

A Bakony vetőmintázatának morfolometriai vizsgálata és az ebből levonható néhány tektonikus geomorfológiai következtetés

ZÁMOLYI András^{1,2}, KOVÁCS Gábor^{1,3,4}, SZÉKELY Balázs^{1,5}, TIMÁR Gábor¹

¹ ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

² Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A–1090 Wien

³ ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

⁴ ELTE IK Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/a

⁵ Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, Gusshausstr. 27–29, A–1040 Wien

A morphometric analysis of the fault pattern of the Bakony Mountains: some tectonic geomorphological implications

Abstract

The unique tectonic setting of the Pannonian Basin was recognised as early as 1900. In particular, the evolution and geologic characteristics of the outcropping pre-Cenozoic mountain ranges have been subject to detailed studies and prolonged discussions. Among these efforts, the Transdanubian Range occupies an important position because its well-preserved outcrops, (which are rare in the Pannonian Basin) make it possible to collect direct measurements of the fault striations and fault plane orientations. The tectonic position of the Transdanubian Range provides the key to the link up of the Carpathian–Pannonian system to the Eastern Alps. It is interpreted as the uppermost thrust sheet of the Alpine nappe system that was emplaced in the Cretaceous.

A key advance was made by the pioneering approach of MÉSZÁROS, who compiled a 1:100,000-scale structural and economic-geologic map of large parts of the Transdanubian Range in 1982 (northern and southern Bakony and Balaton Highlands). This detailed work puts a major emphasis on the mapping of structural features, distinguishing their sense of movement and constraining the time of their activity. Unfortunately, the map itself has never been published. However, parts of the map which were important for mining activities taking place at that time were produced in a summary paper (MÉSZÁROS 1983). This study focuses on the correlation of the fault pattern with geomorphologic features. Integration of the original map of 1982 into a GIS environment and subsequent tectonic geomorphological analysis reveals the close relationship between tectonics and the landscape evolution of the Bakony Mountains (PÉCSI 1987). A selected set of study areas provides results for further characterisation of the structural elements.

A total of five hundred faults were subdivided and, segmented into two basic groups: one group consists of faults with spatially-related geomorphologic surface expression and the other group comprises tectonic elements not directly related to characteristic morphological features. These groups were further analysed on the basis of the properties assigned to them by MÉSZÁROS (direction of fault movement and age); the orientation patterns were compared to fault datasets from different authors for the whole of Transdanubia.

Orientation analysis of various classes of faults reveals a surprisingly uniform angular distribution: the overall orientation pattern in the Bakony shows a slight but significant difference with respect to the general orientation in Transdanubia. Azimuthal distribution of the faults mapped by MÉSZÁROS is bimodal and can be interpreted as orthorhombic sets of faults. Additionally, the strike of geomorphologically significant faults differs from the strike direction of geomorphologically non-visible faults by 15 to 20 degrees.

Keywords: Transdanubian Range, Bakony Mountains, structural geologic map, tectonic geomorphological analysis, azimuthal distribution

Összefoglalás

A Pannon-medence egyedi tektonikus környezetét már az 1900-as években felfedezték. Kiváltképp a kibukkanó pre-kainozoos középhegységek földtani fejlődése és felépítése részletes tanulmányokra és hosszú vitákra adott alkalmat. A középhegységek közül a Dunántúli-középhegységnek jut kiemelkedően fontos szerep, többek között, mert jól hozzáférhető feltárásai vetősíkok és vetőkarcok közvetlen mérését teszik lehetővé. A Dunántúli-középhegység szerkezetföldtani helyzete kulcsfontosságú információt szolgáltat a Kárpát–Pannon térség és a Keleti-Alpok közötti átmeneti zóna kutatásában. Ezt ma az alpi takarók legfelső, krétában áttolódott egységének tartják.

MÉSZÁROS 1982-es előremutató szerkezetföldtani összeállítására egy fontos alaptérképet szolgáltat kutatásaink számára. Az 1:100 000-es léptékű szerkezet- és gazdaságföldtani térkép a Dunántúli-középhegység nagy részét lefedi,

főleg az Északi- és a Déli-Bakonyra és a Balaton-felvidékre összpontosítva. Ez a részletes munka külön figyelmet szentel a szerkezeti elemek osztályozásának, nemcsak különbséget téve sokféle vetőtípus között, hanem azoknak korlását is dokumentálva. Magát a térképet sosem publikálták, viszont a folyamatban lévő bányászati tevékenység számára fontos részleteket és részlettérképeket egy összefoglaló cikkben tette közzé (MÉSZÁROS 1983). Jelen munkában a vetők és geomorfológiai elemek közötti kapcsolatra összpontosítottunk. Az 1982-ben készült eredeti térkép térinformatikai integrációja és tektonikus geomorfológiai elemzése a Bakonyvidék (PÉCSI 1987) szerkezetföldtani és felszínfejlődése közötti szoros összefüggésre enged következtetni. A kiválasztott elemzési területek a szerkezetföldtani elemek további jellemzését teszik lehetővé.

Összesen félezer vetőt osztályoztunk két alapvető szempont szerint, szükség esetén a vető vonalát felszabdalva: az első csoport olyan vetőket foglal magába, melyeknek geomorfológiai megnyilvánulásuk dokumentálható; a második csoport nem mutat közvetlen összefüggést jellegzetes geomorfológiai változásokkal. Ezeket a csoportokat tovább bontottuk a MÉSZÁROS által hozzárendelt tulajdonságok (vető mozgásának iránya és kora) alapján és csapásirányukat összehasonlítottuk más szerzők szerkezetföldtani adatbázisaival az egész Dunántúli-középhegység területére.

A különböző vetőosztályok csapásirány-elemzése meglepően egyveretű eloszlásokat mutat: az általunk elemzett vető-adatbázisokban a Bakonyban fekvő összes vető enyhe, de jól kimutatható iránybeli eltérést mutat az egész Dunántúlon megfigyelhető eloszláshoz képest. A MÉSZÁROS-féle térképen dokumentált vetők csapásirány-eloszlása bimodális és romboéderes térbeli elrendezést mutat. A geomorfológiaiilag megnyilvánuló MÉSZÁROS-féle vetők csapásiránya az egyéb vetők csapásirányától 15–20 fokot tér el.

Tárgyszavak: Dunántúli-középhegység, Bakony, szerkezetföldtani térkép, tektonikus geomorfológiai elemzés, csapásirány-eloszlás

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység (1. ábra) és azon belül a Bakonyvidék (PÉCSI 1987) takarós felépítését már a múlt század elején felismerték (UHLIG 1907, STRAUSZ 1942). Később ezeket az ismereteket bővítették. Így például KÁZMÉR (1984) és KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) a Dunántúli-középhegység kelet felé irányuló kiszökése mellett érveltek a Periadriai-vonal és a Defereggental–Anterselva–Vallesvonal mentén 400 km-re eredeti elhelyezkedésétől. Szeizmikus szelvények kiértékelése és felújult, miocénben keletkezett mélyszerkezeti elemek térképezése (pl. RUMPLER & HORVÁTH 1988, TARI 1996) a tektonikusan aktív Bakonyvidék képét támasztják alá. Recens vertikális kéregmozgások meghatározására irányuló geodéziai mérések eredményei a Bakonyvidék területére 0,3 és 0,5 mm/év kiemelkedést mutatnak (JOÓ 1992).

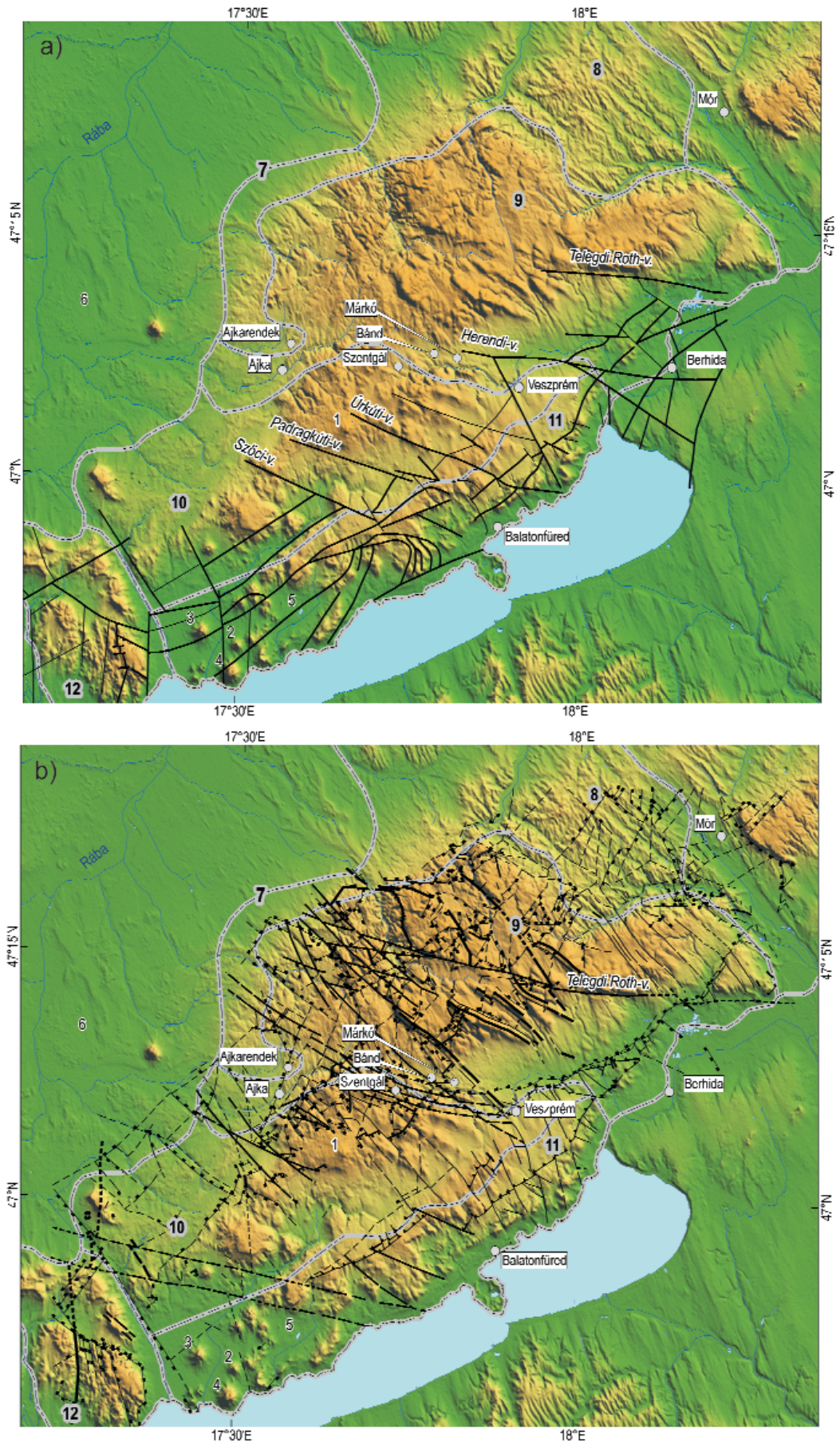
Ez a földtani környezet messzemenően alkalmas a szerkezetföldtani folyamatok geomorfológiai megnyilvánulásainak vizsgálatára. A MÉSZÁROS által összeállított szerkezetföldtani térkép (2. ábra) nemcsak a részletessége és területi kiterjedése miatt bizonyult alkalmas alaptérképnek, hanem a vetők osztályozása miatt alcsoportok képzésére is alkalmas. A vetők fekvése, futása és kinematikája a külszíni fejtésekben és bányavágatokban végzett megfigyelések alapján nagy térbeli pontossággal dokumentált (MÉSZÁROS 1983).

A tanulmányban nagy hangsúllyal szerepel az oldal-eltolódások jellemzése és korlása (1. táblázat). Főleg a bauxit-előfordulások elhelyezkedésében látta az oldalelmozdulások meghatározó szerepét (MÉSZÁROS 1983). A NYÉNY–KDK-i csapású jobbos oldalelmozdulások keletkezését TARI (1996) az albaira teszi. Felújulásukat több szerző a miocénbe helyezi (CSONTOS et al. 1992, FODOR et al. 2005, SASVÁRI et al. 2007). Az oldalelmozdulásokat szakításos

1. táblázat. MÉSZÁROS által kor és jelleg szerint megkülönböztetett vetőtípusok.

Table 1. Types of faults from the map of MÉSZÁROS differentiated by age and fault type

Szerkezeti elem	Kor	Jelleg
Szinklinális		
Antiklinális		
Vető általában		megállapított/ feltételezett
Törésvonal	jura	megállapított/feltételezett; széles dörzsbreccsa-zónával rendelkezik
Oldalelmozdulás		megállapított; nem egyértelmű irányú
	késő-neogén	megállapított
	késő-neogén	megállapított; jobbos
	késő-neogén	feltételezett, balos
	késő-neogén	feltételezett, jobbos
	késő-neogén	fedett balos
	késő-neogén	fedett jobbos
		megállapított/feltételezett; balos szerkezetet tagoló
		megállapított/feltételezett; jobbos szerkezetet tagoló
		fedett; jobbos/balos szerkezetet tagoló
		megállapított/feltételezett jobbos/balos szerkezetet megszabó
		fedett jobbos/balos szerkezetet megszabó
	szubhercini	megállapított/feltételezett; fiatalabb mozgások során vetővé felújult jobbos /balos
Feltolódás		megállapított/feltételezett
Áttolódás		



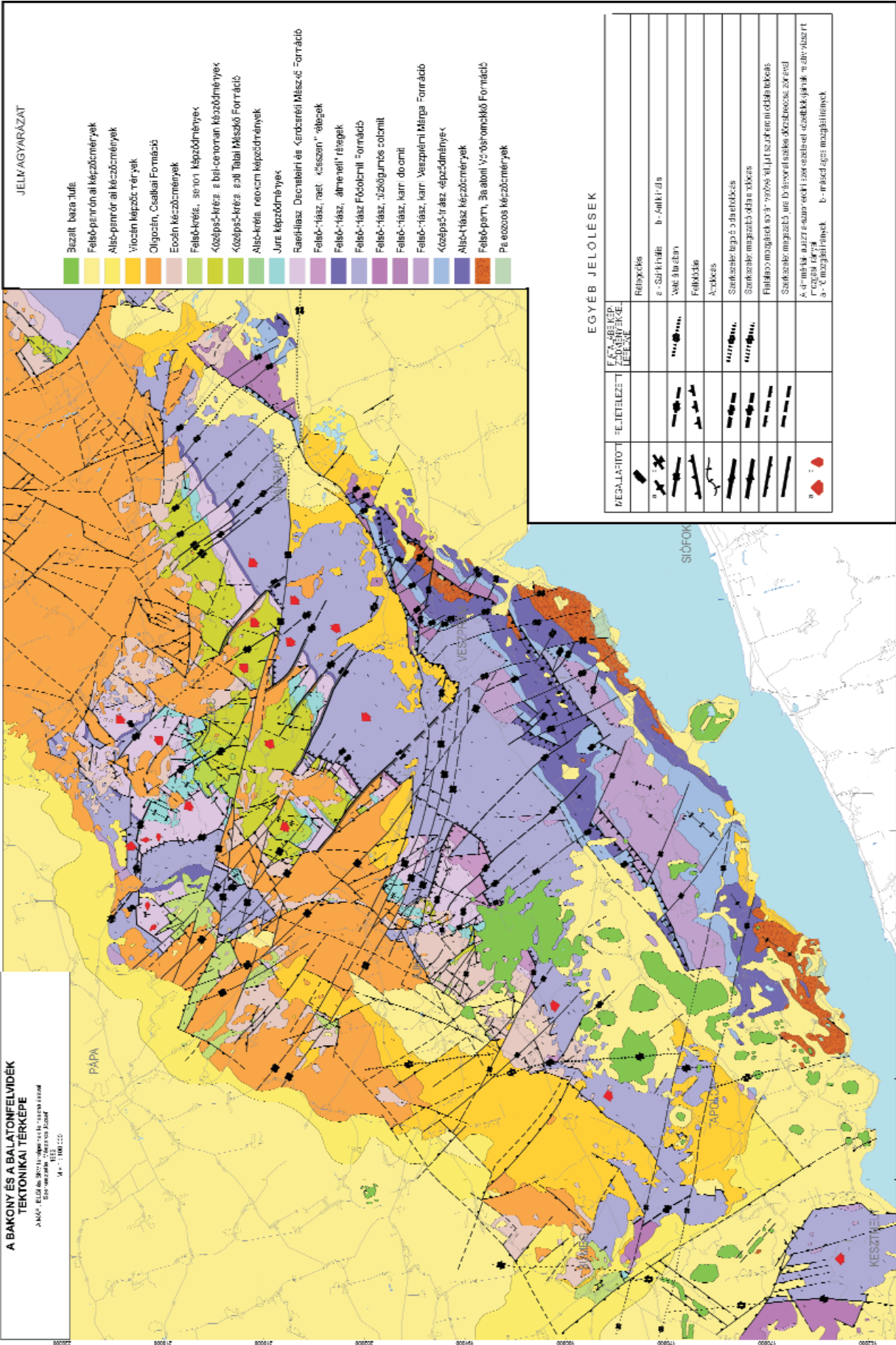
1. ábra. a) A kutatási terület áttekintő térképe (háttér: árnyékolt DDM10 domborzatmodell) a Bakony déli részének főbb posztpaleozoos szerkezeti elemeivel (DUDKO 1991) és a cikkben előforduló fontosabb helyrajzi nevekkel
 1 = Kab-hegy, 2 = Gulács, 3 = Szent György-hegy, 4 = Badacsony, 5 = Káli-medence, 6 = Marcal-medence. Szürke háttérrel rendelkező számok: 7 = Dunántúli-középhegység, 8-12 = Bakonyvidék, 8 = Bakonyalja, 9 = Északi-Bakony, 10 = Déli-Bakony, 11 = Balaton-felvidék, 12 = Keszthely-hegység

b) MÉSZÁROS (1982) szerkezeti vonalai ugyanazon a háttéren összehasonlításképpen

Figure 1. a) Overview map of the study area (background: hillshaded DDM10 digital elevation model) with the main post-paleozoic structures (DUDKO 1991) and important location names mentioned in the text

1 = Kab Hill, 2 = Gulács, 3 = Szent György Hill, 4 = Badacsony, 5 = Káli Basin, 6 = Marcal Basin). Numbers with grey background: 7 = Transdanubian Range, 8-12 = Bakony Mountains, 8 = Bakony Promontory, 9 = Northern Bakony, 10 = Southern Bakony, 11 = Balaton Highlands, 12 = Keszthely Mountains

b) Structural features of MÉSZÁROS (1982) on the same background for comparison



2. ábra. Mészáros (1982) szerkezetföldtani térképének térinformatikai rendszerbe integrált vektoradatbázisa
 Figure 2. Vector database of the structural geologic map of Mészáros (1982)

törésekként értelmezi, melyek az eoalpi felső-kelet-alpi takarórendszeren belül nyesődtek le (TARI 1996).

A Bakonyvidék részterületein már korábban végeztek részletes geomorfológiai elemzéseket. JORDÁN et al. (2003, 2005) szisztematikusan digitális domborzati modell elemzést hajtottak végre a Káli-medence területén (1. ábra). Megállapították, hogy a Káli-medence alapja egységesen DNy-felé billen. Lejtőkiettség-elemzésük É–D és ÉNy–DK irányítottaságú szerkezeti elemekre enged következtetni (JORDÁN et al. 2005).

Földtani háttér

A Bakonyvidéket számos szerző az észak-pannóniai terrénhez sorolja (BALLA 1984) és kiperéselődését az alpi területről a kora-miocénben nagyméretű eltolódások (Rábavonal, Balaton-vonal) mentén tekinti valóságosnak (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, TARI 1991, CSONTOS et al. 1992). Eredeti elhelyezkedése miatt a Bakony mind a Déli-Alpok, mind az Északi-Alpok szerkezeti jegyeivel rendelkezhet, vagyis pikkelyes és takarós szerkezeti felépítése is lehet (BUDAI et al. 1999; 1. ábra).

A Bakonyvidék szerkezetileg (mostani elhelyezkedését alapul véve) az ÉK–DNy-i csapású, hosszanti alpi feltolódásokat elvető, K–Ny-i csapású oldaleltolódások által tagolt és miocén medencékkel szabdaltnak terület. Ezek a harántirányú oldaleltolódások a Bakonyvidék markáns és fontos szerkezeti elemei. MÉSZÁROS (1983) térképén kiemelt szerepet juttat a harántirányú, túlnyomóan jobbos eltolódásoknak. Néhány ilyen eltolódásos zónát már korábban felfedeztek (pl. Litéri-vető, Telegdi Roth- és Herendi-vető, lásd 1. ábra), fekvésük és elhelyezkedésük bizonyítottan tekinthető (PÁVAI-VAJNA 1930, TELEGDI ROTH 1935, KÓKAY 1976). Néhány egyéb jobbos oldaleltolódás MÉSZÁROS térképén ábrázolt futását viszont nem sikerült későbbi szerzőknek megerősíteniük. Így például a Padragkúti-, illetve a Szőci-vonal BUDAI et al. (1999) térképén sokkal rövidebb, mint a MÉSZÁROS-féle térképen található hasonló futású és jellegű vetők. FODOR et al. (2005) vizsgálatai alapján a Padragkúti-vonal a litéri áttolódásos szerkezetben végződik el. Az Úrkúti-vonal DUDKO (1991) és BUDAI et al. (1999) szerint végigkövethető a Balaton partvonaláig. Az oldaleltolódások mellett a feltolódásos szerkezetek Balaton partvonalával szinte párhuzamosan futnak és egy viszonylag keskeny zónára korlátozódnak. Fiatalabb szerkezetföldtani fejlődését tekintve a pannóniai üledékeket is érintő deformáció egy ÉNy–DK-i extenziós feszültségteret mutat, amely normál vetők mentén alakult ki (BUDAI et al. 1999, KISS & FODOR 2007).

A felszínfejlődés fontosabb állomásai

A Dunántúli-középhegység domborzata összetett tektonikus fejlődése miatt erősen tagolt és több geomorfológiailag különböző egységre oszlik. Ezek között szerepelnek (i) maradványfelszínek, (ii) etchplaine (CSILLAG 2004),

(iii) karsztfelszínek, (iv) sasbérc- és árok-szerkezetek, (v) késő-miocén bazaltvulkanizmushoz köthető felszíni formák (JUHÁSZ 2002).

Jelenleg a késő-permig lehet a felszínfejlődési folyamatokat visszavezetni (CSILLAG 2004). Geomorfológiailag jelentős felszínformát a kréta és a középső-eocén során kialakult etchplaine képeznek, melyek szubszekvens eróziós folyamatok során részben lepusztultak (CSILLAG 2004).

A kainozoos tektonikus mozgásokhoz köthető felszíni formák az eocén tengerből kialakulása során részben eltemetődtek. Az öblöt körülvevő szárazulatokon a lepusztulás különböző mértékben hatott. Maga a terület egésze vetőkkel tagolt sasbérc és árok jellegűnek képzelhető el (DUDICH & KOPEK 1980). Az oligocén pedimentációs és eróziós folyamatok során ezek a sasbérc átformálódtak (CSILLAG 2004). A miocénben a meglévő felszínformák eltolódások mentén (pl. Telegdi Roth-vető; SASVÁRI et al. 2007) elnyíródtak (KÓKAY 1996), és transzpressziós szerkezetek mentén jelentős kiemelkedés is végbement (CSILLAG 2004). A szarmata során a kiemelkedés folytatódott, ami erősen megnövekedett eróziós folyamatokhoz vezetett. A késő-pannóniai következő lepusztulási folyamatot (KÓKAY 1996, CSILLAG 2004) a pliocén vulkanizmus jelentősen befolyásolta. E vulkanizmus első fázisa során a lávafolyások már erodált felszíni formákat töltötték ki és így részt vettek a felszín aktív formálásában. A második fázisban maguk a vulkáni felépítmények pusztultak le (CSILLAG 2004).

Fontos megjegyezni, hogy a kréta-középső-eocén etchplaine olyan mértékben átalakultak, hogy már nem mutatkoznak a mai geomorfológiában (CSILLAG 2004). A terület csaknem 1 mm/év jelenkori emelkedését figyelembe véve (JOÓ 1992) az eróziós folyamatok feltehetően egy, a neoalpi szerkezeti mozgások által feldarabolt ősfelszín takarnak ki a szarmata-pannóniai üledékfedő alól (JÁMBOR 1980, CSILLAG 2004). A terület relatív kiemelkedése (a Kisalföldhöz és a Balatontól délre eső területekhez képest, lásd JOÓ 1992) a völgyek fokozatos hátravágódását eredményezi, és hozzájárulhat egyes morfostrukturális elemek kihangsúlyozódásához.

Alapadatok

MÉSZÁROS 1982-ben szerkesztett térképének színes, eredeti, kéziratos példányát szkennelés után megfelelő számú illesztőponttal EOVS koordinátarendszerbe illesztettük. Az ezen a raszteres alapon készült digitalizált vektoradatbázis magába foglalja a litológiai poligonokat, a szerkezeti elemek polivonalait és a rétegdőlések pontos adatait a hozzátartozó attribútumokkal együtt (2. ábra). MÉSZÁROS bakonyi szerkezetföldtani térképét TARI szeizmikus szelvényekből levezetett szerkezetföldtani térképével (TARI 1996), és a zalai terület presenon felszínével és szerkezeti vonalaival (JOCHA-EDELÉNYI 2005) vetettük össze. Az Északi- és Déli-Bakony és a Balaton-felvidék területén

DUDKO (1991) által szerkesztett szerkezetföldtani térképpel egészítettük ki a csapásirány-elemzéseket (1. ábra, a).

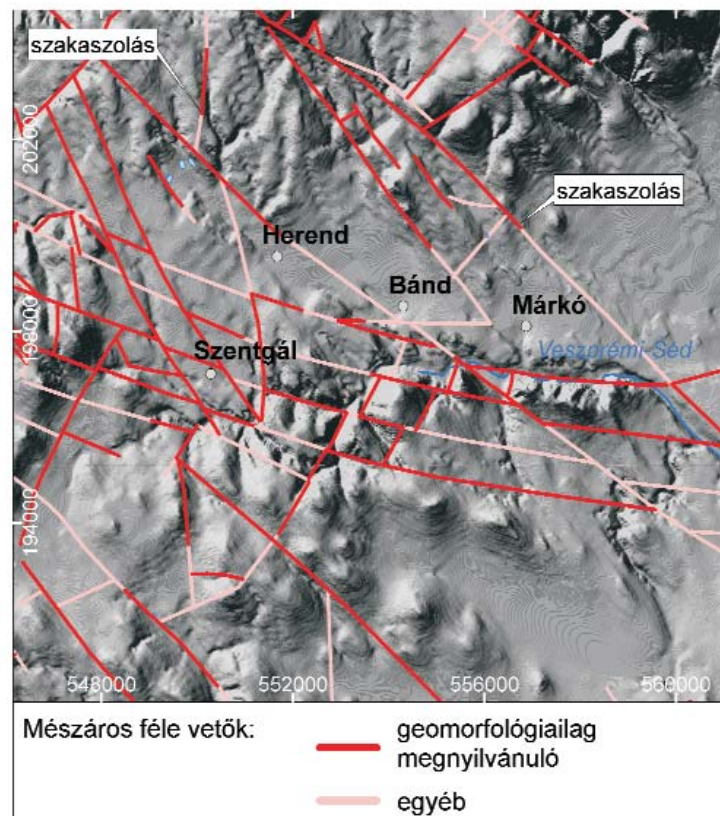
Az árnyékolt globális SRTM domborzati modell alapján készült morfostrukturális elemek térképét (HORVÁTH et al. 2006a, b) összehasonlítású adatbázisként használtuk. Mivel az idézett két mű szempontunkból azonos adatbázist ír le (HORVÁTH et al. 2006a magát az adatbázist és az eredményeket, HORVÁTH et al. 2006b pedig a digitális képeket tartalmazza).

A geomorfológiai elemzés kiindulási adataként a terület 10 m felbontású digitális domborzati modellje (Honvéd Térképészeti KHT, Magyarország) szolgált, amely 1:50 000-es szintvonalterképek adatainak interpolációjából készült.

Alkalmazott módszerek

A terület elemzése során több szempontot is figyelembe vettünk: (i) a terület földtani és geomorfológiai fejlődéstörténetét, (ii) geomorfológiai jellemzők halmozódásának vizsgálatát és (iii) tisztán eróziós és szerkezetföldtanilag meghatározott felszíni formák megkülönböztetését. Ezek

közül a harmadik szempontot tekintettük a jelen kutatásban a legfontosabbnak. E megkülönböztetés során feltételeztük, hogy MÉSZÁROS szerkezetföldtani térképe terepi megfigyeléseken alapszik, és mint ilyen adattartalmát tényként fogadjuk el. Ebből kiindulva a domborzatmodell elemzése kifejezetten az ezen a térképen található vetők osztályozására és nem a vetők helyének vizsgálatára irányult (1. ábra, b). Továbbá a szerkezetföldtani térkép tartalmát használtuk vonatkoztatási alapként, amelyhez a többi szerkezeti elemét hasonlítottuk. Ezáltal többek között számszerűsített adatot tudunk szolgáltatni a térkép minőségének megítélésére. Az összes, MÉSZÁROS 1982-es szerkezetföldtani térképén található vetőt, tekintet nélkül a vélhetően terepen megfigyelt elmozdulási jellegükre, két csoportba osztottuk: (i) geomorfológiailag megnyilvánuló és (ii) egyéb. Szükség esetén a vetőt két vagy több szakaszra bontottuk (3. ábra). A MÉSZÁROS-féle vetők darabolási alapjaként egy kompozitképet használtunk, mely a terület lejtőszögtérképéből, az árnyékolt domborzatmodellből és a magassági szintvonalakból állt. A 3. ábrán jól kivehető, hogy egy vető mentén a domborzat jelentősen változhat, a vető egy darabon völgyben, illetve annak közvetlen közelében fut, később



3. ábra. A MÉSZÁROS-féle vetők darabolásának bemutatása a kutatási terület egy példaként kiemelt részterületén

Ezt a geomorfológiailag megnyilvánuló és meg nem nyilvánuló szakaszokra történő darabolást az egész Bakony és Balaton-felvidék területére elvégeztük és az így keletkezett kétféle szakaszcsoporthoz a továbbiakban külön elemezzük. Hátér: árnyékolt DDM10 domborzatmodell és hozzátartozó szintvonalak 10 m szintközellel

Figure 3. Splitting scheme of the MÉSZÁROS-faults shown as an example for a part of the study area. This split into segments with and without geomorphologic surface expression was done for the entire Bakony and Balaton Highland area. The two distinct groups were further analysed separately. Background: hillshaded DDM10 digital elevation model and related contour lines with 10 m vertical spacing

viszont nem köthető futásához semmilyen jellegzetes geomorfológiai felszínforma. Mint később látni fogjuk, ez a megfigyelés jól mutatkozik a két kategóriához tartozó lejtőszögeloszláson is. A geomorfológiailag megnyilvánuló vetőszakaszok lejtőszögeloszlása bimodális trendet mutat, vagyis mind a völgyfenékhez köthető alacsony lejtőszögeket, mind a völgy oldalaihoz köthető meredek lejtőszögeket tartalmaz. A geomorfológiailag meg nem nyilvánuló vetőszakaszok lejtőszögeloszlása sokkal egyveretűbb, túlnyomóan sík területre utaló alacsony lejtőszögértékeket tartalmaz. A kompozitképen ezáltal megbízhatóan ki lehetett választani a megfelelő kategóriába eső vetőszakaszokat. A döntéshozatal JORDÁN et al. (2003) eljárása alapján történt, ami feltételezi, hogy szerkezeti elemek, illetve szerkezetföldtanilag meghatározott felszínformák jellegzetesen lineáris elemekként mutatkoznak. Ilyen elemek lehetnek eltolódások esetében egyenes gerincvonalak, egyenes völgyek, egyenes, váltakozó meredekségű lejtők. Normál vetők esetében egyenes, meredek lejtők, vagy a lejtő meredekségében bekövetkező változás, amely szintén egy lineáris trendet követ (JORDÁN et al. 2003). A többi szerző vetőadatbázisát nem hasonlítottuk össze a kompozitképpel, mivel jelen dolgozatnak e vizsgálat nem képezi tárgyát.

Kiválasztott területeken, geomorfológiailag megnyilvánuló vetőszakaszok mentén a digitális domborzati modell alapján a völgyek keresztmetszetét vizsgáltuk a V_f -index segítségével (KELLER & PINTER 1996). A V_f -index a völgy keresztmetszeti alakját számszerűsíti (4. ábra). A völgykeresztmetszet alakjának egyik szélső esete a teknővölgy és KELLER & PINTER (1996) szerint a völgy fenékén kanyargó és oldalirányban erodáló folyóra utal. A másik szélső eset a szurdokvölgy, mely a völgyben lezajló erős bevágódásra és egyúttal a terület erős (relatív) emelkedésére utal.

A litológiai egységek geomorfológiai jellemzését az egész térképszelvény területére alkalmazott magassághisztogramokkal egészítettük ki, mivel ez a geomorfológiai elemzés egyik alapvető technikája. Ezt a vizsgálatot érdemes megtenni, mert egyes kőzettípusok (pl. karbonátos

kőzetek, alacsony viszkozitású lávából keletkezett vulkanikus kőzetek) esetén fontos jelenségekre utalhatnak a magassághisztogramok tulajdonságai. Ez még akkor is igaz, ha — mint esetünkben — a területet jelentős részben érintette és érinti a bevezetésben már említett differenciális kiemelkedés. A magassághisztogramokat a digitális domborzati modellből számoltuk MÉSZÁROS térképén ábrázolt egységes litológiai egység területére eső részt kivágtuk és az azon a területen található magassági értékeket ábrázoltuk hisztogram formájában.

Diszkusszió

Magassághisztogramok

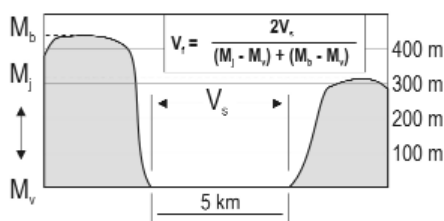
A magasságeloszlásokat kiválasztott, főbb litológiai egységekre készítettük el: a felső-triász (Fődolomit, Dachsteini Mésző Formáció), alsó-jura (Kardosréti Mésző) karbonátokra, felső-triász márgarétegekre (Veszprémi Formáció), oligocén képződményekre (Csatka Formáció), miocén képződményekre és bazaltos egységekre.

A karbonátos litológiai egységek (5. ábra) esetében jellegzetes bimodális eloszlás mutatkozik: az eloszlás csúcsai 300 és 400 m tengerszint feletti magasságok körül fekszenek. Ez ugyan szerkezetföldtanilag befolyásolt elrendezés — ugyanis Balatonfüredtől nyugatra a Fődolomit egy ÉK–DNy tengelyű szinklinális magjában települ (BUDAI et al. 1999) — viszont nem köthető az általunk vizsgált vetőmintázathoz.

Az oligocén és miocén képződmények magasságeloszlása (6. ábra) szintén enyhén bimodális. Az egységek fő magassági tartománya 200 és 230 m között fekszik, de egy alárendelt csúcs 300 m, illetve 350 m tengerszint feletti magasságnál világosan elkülönül. Az oligocén képződmények MÉSZÁROS térképén megoszlának a Bakony ÉNy-i szélén fekvő Marcal-medence alacsony térszínei (1. ábra) és a Bakonyvidék dombságának magasabb fekvésű területei között, amit a differenciális kiemelkedésnek tulajdonítunk. A miocén esetében megfigyelhető, hogy a Bakonyvidéken található félárkokban települ. Egy szép példa erre a Veszprém északi határában található miocén előfordulás.

A márgarétegek (7. ábra) 150 és 320 m tengerszint feletti magasság között egyenletesen oszlanak el. Elterjedésük a Balaton-felvidék középső részén jellegzetes; a délkeleties lejtés és a kőzettípus nagyobb eróziós érzékenysége határozza meg a hisztogram alakját.

Noha a bazalt (8. ábra) az előbbieken tárgyaltaknál jelentősen kisebb területet foglal el, hisztogramja széles, lényegében egycsúcsú, de enyhén mégis bimodális jelleget mutat. A csúcs a tanúhegy-jelleghez köthető, míg a széles eloszlás és a másodlagosan gyakori magasságok a vulkáni képződmények korbelti és genetikai sokféleségéhez kapcsolhatók. Így például a 100 és 200 m közé eső magassági tartományt a Tihanyi-félsziget, valamint a

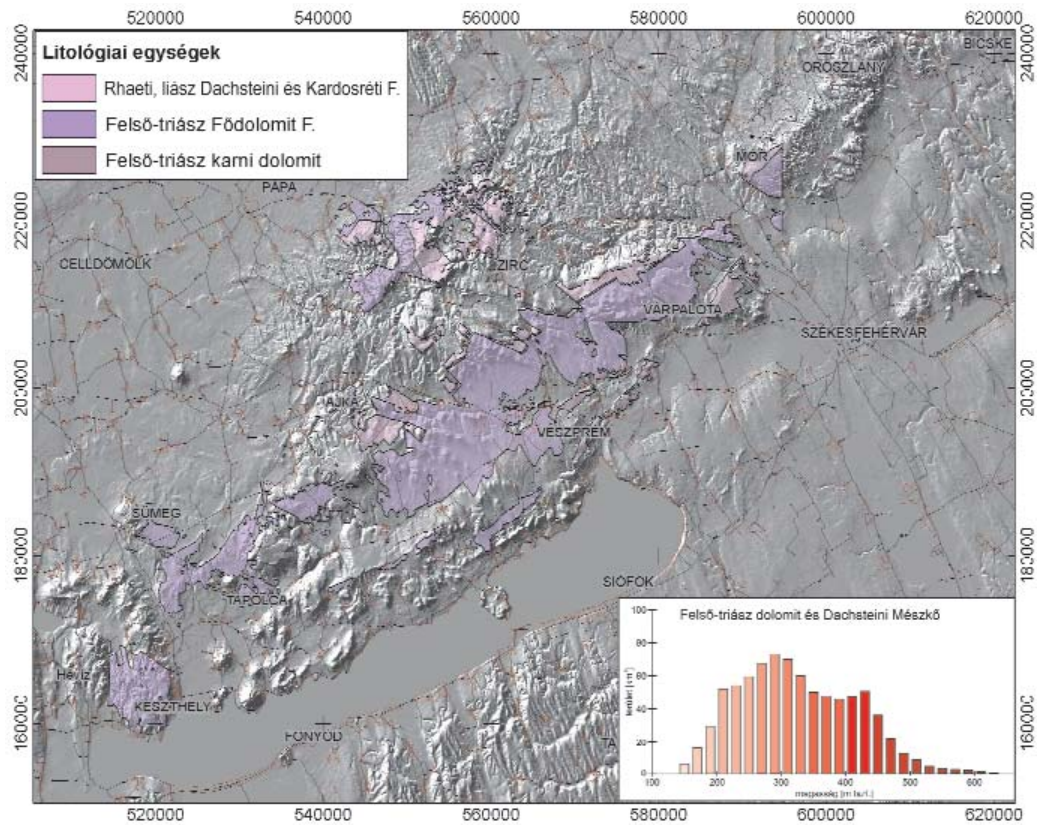


4. ábra. A V_f -index számítása (KELLER & PINTER 1996 után)

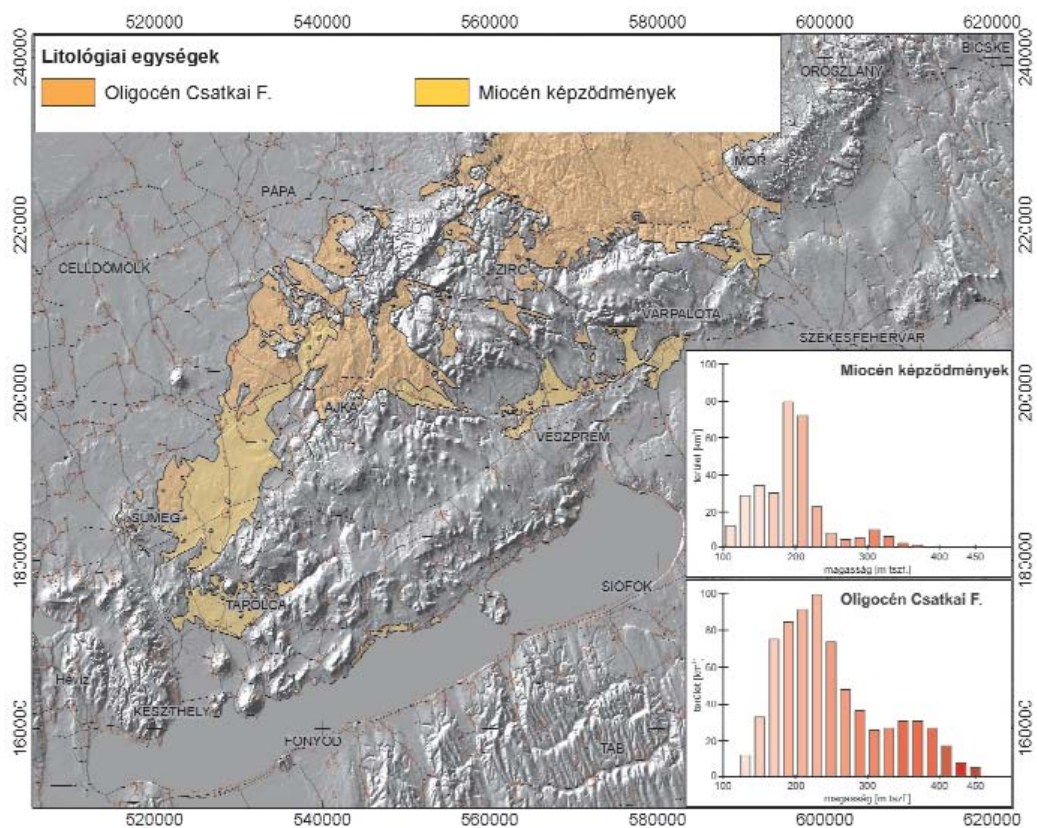
Az ábra egy sematikus völgykeresztmetszetet mutat két különböző magasságú völgyoldallal. M_v : völgyfenék magassága, M_l : jobb völgyoldal magassága, M_r : bal völgyoldal magassága, V_s : völgyfenék szélessége

Figure 4. Calculation of the V_f -index or valley floor width to height ratio (modified after KELLER & PINTER 1996)

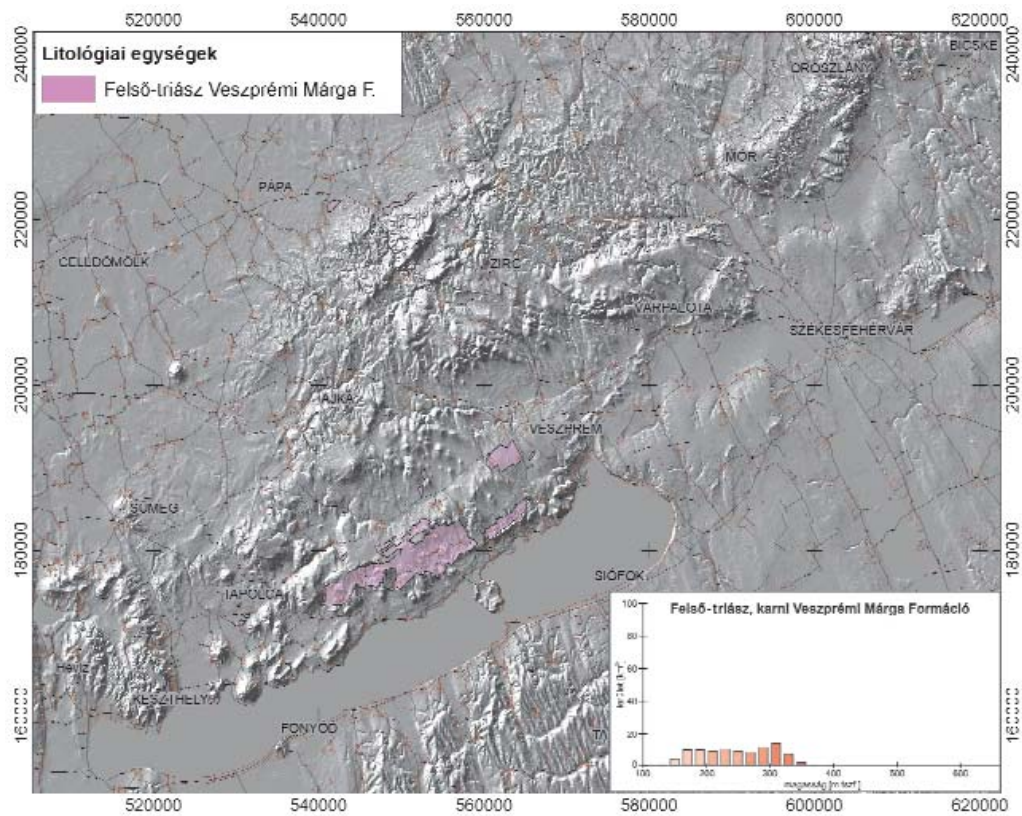
The figure shows a schematic cross section of a valley with valley flanks showing different elevations. M_v : elevation of valley floor, M_l : elevation of right valley flank, M_r : elevation of left valley flank, V_s : width of the valley floor



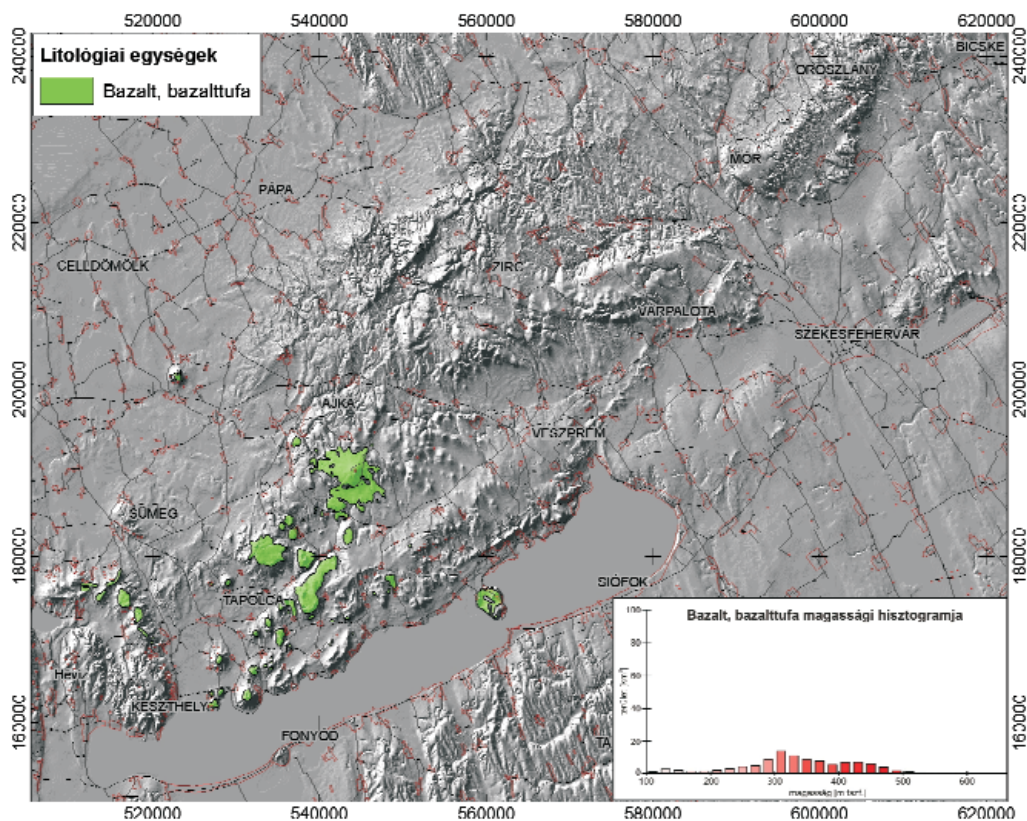
5. ábra. A karbonátos kőzetek elhelyezkedése és magassági hisztogramja
 Figure 5. Position and elevation histogram of carbonate lithology



6. ábra. A márga jellegű kőzetek elhelyezkedése és magassági hisztogramja
 Figure 6. Position and elevation histogram of marly lithology



7. ábra. Az oligocén és miocén képződmények elhelyezkedése és magassági histogramja
 Figure 7. Position and elevation histogram of Oligocene and Miocene formations



8. ábra. A bazalt, bazalttufa elhelyezkedése és magassági histogramja
 Figure 8. Position and elevation histogram of basaltic units

Szigliget alacsonyan fekvő bazaltos térszínei alkotják. 280 és 460 m között nagyjából egyenletes az eloszlás, ami a szabályos kúp alakú Kab-hegy (599 m; 1. ábra) következménye.

Vetők csapásirány-elemzése

A következőkben a csapásirány-vizsgálat eredményeit elemezzük. A könnyebb áttekintés érdekében egy rövidített nevezéklístit vezetünk be, amelyet a 2. táblázat összegez. A 3. táblázat áttekintést nyújt az elemzésben szereplő MÉSZÁROS-féle vetők szakaszainak hosszáról és darabszámairól, mutatva a statisztikai elemzés robusztusságát. A feldolgozás és kiválasztás után a felszínformához köthető vetők csoportjába 695 szegmens tartozott 1420 km összhosszal. Az egyéb vetők kategóriájába 429 szegmens volt sorolható 867 km összhosszal.

H06B, H06T: egész Dunántúl és Bakonyvidék. Már a H06T és a H06B jelű csoportok összehasonlítása is tanulságos eredményt hoz. Mindkét csoport keletkezésétől függetlenül, viszont geomorfológiailag megnyilvánuló lineamentek, melyek egy adatbázisból származnak, csupán területileg osztottuk fel őket. Az Északi- és Déli-Bakonyra leszűkített lineamentrendszerben az ÉÉNy–DDK kissé keletiebb és egy elkülönülő ÉNy–DK-i komponens is megjelenik (9. ábra, b).

H06T, M83T: egész Dunántúl és MÉSZÁROS-féle vetők. Az M83T érdemi eltérést mutat a H06T-től: a H06T-ben

kevésbé jellemzőek a konjugált irányok (9. ábra, a és c). A H06T fő ÉÉNy–DDK irányú lineamentjeihez képest az M83T túlnyomórészt ÉNy–DK (alárendeltekben NyÉNy–KDK), konjugált iránynak pedig ÉÉK–DDNy csapású lineamentcsoport tekinthető. Ez utóbbi a H06T-ben rendkívül alárendelt. Az M83G irányeloszlása még sokkal inkább csúcsosabb, itt ÉNy–DK irány dominál és erős a konjugált irányok interpretált ÉÉK–DDNy-i irány.

M83T, M83G, M83E: a MÉSZÁROS-féle vetők és a domborzat összefüggése. Az M83T és M83G lineamentek irányeloszlásában a feltolódások érdemben befolyásolják az irányeloszlás konjugált voltát (9. ábra, d–f). Az irodalom a geológiai szerkezetfejlődés során a bakonyi feltolódások aktív fázisát eoalpinak tekinti (TARI 1995), az oldaleltolódások elvetik a feltolódások szerkezeti vonalait (MÉSZÁROS 1983, DUDKO 1991). Ilyenformán a feltolódások képződése és fő aktív fázisa az oldalelmozdulásokhoz képest sokkal régebbi.

Feltételezzük, hogy a geomorfológiailag aktív vonalak vagy fiatalabbak, vagy valamilyen okból felújultak és kipreparálódtak. A kipreparálódást nem tartjuk véletlenszerűnek a vonalak erősen irányított irányeloszlása miatt. A Bakonyvidék kiemelkedése következtében az erózió által lepusztított felszínen kirajzolódnak az egykor fedett vetőrendszerek. A feltolódások geomorfológiai megnyilvánulását vagy a feltolódások felszíni folyamatok általi kipreparálódásának köszönhetjük, vagy a feltolódások mentén felújult tektonikus mozgásnak. A geomorfológiailag

2. táblázat. A felhasznált vetők tartalma és a szövegben használt rövidítése

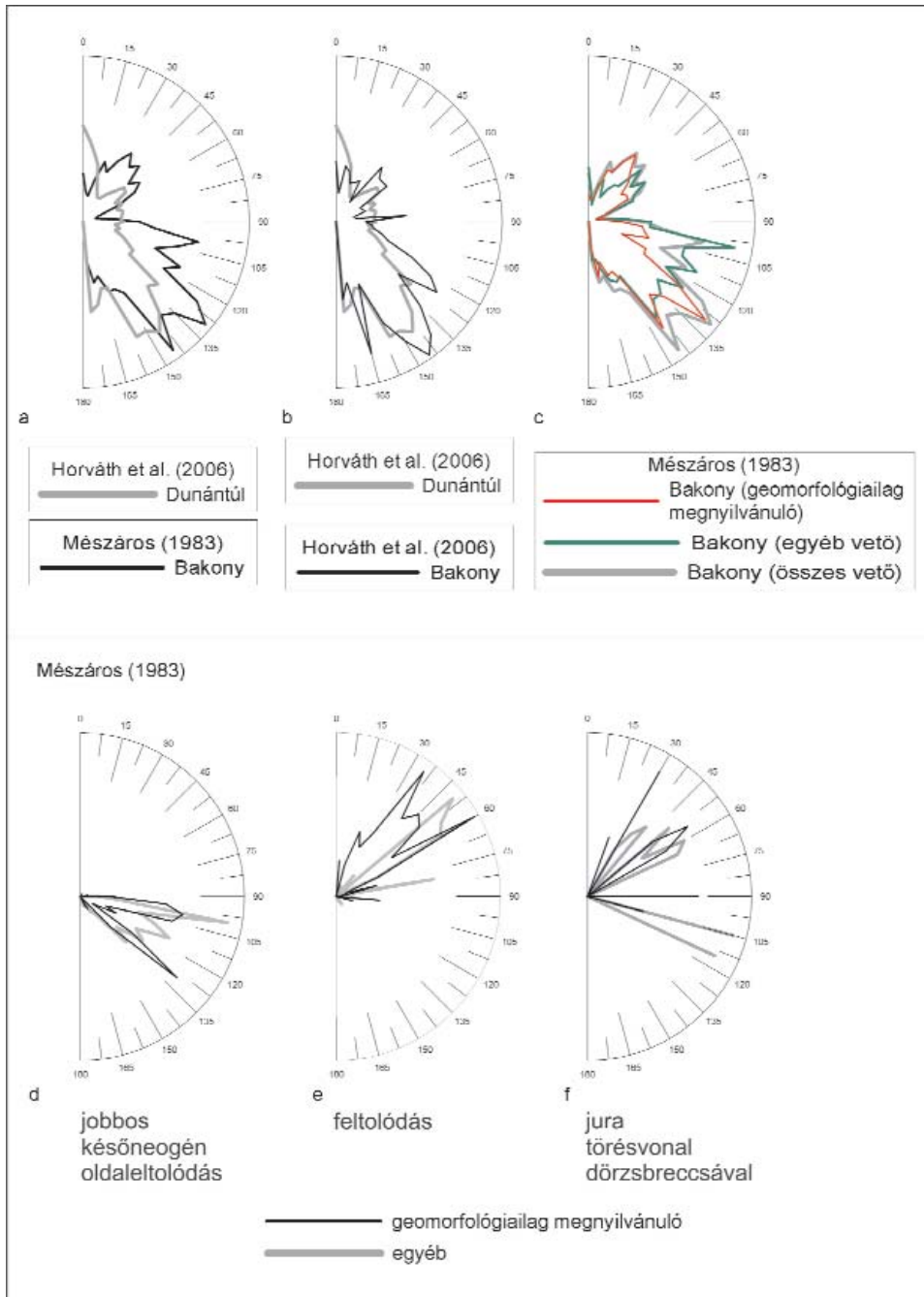
Table 2. Descriptions and used abbreviations of the investigated faults

Tartalom	Eredeti adat területe, térképi méretaránya	Hivatkozás	Részcsoport	Rövidítés
Szerkezetföldtani térképezés	Bakony, 1: 100 000	MÉSZÁROS (1983)	összes vető geomorfológiailag megnyilvánuló egyéb	M83T M83G M83E
SRTM-DDM -en térképezett morfostruktúrális elemek	Pannon-medence, 1: 100 000 - 1: 1 000 000	HORVÁTHI et al. (2006)	az egész Dunántúl területére a Bakony területére	H06T H06B
Szeizmikus szelvények értelmezése alapján	Dunántúl, 1: 1 000 000	TARI (1996)	feltolódások, normál vetők, jobbos/balos eltolódások	T96
Hydrologiai térképezés	Zala, 1: 500 000	JOCHA-ÉDELENYI (2005)	vetők általában	J05T
Szerkezetföldtani térképezés	Balaton-felvidék, 1: 363 636	DUDKO (1991)	feltolódások, normál vetők, jobbos/balos eltolódások	D91

3. táblázat. A MÉSZÁROS-féle vetők statisztikailag jelentős osztályokra bontott darabszáma és az ezekben az osztályokba tartozó vetők összhossza

Table 3. Numbers and total length of segments, which fall within statistically meaningful classes of the MÉSZÁROS-faults

Típus	M83T	M83G	M83E
Balos fiatalabb mozgások során vetővé felújult szubhercini oldaleltolódás	6 db 33,36 km	5 db 27,18 km	2 db 6,18 km
Feltolódás	47 db 75,31 km	33 db 55,45 km	17 db 20,3 km
Jobbos késő neogén oldaleltolódás	91 db 396,04 km	53 db 163,04 km	65 db 234,25 km
Vetőket megszábró jura törésvonal széles dörzsbreccsa zónával	15 db 26,61 km	8 db 10,25 km	9 db 16,35 km



9. ábra. A feldolgozott MÉSZÁROS-féle vetők rózsadiagramjai és az összehasonlításhoz felhasznált morfostrukturális elemek (HORVÁTH et al. 2006) elemek irányeloszlása 0–180° között, 5°-os felosztásban

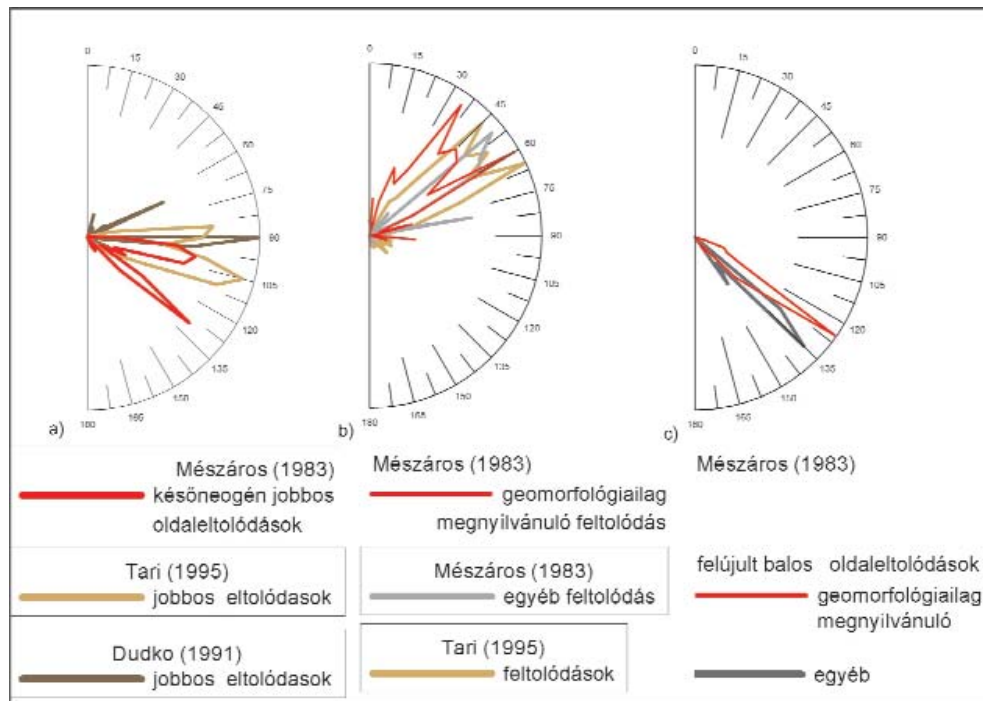
Figure 9. Rose diagram of the analysed MÉSZÁROS-faults and the morphostructural elements (HORVÁTH et al. 2006) between 0 and 180°, bin size is 5°

megnyilvánuló és a többi vető között jól kimutatható különbség van. A feltolódások esetében ez 20°-os, a jobbos késő-neogén vetők esetében 5–10°-os eltérés mutatkozik.

M83G, T96, D91: a MÉSZÁROS-féle vetők és más szerzők által térképezett vetők. Ebben az összeállításban további osztályokra bontottuk a MÉSZÁROS-féle vetőket és összehasonlítottuk őket más szerzők szerkezetföldtani adatbázisaival (10. ábra).

MÉSZÁROS geomorfológiailag megnyilvánuló késő-

neogén jobbos oldaleltolódásainak csapásiránya jó összhangban van TARI (1996) által szeizmikus szelvényeken interpretált jobbos vetőivel (10. ábra, a). Fontos megfigyelni, hogy az M83G osztályon belül a jobbos vetők két csapásirányra oszlanak: egy KDK és egy DK irányú csoportra. Ugyanakkor a T96-os csapásirányában is megfigyelhető egy enyhén bimodális eloszlás (K és KDK). A D91-be tartozó vetők főleg a T96-os osztály keleti irányú vetőivel esnek egybe és az M83G KDK csapásirányú vetői



10. ábra. A MÉSZÁROS-féle vetők összehasonlítása más szerzők szerkezetföldtani elemeivel

Figure 10. Comparison of the MÉSZÁROS-faults with fault interpretations from other authors

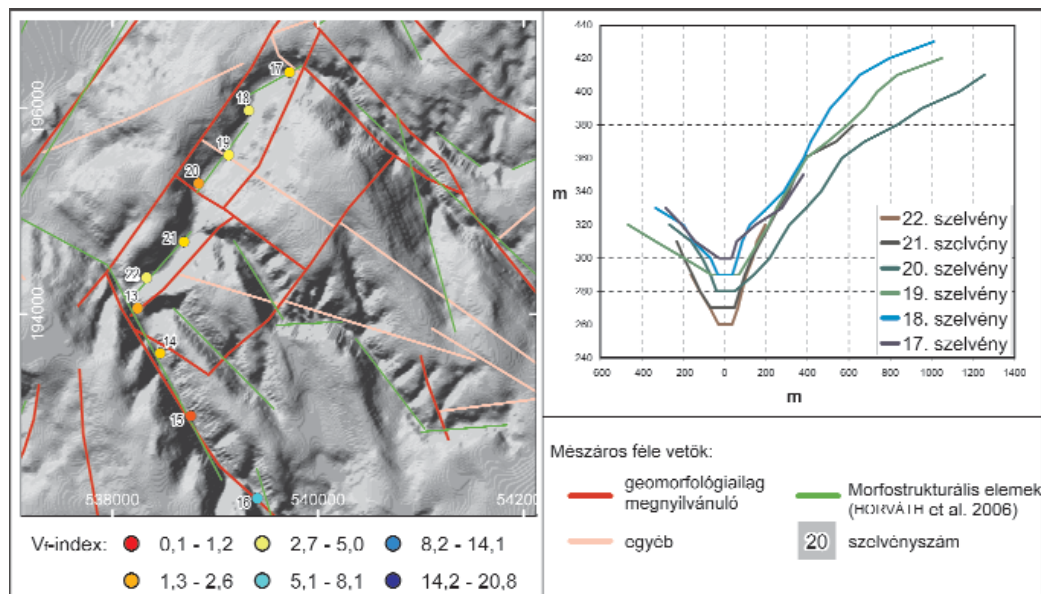
egy körülbelül 12° -os elfordulást mutatnak a T96 és D91 osztályokba tartozó vetőkhöz képest.

Az M83G, M83E és T96-os osztályokba tartozó feltolódások egyveretű eloszlást mutatnak (10. ábra, b), viszont itt is észrevehető egy $5-7^\circ$ -os eltérés az M83G és a többi osztály között.

Végül az M83G és M83E felújult balos vetői között ez a $5-7^\circ$ -os eltérés megint mutatkozik (10. ábra, c).

V_f -index

A völgykeresztmetszetre számolt V_f -index értékei 0,06 és 20,8 között váltakoznak. A kiválasztott területeken két fő trend figyelhető meg: egyrészt az alacsony, szurdokvölgyre tipikus V_f -értékek szimmetrikus völgykeresztmetszeteknél mutatkoznak (pl. Ajkától keletre, a Csinger-patak mentén; 11. ábra). Másrészt a magas, teknővölgyekre jellegzetes



11. ábra. A Csinger-patak völgyének domborzati keresztmetszénei és azok fekvése az árnyékolt domborzatmodellen

A keresztmetszvények számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt

Figure 11. Cross sections of the valley of the Csinger Stream. The location of the cross sections are also shown on the hillshaded digital elevation model

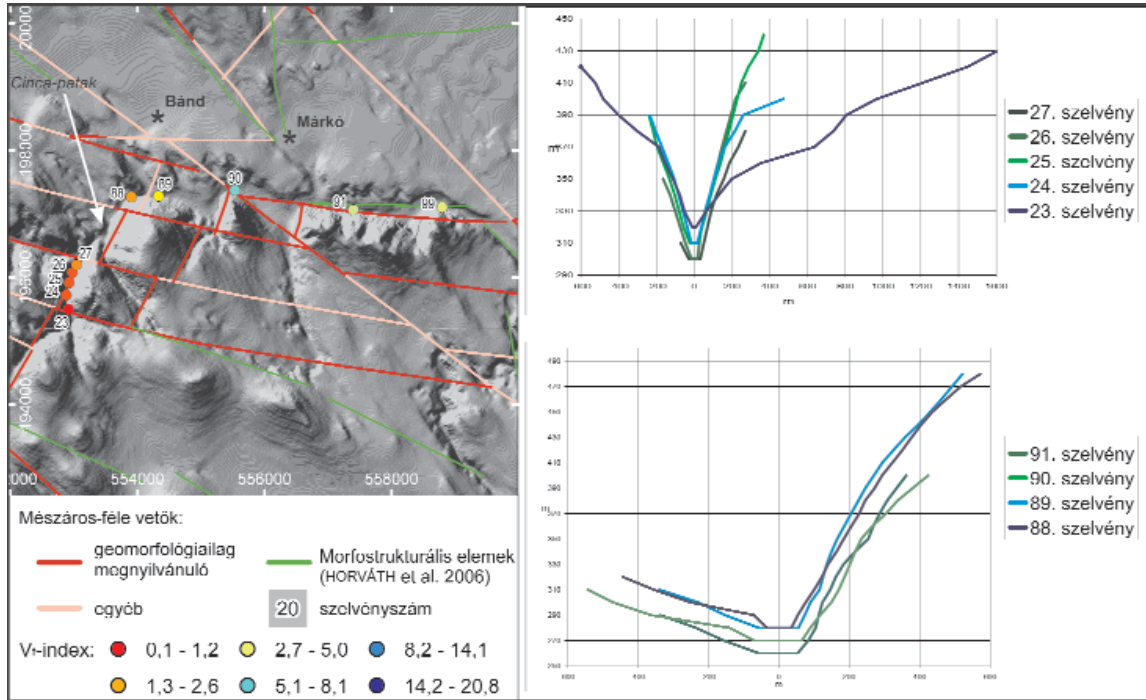
The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index values

értékek aszimmetrikus völgykeresztmetszetekkel párosulnak (pl. Szentgál közelében a Cinca völgyében és Ajkarendek közelében a Borsod-völgy mentén; 12. és 13. ábra). Bár a völgyaszimmetria egyes szerzők szerint utalhat deflációs eredetre is, jelen tanulmányban kifejezetten a MÉSZÁROS által észlelt, illetve interpretált vetőket és az azokhoz köthető formákat vizsgáljuk. Így definíció szerint a formákat tektonikus eredetűnek tekintjük, nem zárva ki azt a

lehetőséget, hogy egyes esetekben a formák kialakulásához eolikus folyamatok is hozzájárulhattak.

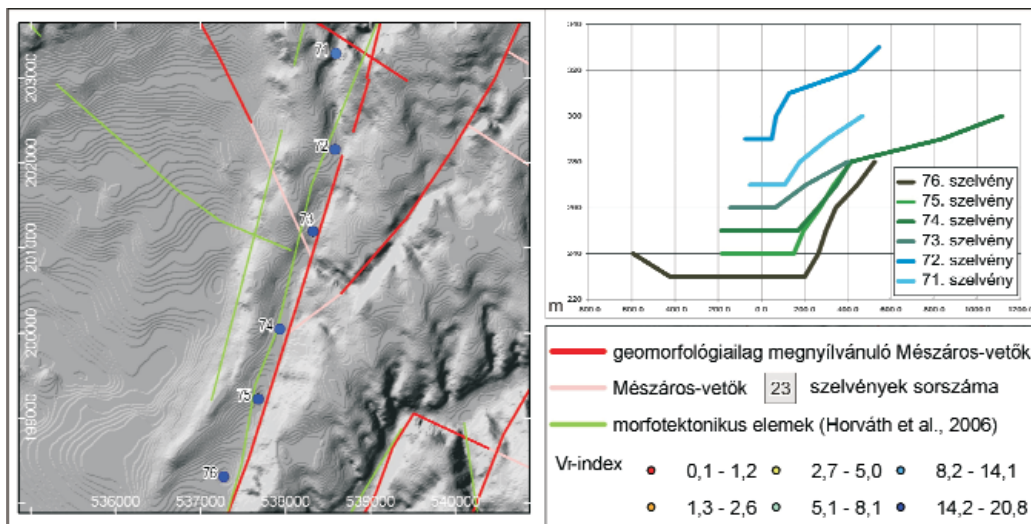
Következtetések

A MÉSZÁROS-féle szerkezetföldtani térképből előállított térinformatikai vektoradatbázis további szerkezetföldtani és



12. ábra. A Cinca völgyének domborzati keresztmetszénei és azok fekvése az árnyékolts domborzatmodellen. A keresztmetszénekek számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt.

Figure 12. Cross sections of the valley of the Cinca Stream. The location of the cross sections is indicated on the hillshaded digital elevation model. The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index values.



13. ábra. A Széles-völgy domborzati keresztmetszénei és azok fekvése az árnyékolts domborzatmodellen. A keresztmetszénekek számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt.

Figure 13. Cross sections of the Széles Valley. The location of the cross sections is indicated on the hillshaded digital elevation model. The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index value.

geomorfológiai vizsgálatok elvégzésére megfelelő pontosságú. A térkép a Bakonyvidék kutatásának egy fontos állomását képviseli. A MÉSZÁROS által alkalmazott vetőosztályozás a maga korában előremutató jellegű volt, noha a térkép földtani tartalma nem korunk modern felfogásait tükrözi.

A térinformatikai vektoradatbázis és más szerzők szerkezetföldtani, ill. morfostrukturális adatbázisainak összehasonlításából kimutatható, hogy az Északi- és Déli-Bakony szerkezeti elemeinek fő csapásiránya az egész Dunántúl morfostrukturális elemeinek csapásirányához képest 10–15°-kal elfordul (H06B és M83T jelű csoportok a 9. ábra a részén). MÉSZÁROS geomorfológiailag megnyilvánuló jobbos eltolódásai is legalább egy ilyen nagyságrendbe eső mértékkel (15°) vannak elforgatva más szerzők a Bakonyvidék nyugati előterében fekvő jobbos vetőivel szemben (10. ábra, a). A morfostrukturális elemek irányeloszlását tekintve fontos szem előtt tartani, hogy ezen elemek keletkezése részleteiben nem tisztázott — lehet a tektonika, vagy más hatások eredménye. Jelen tanulmányban az irányok közötti eltérést indikáció szintűnek tekintjük, mélyebb okát további földtani, geomorfológiai, illetve morfológiai vizsgálatokkal kell kutatni.

A MÉSZÁROS-féle térképen található vetők és a domborzat között a Bakonyvidék területén statisztikailag kimu-

tatható összefüggés létezik. Geomorfológiailag megnyilvánuló és nem megnyilvánuló szerkezeti elemek jól elkülöníthető csoportokat alkotnak (9. ábra, c és 10. ábra). Ezért a szerkezeti elemek kipeparálódása sem tekinthető teljesen véletlenszerűnek.

A V_f -index esetében a teknővölgyekre jellemző értékek csupán akkor figyelhetők meg, ha a völgy egyik oldala jóval alacsonyabb a másiknál és így erősen aszimmetrikus völgykeresztmetszetek keletkeznek. Az összes többi vizsgált völgy szurdokvölgyekre jellemző értékeket mutat. Az értékek alapján a legjellegzetesebb szurdokvölgyek karbonátos kőzetekben és a MÉSZÁROS térképén ábrázolt vetők mentén fordulnak elő.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T47104 számú OTKA-pályázat keretében végeztük. Köszönjük HORVÁTH Ferencnek a MÉSZÁROS-féle térkép eredeti példányának rendelkezésünkre bocsátását. ZÁMOLYI András a Bécsi Egyetem FA536001 [*Karpatian Tectonics*] projektje támogatta. SZÉKELY Balázs a kutatómunka egy részét Békésy György posztdoktori ösztöndíjaként végezte. Köszönjük KISS Adrienn és CSILLAG Gábor szakszerű és gondos bírálatát.

Irodalom — References

- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe M=1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. Geomorphologic levels of the Kál Basin and its vicinity. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002. évről**, 95–110.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ, M. 1992: Tertiary Evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- DUDICH E. & KOPEK G. 1980: A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázlatja. — *Földtani Közlöny* **110/3–4**, 417–431.
- DUDKO A. 1991: A Balaton-felvidék szerkezeti elemei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 15–41.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY G., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2006a: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 133–137.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY G., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2006b: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. <http://geophysics.elte.hu/atlas/09.htm>
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. Pannonian in the Transdanubian Central Mountains. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **63**, 61–63.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. — *Tectonophysics* **202/2–4**, 129–134.
- JOCHA-EDELÉNYI, E. 2005: Karsthydrogeology of the Transdanubian Range, Hungary: Geological constraints and human impact on a unique karst reservoir. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 53–58.
- JORDÁN, Gy., CSILLAG, G., SZÜCS, A. & QVARFORT, U. 2003: Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Kali Basin, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie* **47**, 145–169.
- JORDÁN, Gy., MEIJNINGER, B. M. L., VAN HINSBERGEN, D. J. J., MEULENKAMP, J. E. & VAN DIJK, P. M. 2005: Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and Greece. — *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **7**, 163–182.

- JUHÁSZ Á. 2002: A Dunántúli-középhegység. — In: KARÁTSZON D. (szerk.): *Magyarország földje (Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére)*. Magyar Könyvklub, Budapest, 339–351.
- KÁZMÉR M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleocénben. — *Általános Földtani Szemle* **20**, 55–102.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarica* **28**, 71–84.
- KELLER, E. A. & PINTER, N. 1996: *Active Tectonics: Earthquake and Landscape*. — Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 338 p.
- KISS, A. & FODOR, L. 2007: Miocene dextral transpression along the Csesznek Zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58/5**, 465–475.
- KÓKAY, J. 1976: Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mts. and the age of the Litér fault line. — *Acta Geologica Hungarica* **20**, 245–257.
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* **126/4**, 417–445.
- MAROSI S. 1987: A Dunántúli-hegység főbb táji jellemzői. — In: PÉCSI, M. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység, A*, *Természeti adottságok és erőforrások*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 11–23.
- MÉSZÁROS J. (szerk.) 1982: A Bakony és a Balatonfelvidék tektonikai térképe. — *A MÁFI, ELGI és BKV térképeinek felhasználásával, M=1: 100 000*. — *Kézirat*, MÁFI, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 485–502.
- PÁVAI-VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *Földtani Közlöny* **60/1**, 7–33.
- PÉCSI M. 1987: A Dunántúli-középhegység tájbeosztása. — In: PÉCSI M. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység, A*, *Természeti adottságok és erőforrások*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 13.
- RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some representative seismic reflection lines and structural interpretation from the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin — a study in basin evolution*. — *American Association of Petroleum Geologist Memoir* **45**, 153–169.
- SASVÁRI, Á., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mts., Western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58/5**, 447–486.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — *Földtani Közlöny* **72**, 119–120.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1996: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). — *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österr.* **41**, 1–17.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & WEIR, G. 1995: Palinspastic reconstruction of the Alpine/Carpathian/Pannonian system. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (eds): *Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin*. AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No. 6., Hungary, pp. 119–132.
- TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozóos fejlődéstörténetéhez. — *Mathematikai és Természettudományi Értekezések* **52**, 205–247.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. — *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse* **116/1**, 871–982.
- Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.