás földtani eredményei. Jelentés.* MÁFI. 175–231.
- GRENERCZY, G., SELLA, G., STEIN, S. & KENYERES, A. **2005.** *Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region.* *Geophysical Research Letters* 32, L16311. doi: 10.1029/2005GL022947.
- GROSS, M. **2003.** *Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich).* In.: PILLER, W. E. (szerk.). *Stratigraphia Austriaca.* Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16, 11–62.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. **1985.** *The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 128, 197–216.
- GYALOG, L. 2005.** *Magyarország földtani térképe.* MÁFI. 1:100 000.
- HAAS, J. 2010.** *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe.* MÁFI. 1:500 000.
- HAÁZ, I. & KOMÁROMY, I. **1964.** *Magyarország földmágneses térképe.* ELGI. 1:200 000.
- HACK, J.T. **1973.** *Stream-profile analysis and stream-gradient index.* *Jour. Research U. S. Geol. Survey* 1, 421–429.
- HACKER, P. & KOLLMANN, W. **1981.** *Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen im südlichen Burgenland, Österreich.* *Mitt. österr. geol. Ges.* 74, 245–263.
- HAJDÚ-MOHAROS, J. & HEVESI, A. **2002.** *A kárpát–pannon térség tájtagolódása.* In.: KARÁTSÓN, D. (szerk.). *Magyarország földje (Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére).* Magyar Könyvklub.
- HANCOCK, P.L. **1985.** *Brittle microtectonics: principles and practice.* *Journ. of Struct. Geol.* 7, 437–457.
- HEGEDŰS, A. **2012.** *Felszínalaktani szintek keresése, kijelölése domborzatmodell segítségével.* *Lehetőségek a domborzatmodellezésben 2011, A HunDEM 2011 kerekasztal és konferencia közleményei.* Miskolci Egyetem, Miskolc, 16 p.
- HERRMANN, P. **1980.** *139 Lutzmannsburg. Geologische karte der Republik Österreich.* *Geol. Bundesanst.*, 1:500 000.
- HERRMANN, P. **1981.** *Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg.* *Geologische Bundesanstalt*, pp. 24.
- HERRMANN, P. **1983.** *Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 126(2), pp. 321.
- HERRMANN, P. **1984a.** *Bericht 1983 über geologische Aufnahmen Im Tertiär und Quartär auf Blatt 138 Rechnitz.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 127, pp. 241.
- HERRMANN, P. **1984b.** *Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 127, pp. 250.
- HERRMANN, P. **1985a.** *Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 166 Fürstenfeld.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 128, pp. 309.
- HERRMANN, P. **1985b.** *Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 138 Rechnitz.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 128, pp. 295.
- HERRMANN, P. **1985c.** *Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 128, pp. 309.
- HERRMANN, P. **1987.** *Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 130(3), pp. 335.
- HERRMANN, P. **1988.** *Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 131(3), 459–460.
- HERRMANN, P. **1989.** *Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 132, pp. 592.
- HERRMANN, P. **1990.** *Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 133(3), pp. 479.
- HERRMANN, P. **1991.** *Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 134, pp. 527.
- HERRMANN, P. **1992.** *Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 168 Eberau.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 135(3), pp. 755.
- HERRMANN, P. **1993.** *Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 167 Güssing.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 136, pp. 624.
- HERRMANN, P. **1996.** *Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 166 Fürstenfeld und 168 Eberau.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 140, pp. 354.
- HERRMANN, P. **1999.** *Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 166 Fürstenfeld.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 143, 311–312.

- HERRMANN, P. **2001.** *Bericht 2000 über geologische Aufnahmen auf Blatt 168 Eberau.* Jahrb. der Geol. Bundesanst. 144, 371–372.
- HERRMANN, P. & PAHR, A. **1988.** *Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz.* Geol. Bundesanst. Wien. 40 p.
- HOFFER, E. **1960.** *A földmágnesség függőleges térerősségének izoanomál vonalai a Nyugat-Dunántúl térségében.* ELGI. Méretarány nélkül.
- HOLBROOK, J. & SCHUMM, S. **1999.** *Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings.* Tectonophysics 305, 287–306.
- HORVÁTH, F. **1993.** *Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin.* Tectonophysics 225, 333–358.
- HORVÁTH, F. **1995.** *Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration.* Marine and Petroleum Geology 12(8), 837–844.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. **1996.** *Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin.* Tectonophysics 266, 287–300.
- HORVÁTH, F. (főszerk.), BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, G., SÍKHEGYI, F., SZAFIÁN, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L. & TÓTH, T. **2005.** *A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. OTKA T034928 sz. projekt zárójelentés.* ELTE Geofizikai Tsz.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. **2006.** *Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data.* In.: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (szerk.). European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32, 191–206.
- HOWARD, A.D. **1998.** *Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport.* In.: TINKLER, J. & WOHL, E. (szerk.). Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels. Geophysical Monograph Series 107, 297–319.
- J**ASKÓ, S. **1947.** *Szombathely és környékének geológiája különös tekintettel a lignitelfordulásokra.* Jelentés. MÁFI, Budapest.
- JASKÓ, S. **1948.** *A nyugatvasmegyei barnakőszénterület.* Földrajzi Közlemények 78, 112–120.
- JASKÓ, S. **1964.** *A nyugat-vas megyei barnakőszénterület.* Földt. Kut. 7(2–3), pp. 24–48.
- JASKÓ, S. **1995.** *A Kárpátmedence nyugati szegélyének neotektonikája.* Földt. Közl. 7(3–4), 215–239.
- JÁMBOR, Á. **1988.** *A magyarországi pannóniai s. l. képződmények geológiája.* Akad. Dokt.Ért.
- JÁMBOR, Á., HÁMOR, T. & LELKESNÉ FELVÁRI, Gy. **1989.** *A Szombathely-II. sz. fúrás rétegsora (makroszkópos rétegleírás).* In.: GÖGH (szerk.). A Szombathely-II. sz. fúrás földtani eredményei. Jelentés. MÁFI. 15–174.
- JOHANSSON, M. **1999.** *Analysis of digital elevation data for paleosurfaces in south-western Sweden.* Geomorphology 26, 279–295.
- JORDAN, G., MEIJNINGER, B., VAN HINSBERGEND, D., MEULENKAMPD, J. & VAN DIJKE, P. **2005.** *Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece.* International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 7, 163–182.
- JOÓ, I. **1992.** *Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin.* Tectonophysics 202, 129–134.
- JOÓ, I. & BALÁZSIK, V. **2002.** *A függőleges felszínmozgások vizsgálata Kisköre és a Békési-medence továbbá a Kisalföld térségében.* Geod. és Kart. 54, 18–24.
- JOÓ, I., BALÁZSIK, V. & GYENES, R. **2000.** *A jelenkori függőleges felszínmozgások és a Dél-kelet-Magyarországon végzett szeizmikus mélyszondázási adatok összehasonlítása.* Geod. és Kart. 52(5), 15–21.
- JOÓ, I., BALÁZSIK, V., GUSZLEV, A. & VÉGSŐ, F. **2006.** *A függőleges felszínmozgások feltételezett „okozói” hatásának szétválasztása és bemutatása a Középső-Tisza és a Körösök vidékén.* Geod. és Kart. 58(4), 17–23.
- K**ARÁTSON, D., TELBISZ, T. & SINGER, B.S. **2010.** *Late-stage volcano geomorphic evolution of the Pleistocene San Francisco Mountain, Arizona (USA), based on high-resolution DEM analysis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology.* Bulletin of Vulcanology 72(7), 833–846.
- KELLER, E.A. & PINTER, N. **2002.** *Active Tectonics.* Prentice Hall, Upper Saddle River. 362 p.
- KILÉNYI, E. & ŠEFARA, J. **1989.** *Pre-Tertiary Basement Contour Map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary.* Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary. 1:500 000.
- KIS, K. **2007.** *Általános geofizikai alapismeretek.* ELTE Eötvös Kiadó. Budapest. 420 p.
- KISS, J. **2006.** *Magyarország gravitációs Bouguer-anomália-térképe.* Geoph. Transa. 45(2), 99–104.

- KISS, J. & GULYÁS, Á. **2006.** *Magyarország mágneses ΔZ-anomália térképe.* ELGI kiadvány, 1:500 000.
- KOSI, W., SACHSENHOFER, R.F. & SCHREILECHNER, M. **2003.** *High resolution sequence stratigraphy of Upper Sarmatian and Lower Pannonian Units in the Styrian Basin, Austria.* In.: PILLER, W. E. (szerk.). *Stratigraphia Austriaca.* Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16, 63–86.
- KOVÁCS, G. **2009.** *Alpokalja: kibillent táblák vagy felszabdalt kavicsstakaró?* KISS, T. (szerk.). *Természetföldrajzi folyamatok és formák.* Szeged. 167–172.
- KOVÁCS, G. **2010a.** *The advantages of using the second military survey maps in fluvial studies.* *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* 45(1), 64–70.
- KOVÁCS, G. **2010b.** *Structural lineaments derived from planforms of watercourses in the second military survey of the Habsburg Empire.* In.: GÄRTNER, G. & ORTAG, F. (szerk.). *Cartography in Central and Eastern Europe.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 525–533.
- KOVÁCS, G. & TELBISZ, T. **2013.** *Tektonikus és fluviális hatások a Kőszegi-hegység és a Rába közti dombvidék kialakulásában.* *Földt. Közl.*, 143 (2), 445–468.
- KOVÁCS, G., SZÉKELY, B. & PAPP, S. **2008a.** *Observations of the surface evolution of Pinka-plain: mass movements and neotectonics.* In.: HANS K., K. & RAIMUND, K. (szerk.). *Proc. of the Junior Scientist Conference.* 309–310.
- KOVÁCS, G., ZÁMOLYI, A., SZÉKELY, B. & PAPP, S. **2008b.** *Megfigyelések a Pinka-sík felszínfejlődéséhez: csuszamlásos folyamatok és neotektonika.* In.: SZABÓ, V., OROSZ, Z., NAGY, R. & FAZEKAS, I. (szerk.). *IV. Magyar Földrajzi Konferencia.* Debrecen 119–125.
- KRETZOI, M. & PÉCSI, M. **1979.** *Pliocene and pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin.* *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22(1–2), 3–33.
- LANTOS, M. & HÁMOR, T. **1989.** *A fúrás magnetosztratiográfiai értékelése.* In.: GÓGH, Zs. (szerk.). *A Szombathely-II. sz. fúrás földtani eredményei. Jelentés.* MÁFI, 714–722.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. **1957.** *River channel patterns: braided, meandering and straight.* USGS Prof. Paper 282-B, 1–73.
- LOWRIE, W. **2007.** *Fundamentals of Geophysics.* Cambridge University Press. 381 p.
- LUDWIG, R. & SCHNEIDER, P. **2006.** *Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling.* *ISPRS Journ. of Photogr. & Rem. Sens.* 60, 339–358.
- MACKIN, J.H. **1948.** *Concept of the graded river.* *Geol. Soc. Amer. Bull.* 59, 463–512.
- MAGYAR, I. **2010.** *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben.* *Geoliterá, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport.* 140 p.
- MAROS, Gy. & MAIGUT, V. **2011.** *Pre-Cenozoic model horizon geology for Supra-Regional Area.* MÁFI – GEOZS – GA – Štátny Geologiczký Ústav Dionyza Stura. 1:500 000.
- MARPLE, R. & TALWANI, P. **2000.** *Evidence for a buried fault system in the Coastal Plain of the Carolinas and Virginia — implications for neotectonics in the southeastern United States.* *Geol. Soc. Amer. Bull.* 112, 200–220.
- MH TÁTI **1992.** *A Magyar Köztársaság digitális domborzati modellje (DDM).* Digitális adatrendszer.
- MOLNÁR, J. **1964.** *A nyugat-magyarországi lignitlepek kialakulásának szerkezeti összefüggései.* *Földt. Kut.* 7(2–3), 28–30.
- NEBERT, K. **1979.** *Die Lignitvorkommen Südburgenlands.* *Jahrb. der Geol. Bundesanst.* 122, 143–180.
- OUCHI, S. **1985.** *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement.* *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96, 504–515.
- PAHR, A. **1984.** *Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart.* *Geol. Bundesanst. Wien.* 47 p.
- PAINTNER, J. **1927.** *Morphologie des südlichen Burgenlandes.* Doktori értekezés. Univ. Wien.
- PARTÉNYI, Z. **1989.** *A szemcseösszetételi és kalcit-dolomit tartalom vizsgálatok eredményei.* In.: GÓGH, Zs. (szerk.). *A Szombathely-II. sz. fúrás földtani eredményei.* MÁFI. Budapest. 255–263.
- PASCHER, G.A. **1999.** *Geologische Karte des Burgenlandes.* *Geol. Bundesanst.,* 1:200 000.
- PETROVSZKI, J. & TIMÁR, G. **2010.** *Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity.* *Geomorphology* 122, 223–230.
- PETROVSZKI, J., SZÉKELY, B. & TIMÁR, G. **2012.** *A systematic overview of the coincidences of river sinuosity changes and tectonically active structures in the Pannonian Basin.* *Glob. and Planet. Change* 98–99, 109–121.
- PÉCSI, M. **1963.** *Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben.* *Földr. Közl.* 11(3), 195–212.
- PÉCSI, M. **1969.** *Az elegyengetett felszínek főbb kutatási és nomenklatúrai problémái.* *Földr. Ért.* 2, 145–156.

- PÉCSI, M. **1980** *A Pannóniai-medence morfogenetikája*. Földr. Ért. 29, 105–127.
- PÉCSI, M. & OSMOND, J.K. **1973**. *Geomorphological position and absolute age of the settlement at Vértesszőlős of the lower paleolithic prehistoric man in Hungary*. IX. Cong. Intern. Union of Quat. Res. Abstracts. 283–284.
- PIKE, R.J. **1995**. *Geomorphometry – progress, practice and prospect*. Zeitsch. für Geom. 36, 274–295.
- PIKE, R.J., EVANS, I.S. & HENGL, T. **2009**. *Chapter 1. Geomorphometry: a brief guide*. In.: HENGL, T. & REUTER, H. I. (szerk.). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications* 33.
- R**ATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. **1991**. *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity*. Tectonics 10, 245–256.
- RENNER, J., SALÁT, P., STEGENA, L., SZABADVÁRY, L. & SZEMERÉDY, P. **1970**. *Felszíni geofizika*. In.: Stegena, L. (sorozatszerk.). *Geofizikai kutatási módszerek*. Tankönyvkiadó, Budapest. 413 p.
- ROYDEN, L.H., HORVÁTH, F. & BURCHFIEL, C. **1982**. *Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region*. Geol. Soc. Amer. Bull. 93, 717–725.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. **1983**. *Evolution of the Pannonian basin system*. Tectonics 2(1), 63–90.
- RÓNAI, A. **1980**. *A negyedidőszak közzettani formációi*. Ált. Földt. Szemle 14, 125–132.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L., HORVÁTH, E. & TELBISZ, T. **2009**. *Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary*. Geomorphology 104, 203–217.
- S**ACHSENHOFER, R.F., LANKREIJER, A., CLOETINGH, S. & EBNER, F. **1997**. *Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin System, Austria)*. Tectonophysics 272, 175–196.
- SCHAREK, P., KAISER, M., SZEILER, R., TULLNER, T., SÍKHEGYI, F. & IVANCSICS, J. **2005**. *Friedberg (Brennbergbánya), Kőszeg*. In.: SÍKHEGYI, F. & GYALOG, L. (szerk.). *Magyarország földtani térképe*. MÁFI, Budapest. 1:100 000.
- SCHAREK, P., SZEILER, R. & IVANCSICS, J. **2005**. *Fürstenfeld (Szentpéterfa) K, Szombathely*. SÍKHEGYI, F. & GYALOG, L. (szerk.). *Magyarország földtani térképe*. MÁFI, Budapest. 1:100 000.
- SCHUMM, S.A. **1963**. *A tentative classification of alluvial river channels*. Geol. Surv. Circ. 477, 1–10.
- SCHWEITZER, F. **2001**. *A Kárpát-medence félsivatagi és sztyepsiáság-formálódása és a messinai sókrízis*. Földr. Ért. 50(1–4), 9–31.
- SCHWEITZER, F., BALOGH, J., JUHÁSZ, Á., MAROSI, S., PÉCSI, M. & SOMOGYI, S. **1993**. *Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékerületek térképe*. MTA FKI, Budapest.
- SEIBERL, W. **1988**. *Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle, Aeromagnetische Karte*. Geol. Bundesanst., Wien. 1:200 000.
- SIRISTYE, F. & ZBORAY, Z. **2004**. *Digitális domborzatmodellek készítése katonai térképészeti célokra*. HUNDEM 2004.
- SÍKHEGYI, F. **2002**. *Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach*. In.: CLOETHING, S. A. P. L., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. C. (szerk.). *Neotectonic and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3, 203–216.
- STRAHLER, A.N. **1952**. *Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography*. Geol. Soc. Amer. Bull. 63, 1117–1141.
- STÜWE, K. **2007**. *Geodynamics of the lithosphere, an introduction*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 493 p.
- SZ**ÁDECZKY-KARDOSS, E. **1938**. *Geologie der Rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene*. A soproni Bánya és Erdőm. Főiskola Közleményei 10.
- SZEGEDI, N. **2012**. *Jelentés a toronyi perem kialakulását kutató csoport munkájáról*. ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest. 79 p.
- SZÉKELY, B. **2001**. *On the surface of the Eastern Alps – a DEM study*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 60, 1–157.
- SZÉKELY, B. & PODOBNIKAR, T. **2009**. *A Method for Automated Extraction of Martian Talus Slopes – Case Studies of Nanedi Valles and West Candor Chasma, Mars*. Proc. of Geomorph.. 202–207.
- SZÉKELY, B., REINECKER, J., DUNKL, I., FRISCH, W. & KUHLEMANN, J. **2002**. *Neotectonic movements and their geomorphic response as reflected in surface parameters and stress patterns in the Eastern Alps*. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3, 149–166.
- SZIKLAY, J. & BOROVSKY, S. **1898**. *Vas vármegye*. In.: BOROVSKY, S. (szerk.) *Magyarország vármegyéi és városai (Magyarország monográfiája)*. Apollo Irodalmi és Nyomdai Rt., Budapest.

- TARI, G. 1994.** *Alpine tectonics of the Pannonian Basin*. Rice University, Houston. 501 p.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 1995.** *Middle Miocene extensional collapse in the Alpine-Pannonian transition zone*. In.: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (szerk.) *Extensional collapse of an Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the western Pannonian Basin*. AAPG Intern. Conf. and Exhib., Nice, France, Guidebook to fieldtrip No. 6, 75–105.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 2010.** *A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerúsége*. Földt. Közl. 140 (4) 483–510.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992.** *Styles of extension in the Pannonian Basin*. *Tectonophysics* 208, 203–219.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999.** *Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data*. In.: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (szerk.) *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geological Society, London, Spec. Edit. 156, 215–250.
- TELBISZ, T. 2010.** *Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása karsztos területek geomorfológiai térképezésében*. In.: HEGEDŰS, A. (szerk.) *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009, A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal vélogatott tanulmányai*, Miskolc.
- TELBISZ, T., KOVÁCS, G. & SZÉKELY, B. 2012a.** *Sávszelvények készítése és elemzése (swath analysis). Lehetőségek a domborzatmodellezésben 2011, A HunDEM 2011 kerekasztal és konferencia közl. Miskolci Egyetem 1–8.*
- TELBISZ, T., KOVÁCS, G., SZÉKELY, B. & KARÁTON, D. 2012b.** *A sávszelvényelemzés (swath analysis) módszere digitális terepmodell (DTM) alapján*. Földt. Közl. 142(2), 193–200.
- TIMÁR, G. 2003.** *Az Alföld nagyfelbontású digitális domborzati modellje*. *Geod. és Kart.* 55, 19–23.
- TIMÁR, G., MOLNÁR, G., SZÉKELY, B., BISZAK, S., VARGA, J. & JANKÓ, A. 2006.** *Digitized maps of the Habsburg Empire – The map sheets of the second military survey and their georeferenced version*. Arcanum, Budapest. 59 p.
- TÓTH, E. 2008.** *Savaria római topográfijáról*. *Vasi Szemle* 62, 662–679.
- VÁJK, R. 1938.** *Reconnaissance torsion balance map of the western part of Hungary*. European Gas and Electric Company, 1:50 000.
- VAKARCS, G., VAIL, P., TARI, G., POGÁCSÁS, G., MATTICK, R. & SZABÓ, A. 1994.** *Third-order Middle Miocene–Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin*. *Tectonophysics* 240, 81–106.
- WAGNER, T., FABEL, D., FIEBIG, M., HÄUSELMANN, P., SAHY, D., XUE, S. & STÜWE, K. 2010.** *Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps*. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 295, 159–169.
- WALACH, G. & ZYCH, D. 1988.** *Steirisches Becken – Südburgenlandische Schwelle, Schwerekarte (Bouguer-isanomalen)*. Geol. Bundesanst., Wien. 1:200 000.
- WINKLER VON HERMADEN, A. 1955.** *Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete*. *österreich. Akad. d. Wiss. (math.-natw. Kl.)*, Denkschriften 110, 1–180.
- ZÁMOLYI, A. 2006.** *Nagy és kis reliefenergiájú digitális domborzati modellek esettanulmánya*. *Geod. és Kart.* 58, 24–30.
- ZÁMOLYI, A., SZÉKELY, B., DRAGANITS, E. & TIMÁR, G. 2010a.** *Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain*. *Geomorphology* 122, 231–243.
- ZÁMOLYI, A., KOVÁCS, G., SZÉKELY, B. & TIMÁR, G. 2010b.** *A Bakony vetőmintázatának morfológiai vizsgálata és az ebből levonható néhány tektonikus geomorfológiai következtetés*. Földt. Közl. 140, 439–453.
- ZHANG, W. & MONTGOMERY, D.R. 1994.** *Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations*. *Water Resources Research* 30(4), 1019–1028.
- ZOVOILI, E., KONSTANTINIDI, E. & KOUKOUVELAS, I.K. 2004.** *Tectonic Geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos faults*. *Bull. of Geol. Soc. of Greece* 36, 1716–1725.

ÁBRÁK, TÁBLÁZATOK ÉS MELLÉKLETEK JEGYZÉKE

2.1. <i>ábra.</i> A kutatási terület geológiája.....	9
2.2. <i>ábra.</i> A kutatási terület aljzatmorfológiája.....	10
2.3. <i>ábra.</i> A kutatási terület aljzatgeológiája.....	11
2.4. <i>ábra.</i> A Pannon-medence és környezetének generalizált jelenkori feszültségi és deformációs képe. .	13
2.5. <i>ábra.</i> A földfelszín átlagos vertikális mozgása.....	15
2.6. <i>ábra.</i> Nyugat-Dunántúli föld alatti szerkezetek és a folyóvízhálózat összefüggése.....	16
3.1. <i>ábra.</i> A kutatási terület felosztása az általános morfológia alapján, vizuális értelmezés szerint.....	24
3.2. <i>ábra.</i> A kutatási terület felosztása sávszelvény-elemzéssel kimutatott peremek és egyéb lineamensek mentén.....	25
3.3. <i>ábra.</i> Sematikus keresztshelvény és hatása a különböző paraméterekre.....	28
3.4. <i>ábra.</i> Különböző fejlettségi fokú vízgyűjtőszintvonalrajza, hipszometrikus görbéje és hipszometrikus integrálja.....	31
3.5. <i>ábra.</i> A vizsgált mellékvízgyűjtők a topográfiai helyzet szerint színezett térképen.....	40
3.6. <i>ábra.</i> A mellékvízgyűjtők paraméterei alapján színezett ábrák.....	41
3.7. <i>ábra.</i> Az egyes mellékvízgyűjtők osztályozása paramétereik alapján.....	43
3.8. <i>ábra.</i> A 3.7. <i>ábra</i> alapján elkülönített osztályok szerint színezett mellékvízgyűjtők.....	44
3.9. <i>ábra.</i> A tájegységek felszínének és vízálózatának irányítottága.....	47
4.1. <i>ábra.</i> Lebegtetve szállító vízfolyás szakaszjelleg-változása tengely menti emelkedés és süllyedés okozta lejtőszög-változás hatására.....	51
4.2. <i>ábra.</i> Vízfolyások kanyargósságának számítása.....	52
4.3. <i>ábra.</i> A V_f index kiszámítása és paraméterei.....	55
4.4. <i>ábra.</i> A topográfiai szelvények és sávshelvények elhelyezkedése.....	57
4.5. <i>ábra.</i> Topográfiai szelvények és a gerincekre illesztett görbék.....	58
4.6. <i>ábra.</i> Az É–D-i sávshelvények.....	59
4.7. <i>ábra.</i> A vízfolyások szakaszjelleg- és kanyargósság-vizsgálata.....	61
4.8. <i>ábra.</i> A Pinka hossz-shelvény menti vizsgálata néhány tektonikus geomorfológiai paraméterrel.....	65
4.9. <i>ábra.</i> A Gyöngyös hossz-shelvény menti vizsgálata néhány tektonikus geomorfológiai paraméterrel.....	66
4.10. <i>ábra.</i> A kutatási terület vízfolyásainak összesített hossz-shelvénye.....	67
4.11. <i>ábra.</i> A vízfolyások vizsgálatának eredménye.....	69
5.1. <i>ábra.</i> A fúrési adatok felhasználásával vizsgált terület.....	72
5.2. <i>ábra.</i> A lignitrétegek futása a Toronyi-perem tektonikus és eróziós eredete esetén.....	73
5.3. <i>ábra.</i> A száraz keresztvölgyek egyszerűsített modellje a vizsgálat során használt paraméterekkel.....	76
5.4. <i>ábra.</i> A különböző korú teraszok elméleti helyzete bevágódás, illetve billenés közben történt bevágódás esetén.....	77
5.5. <i>ábra.</i> Az L_{prof2} szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával.....	78
5.6. <i>ábra.</i> Az L_{prof3} szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával.....	79
5.7. <i>ábra.</i> Az L_{prof4} szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával.....	80
5.8. <i>ábra.</i> Az L_{prof5} szelvény, a lignithorizontok ábrázolásával.....	81
5.9. <i>ábra.</i> A térképezett normálvetők átnézeti képe.....	81
5.10. <i>ábra.</i> A terület domborzatának elemzése.....	83
5.11. <i>ábra.</i> A Pinka–Strém rendszer kavicsteraszainak elhelyezkedése.....	86
5.12. <i>ábra.</i> A kavicsteraszokat vizsgáló sávshelvény-elemzések eredményei.....	87
5.13. <i>ábra.</i> A kavicsal fedett területek magassági hisztogramjai.....	88
5.14. <i>ábra.</i> A Lapincs és a Strém közti teraszok hossz-shelvényei.....	88
5.15. <i>ábra.</i> A Strém középső és alsó szakasza kavicsteraszainak hossz-shelvényei.....	89
6.1. <i>ábra.</i> Elektromos mérések használt elrendezései.....	93
6.2. <i>ábra.</i> Görgetegek a Pinka felső folyásánál.....	96
6.3. <i>ábra.</i> Az egységes kavicsterasz megfigyelése.....	97
6.4. <i>ábra.</i> A Strém kavicsteraszának megfigyelése.....	98
6.5. <i>ábra.</i> Vaskeresztesnél megfigyelt, a szántóföldön elszórtan elhelyezkedő kavics.....	101
6.6. <i>ábra.</i> A Pinka-árok északi részének átnézeti képe a megfigyelési helyekkel és a <i>MUEL</i> shelvényekkel.....	101

6.7. ábra. A Horvátlövői feltárás összelete	102
6.8. ábra. A Toronyi-peremen mért szelvények elhelyezkedése	107
6.9. ábra. A Toronyi-peremen mért M10-es MUEL szelvény.....	107
6.10. ábra. A Toronyi-peremen keresztül mért VESZ01-es szelvény	108
6.11. ábra. A Toronyi-peremen keresztül mért VESZ02-es szelvény	109
6.12. ábra. A Gyöngyös-árokban mért M11-es szelvény	112
6.13. ábra. A Gyöngyös-árokban mért M12-es szelvény	113
6.14. ábra. A Gyöngyös-peremen mért M13-as szelvény	113
7.1. ábra. Eltemetett, ferde mágneses ható által keltett anomália	117
7.2. ábra. Példa a pannon összletben értelmezett deformációkra	118
7.3. ábra. A felszín és az aljzat szerkezetének összehasonlítása.	119
7.4. ábra. A Gyöngyös-síkon létesített összehasonlító szelvény	122
7.5. ábra. A Kőszeghegyalján és a Pinka-fennsíkon létesített összehasonlító szelvény	123
7.6. ábra. A Vas-hegyen keresztül létesített összehasonlító szelvény	124
7.7. ábra. A Németújvári dombságon keresztül létesített összehasonlító szelvény	124
7.8. ábra. A Németújvári dombságon keresztül, a Strém-völgyre merőlegesen létesített összehasonlító szelvény.	125
7.9. ábra. A <i>vcsa-16</i> -os szeizmikus szelvény értelmezése	126
7.10. ábra. A <i>vcsa-18</i> -as szeizmikus szelvény értelmezése	128
7.11. ábra. A <i>vva-1</i> -es szeizmikus szelvény értelmezése	129
7.12. ábra. A <i>va-5</i> -ös szeizmikus szelvény értelmezése	130
7.13. ábra. A <i>vcsa-33</i> -as szeizmikus szelvény értelmezése	131
8.1. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, első fázis	134
8.2. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, második fázis.....	136
8.3. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, harmadik fázis	139
8.4. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, negyedik fázis.....	141
8.5. ábra. A terület vízhálózatának negyedidőszaki változása, ötödik–hatodik fázis	142
9.1. ábra. A terület felszínének egyszerűsített terepmodellje a peremeket kialakító tényezők feltüntetésével	144
9.2. ábra. Idealizált ábra a vízhálózat aktív felboltozódáson való áthaladásáról és az általa okozott deformációról.....	147
9.3. ábra. Sematikus ábra a területen kimutatott felboltozódásokról és a vízhálózat jellegzetes eltéréseinek összefüggéséről.....	147
2.1. táblázat. A mai település-, vagy pataknevtől eltérő lineamensek nevének forrása	6
2.2. táblázat. A vízrajzi elemek nevének magyar és mai hivatalos formája	6
2.3. táblázat. A települések nevének magyar és mai hivatalos formája.....	7
2.4. táblázat. A felhasznált geofizikai térképek jellemzői	20
5.1. táblázat. A kútkönyvekben leírt és az összevont litológiai kategóriák.....	74
6.1. táblázat. Különböző közettípusok ellenállásértékei Ω m-ben	93
6.2. táblázat. A MUEL mérések paraméterei	104

I. melléklet. A kutatási terület tájai, morfológiája és vízrajza

II. melléklet.

II/1. ábra. A kutatási területen, 500 m-es sugarú körben számított relief az elkülönített területegységekkel.

II/2. ábra. A magasság 1000 m-es sugarú körben számított szórása az elkülönített területegységekkel.

II/3. ábra. A vizsgált terület lejtőszög-térképe az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával.

II/4. ábra. 1000 m sugarú körben számított átlagos lejtőszöge az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával.

II/5. ábra. A lejtőszög 1000 m-es sugarú körben számított, 1°-ra felfelé kerekített leggyakoribb értéke az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával.

II/6. ábra. A lejtőszög 1000 m-es sugarú körben számított szórása az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával.

III. melléklet. A lehatárolt területegységek geomorfometriai paramétei

IV. melléklet.

IV/1. ábra. 4 km-enként készített lejtőszög-hisztogramok.

IV/2. ábra. A vizsgált terület kitettség-térképe az elkülönített területegységekkel.

IV/3. ábra. 1000 m-es sugarú körben átlagolt kitettség az elkülönített területegységekkel.

V. melléklet. A lehatárolt területegységek felszínének (szürke) és vízrajzának (üres) irányeloszlása.

VI. melléklet. A mellékvízgyűjtők hipszometrikus görbéi.

VII. melléklet. A mellékvízgyűjtők hossz-szelvényei és paraméterei.

VIII. melléklet. A mellékvízgyűjtők geomorfometriai paraméterei.

IX. melléklet. Vízfolyások kanyargóssága és iránya.

X. melléklet. Vízfolyások kanyargóssága és iránya.

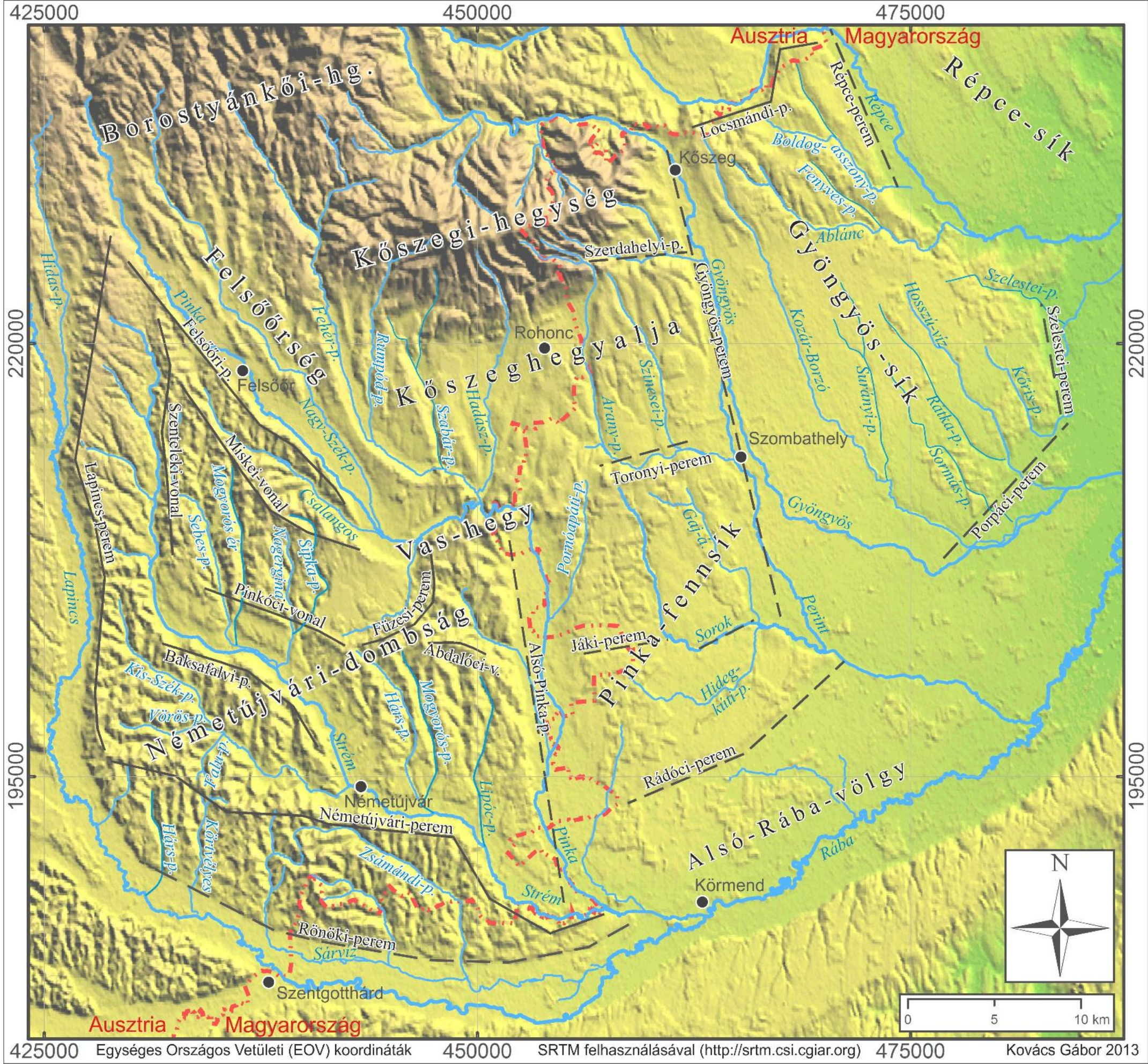
XI. melléklet. Az *Lprof1* szelvény, a lignithorizontok és a teljes rétegsor ábrázolásával.

XII. melléklet. A terepi megfigyelések és mérések helyszínei és a kivágatok elhelyezkedése

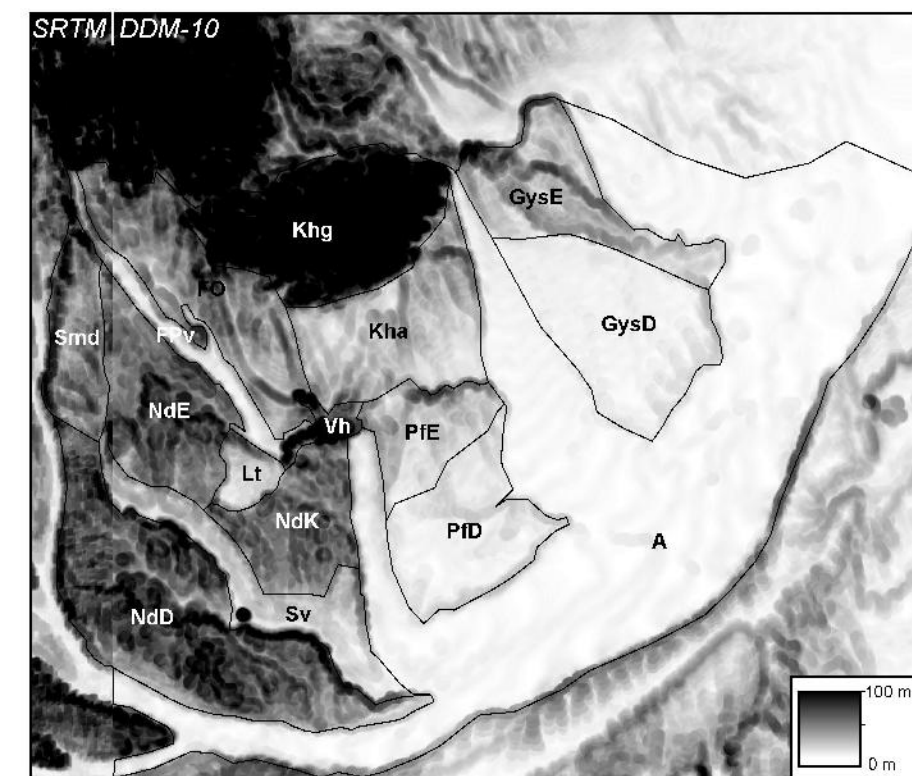
XIII. melléklet. A toronyi feltárásban megfigyelt pannon szerkezetek rajza.

XIV. melléklet. A Pinka-árok É-i részén mért multielektrodás szelvények

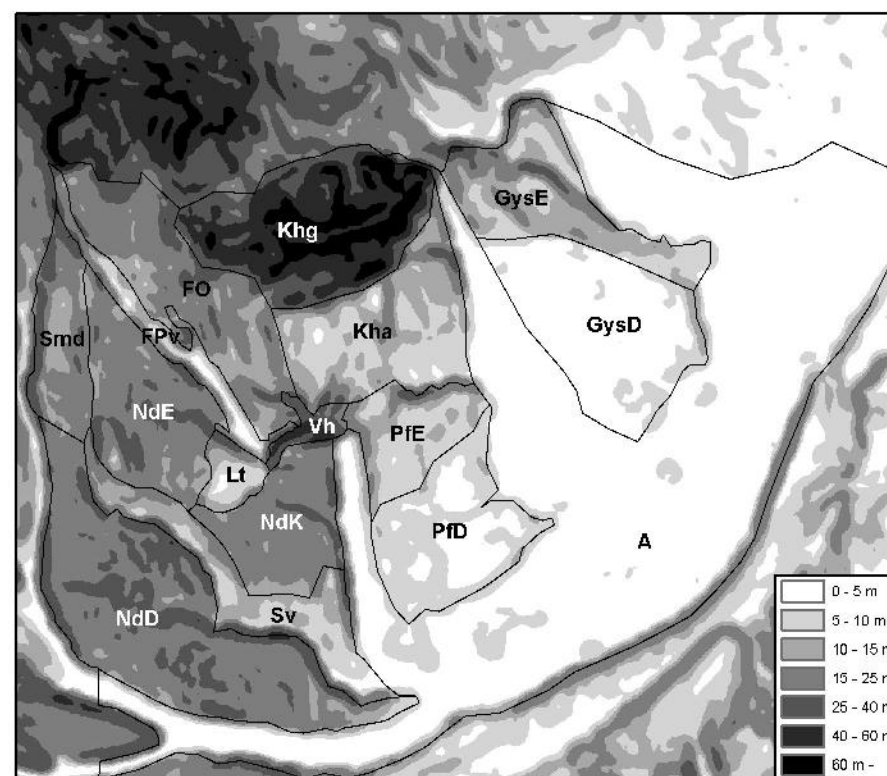
I. melléklet. A kutatási terület tájai, morfológiája és vízrajza



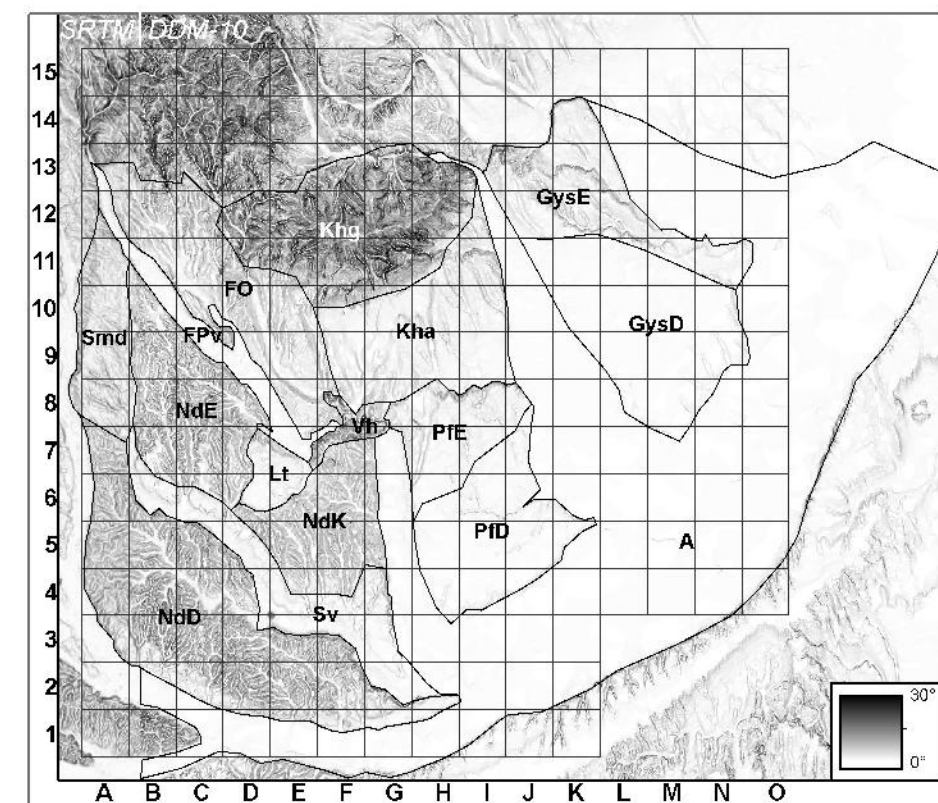
II. melléklet



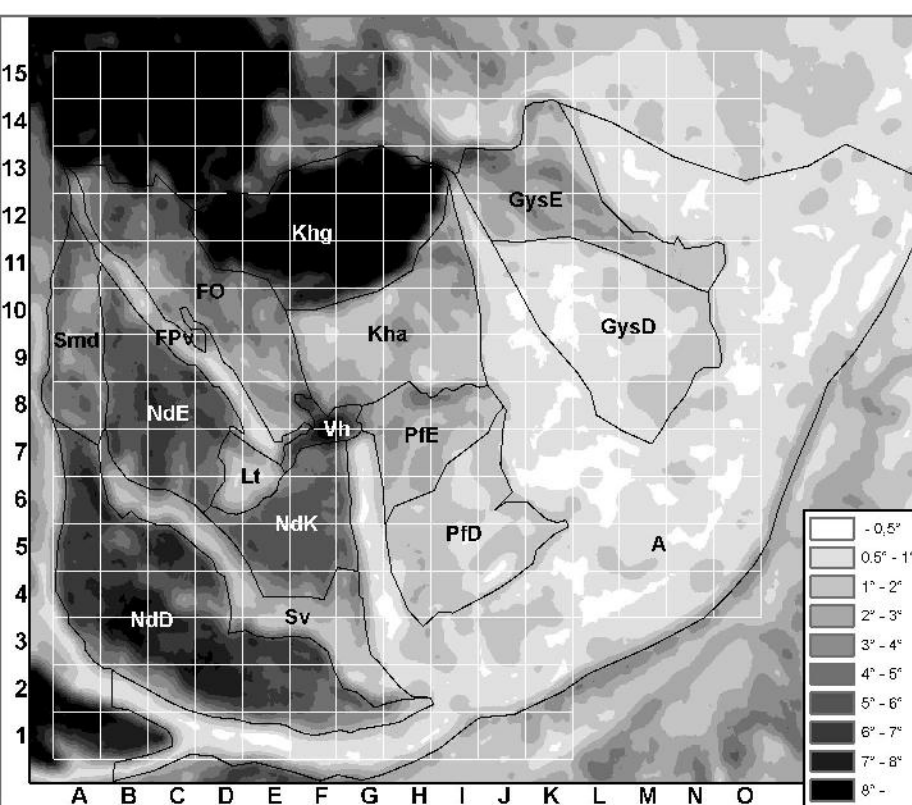
II/1. ábra. A kutatási területen 500 m-es sugárú körben számított relief az elkülönített területegységekkel. Alap: DDM-10, illetve a legnyugatabbi sávon SRTM



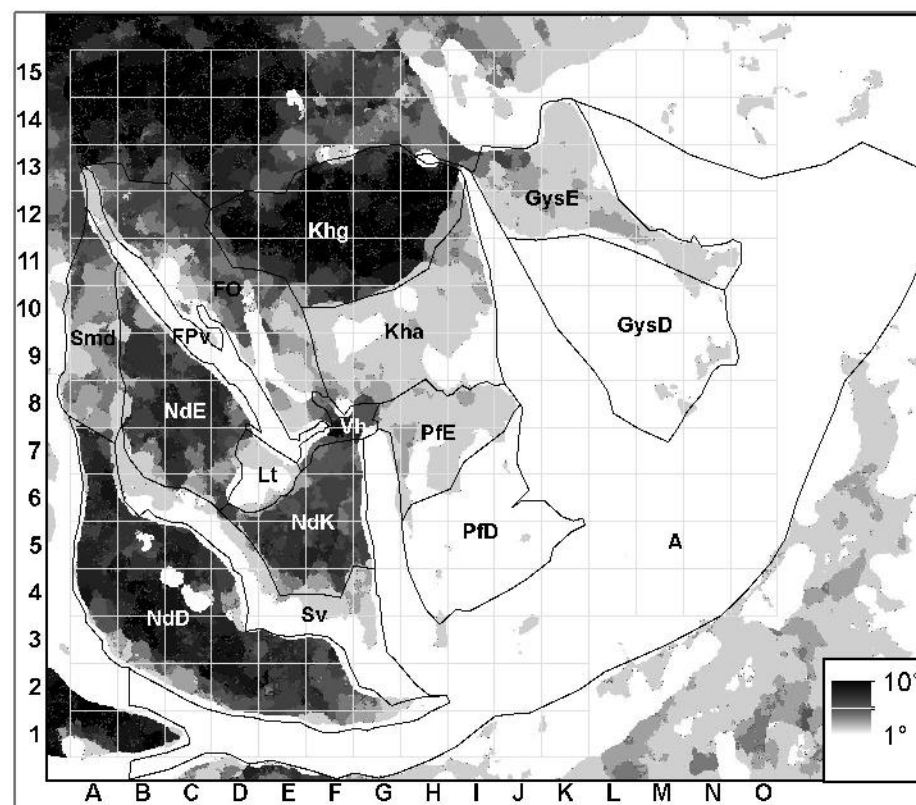
II/2. ábra. A magasság 1000 m-es sugárú körben számított szórása az elkülönített területegységekkel. Alap: SRTM



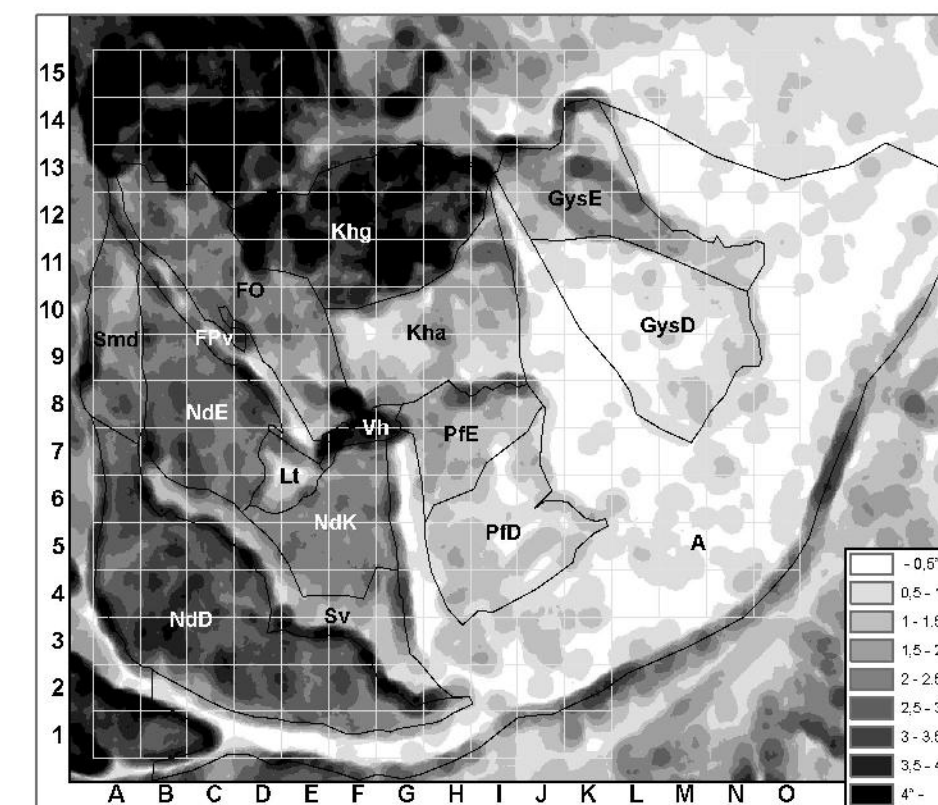
II/3. ábra. A vizsgált terület lejtőszög-térképe az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával. Alap: DDM-10-ből készített TIN és SRTM.



II/4. ábra. 1000 m-es sugárú körben számított átlagos lejtőszög az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával. Alap: SRTM



II/5. ábra. A lejtőszög 1000 m-es sugárú körben számított, 1°-ra felfelé kerekített leggyakoribb értéke az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával. Alap: SRTM

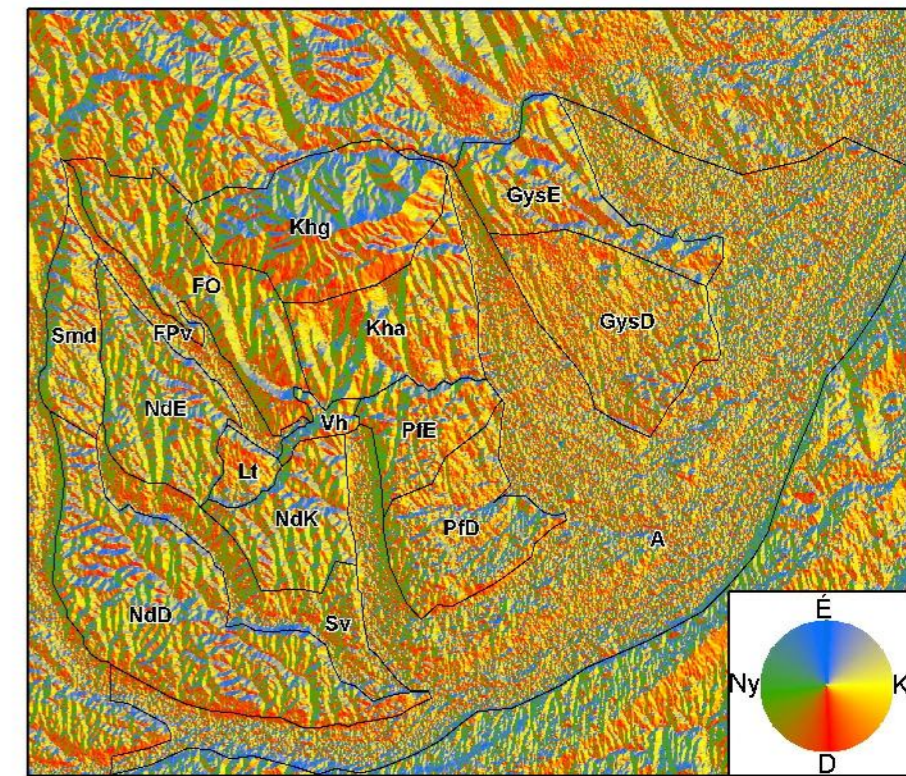
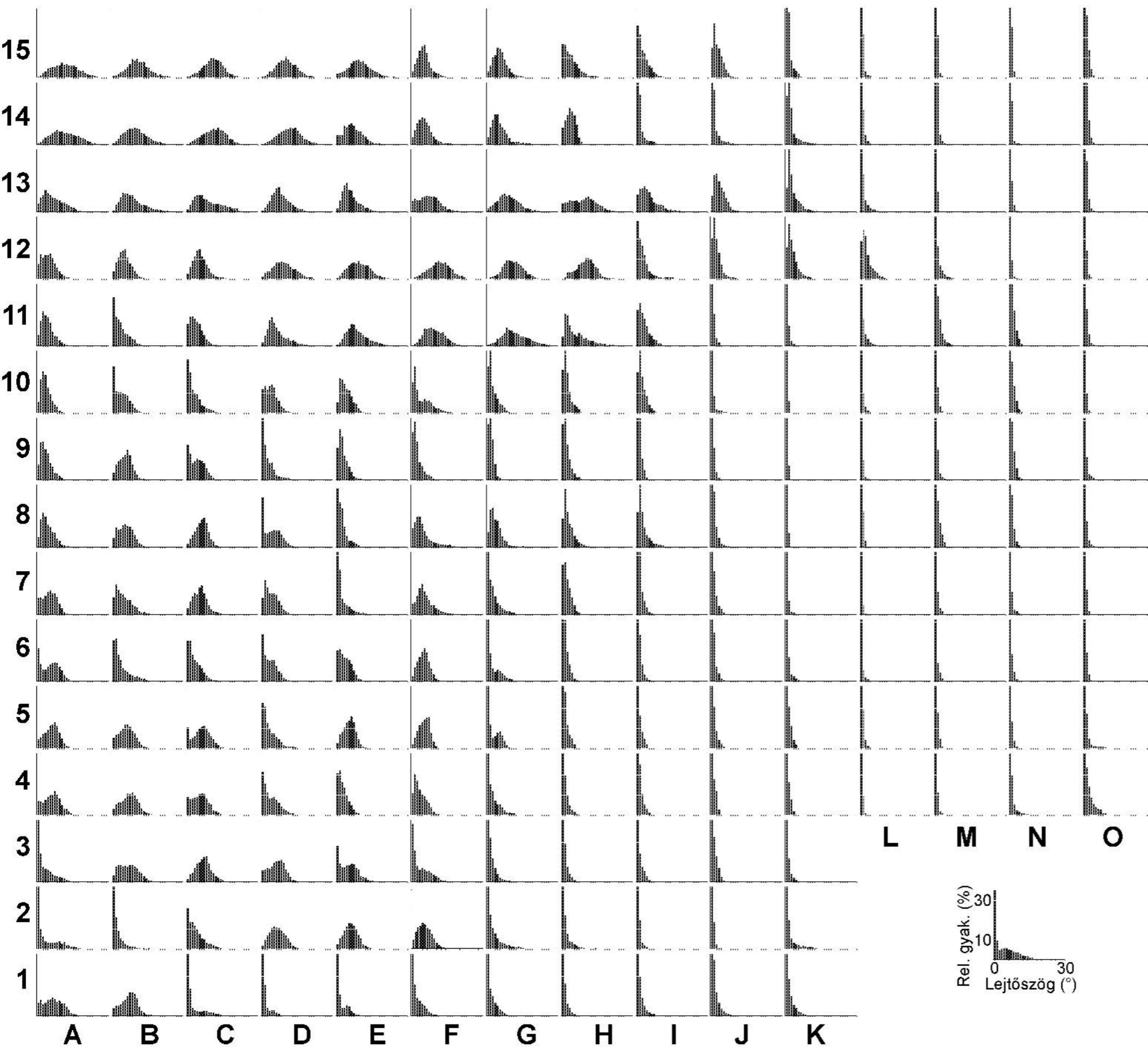


II/6. ábra. A lejtőszög 1000 m-es sugárú körben számított szórása az elkülönített területegységekkel és a hisztogram-elemzés mintavételi rácsával. Alap: SRTM

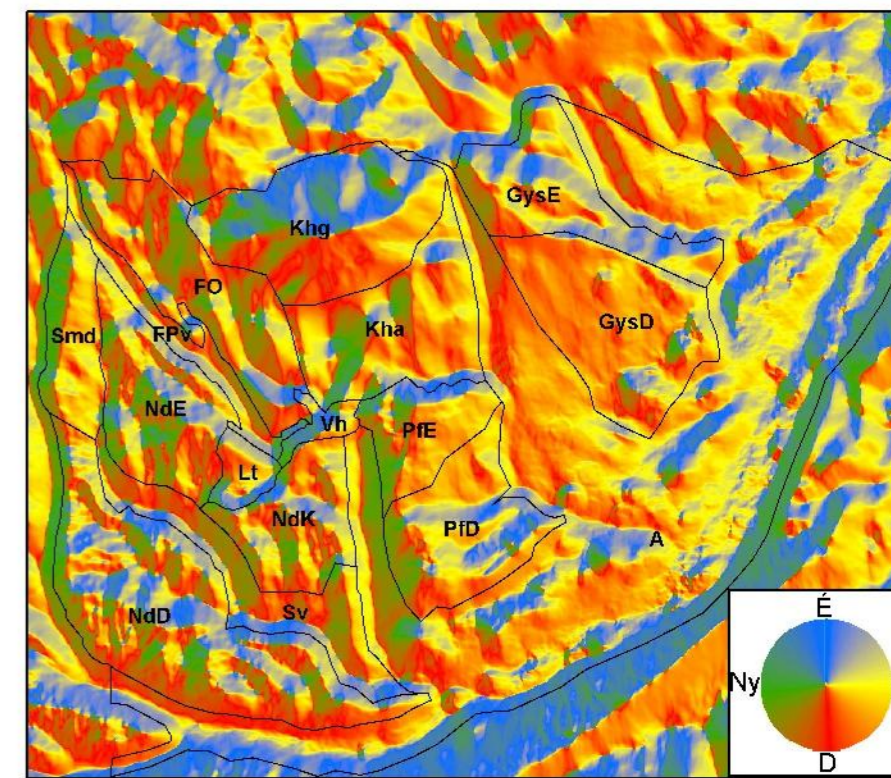
III. melléklet. A lehatárolt terület egységek geomorfometriai paraméterei

Területnév	Röv.	Terület (km ²)	Kerület (km)	Magasság tszf. (m)				Relief (m)	Kitettség (°)		Lejtőszög (°)		
				Min.	Max.	Átlag	Szórás		Átlag	Szórás	Max.	Átlag	Szórás
Rába allúvium	A	1166	357	133	323	182	27	190	169	75	23	0,3	0,9
Felső-Órség	FO	165	84	247	523	351	53	277	191	87	41	4,5	3,3
Felső-Pinka-völgy	FPv	53	85	244	443	304	43	198	163	77	15	1,3	1,7
Gyöngyös-sík, Dél	GysD	187	58	166	274	208	21	108	155	68	7	0,4	0,7
Gyöngyös-sík, Észak	GysE	132	66	157	355	243	42	197	135	92	23	2,7	2,6
Kőszeghegyalja	Kha	160	63	214	363	283	27	149	153	78	22	2,1	2,0
Kőszegi-hegység	Khg	197	58	283	879	505	123	595	162	123	42	11,9	5,5
Legyező-terasz	Lt	26	21	254	382	296	19	127	135	75	15	2,2	2,2
Németújvári-dombság, Dél	NdD	296	101	190	391	283	34	201	165	108	25	6,6	3,6
Németújvári-dombság, Észak	NdE	133	56	241	419	322	31	178	161	118	24	6,5	3,6
Németújvári-dombság, Kelet	NdK	100	46	220	366	281	27	146	154	99	22	5,3	2,3
Pinka-fennsík, Dél	PfD	134	57	189	266	224	14	77	146	86	12	0,7	1,0
Pinka-fennsík, Észak	PfE	76	41	212	331	269	20	119	164	83	20	2,0	2,2
Strémmelléki-dombság	Smd	74	44	269	488	376	43	219	136	87	16	4,4	2,4
Strém-völgy	Sv	113	89	191	311	233	25	120	189	74	39	2,0	2,3
Vas-hegy	Vh	17	27	233	412	307	40	180	196	122	30	8,6	4,8

IV. melléklet



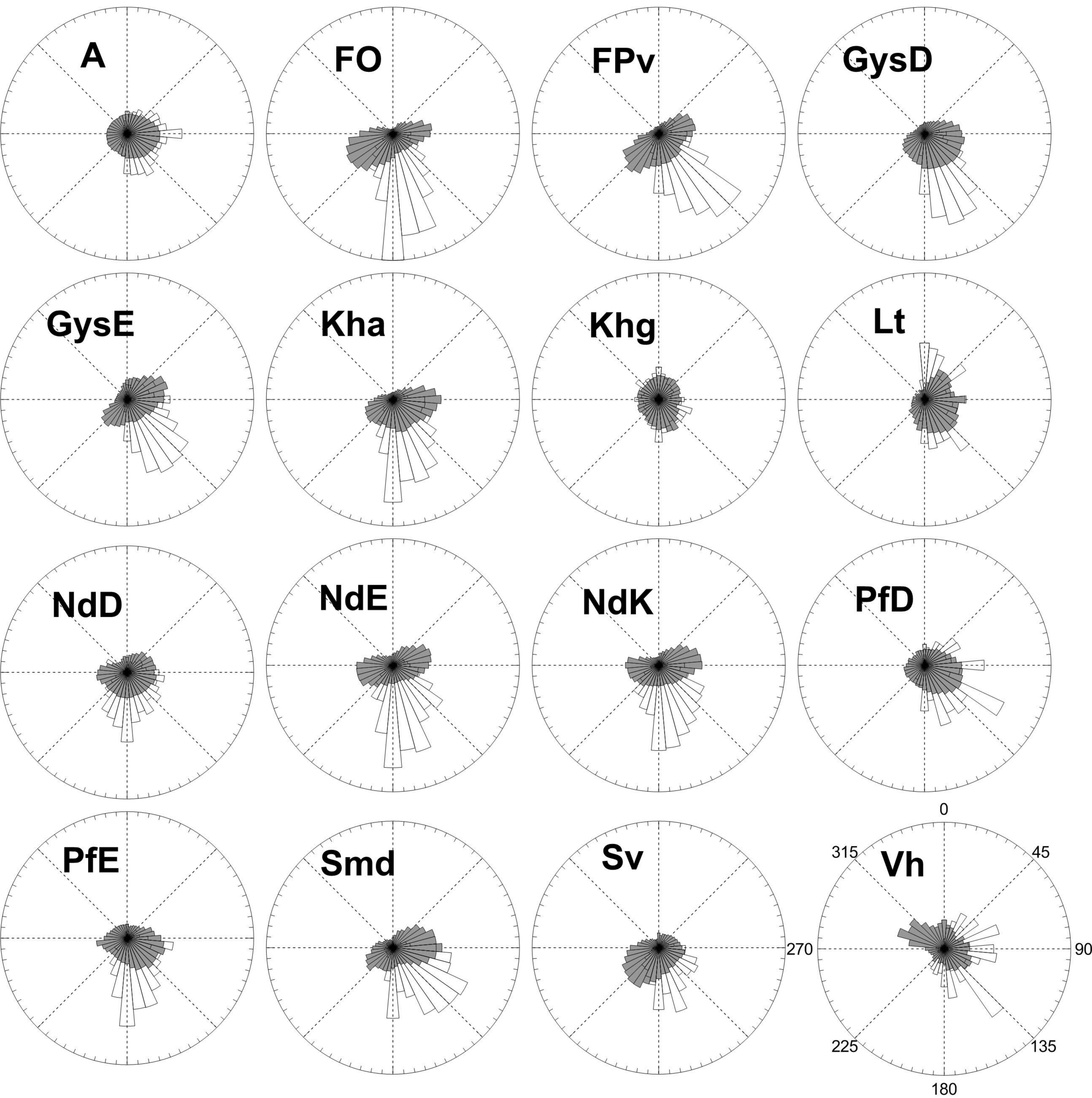
IV/2. ábra. A vizsgált terület kitettség-térképe az elkülönített területegységekkel. Alap: SRIM



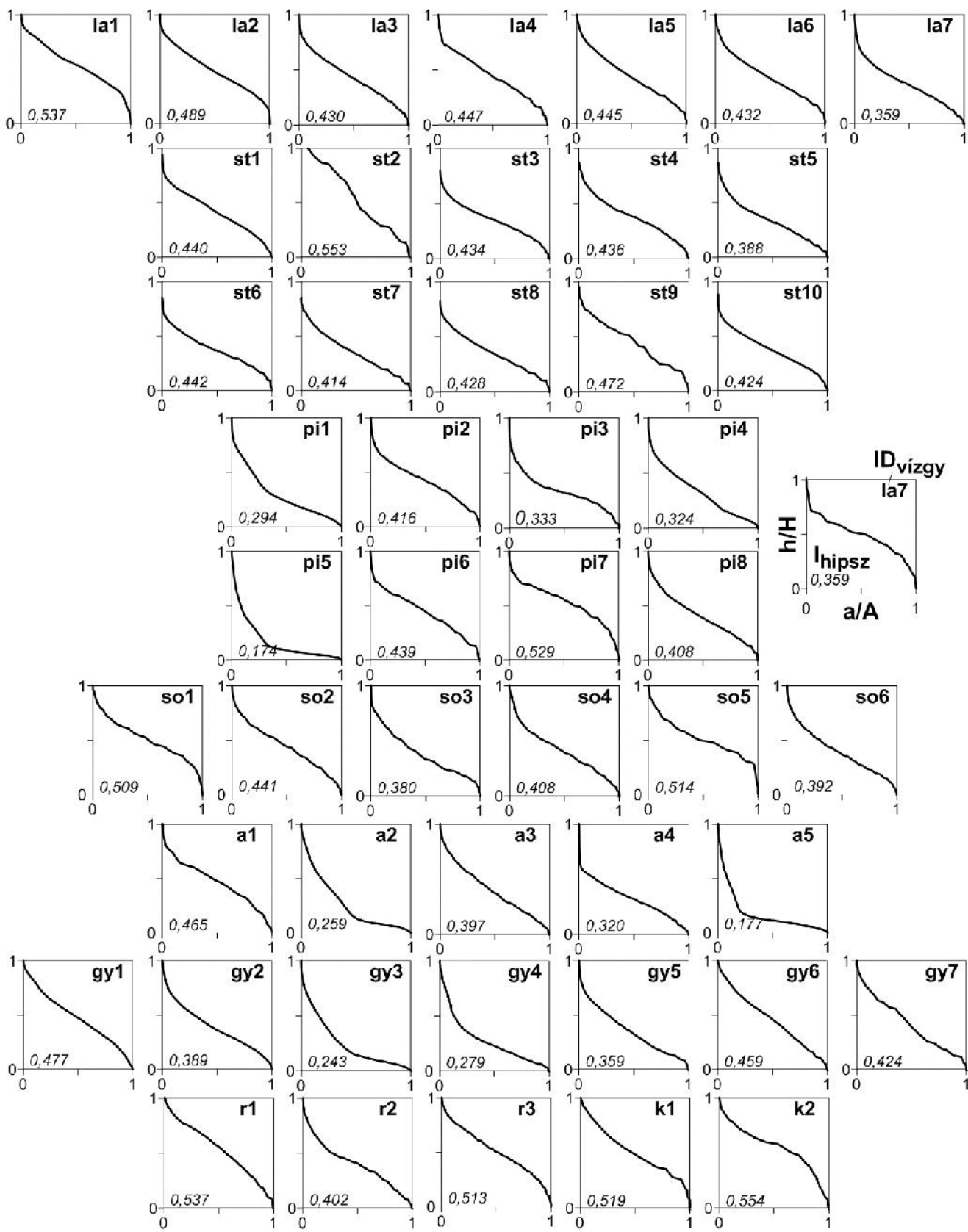
IV/3. ábra. 1000 m-es sugarú körben átlagolt kitettség az elkülönített területegységekkel. Alap: SRIM

IV/1. ábra. 4 km-enként készített lejtőszöghisztogramok. Elhelyezkedésüket ld. II. melléklet.

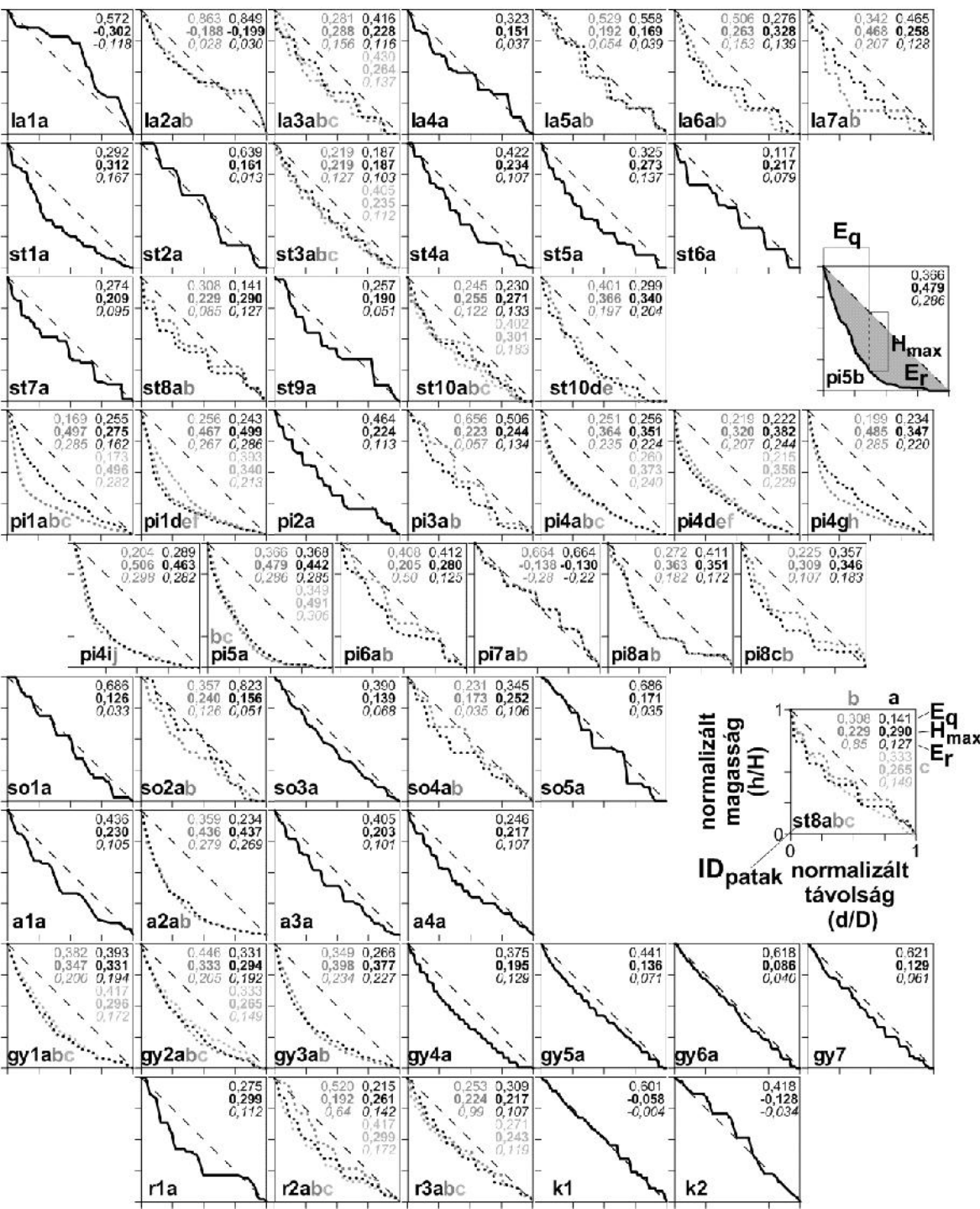
V. melléklet. A lehatárolt területegységek felszínének (szürke) és vízrajzának (üres) irányeloszlása.



VI. melléklet. A mellékvízgyűjtők hipszometrikus görbéi



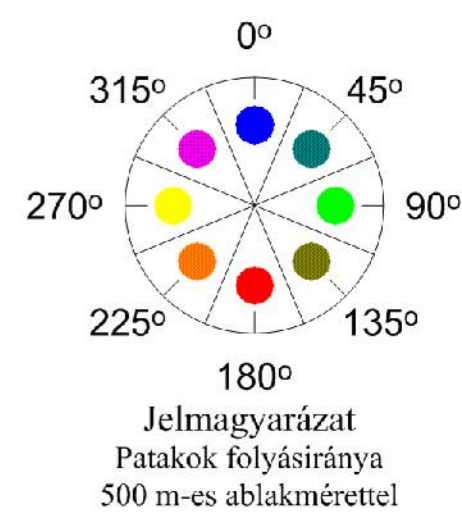
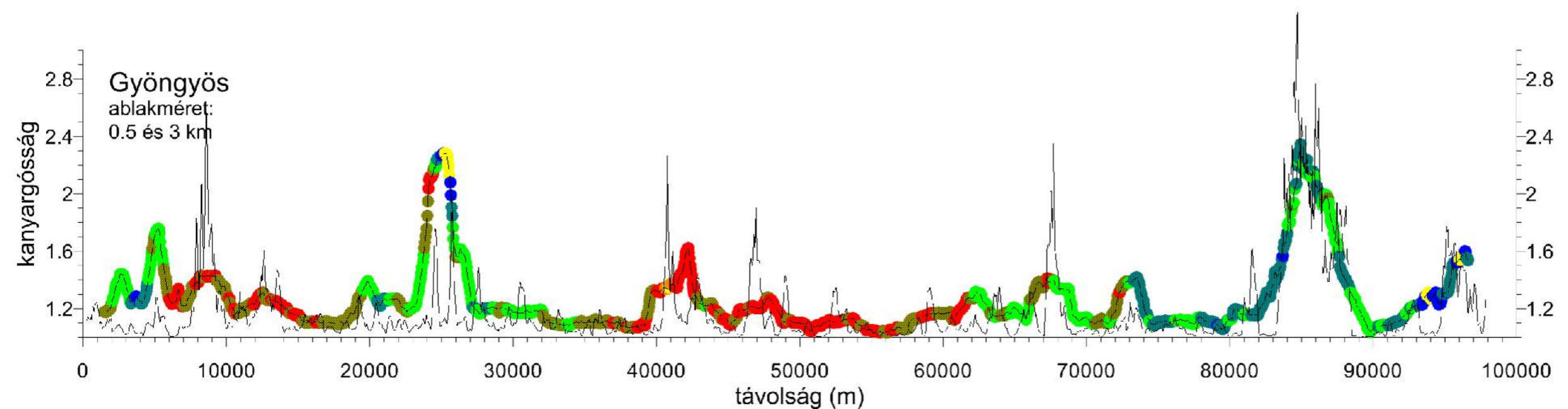
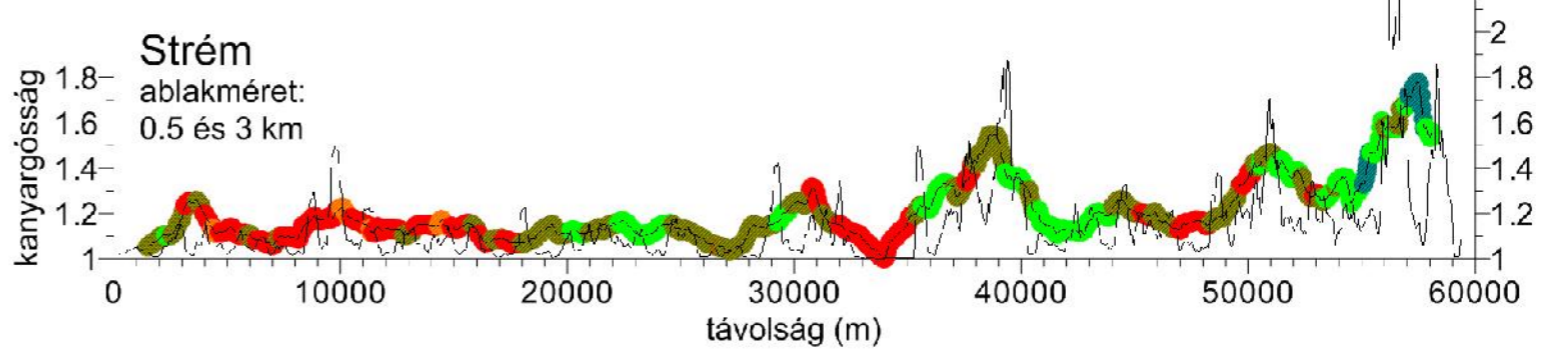
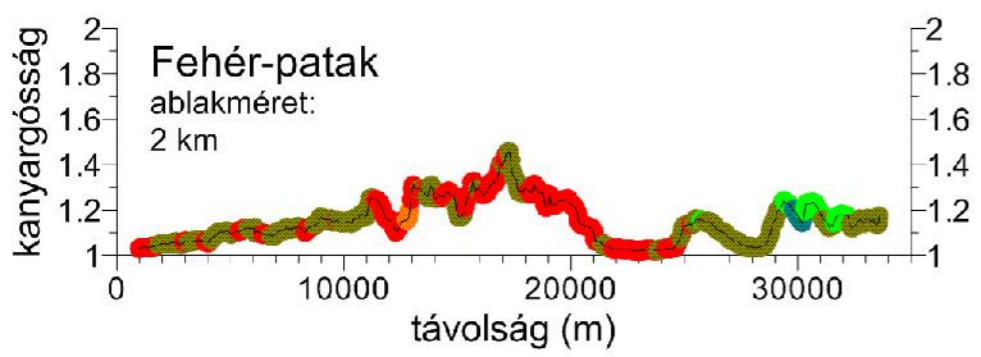
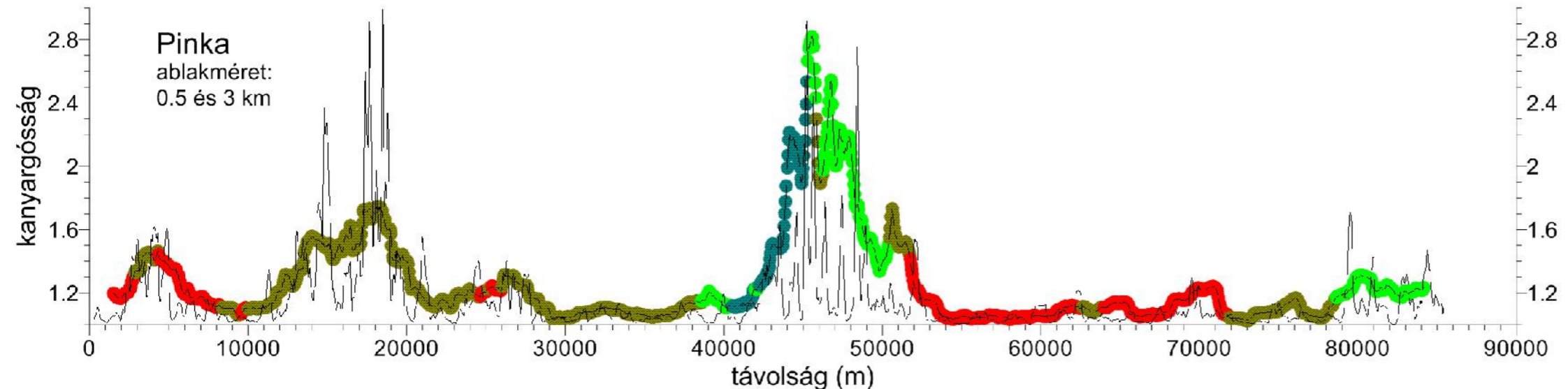
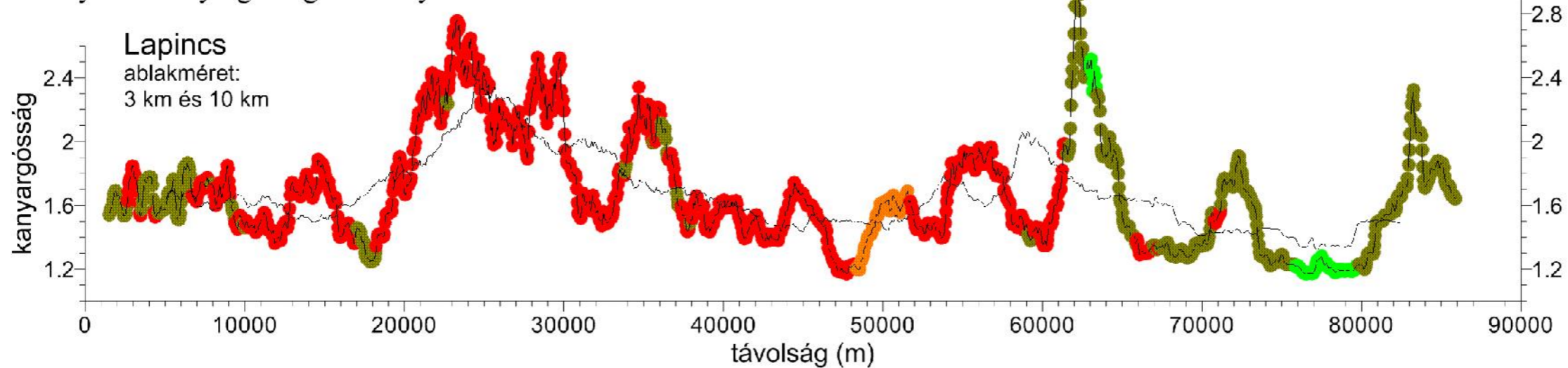
VII. melléklet. A mellékvízgyűjtők hossz-szelvényei és paraméterei.



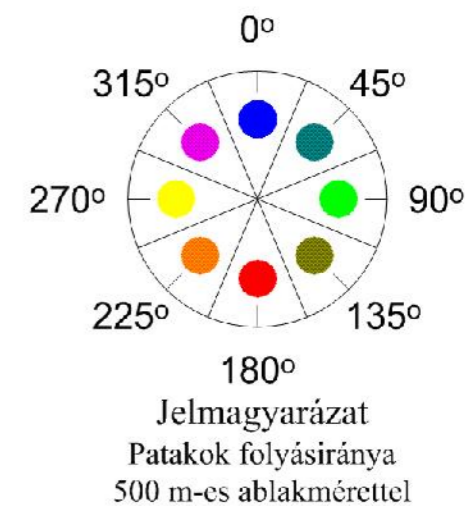
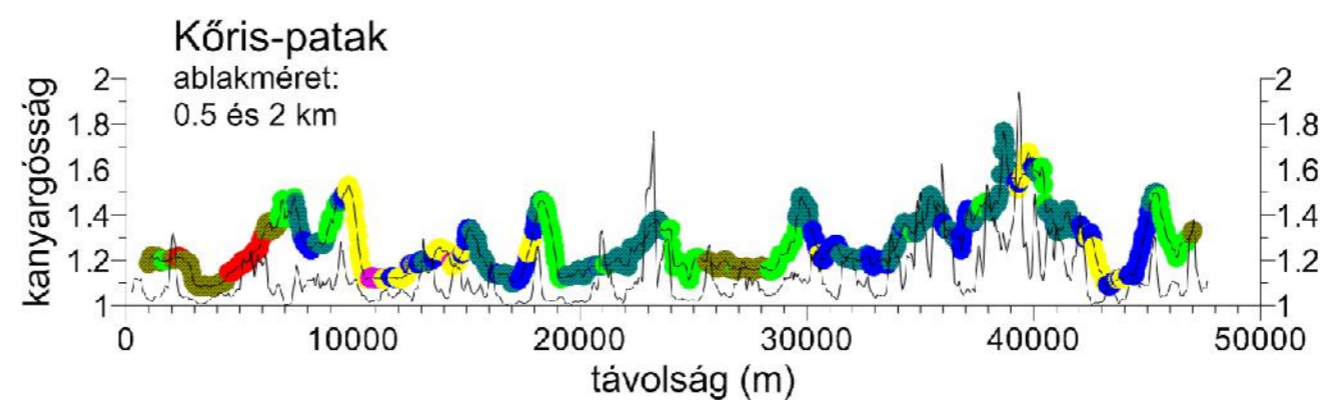
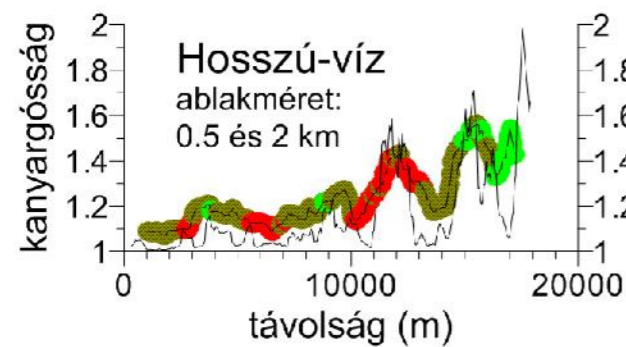
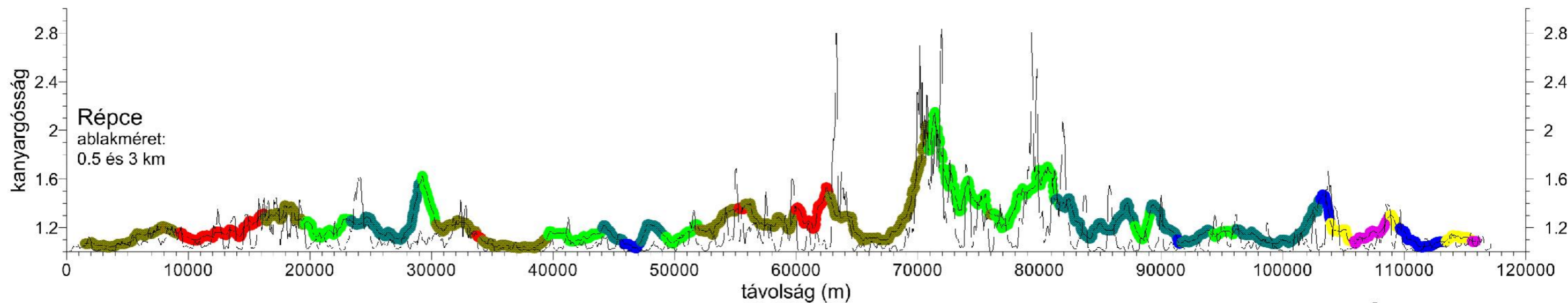
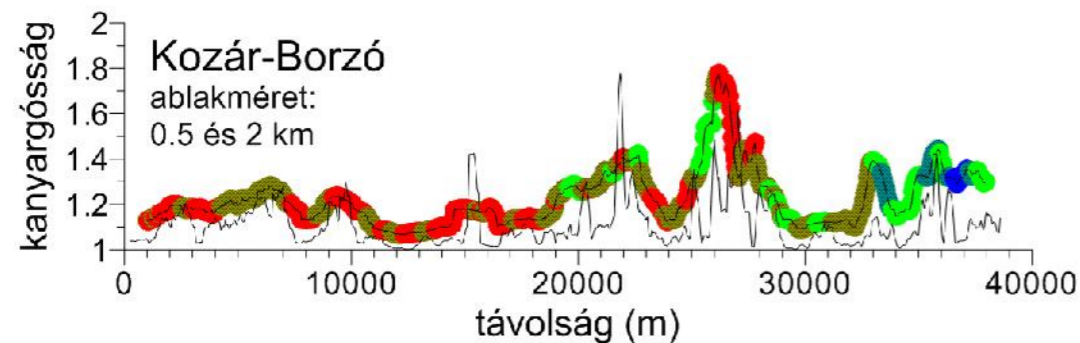
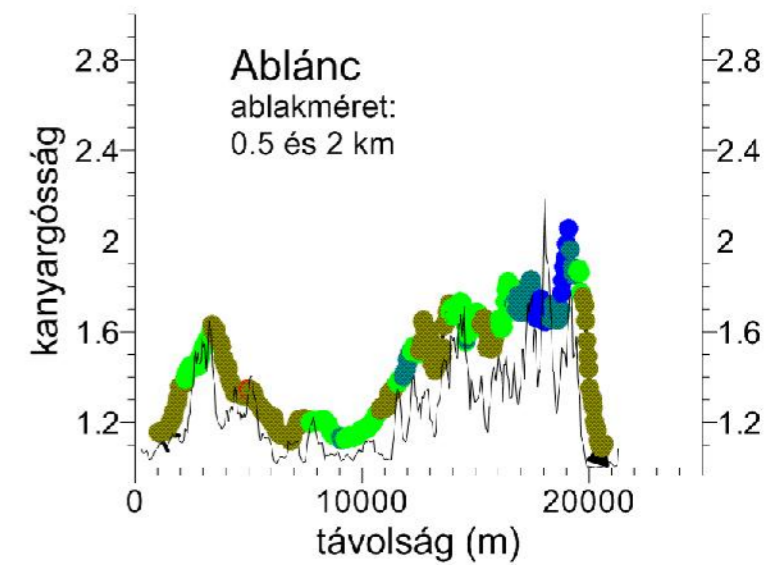
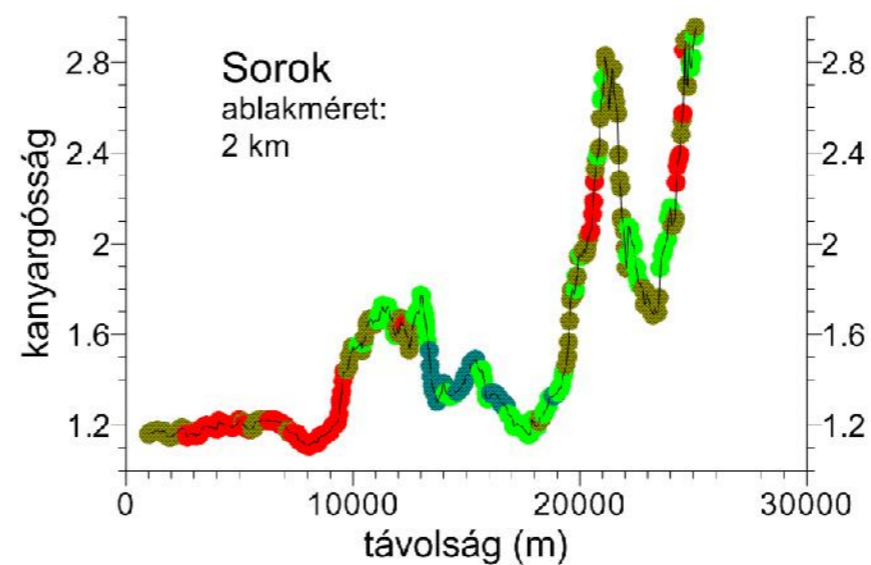
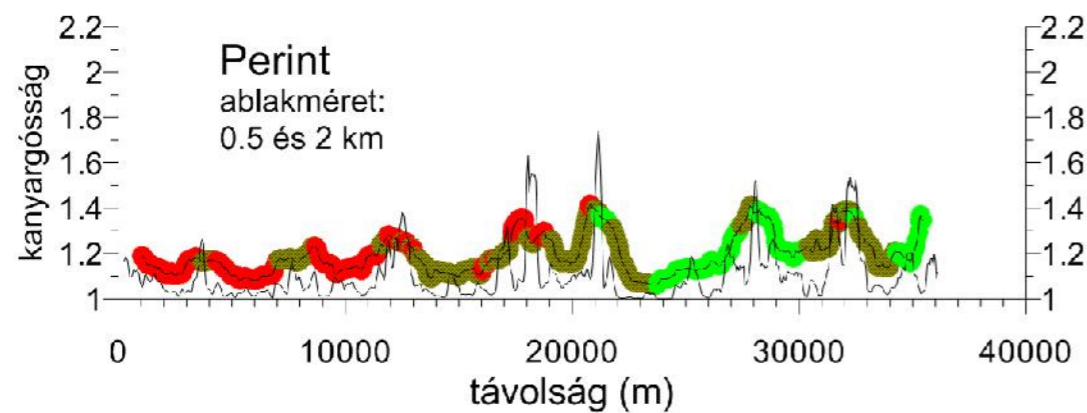
VIII. melléklet. A mellékvízgyűjtők geomorfometriai paramétereit. Szór. – szórás; Mód. – módusz.

Röv.	Vkat	Ter. (km ²)	Ker. (km)	Magasság tszf. (m)				Relief (m)	Kíttetés (°)		Lejtőszög (°)				<i>I</i> _{hipsz}	<i>E</i> _q	<i>H</i> _{max}	<i>E</i> _r
				Min.	Max.	Átlag	Szórás		Átlag	Szórás	Max.	Átlag	Szór.	Mód.				
a1	4	10	20	246	319	279	14.9	73	161	78.4	8.43	1.89	1.49	2	0.4648	0.436	0.23	0.105
a2	2	45	46	244	882	410	153.5	638	159	70.5	45.14	7.71	7.21	2	0.2594	0.234-0.359	0.436-0.437	0.269-0.279
a3	4	12	25	228	339	272	24.8	111	151	57.7	7.93	1.54	1.34	1	0.3973	0.405	0.203	0.101
a4	4	22	35	224	425	289	32.0	201	154	66.2	12.39	1.81	1.58	2	0.3204	0.246	0.217	0.107
a5	2	106	70	215	883	332	123.0	667	158	76.8	43.67	4.51	5.70	2	0.1769			
gy1	1	19	26	332	870	590	124.4	538	180	110.0	31.99	13.34	4.63	14	0.4770	0.382-0.417	0.296-0.347	0.172-0.2
gy2	1	23	26	306	880	530	115.7	574	183	112.4	30.91	12.33	4.51	12	0.3893	0.331-0.446	0.265-0.333	0.149-0.205
gy3	2	24	32	256	841	400	126.6	585	133	69.0	44.92	8.39	6.28	3	0.2432	0.266-0.349	0.377-0.398	0.227-0.234
gy4	4	94	84	178	332	221	31.1	154	158	65.7	5.96	0.47	0.77	1	0.2792	0.375	0.195	0.129
gy5	4	41	61	173	286	214	22.8	113	161	62.4	8.16	0.36	0.67	1	0.3592	0.441	0.136	0.071
gy6	4	32	57	174	263	215	21.5	89	158	69.6	6.25	0.36	0.67	1	0.4591	0.618	0.086	0.04
gy7	4	28	51	174	254	208	18.6	80	159	73.8	5.58	0.44	0.81	1	0.4235	0.621	0.129	0.061
k1	5	23	36	170	225	198	11.5	55	156	76.6	6.93	0.42	0.85	1	0.5195	0.601	-0.058	-0.004
k2	5	10	22	164	217	193	10.2	53	149	81.4	6.72	0.98	1.05	1	0.5541	0.418	-0.128	-0.034
la1	4	4	11	255	373	317	23.8	117	189	85.5	14.89	6.52	3.05	5	0.5368	0.572	-0.302	-0.118
la2	3	12	23	241	379	307	27.5	137	177	86.0	20.92	8.04	3.82	7	0.4892	0.863-0.849	-0.188- -0.199	0.028-0.03
la3	3	12	23	240	382	300	28.5	142	192	81.2	22.54	8.69	3.80	10	0.4296	0.281-0.43	0.228-0.288	0.116-0.156
la4	3	5	18	239	365	295	25.4	126	209	78.2	15.52	6.66	3.12	7	0.4469	0.32	0.15	0.04
la5	3	14	23	226	363	285	29.0	137	188	83.6	23.58	8.17	3.85	10	0.4448	0.529-0.558	0.169-0.192	0.039-0.054
la6	3	19	26	215	364	277	29.1	149	163	85.6	20.2	7.8	3.4	9	0.4322	0.276-0.506	0.263-0.328	0.139-0.153
la7	3	35	52	206	373	267	30.5	167	172	89.9	21.7	6.8	3.4	8	0.3587	0.342-0.465	0.258-0.468	0.128-0.207
pi1	2	123	81	274	823	435	113.5	549	176	78.3	39.2	6.8	5.0	5	0.2936	0.169-0.393	0.275-0.499	0.162-0.285
pi2	3	41	58	256	415	323	29.5	159	150	96.9	23.7	6.4	3.6	7	0.4159	0.46	0.22	0.11
pi3	4	25	32	256	359	291	16.7	103	167	79.0	11.9	2.0	1.8	2	0.3328	0.506-0.656	0.223-0.244	0.057-0.134
pi4	2	180	104	238	894	452	135.3	656	184	80.6	44.1	9.4	6.3	3	0.3239	0.199-0.289	0.32-0.506	0.207-0.298
pi5	2	62	48	246	864	353	119.7	618	182	71.9	38.9	4.6	5.2	1	0.1738	0.349-0.369	0.442-0.491	0.285-0.306
pi6	4	9	18	237	325	276	17.1	88	182	78.4	10.5	3.0	1.8	3	0.4388	0.408-0.412	0.205-0.28	0.05-0.125
pi7	1	14	32	222	321	273	17.7	99	195	85.0	17.3	2.2	2.0	1	0.5295	0.66	-0.13- -0.138	-0.022- -0.028
pi8	3	24	29	220	372	281	30.4	152	158	85.8	19.1	5.2	2.2	6	0.4082	0.225-0.411	0.309-0.363	0.107-0.183
r1	4	5	13	219	327	276	25.7	108	167	108.1	14.5	5.9	2.8	6	0.5365	0.28	0.30	0.11
r2	4	26	37	187	310	238	24.6	123	143	79.5	16.4	2.8	2.7	2	0.4020	0.215-0.52	0.192-0.299	0.064-0.172
r3	4	41	47	175	316	247	29.8	141	153	75.8	16.3	2.7	2.4	3	0.5130	0.253-0.309	0.217-0.243	0.099-0.119
so1	1	12	24	213	273	244	11.1	60	140	66.3	7.6	0.7	0.9	1	0.5092	0.69	0.13	0.03
so2	4	26	33	213	321	261	22.4	108	163	69.2	8.8	1.2	1.2	1	0.4405	0.357-0.823	0.156-0.24	0.051-0.126
so3	4	11	30	197	300	236	20.2	103	135	57.8	3.6	0.7	0.7	1	0.3803	0.39	0.14	0.07
so4	4	12	27	201	305	243	21.3	104	147	72.2	15.4	1.4	1.4	1	0.4081	0.231-0.345	0.173-0.252	0.035-0.106
so5	1	35	42	196	247	221	8.7	51	162	84.0	7.9	0.4	0.9	1	0.5135	0.69	0.17	0.04
so6	4	52	49	196	321	245	25.0	125	154	71.9	9.8	0.9	1.1	1	0.3919			
st1	4	82	67	241	466	341	46.0	224	152	82.0	20.4	4.4	2.9	3	0.4403	0.29	0.31	0.167
st2	1	3	11	259	332	299	21.0	73	186	53.4	11.7	3.0	2.3	2	0.5525	0.64	0.16	0.01
st3	3	49	48	236	394	307	30.2	158	181	89.4	22.6	6.8	3.8	8	0.4337	0.187-0.405	0.187-0.235	0.103-0.127
st4	4	15	28	226	397	301	34.7	171	163	74.2	18.7	5.9	3.2	4	0.4364	0.42	0.23	0.11
st5	3	16	35	228	396	294	34.4	168	183	79.9	17.9	5.0	3.0	6	0.3883	0.33	0.27	0.14
st6	3	15	31	205	335	262	24.6	130	150	81.4	17.2	4.9	2.7	6	0.4424	0.12	0.22	0.08
st7	3	16	30	208	341	264	28.8	133	181	74.9	17.2	5.0	2.8	7	0.4144	0.27	0.21	0.095
st8	3	25	33	205	326	258	26.1	121	173	81.2	23.7	5.2	2.8	6	0.4284	0.141-0.308	0.229-0.29	0.085-0.127
st9	4	7	22	204	290	244	18.4	86	194	67.5	9.8	2.3	1.8	3	0.4719	0.26	0.19	0.05
st10	3	98	70	209	368	282	32.8	159	166	99.8	22.0	6.6	3.5	8	0.4242	0.23-0.402	0.255-0.366	0.122-0.204

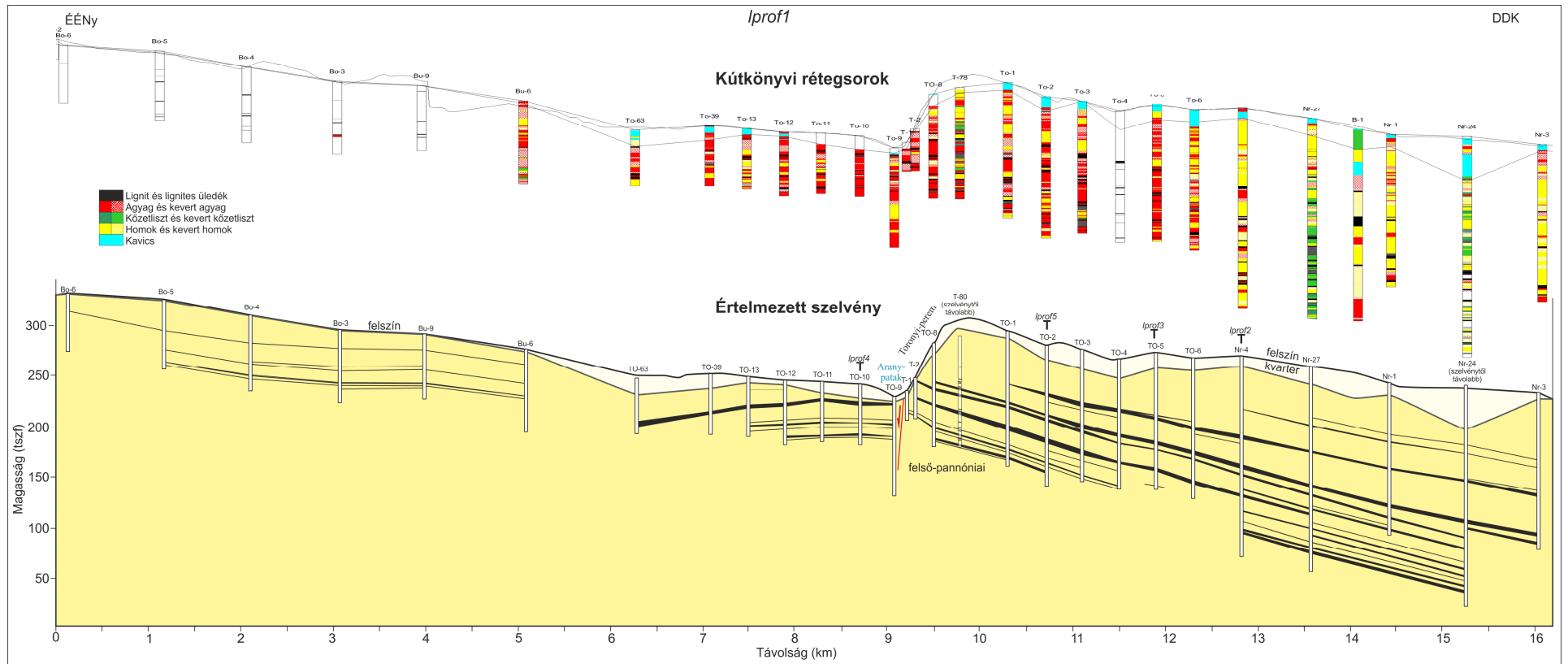
IX. melléklet. Vízfolyások kanyargóssága és iránya



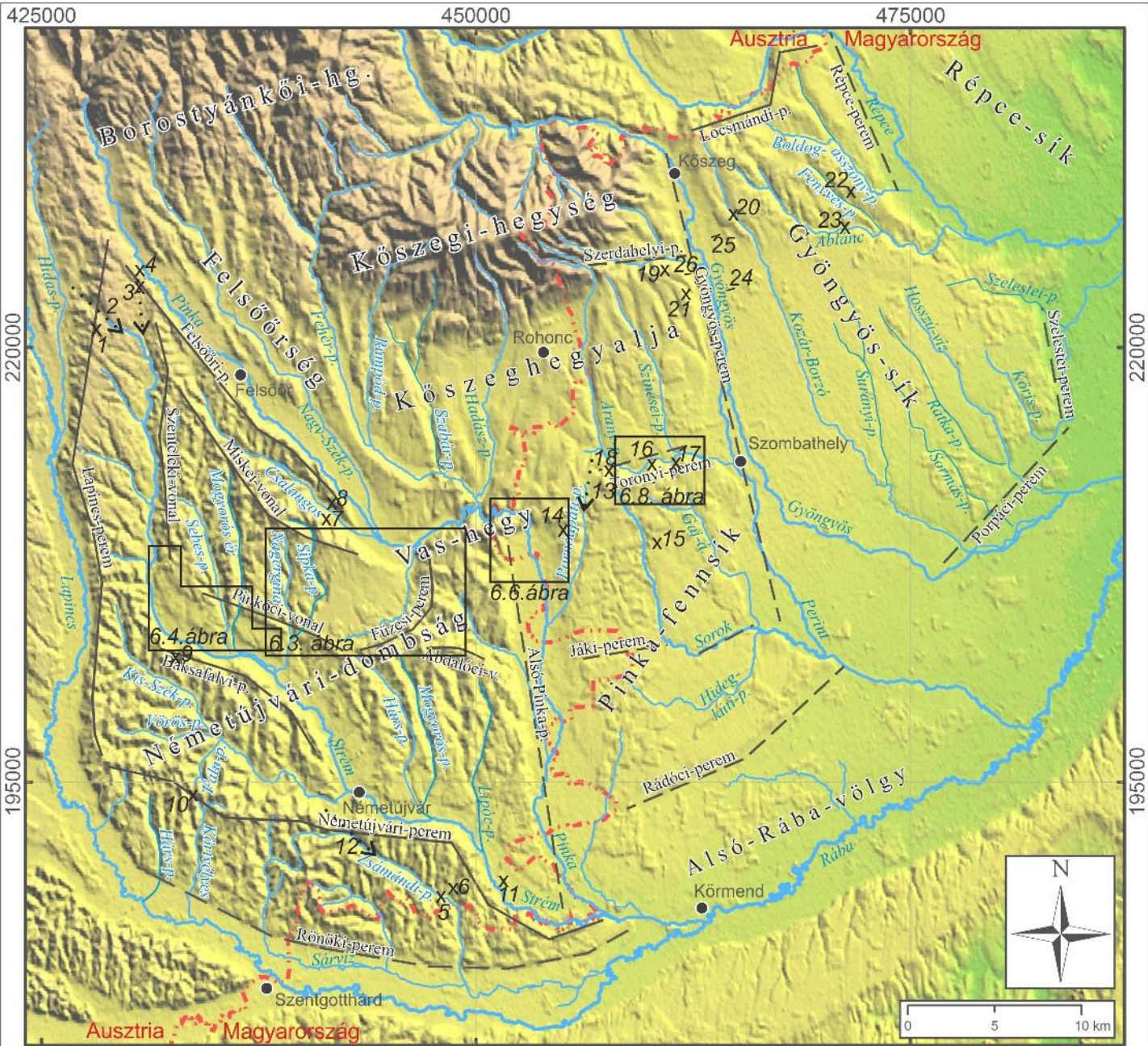
X. melléklet. Vízfolyások kanyargóssága és iránya



XI. melléklet. Az *Lprof1* szelvény, a lignithorizontok és a teljes rétegsor ábrázolásával. Elhelyezkedését ld. 5.1. ábra.

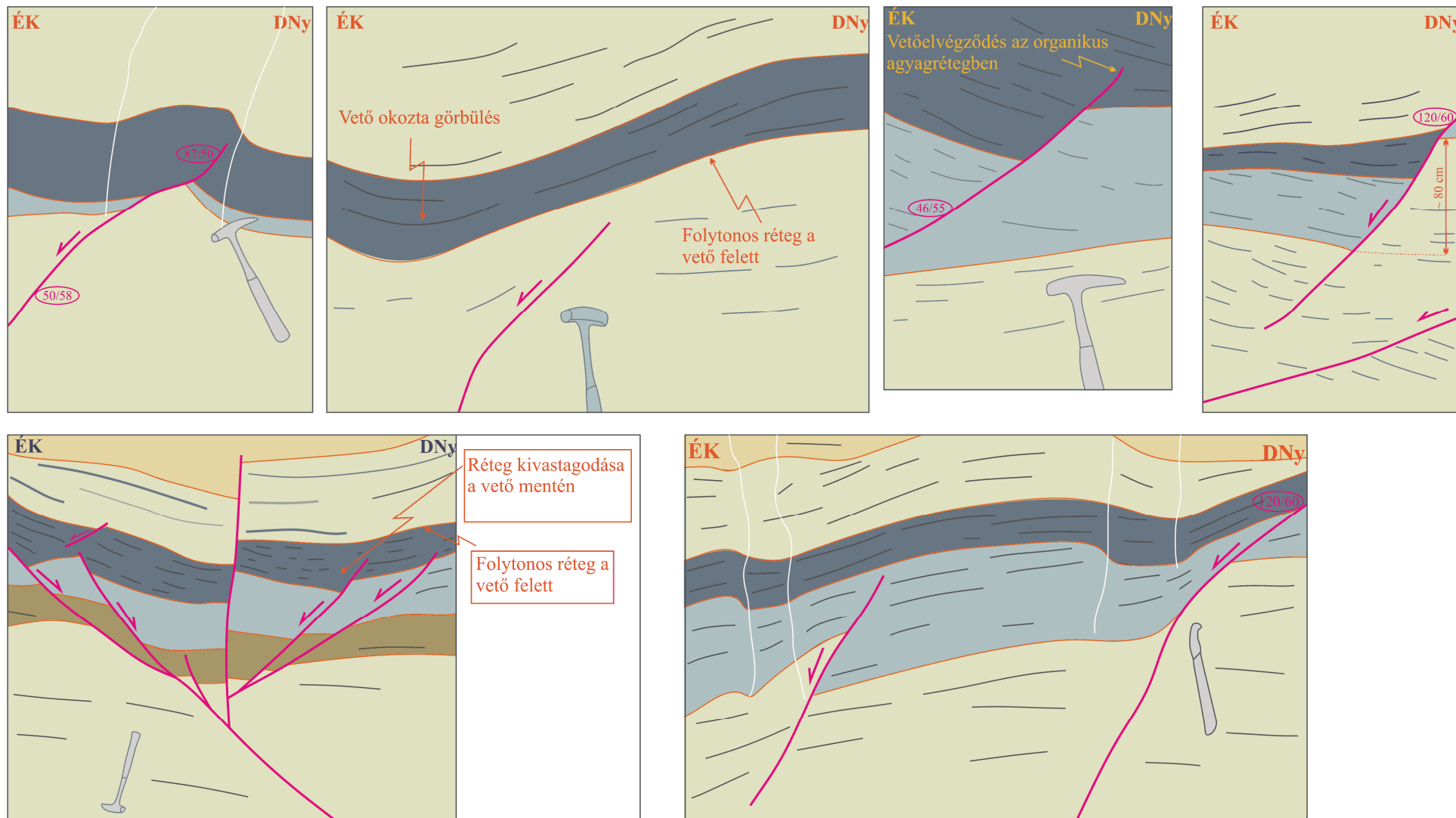


XII. melléklet. A terpi megfigyelések és mérések helyszínei és a kivágatok elhelyezkedése

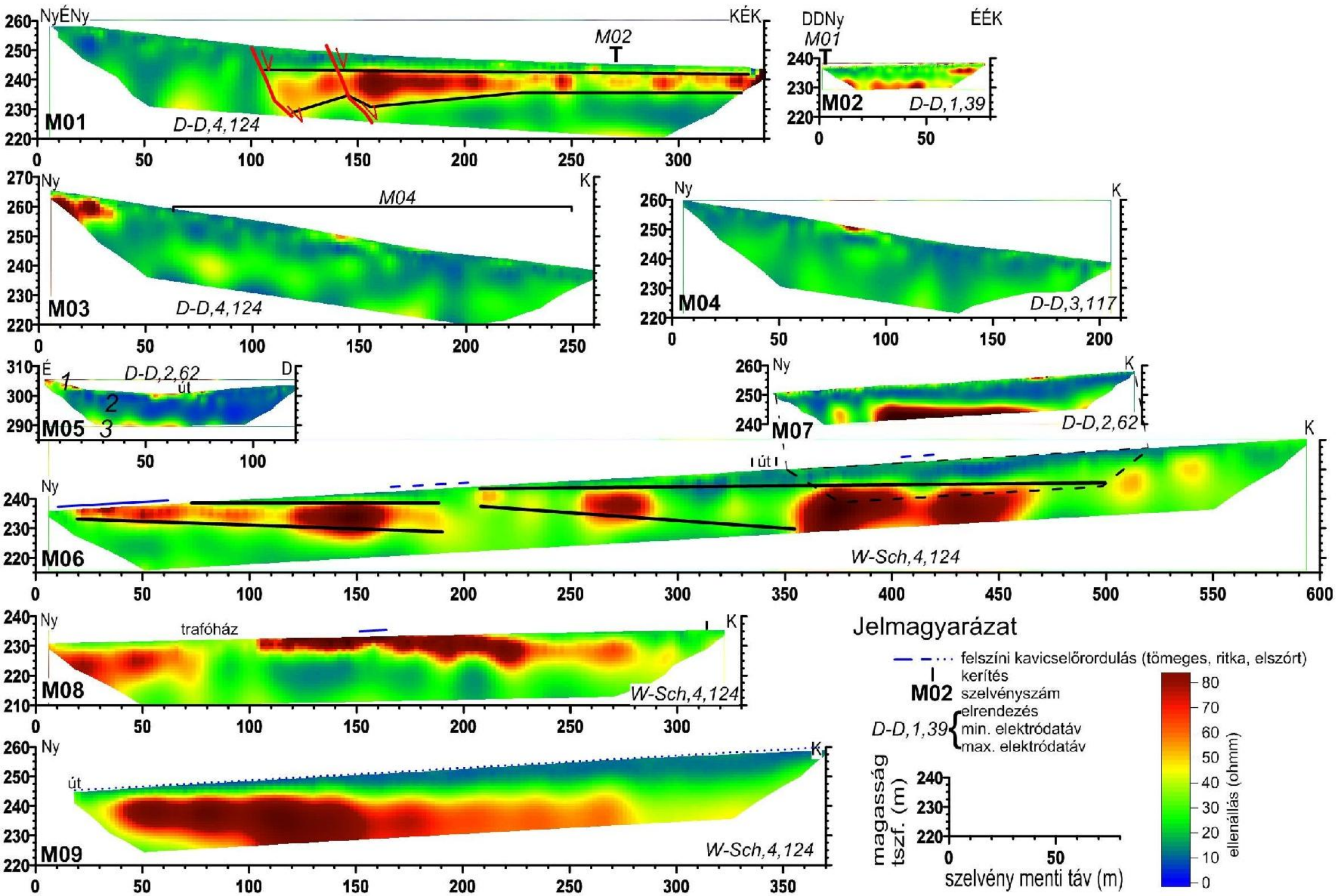


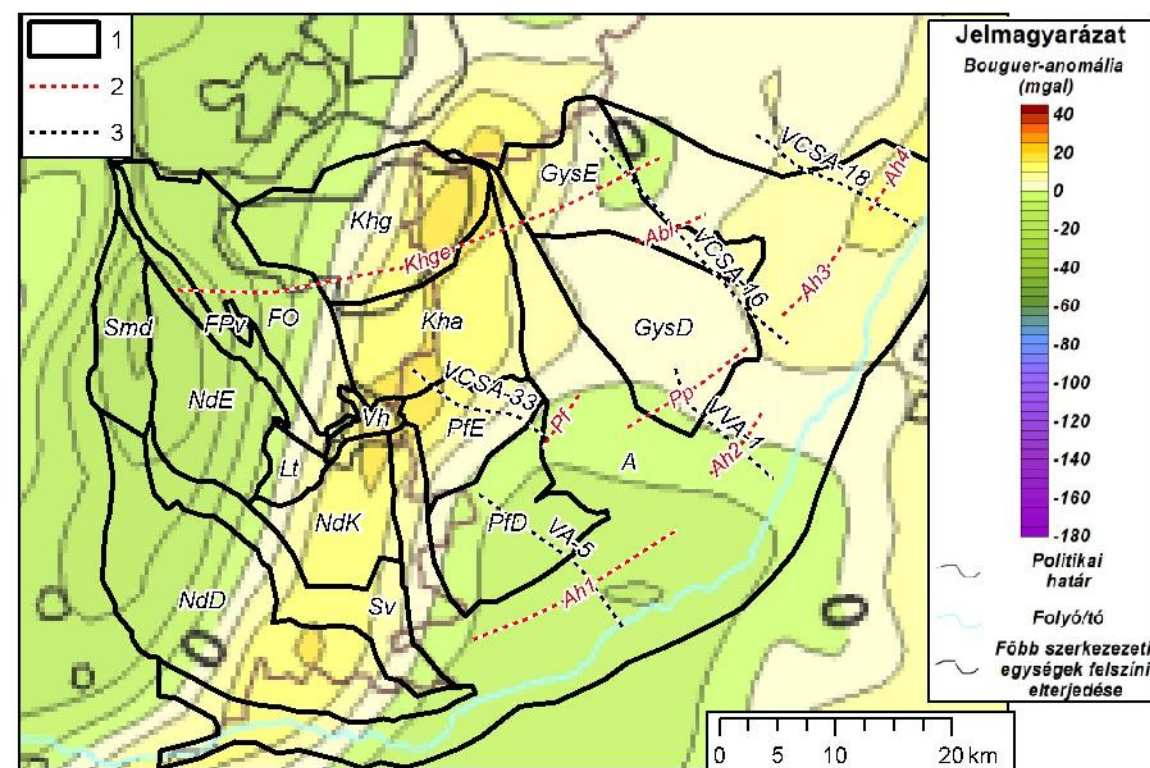
XIII. melléklet. A toronyi feltárásban megfigyelt pannon szerkezetek rajza (DEÁK-KÖVÉR SZILVIA rajza). A feltárás elhelyezkedését ld.

XII. melléklet/16.

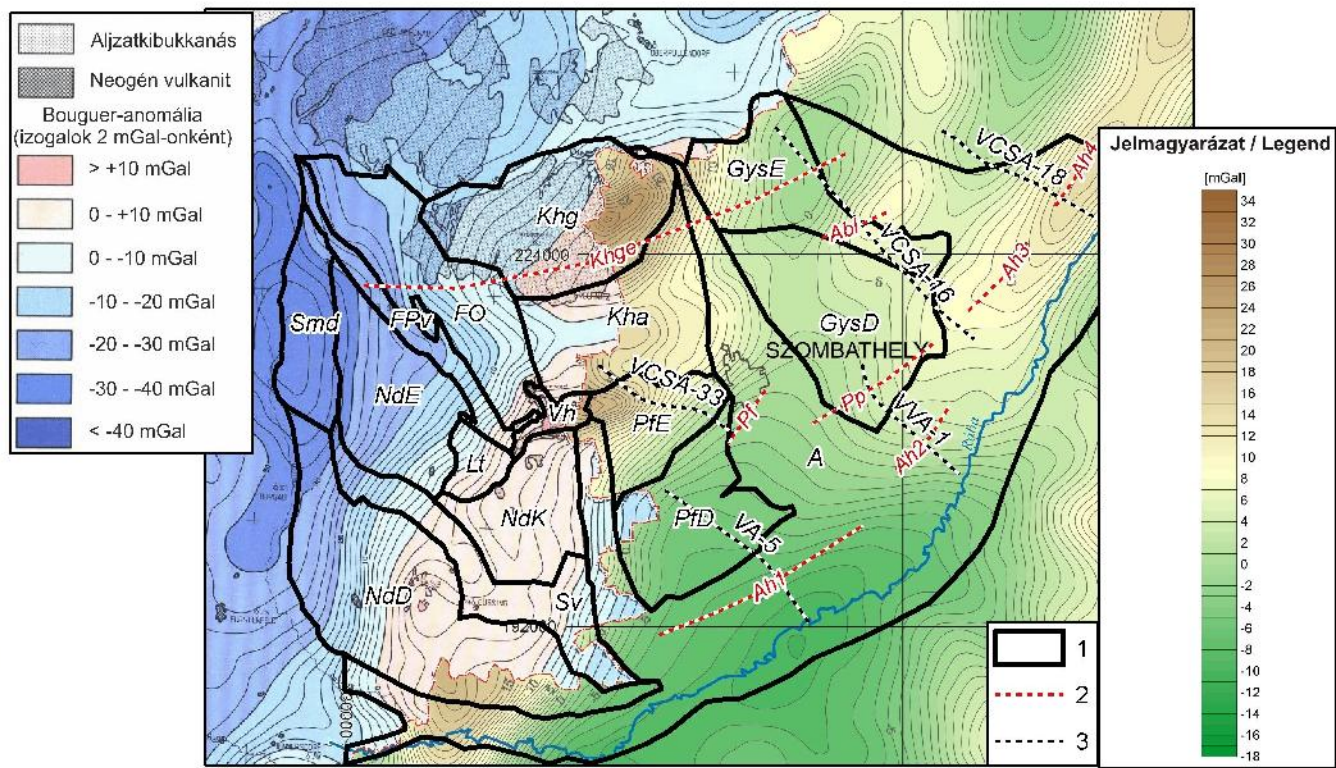


XIV. melléklet. A Pinka-árok É-i részén mért multielektrodás szelvények. Elhelyezkedésüket ld. 6.6. ábra.

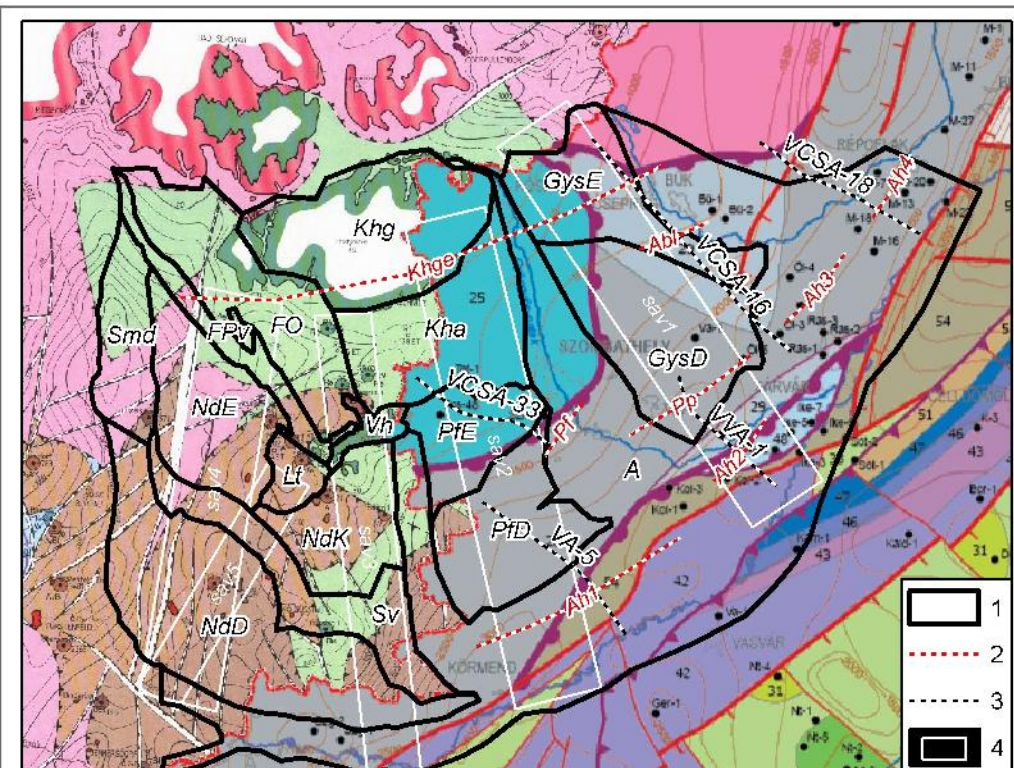




XV/1. ábra. A kutatási terület gravitációs Bouguer-anomália térképének (HORVÁTH et al. 2005) összevetése a tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények.



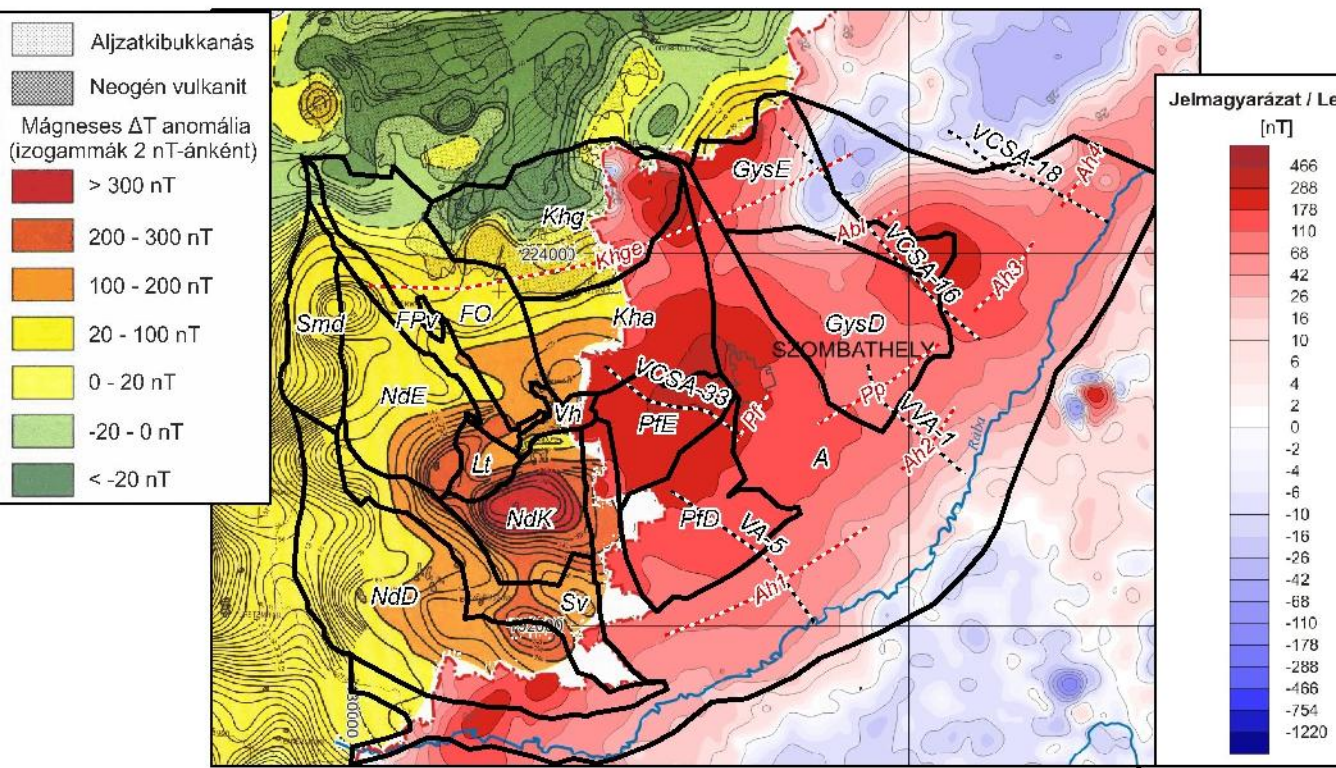
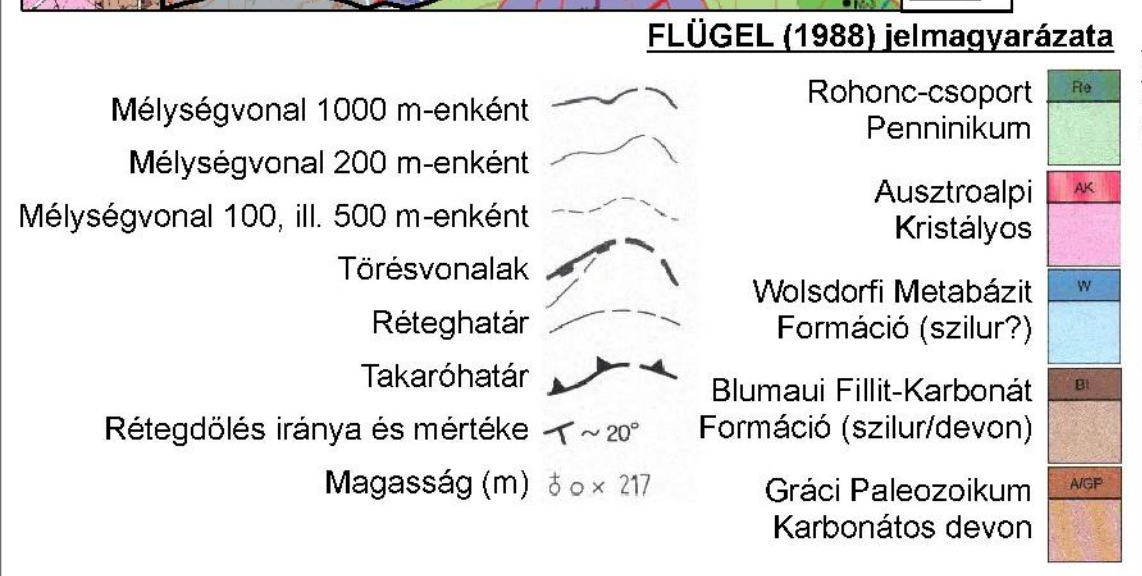
XV/2. ábra. A kutatási terület Bouguer-anomáliának (Ny-i oldal WATACH & ZYCH 1988, K-i oldal KISS 2006 alapján) összevetése tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények.



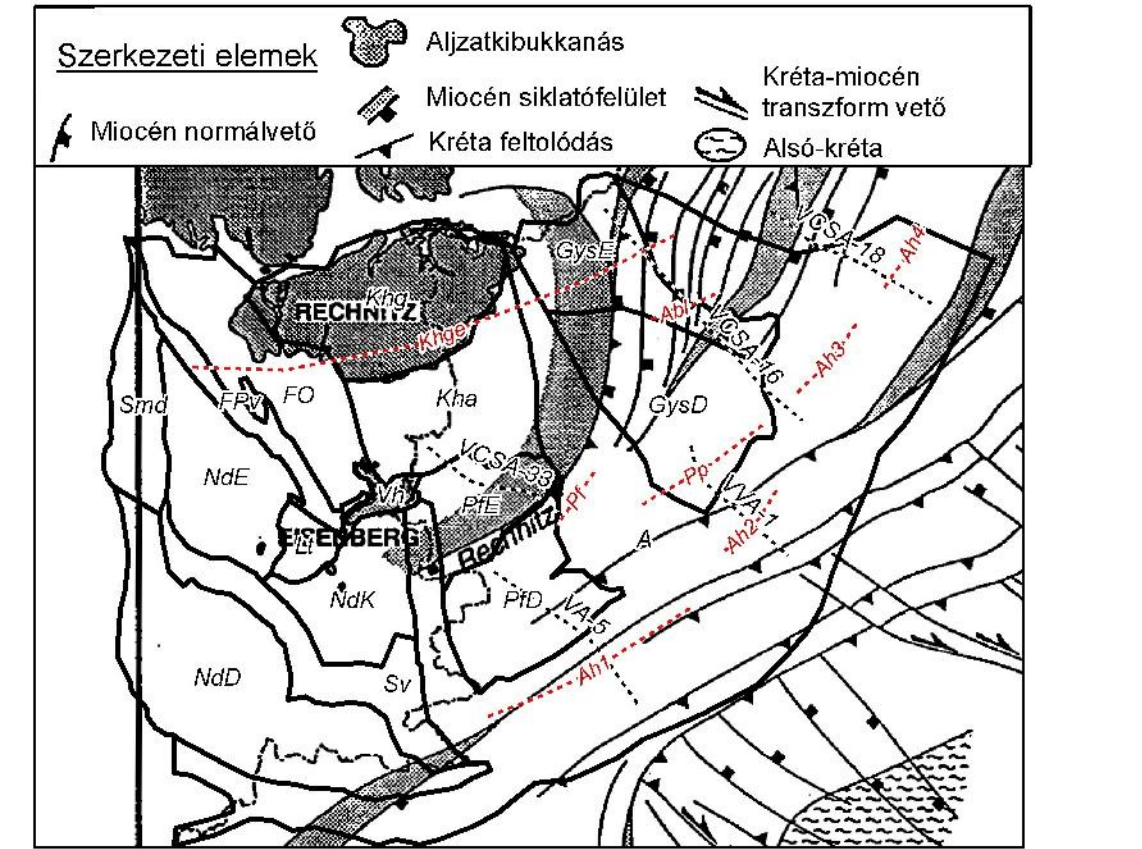
HAAS (2010) jelmagyarázata

Pennini egység	25	Kisfokú metamorf jurá-alsó-kréta képződmények (fillit, metahomokkő, zöldpala) Low-grade metamorphic Jurassic – Lower Cretaceous formations
Alsó-Ausztroalpi-egység	27	Közepes fokú polimetamorf képződmények alpi felülbélyegzéssel (gneisz, csillámpala) Medium-grade polymetamorphic formations with Alpine overprint (gneiss, mica schists)
Felső-Ausztroalpi-egység	28	Variszkuszi kisfokú metamorf ópaleozoos képződmények (fillit, metahomokkő) Variscan low-grade metamorphic Lower Paleozoic formations
Dunántúli-középhegységi-egység	29	Devon márvány, mészpala Devonian marble, calcareous slate
	31	Senon szárazföldi tómedelés és lápi képződmények Senonian continental siliciclastic and swamp facies
	32	Senon platform fáciesű mészkő Senonian platform facies limestone
	33	Senon medence fáciesű mészkő és márga Senonian pelagic limestones and marls
	42	Karni-nori platform fáciesű dolomit Carnian-Norian platform dolomites
	43	Karni medence fáciesű márga és mészkő Carnian basinal marls and limestones
	46	Anisusi sekélytengeri mészkő és dolomit Anisian shallow marine limestones and dolomites
	47	Alsó-triász sekélytengeri finom sziliciklasztos és karbonátos összlet Lower Triassic siliciclastic and carbonate formations
	48	Mezozoos nagyon kisfokú metamorf képződmények Mesozoic very low-grade metamorphic formations
	51	Középső-és felső-permi szárazföldi sziliciklasztos összlet Middle-Upper Permian continental siliciclastic formation
54	Variszkuszi kisfokú metamorf ópaleozoos képződmények (fillit, mészkő, metavulkanitok) Variscan very low grade and low grade metamorphic formations (phyllite, limestone, metavulcanites)	

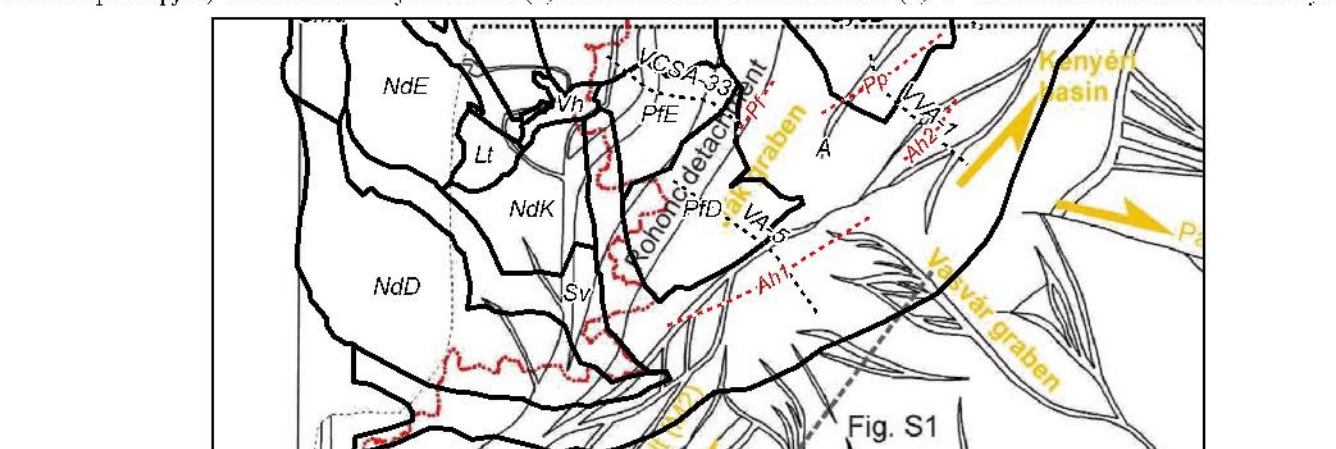
XV/3. ábra. A kutatási terület aljzatológiaiának (Ny-i oldal, Ausztria: FLÜGEL, 1988, K-i oldal, Magyarország HAAS 2010 alapján) összevetése a tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények, 4 - összehasonlító szelvények.



XV/4. ábra. A kutatási terület mágneses anomáliának (a Ny-i oldal STEIBER (1988) ΔT, a K-i oldal KISS & GULYÁS (2006) ΔZ térképe alapján) összevetése a tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények.



XV/5. ábra. A kutatási terület tektonikus térképének (TARI 1994) összevetése a tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények.



XV/6. ábra. A kutatási terület kainozoos törésmintázatának (FODOR et al. 2011) összevetése a tájhatárokkal (1) és a kimutatott lineamensekkel (2). 3 - értelmezett szeizmikus szelvények.