

*Dr. Lovász György*¹ – *Dr. Gyenizse Péter*² – *Dr. Czigány Szabolcs*³ –
*Dr. Pirkhoffer Ervin*⁴

A holocén tektonika és a Duna, a Tisza valamint a Dráva esésgörbéje

1. Bevezetés, célkitűzés

A geodéziai, a geológiai és geomorfológiai kutatási eredmények tükrében igazolható hazánk mai domborzatának a holocénben, sőt napjainkban is figyelemre méltó – többek között – vertikális mozgása. A címben említett három nagy folyónk hazai szakaszának esésgörbéin nagyeesű szakaszok rajzolódnak ki.

Vizsgálatunk során a VITUKI mederszelvényeinek tükrében kerestük a választ, hogy hol vannak eséslépcsők a hossz-szelvényekben, és azok milyen térbeli korrelációt mutatnak a geológiai-geomorfológiai kutatások során megismert szerkezeti viszonyokkal.

A mederesés meghatározásához a VITUKI által 1970-ben felvett, és a Magyarország Vízrajzi Atlasza sorozatban publikált hossz-szelvények adatait vettük igénybe. A meder tengerszint feletti magasság (tszf) méter értékei figyelembe vételével meghatároztuk a lineáris regressziós egyenest, és annak együtthatóját ("y"). Az egyenes kezdő, és végső pontja tszf magasságának, és az egyeneshez tartozó folyamkilométer (fkm) figyelembe vételével meghatároztuk az egyes szakaszok átlagos mederesését cm/km-ben kifejezve. Tekintettel dolgozatunk területi korlátaira, a továbbiakban csupán a cm/km paraméter tükrében mutatjuk be a kirajzolódó esésváltozásokat.

2. A Duna esésgörbéje

A Duna a Bécsi-medencét elhagyva Pozsony térségében érkezik a Kisalföld Ny-i tektonikus határzónájába. A terjedelmes süllyedék fiók-medencéjeként is értelmezhető a Sziget- és Csallóköz, amelynek jelentős pleisztocén süllyedését a több 100 m vastag kavicsos homokos rétegsor jelzi. A jelenkori felszínsüllyedést a geodéziai mérések is igazolják (JOÓ I. 2003). A napjainkban is süllyedő medence Ny-i peremén a folyó 30 cm/km medereséssel halad. A központi, mélyebb területre érve a Duna esése fokozatosan és jelentősen mérséklődik.

Nagybajcs–Gönyű térségében a geodéziai mérések a mélyben eltemetett emelkedő szerkezeti egységet feltételeznek (BENDEFFY L. 1968), amely felett a folyó esése mindössze 9 cm/km.

Ennek K-i peremén, a Gönyű–Komárom közötti a 22 cm/km esés, egyrészt igazolni látszik az eltemetett szerkezeti egységet, másrészt a növekedés valószínűleg az emelkedő egység K-i peremére utal.

Komárom–Esztergom között a Duna fokozatosan közelíti a miocén vulkánikus kőzetekből épült Börzsönyt, illetve a Visegrádi-hegységet. A kemény kőzetbe a folyó egységnyi idő alatt kisebb mértékben tudja medrét mélyíteni, ezért a szakasz átlagos esése mindössze 5 cm/km-re mérséklődik. Ez azonban Lábatlantól K-re csaknem 0 cm/km-re csökken. Ezen a szakaszon a folyó ágakra bomlik, jelezve nemcsak az Ipoly által beszállított hordalékának, de a hegység kőzetének hatását is.

¹ *Dr. Lovász György Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Pécs* E-mail: gyuresz@gamma.ttk.pte.hu

² *Dr. Gyenizse Péter Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Pécs* E-mail: gyenizse@gamma.ttk.pte.hu

³ *Dr. Czigány Szabolcs Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Pécs* E-mail: sczigany@gamma.ttk.pte.hu

⁴ *Dr. Pirkhoffer Ervin Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Pécs* E-mail: pirkhoff@gamma.ttk.pte.hu

Nagymaros–Vác között a 22 cm/km-re növekedő esés legfőképpen a laza miocén rétegek szerepével hozható kapcsolatba, amelyekbe a meder időegység alatt nagyobb mértékben tud bevágódni. Szerepet kell tulajdonítanunk azonban a jelenkorban is élő mélyszerkezeti vonalaknak, amely mentén az Alföld és a hegység között növekszik a magasság-különbség. Az eddigi földtudományi kutatások igazolni látszanak ezt a folyamatot. A pleisztocénben keletkező hordalékkúpra utal a Budapest környéki terjedelmes hordalékkúp, valamint annak holocén „maradványa” a Szentendrei-sziget (GÓCZÁN L. 1955).

Budapest D-i előterének bonyolult a szerkezete. A közép-magyarországi mélytörés széles zónáját kisebb jelentőségű szerkezeti vonalak, és jelentős mélységű, de kicsiny medencék tarkítják (FÜLÖP J. – BREZSÁNSZKY K. – HAAS J. 1987).

A Tétényi-plató DK-i, minden bizonnyal „élő”, azaz ma is mozgásban lévő szerkezeti határán, mintegy 10 fkm hosszúságban jelentős a Duna-meder süllyedése. A napjaink mozgásaira utal pl. az 1956-os Dunaharaszti földrengés is (SOMOGYI S. 1956).

A következő jellemző lépcső Százhalombatta–Adony között állapítható meg, ahol a mindössze 2 cm/km esés 11 cm/km-re növekszik. Adony térségében egy kicsiny, de igen mély, főleg neogén rétegekkel kitöltött medence valószínű süllyedésével hozható kapcsolatba a jelentős esésnövekedés.

A geológiai kutatások feltárták az ún. Paks–Mohácsi süllyedést, amelyet néhol több 10 méter vastag, dunai eredetű homokos-kavicsos üledék jelez (SCHMIDT E. R. 1961). A Duna pleisztocén végi fejlődésében játszott szerepét a geomorfológiai kutatások tisztázták (BULLA B. 1935, 1936; PÉCSI M. 1959). A geodéziai mérések is igazolják a terület jelenkori süllyedését (JOÓ I. 2003). A szabályozás előtti elfajult medre szintén jelezi a süllyedést Pakstól D-re. Az Apostag–Dunaföldvár térségétől, a korábbi 4 cm/km-ről 13 cm/km-re növekedett mederesés is egyértelműen a jelenkorban folyamatos medencesüllyedést igazolja. A magas érték tükrözi a szabályozás hatását is.

Figyelemre méltó a párhuzam a mederesés és a medencét kitöltő üledék vastagsága között. Szekszárd térségében a legvastagabb az üledék, tehát valószínűleg ott a legjelentősebb a holocén süllyedési folyamat. Mohács térségében már kisebb a rétegvastagság, és a folyómeder már csak 7 cm/km-el süllyed. Kapcsolat látszik tehát a holocén süllyedés mértéke és a mederesés nagysága között.

3. A Tisza esésgörbéje

A folyó hazánk területére egy, az ÉK-i Kárpátok DNy-i előterében, a pleisztocén vége óta folyamatosan képződő medencék egyikébe, a Nyírség K-i szomszédságában fekvő Szatmár-Beregi-síkságra érkezik, ahol a ritka furás adatok alapján szerkesztett térképen egyértelműen kirajzolódik egy É–D-i csapású és igen vastag (>60 m) jelentős posztpleisztocén süllyedésre utaló terület, amelybe a Tisza Tiszabecs–Tiszacsécse között 42 cm/km medereséssel érkezik.

Tivadar–Tiszavid között a folyó, az előző szakaszhoz képest jelentős, 15 cm/km medereséssel halad, valószínűleg a Szamos folyásirányát befolyásoló ÉNy–DK-i csapású fiatal szerkezeti medence Ny-i peremén.

Záhony–Szabolcsveresmart között a Tisza a Bodrogek legmélyebb térségébe érkezik. A Záhony feletti 5 cm/km esése 14 cm/km-re emelkedik. A fiatal, pleisztocén végi-holocén tektonikára utalnak a Tisza helyváltoztatásai is a Bodrogekben, miszerint a folyó az elmúlt 20 000 évben, É-ről terelődött a mai helyére (BORSY Z. et al. 1989).

A Tiszabercel–Tokaj–Tiszadob folyásszakaszon a Tisza elhagyja a Bodroeket, és az Alföldre érkezik. Az Alföld valószínű süllyedésének hatására a Tiszabercel feletti mindössze 1 cm/km esés 12 cm/km-re növekszik.

A Tiszafüred–Tiszacsege folyásszakaszon a Tisza az ún. Jászsági-medence területére érkezik, amelyet a neogén rétegek felszínalatti mélysége egyértelműen igazol (JUHÁSZ GY. 1998). Ennek az eltemetett szerkezeti egységnek süllyedését a pleisztocén rétegek vastagsága is jelzi.

Valószínű tehát, hogy a Tiszacsege feletti 1 cm/km esésről a neogén mélymedence jelenkori süllyedése következtében növekszik a Tisza mederesése 10 cm/km-re.

Nagykörű–Szolnok térségétől D-re a pleisztocén rétegek vastagodnak, jelezvén a D-i terület egyre jelentősebb pleisztocén süllyedését. Az országhatárig tartó folyásszakaszon a Tisza-meder esésnövekedésében két szakasz ismerhető fel. Az É-i területen – ahol a pleisztocén rétegek vastagsága kisebb – az esés mindössze 5 cm/km. Délen – ahol a rétegek vastagodnak – növekszik a meder esése is 7 cm/km-re. A Szolnok–országhatár közötti szakaszon tehát kapcsolat látszik a pleisztocén rétegek vastagságnövekedése – azaz a süllyedés intenzitása – és a mederesés növekedése között.

4. A Dráva esésgörbéje

A folyó a Mura–Duna-torkolat között változatos szerkezetű térségben helyezkedik el. Eddigi ismereteink szerint a viszonylag egyszerűnek nevezhető mélyszerkezetre a neogént követően elsősorban a völgy É-i előterében bonyolult szerkezet fejlődött.

A folyó folyásirányát alapvetően a Dráva–Száva közötti hegységrendszer É-i előterében keletkezett miocén mélyszerkezeti árok határozza meg. A süllyedési folyamat a pannonban tovább folytatódott. A képződmények vastagsága azonban kisebb medencék kialakulását jelzik Gyékényes és Barcs térségében (CSÍKY G. et al. 1986a, 1986b).

A pannont követően az árok É-i előterében főleg a pleisztocénben, illetve a holocénben formálódott szerkezetek keletkeztek, amelyeket elsősorban a domborzati viszonyok jelentősen igazolnak.

A völgyet Gyékényes térségében É–D-i csapású nagyszerkezeti vonal keresztezi, amely egyben a Zalai-dombság K-i domborzati határa is. Itt a völgyben fiók-medence (Gyékényes-Gola-i medence) képződött, amelyet nemcsak a folyót kísérő, természetes úton lefűződött holtágak területi elhelyezkedése, de a tájékoztató jellegű pleisztocén-holocén kavicsos rétegek jelentős vastagságváltozása is valószínűsít (LOVÁSZ GY. 1964; SCHMIDT E. R. et al. 1961).

A nagyszerkezeti vonaltól K-re a hozzávetőlegesen 40–45 km széles, újpleisztocén-holocén futóhomokkal fedett síksági jellegű Rinya-lapály pleisztocén szerkezeti árka fekszik, amelynek D-i peremén az újabb fiatal, holocén Bolhó-Barcsi fiókmedencét, a homokos-kavicsos rétegek jelentős vastagsága igazol.

Ez az árok K-felé domborzati szempontból észrevétlenül folytatódik a hozzávetőlegesen Barcs–Duna-torkolat közötti, és a neogén mélymedence felett K-felé egyre szélesebb alföldi jellegű tájban. Természetföldrajzi tájbeosztásunk ezt már az Alföld részeként értelmezi (PÉCSI M. – SOMOGYI S. 1967). A bonyolult mélyszerkezeti viszonyokra utal azonban a Villányi- és Báni-hegység csapása.

Az eddigi ismereteink szerint a mezozoikumot követően a Dráva-völgyben lemeztektonikai mozgásokkal kapcsolatos árok-képződés zajlott le. Ezt követte egy emelkedési (Zalai-dombság, Zselic, Délbaranyai dombság, Villányi- és Báni-, Bilo-hegység stb.) és süllyedési (Rinya-árok) időszak a pannon–pleisztocéni időben.

A harmadik szerkezet- és felszínfejlődési időszakot kisterületű medenceképződés jellemzi a mélyszerkezeti árokban a pleisztocén végén és a holocénben.

A folyó mederesését természetesen a fent vázolt harmadik fejlődési szakasz folyamatai befolyásolják a Duna és a Tisza viszonyaitól eltérő módon.

Az országhatár feletti 10 fkm hosszúságú szakaszon 71 cm/km eséssel érkezik a folyó a Zalai-dombság D-i szerkezeti határa térségébe, és egyben a Gyékényes-Golai-medence Ny-i peremére, ahol jelentősen mérséklődik az esése (25,3 cm/km).

A kicsiny medence K-i részében, valószínűleg a Bolhói részmedence süllyedésének hatására ismét növekszik a meder esése (43,7 cm/km). A Bolhói-medence Barcs közeli részén az 50 m-nél vastagabb homokos-kavicsos rétegvastagságok jelzik a jelentős holocén süllyedést (SCHMIDT E. R. et al. 1961). Ezen a 10 fkm hosszúságú szakaszon a rendkívül elfajulttá vált meder esése mindössze 10,4 cm/km.

A Dráva medrét közvetlenül Barcs előtt a Marcali-hát csapásában folytatódó, laza üledékekkel eltemetett szerkezeti vonal valószínűleg keresztezi. A város felett alig 8,2 fkm hosszúságban ui. egy rendkívül markáns lépcső (35,4 cm/km) ennek a szerkezeti vonalnak a hatását sejteti.

Barcs alatt mintegy 58 fkm hosszúságban jelentősen mérséklődik a folyó esése (15,9 cm/km). A Zaláta és Donji Miholjac közötti 21 fkm szakaszon újabb lépcső rajzolódik ki (25,1 cm/km), amely térben azonosítható a Dunatorokat előtti igen fiatal medence Ny-i peremvidékével. Donji Miholjac alatt a Dráva esése nagyságrenddel kisebb az előző szakaszokhoz viszonyítottan. A város alatt Valpovoig (27 fkm) az alig 1,0 cm/km esést igen gyenge (4 cm/km) lépcső követi Eszék Ny-i szomszédságáig. Feltételezhetően a Báni-dombok D-i szerkezeti határa metszi ebben a térségben a Drávatorok holocén medencéjét. A Duna torkolatig terjedő 14 fkm-en a meder esése az 1 cm/km-t sem éri el.

Irodalom

- BENDEFY L. (1968) Jelenkori kéregmozgások és szintváltozások a Magyar-medencében – In: Láng S. szerk.: Válogatott fejezetek a természeti földrajzból. Tankönyvkiadó, pp. 209–245.
- BENDEFY L. (1965) A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és kelet-alpi vonatkozásai. Földr. Ért. pp. 387–419.
- BOGNÁR A. – LOVÁSZ GY. (2007) A Dráva-völgy geomorfológiai értékelése. Tét kutatási zárójelentés. Kézirat, Pécs-Zágráb
- BORSY Z. – FÉLEGYHÁZI E. – CSONGOR É. (1989) A Bodrogek köz kialakulása és vízhálózatának változásai. Alföldi tanulmányok 1989. pp. 65–81.
- CSIKY G. – ERDÉLYI Á. – JÁMBOR Á. – KÁRPÁTINÉ RADÓ D. – KÖRÖSSY L. (1986a) A Peremartoni Főcsoport (alsópannoniai képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe. 1:500 000. Magyarország Földtani Atlasza. MÁFI, Budapest
- CSIKY G. – ERDÉLYI Á. – JÁMBOR Á. – KÁRPÁTINÉ RADÓ D. – KÖRÖSSY L. (1986b) A Dunántúli Főcsoport (felsőpannoniai képződmények) vastagsági- és kifejlődési térképe. 1:500 000. Magyarország Földtani Atlasza. MÁFI, Budapest
- GÓCZÁN L. (1955) A Szentendrei sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. Földr. Ért. pp. 301–311.
- JOÓ I. (1989) Jelenkori függőleges mozgások 1:2 000 000. Magyar Nemzeti Atlasz. Budapest
- JOÓ I. (2003) A Kárpátok-régió jelenkori függőleges irányú mozgása vizsgálatának eredményei és problémái. Geodézia és Kartográfia
- JUHÁSZ GY. (1998) A magyarországi mélymedencék pannoniai képződményeinek litosztatigráfiája – In: Bérci I. – Jámbor Á. szerk.: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL-MÁFI, Budapest, pp. 469–494.
- PÉCSI M. (1959) A magyarországi Duna-völgy kialakulása, és felszínalaklata. Földrajzi Monográfiák III. Akadémiai Kiadó, Budapest
- PÉCSI M. – SOMOGYI S. (1967) Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. Földr. Közl. pp. 285–302.
- SCHMIDT E. R. – LÁNG G. – NÉMETH L. (1961) Magyarország fontosabb homokos kavicsos törmelékűjainak átnézetes térképe. 1:1 000 000 – In: Schmidt E. R. főszerk.: Magyarország Vízföldtani Atlasza. MÁFI, Budapest
- TÓTH T. – HORVÁTH F. (1998) Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén. Földt. Közl. pp. 109–124.
- SOMOGYI S. (1956) Megfigyelések Budapest környékén az 1956. január 12-i földrengéstől sújtott területen. Földr. Ért. pp. 129–133.