

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

OTDK DOLGOZAT

Folyóvízi terasz és ártéri szintek párhuzamosíthatóságának vizsgálata a Duna magyarországi és szerbiai szakaszán

Készítette: **Hajdu Sándor Viktor**
SZTE TTIK geográfus MSc

Témavezető:
Dr. Sipos György
egyetemi docens

Szeged, 2025

Tartalom

1. Bevezetés.....	2
2. Előzmények.....	3
2.1. A Duna futásirányának változásai az Alföldön.....	3
2.2. Árterek és morfológiai jellegzetességeik	5
2.3. Vízhozamszámításhoz alkalmazható morфомetriai paraméterek.....	6
2.4. Ártéri és terasz szintek képződése.....	7
3. Vizsgálati terület.....	8
4. Módszerek	10
4.1. Geomorfológiai térképezés	10
4.2. Mintavételezés	11
4.3. OSL kormeghatározás	13
4.4. Antropogén elemek alkalmazása az ártéri szintek lehatárolásában.....	18
4.5. Szemcse-összetételi vizsgálatok.....	18
5. Eredmények	19
5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása kereszt- és sávszelvények alapján	19
5.2. A fúrásszelvények leírása	27
5.3. OSL kormeghatározás eredményei.....	29
6. Következtetések.....	32
6.1. Az ártér fejlődésének rekonstruálása.....	32
6.2. A bevágódás ütemének időbeli és térbeli változása.....	35
6.3. A természetes bevágódási ütem és a szabályozások óta tapasztalt bevágódás összehasonlítása.....	36
7. Összegzés.....	38
Irodalomjegyzék.....	40

1.Bevezetés

A Kárpát-medence legnagyobb folyója a Duna, felszínformáló tevékenysége jelentős területeket érintett a múltban, ami a medence vízrendszerére is nagy hatással volt. A késő pleisztocén és holocén során bekövetkező tektonikus és a klimatikus változások során a folyó morfológiai egyensúlya több esetben és több helyen is megbomlott, ami teraszok és ártéri szintek kialakulásához vezetett. Hasonló folyamatok játszódnak le napjainkban a folyószabályozások és egyéb emberi beavatkozások hatására. A Kárpát-medence vízrajzának tér és időbeli fejlődése a hazai és nemzetközi geomorfológiai kutatás meghatározó kérdésköre, hiszen a medence területének jelentős részét árterek és hordalékkúpok foglalják el, melyek nemcsak a távoli, de a közelmúltban is dinamikusan változtak és fejlődtek. A Duna mederváltozásaival megannyi kutatás foglalkozott (Somogyi 1974, Pécsi 1967, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2006, Gábris 2007), ennek ellenére a **numerikus koradatok kevés száma miatt számos kérdés merült fel a vizsgált szakasz mentén a folyásirány változásaival kapcsolatban**. A medence folyóinak fejlődését jelenleg az antropogén hatások határozzák meg leginkább, így például nagyobb vízfolyásaink esetében általános jelenség a meder bevágódása a folyószabályozások következtében. Az antropogén hatások mértékének szempontjából fontos felmérni, hogy a természetes bevágódás, hogy viszonyul a jelenleg jellemző értékekhez.

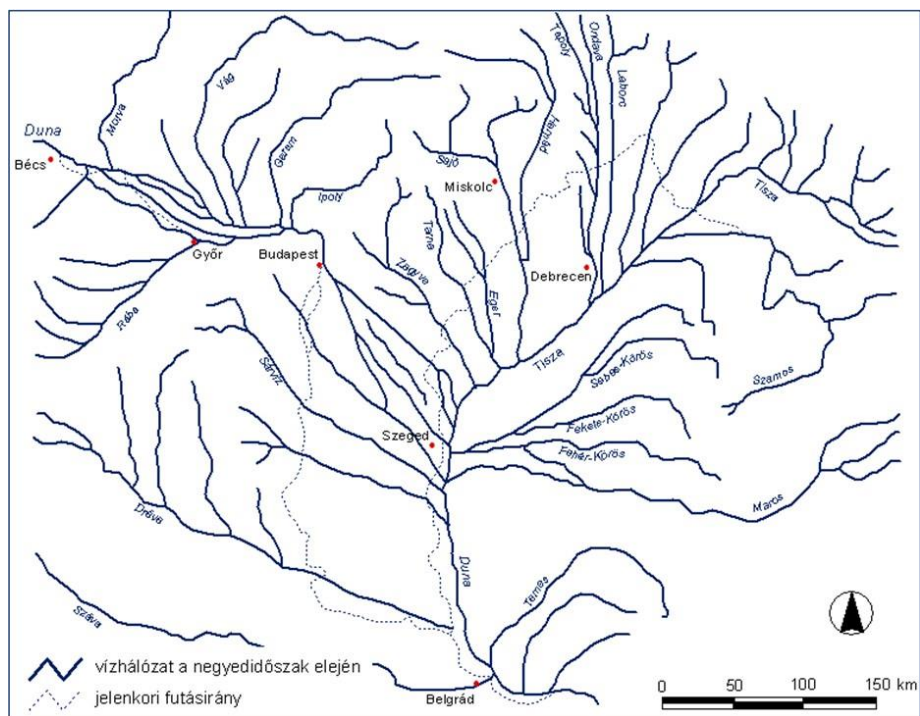
Mindezeket figyelembe véve vizsgálataim fő célja, a Duna Bajától (1479fkm) Titelig (1215fkm) tartó 264km hosszú szakaszán a **folyó múltbeli fejlődésének feltárása**, mivel a korábbi kutatások numerikus koradatok hiányában csak érintőlegesen foglalkoztak az itt található formák kialakulásával. A folyó múltbeli dinamikájának a megértése **segítséget adhat a jelenkori változások és folyamatok értékeléséhez** is, ezért kísérletet teszek a késő pleisztocén és holocén bevágódás és oldalirányú folyóvándorlás ütemének meghatározására. Továbbá kutatási céljaim közt szerepel a területen található **paleomedrek korának megállapítása** és paleoföldrajzi viszonyok meghatározása. Eredményeimet a Duna alföldi szakaszán, illetve az Alsó-Tisza mentén korábban elvégzett kutatásokkal és a jelenlegi bevágódási ütemmel is célom összevetni.

2. Előzmények

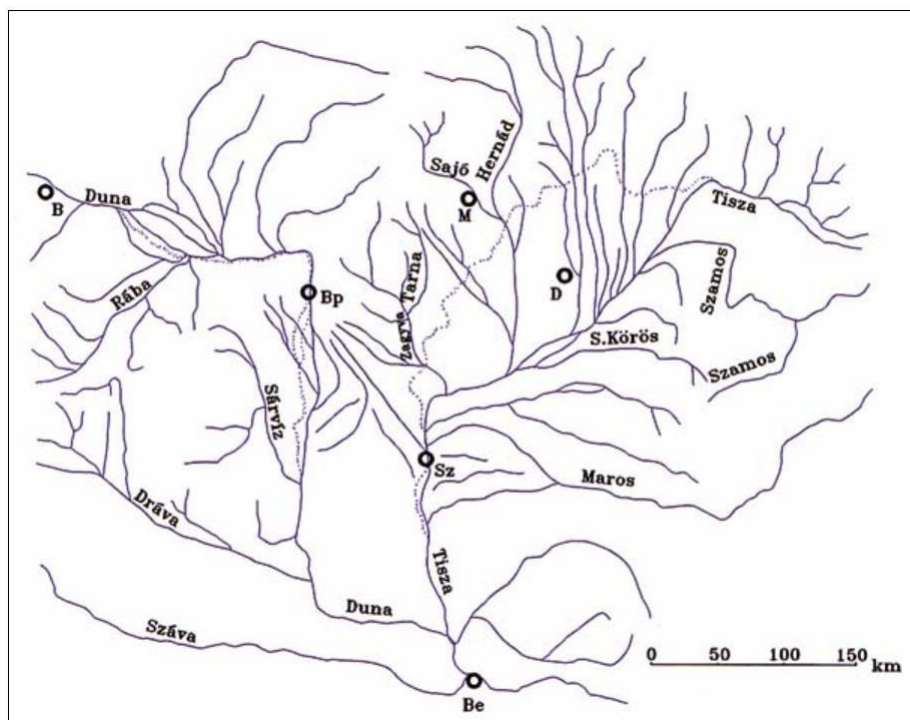
2.1. A Duna futásirányának változásai az Alföldön

Az Ős-Duna a pliocén végén még a Dunántúlon keresztül a Horvát-Szlavón-beltő felé folyt, mely a mai Dráva-süllyedék területén helyezkedett el. A pliocén végére a dunántúli területek kiemelkedésével magyarázták a Duna korábbi, észak-déli futásirányának nyugat-keleti irányra történő áttevődését (Mezősi 2011). A folyó vélhetőleg az Ipoly által korábban kialakított áttörési völgyön keresztül érte el a medence középső területeit (Somogyi 2000). A Duna alföldi **futásirányát a területen kialakuló süllyedékek aktuális aktivitása és helyzete határozta meg**. A folyam az epigenetikus - Ipolytól átöröklött - és antecedens völgyében mindmáig tartja a kiemelkedés mértékével arányos bevágódási ütemét (1.ábra) (Ruszkiczay et al. 2005). Kezdetben az Alföld dél-tiszai süllyedéke „vonzotta” magához a Visegrádi-hegységen áttörő Dunát (1.ábra).

A pleisztocén végére az Alföld nyugati peremén egy észak-déli tengely menti süllyedéksorozat (Kalocsa-Baja-Mohács-vonalon) alakult ki lényegében a mai Duna vonalával megegyező területen (Tóth 2019). Ennek köszönhetően a Duna lecsúszott Duna-Tisza közí hordalékkúpjáról és a pleisztocén végére áttevődött a ma is ismert nyomvonalára (Molnár 1977, Sebe. et al. 2021). A folyam méretei miatt ez **az áttevődési folyamat térben és időben eltérő ment végbe** (Gábris és Nádor 2007). A Duna-Tisza közén medermaradványok a későbbi, kiterjedt eolikus felszínformálás miatt nem maradtak fenn, így a folyamat alig rekonstruálható. A Duna fejlődésére vonatkozóan a folyó szerb szakaszán kevés információ áll a rendelkezésre, ami megnehezíti a kutatást. A Tarcál-hegység (Fruska Gora) északi előterében a Dráva egykori medrébe terelődhetett át (2.ábra) (Mezősi 2011). Az Alföld déli részének süllyedése miatt alulról induló bevágódás történt és ezt az az enyhe divergenciát mutató szintek igazolják. Tóth (2019).



1. ábra A Kárpát-medence vízhálózatának változása a negyedidőszak elején (Borsy 1989 alapján Mezősi 2011).



2. ábra A Kárpát-medence vízhálózatának változása a késő-pleisztocénben (Borsy 1989 alapján Mezősi 2011).

2.2. Árterek és morfológiai jellegzetességeik

A folyóvízi ártér többféle megközelítésből is definiálható. Az ártér az a terület, amit a folyó árvízkor vízzel önt el és ahol lerakja hordalékát (Sümeghy 2014). Hidrológiai értelemben az ártér az sáv a folyók mentén, melyet bizonyos gyakorisággal az árvizek elöntenek (Brown 1997). A geomorfológiai értelmezés szerint olyan folyóvízi formákkal jellemezhető felszín, melyet aktívan formál a folyó (Lóczy 2013). Beszélhetünk még topográfiai megközelítésről is, amely a felszín domborzati viszonyait veszi alapul és csupán a folyó mentén elterülő síkságot nevezi ártérnek (Wolman és Leopold 1957, Marriott 2004), azonban nem számol azzal, hogy **az árterek nem tökéletes síkságok** (Lóczy 2013, Tóth 2019). Az ártéren belül ugyanis elkülöníthetünk alacsony és magas árteret (Pécsi 1967). Az alacsony ártér az a terület, amit a kisebb árvizek is elöntenek. A magas ártérhez tartoznak azok a területek, amit a folyók csak a legnagyobb árvizek esetén öntenek el. Amennyiben megszűnik a korábbi ártéren a folyóvízi felszínformálás teraszalakul ki (Pécsi 1967).

A hullámtér az a terület, amit a folyó az árvízi események során elönt – ez napjainkban egybeesik az árvízvédelmi töltések közötti mesterségesen leszűkített térrel. Szélessége mindösszesen pár száz méter esetenként néhány kilométer széles nyílt árterek voltak, továbbá a vízgyűjtő nagyobb arányú erdősültsége miatt az árvízszintek a mainál méterekkel alacsonyabbak voltak.

A vízfolyások **egykori futásirányát** hátrahagyott ártereiken **medermaradványok**, illetve meanderező vízfolyások esetében a hozzájuk kapcsolódó **övezatok, övezatnysorok, sarlólaposok és lecsapolómedrek**, fonatos vízfolyások esetében pedig elősorban **folyóhátak és egykori szigetek jelzik** (Kiss et al. 2015). Az övezat a kanyarulatok belső ívén alakul ki, tehát a sodorvonaltól távolabb helyezkedik el, így itt a legkisebb a vízsebesség és a folyó az év jó részében lerakja finomszemcsés üledékét. Több egymást követő övezat övezatnysort alkot. A sarlólaposok az övezatok közötti mélyedésekben található íves, vizenyős területek a folyók belső ívén. Árvízi időszakokban a folyó kilép a medréből, és a víz által szállított durva, illetve finomszemcsés hordalék a sűrű növényzet hatására elsősorban a partélek mentén rakódik le. Ez a folyamat hozzájárul a folyóhátak fokozatos kialakulásához és épüléséhez. A folyóhátak végig kísérik a folyómedret, de a kanyarulatok külső ívén, valamint egyenes szakaszokon a legmagasabbak (Sümeghy et al. 2013, Sümeghy 2014).

2.3. Vízhozamszámításhoz alkalmazható morfolometriai paraméterek

A legalapvetőbb fluviális morfolometriai paraméterek a **meder szélessége** és a **mélysége**. Előbbit a partélek közötti távolság lemérésével kapjuk nem pedig a folyó aktuális vízszintjének a függvényében. A mélységet is ugyancsak a partélektől értelmezik és legkönnyebben a folyó feletti fix pontról lehet meghatározni (például hídról). A mélység és a szélesség ismeretében kiszámolható a folyó keresztmetszetének a **szelvényterülete**. Amikor a szelvény területe csökken, akkor a folyó kisebb keresztmetszeten tudja csak átengedni a vizet, ez sok esetben sebesség növekedéshez vezet. (Tímár és Gábris 2008, Kiss 2015)

A meder morfológiája felülnézetből is értékelhető a **húr**, az **ívhossz**, az **átmérő** továbbá a **görbületi sugár** megadásával. Ezek az adatok a paleomederek esetében általában a térképeken vagy műholdfelvételeken határozhatók meg. A *húr* esetében az inflexiós pontokat összekötő egyenest kell megrajzolni. Az inflexiós pontokat a meder mentén összekötő sodorvonal vagy középvonal mentén mért távolság alapján adható meg a kanyarulat ívhossza. A görbületi sugár a kanyarulatok középvonalához illeszthető kör sugara. Továbbá fontos paraméterek lehetnek az egykori fluviális formák kutatásában és a paleohidrológiai viszonyok feltárásában a kanyarulatok átmérője, a húrra mért ívmagasság és a burkoló vonalak távolsága is (Katona 2014, Tóth 2019).

Általános összefüggésként megállapítható, hogy a **kis vízhozamú meanderező folyók kis, míg a nagy vízhozamúak nagyobb kanyarulatokat írnak le** (Leopold és Wolman 1957, Gábris és Nádor 2007). Másként fogalmazva, ahogy nő a vízhozam, úgy nő a húr és az ívhossz is. Ez a megállapítás a **különböző méretű folyók egykori vízhozamainak meghatározásához** is felhasználható. A vízhozam a keresztmetszeten adott idő alatt átfolyó víz mennyisége, meghatározásához a kereszt-szelvény területének, illetve a víz sebességének meghatározása szükséges. Fonatos vízfolyások esetében a vízhozammal arányos a meder mélysége és szélessége, az egykori sebesség viszonyokat pedig az ártér esése alapján lehet becsülni (Katona 2014). Így amennyiben a mélységviszonyokat fúrások, vagy geofizikai módszerek segítségével meg lehet határozni, fonatos mederszakaszok esetében is számolhatók paleovízhozam értékek (Katona 2014).

Ösföldrajzi rekonstrukciók során a fenti módon megállapított vízhozam értékek és az ismert korú elhagyott meanderek, illetve övzátonyok alapján az adott korban jellemző **lefolyásviszonyok meghatározására nyílik lehetőség**.

2.4. Ártéri és terasz szintek képződése

A teraszképződés a folyók geomorfológiai fejlődésének egyik meghatározó folyamata, amely a folyó eróziós és akkumulációs tevékenységének váltakozásából ered. A folyóvízi teraszok a korábbi mederszintek maradványai, amelyek a lepusztuló vagy emelkedő felszínhez, illetve az éghajlati és tektonikus változásokhoz igazodva alakulnak ki, és így kulcsfontosságú információkat nyújtanak a múltbeli környezeti és hidrológiai viszonyokról.

Teraszképződést kiváltó ok lehet, ha a változik a vízgyűjtő nagysága, közzetani felépítése, a domborzat szintkülönbségei, a vízgyűjtőterületen található növényzet és éghajlat vagy az erózióbázis szintje (pl.tó, tenger). Azaz, ha időben **változik a folyó eróziós állapota** (Schumm et al. 2012).

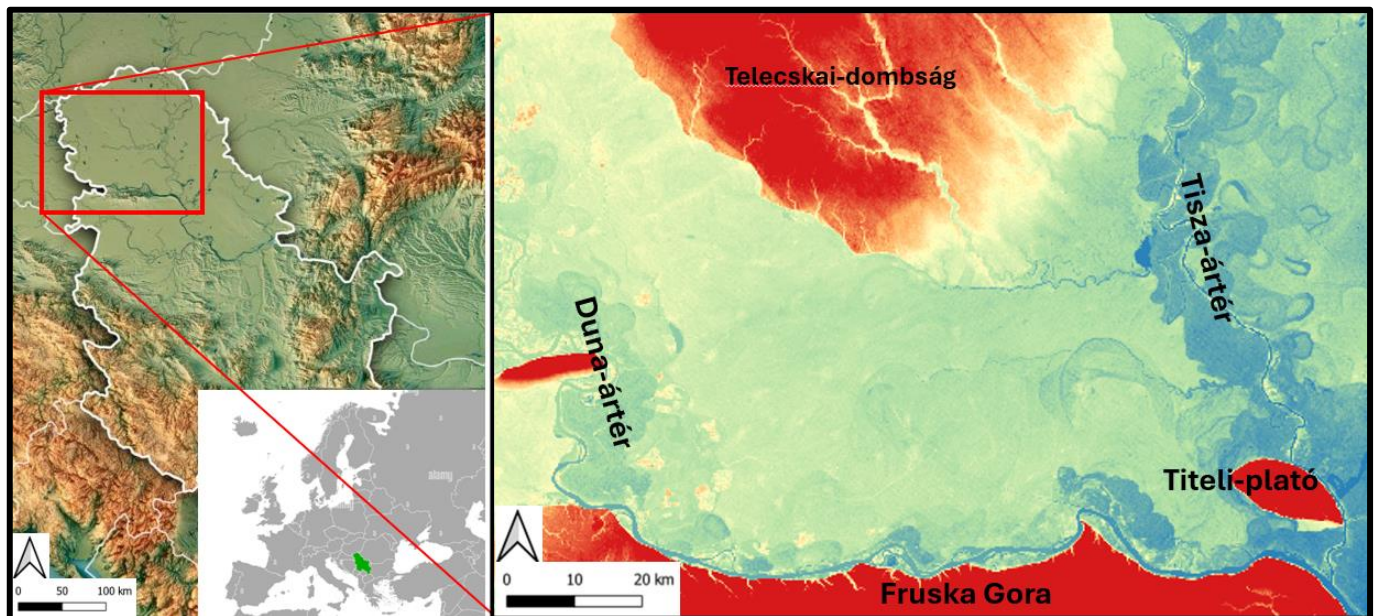
A domborzat szintkülönbségei a tektonizmus hatására válhatnak markánsná (Schum et al. 2002). Az alföldi területek eltérő mértékben, de süllyednek, míg a hegyvidéki és dombsági területek szükségképpen emelkednek (Miháltz 1967), így a növekvő szintkülönbség hatására a magasabban fekvő területeken a vízfolyás bevágódik, ami ártéri szintek, illetve teraszok képződéséhez vezet. A legmagasabban elhelyezkedő szint a legidősebb, míg a legalacsonyabban elhelyezkedő szintek a legfiatalabbak. Ezzel szemben a süllyedő területeken a normál földtani rétegsorrenddel megegyezően a legalsó teraszanyag a legrégebbi, míg a legfelső a legfiatalabb (Pécsi 1959, Mezösi 2011).

A teraszképződés során két fő folyamat váltakozik az **erózió és az akkumuláció**, épp ezért két fő szakasza van: **egy ártér- és egy teraszképződési szakasz**. A teraszképződési szakaszt mindig egy ártérképződési szakasz előzi meg, tehát a feltöltődést egy bevágódás követi (Hernes 2015, Winseman et al. 2015).

A teraszképződést egyre inkább a **klíma és a tektonika szerves, összetett hatásaként** értelmezik (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2005). A kormeghatározási módszerek fejlődésével lehetőség nyílt pontosabb módszerekkel datálni a különböző Duna-teraszokat és ártéri szinteket (Gábris 2007, Tóth 2019). Mindemellett Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005) felhívta a figyelmet a teraszok datálásának nehézségeire is. A teraszok datálásának nehézségei elsősorban a geomorfológiai folyamatok komplexitásából adódnak, mivel a teraszok kialakulását és megőrződését a folyók eróziós és akkumulációs tevékenysége egyaránt befolyásolja.

3. Vizsgálati terület

A vizsgálati terület Szerbia északi részén Vajdaságban található. Északról a Bácska homokos-lössös összlete délről a Fruska Gora (Tarcál-hegység), keleti irányból a Tisza, nyugati irányból pedig a Duna recens medre határolja (3.ábra). A vizsgálatnak alávetett, több ártéri szinttel jellemezhető terület mintegy 300 km-en át húzódik a **Duna bal partján**, de a vizsgált ártéri szintek helyenként a jobb parton is fellelhetők. Jelen kutatás **főként a szerbiai szakaszra** összpontosít. A folyásirányban legelső mintavételi pont a Titeli-plató környezetében, míg a legfelső a magyar-szerb-horvát határnál található. Mivel a természetföldrajzi **folyamatok a határon átnyúlóak**, s a meglévő adatokat egyesíteni érdemes az általánosabb összefüggések feltárásához. Ilyen tekintetben a Duna magyarországi szakaszáról több adat áll rendelkezésre (pl.: Pécsi 1967, Tóth et al. 2017, Sebe et al. 2021).



3. ábra: A vizsgálati terület elhelyezkedése

A terület nyugati, északnyugati részén ártéri szintek/teraszok figyelhetők meg, azaz a Duna mindkét oldalán megtalálhatóak az azonos magasságú szintek. A Fruska Gora (Tarcál-hegység) északi oldalán nincsenek teraszok, mivel ezen a szakaszon a Duna

folyamatosan erodálja a jobb parti partfalakat és ha alakultak is itt ki teraszok azokat az erózió a partfallal együtt magával ragadta (Čičulić et al. 1977).

A Duna jelentős mennyiségű hordalékot szállít, manapság ennek nagy részét a felső szakaszon elhelyezett duzzasztók felfogják a Duna főként homok és a kavics szemcsefrakcióba tartozó görgetett hordalékot szállít alföldi szakaszán (Pécsi 1967, Tóth et al. 2017). A folyó kiérve a síksági területekre lerakja a hordalékot és hordalékkúpot épít. Ez a hordalékkúp építő jelleg a süllyedékek aktivizálódásával háttérbe szorult a magyarországi szakaszon, de (Tóth et al. 2019) vizsgálatai alapján a holocénben a Kalocsai-sík térségében egy ideig újból az akkumuláció került előtérbe, ami változatos ártéri szintek kialakulását eredményezte.

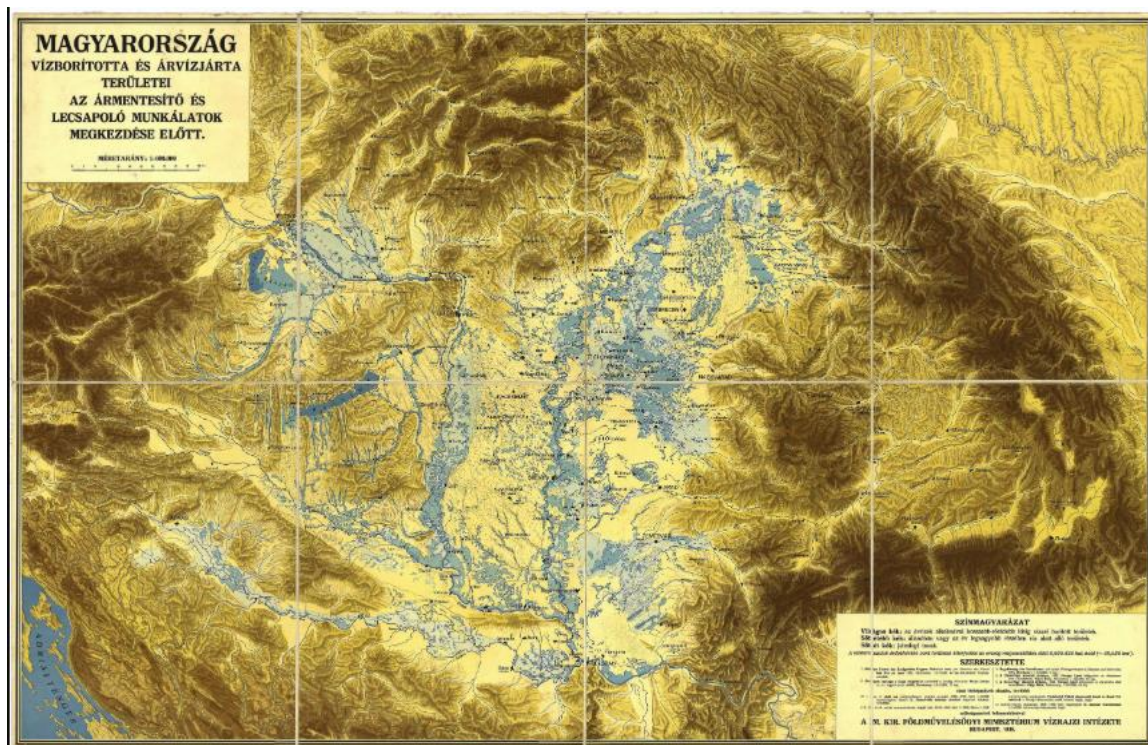
Az akkumuláció mellett **a folyó eróziós tevékenysége is látványos**, magyarországi és szerbiai szakaszán is alámosta a környező magasabban elhelyezkedő löszplatókat (Bukurov 1953, Pécsi 1967). Napjainkban is meghatározó az erózió ezeken a relatív nagy szintkülönbséggel és meredek partoldallal rendelkező löszterületeken (Čičulić et al. 1977). A Dunához kapcsolódó ártéri peremek azért alakultak ki, mert a folyó egyrésztől lecsúszott a Duna-Tisza közti hordalékkúpjáról, ami esés növekedéshez és bevágódáshoz vezetett, majd pedig a süllyedékek(pl. Mohácsi-süllyedék) nagyobb mértékben süllyedtek, mint amennyire azt a Duna képes lenne feltölteni (Sebe et al. 2021). A vizsgált, ártéri szintekkel tagolt terület dél-délkelet felé lejt. A legalacsonyabb tengerszint feletti magassággal a Titeli-löszplató körüli területek rendelkeznek, itt mindösszesen 70 m a tengerszint feletti magasság. A terület legmagasabb pontja az északi részein terül el, ahol 120-130 méteres tengerszint feletti magasságban is felfedezhetők fluviálisformák.

4. Módszerek

4.1. Geomorfológiai térképezés

Az **ártéri szintek** lehatárolását első körben **European Digital Elevation Model (EU-DEM)** - digitális felszínmodell segítségével végeztem el. Az adatokat az EU European Environment Agency hivatalos oldaláról töltöttem le. A felszínmodell 30 m-es horizontális felbontással rendelkezik vertikális értelemben jelentős bizonytalanság terheli az adatokat, de szelvények mentén meghatározott átlagmagasságok segítségével ezek a hatások tompíthatók (Tóth 2019).

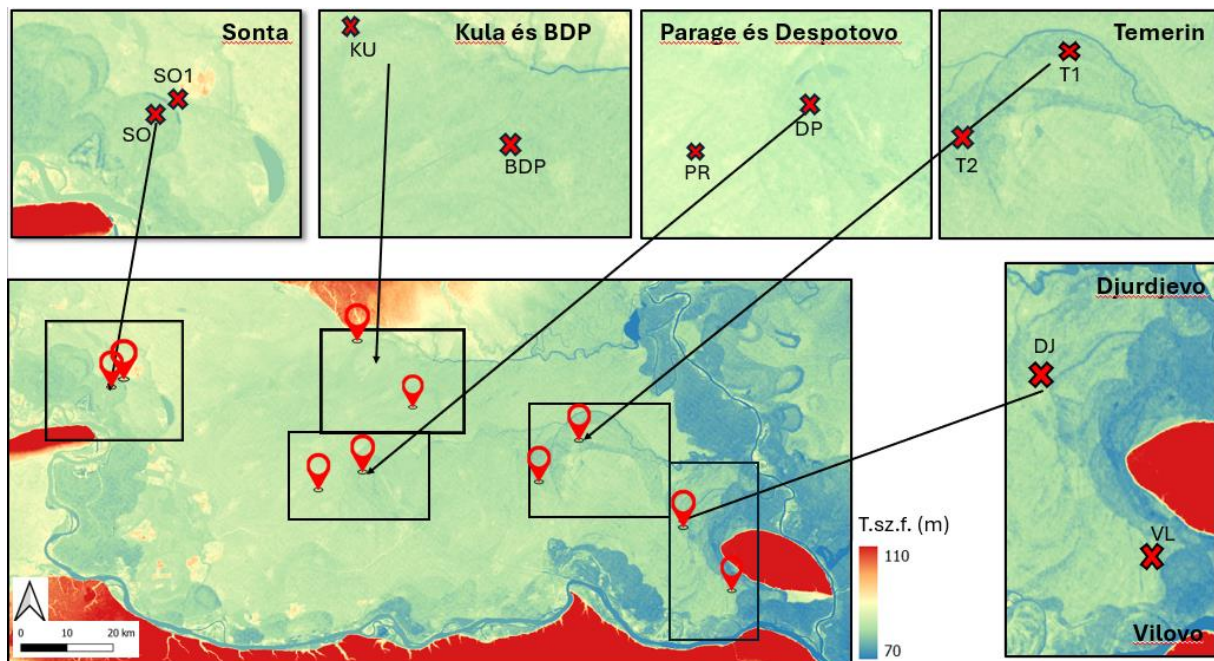
A térképezés során a felszínmodellen túl különböző időben készült **műholdképeket és történeti térképeket** (pl. katonai felmérések, „pocsolyatérkép”) is felhasználtam, ezeket elsősorban az **ártéri formakincs** térképezéséhez használtam. Az adatokat minden esetben QGIS.-be importáltam, a térképek szerkesztését ott végeztem el. A különböző időpontokban készült műholdfelvételek segítségével ki lehetett használni a csapadékosabb időpontokban megjelenő vízfárta, belvizes területek megjelenését is, hiszen ezek jól jelzik a mélyebb fekvésű területeket, például paleomedreket, de az ártéri peremek mentén, az alacsonyabb szinten is megjelennek. Mindemellett a hóborítás is funkcionálhat ilyen indikátorként.



5. ábra: Magyarország vízborította és árvízjárta területei az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt. Forrás: Wikipédia

4.2.Mintavételezés

A mintavételi helyszínek felkeresése és a mintavétel 2022. augusztus 5-7. között történt, valamint egy második mintavételezési út 2023. május 5-én, melynek során felkerestük a korábban térképen azonosított jellegzetesebb ártéri képződményeket, egykori medreket (4. ábra). A műholdképek segítségével előzetesen meg lehetett határozni a potenciális mintavételi pontokat, melyek helyét a fent bemutatott módon jelöltük ki, törekedve a kanyarulatok belső ívén található övzátonyokra, mert feltételeztük, hogy ezekből az OSL vizsgálatához szükséges homokfrakció sikerrel meggyűjthető, illetve ezek jelzik legjobban a meder formálódásának idejét. A mintavételi helyek kijelölésekor a mederhez legközelebbi, legfiatalabb övzátont részesítettük előnyben. A mintavételi területek között szerepelt Temerin, Backo Dobro Polje, Kula, Djurdjevo, Sonta, Vilovo, Despotovo és Parage (4. ábra).



4. ábra Mintavételi helyszínek a vizsgálati területen – saját szerkesztés.

A mintavételi helyeken a mintagyűjtést fúrás segítségével végeztük el (5.ábra). Az OSL kormeghatározáshoz szükséges mintákat bolygatatlan mintagyűjtő patronokkal gyűjtöttük, hogy a minta belsejét fény ne érje. A fúráshoz kézi fúrószárat alkalmaztunk, ez a toldások függvényében néhány méteres mélységig tette lehetővé a mintavételt. A mintavétel során két fúrást mélyítettünk az első fúrás során megtörtént a feltárt szelvények makroszkópos leírása, ami alapján ki tudtuk jelölni az OSL mintagyűjtéshez megfelelő mintavételi mélységeket (5. ábra), elsődleges célunk a legfelső, legfiatalabb homokréteg megmintázása volt. Ahol homokot nem találtunk, ott a magasabb homoktartalmú iszapos üledéket mintáztuk meg. Az OSL mintagyűjtés mellett 10 cm-es közönként mintát gyűjtöttünk későbbi szemcseösszetételi vizsgálatokra is.

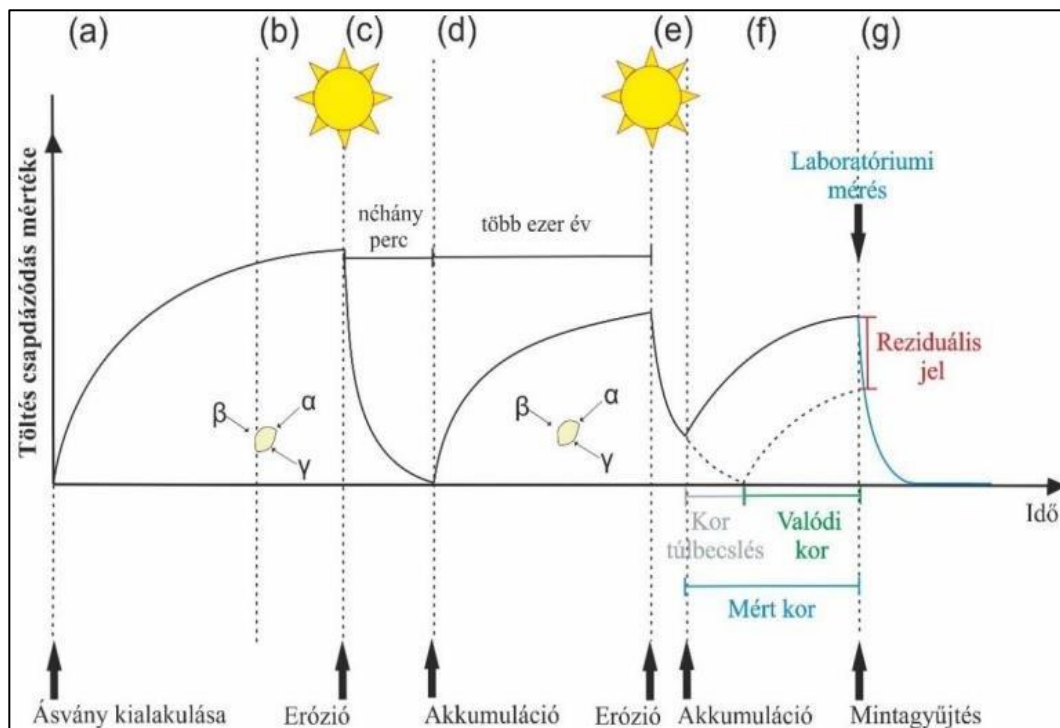


5. ábra: Terepi fúrások Vilovo mellett (2022.08.06.).

4.3.OSL kormeghatározás

Az egykori ártéri szintek kialakulási idejének meghatározásához az **OSL** (optikailag stimulált lumineszcencia) módszerét alkalmaztam. Ilyen jellegű méréseket a szerbiai Duna-szakasz mentén korábban még nem végeztek. **Az OSL módszer segítségével az üledékek betemetődésének időpontját, vagyis a napfénnel való utolsó érintkezésüket lehet meghatározni** (Tóth et al. 2019, Bartyik 2022). Az optikai stimuláció során az üledékben lévő kvarc és földpát ásványok lumineszcens **fényjelet bocsátanak ki, ami az általuk elnyelt dózissal arányos** (Aitken 1985). A vizsgálatra legalkalmasabb a kvarc (SiO_2), ami az egyik fő összetevője a homoknak, ezt legkönnyebben a folyók belső ívén az akkumuláció során képződött övzátonysorokból gyűjthetjük. Ugyanakkor nehézséget okozhat, hogy a mintákat az üledékes ciklusban érő hatások nagymértékben befolyásolják a mért dózisértékeket és az ezekből következő koradatokat is. A mérések pontosságának és határainak meghatározásával kapcsolatban számos kutatás ismert, ezek rámutattak, hogy az optikailag stimulált lumineszcencia alkalmazhatóságának időhatárát több tényező is befolyásolja, de egyes esetekben akár 800 000

éves mintákat is megbízhatóan lehet mérni, de leggyakrabban **kvarcok esetében 60 000–70 000 éves**, földpátok esetében pedig 300 000–400 000 éves mérési határról számolnak be a kutatások (Filyó et al. 2015). A mérések eredménye nem egy konkrét időpont, hanem egy időintervallum, ami a mérések műszeres és környezeti bizonytalanságából adódik. Problémát jelenthet az üledékek kormeghatározásánál az ún. **reziduális (maradék) dózis**, ami a nem megfelelő természetes jelkioltódás következtében okozhat látszólagos többletkort. Ennek oka, hogy pl. a **folyóvízi üledékek** áthalmozódása során nem minden esetben áll elegendő idő a napsugárzás számára a jelcsapdák kiürítésére. (6.ábra)

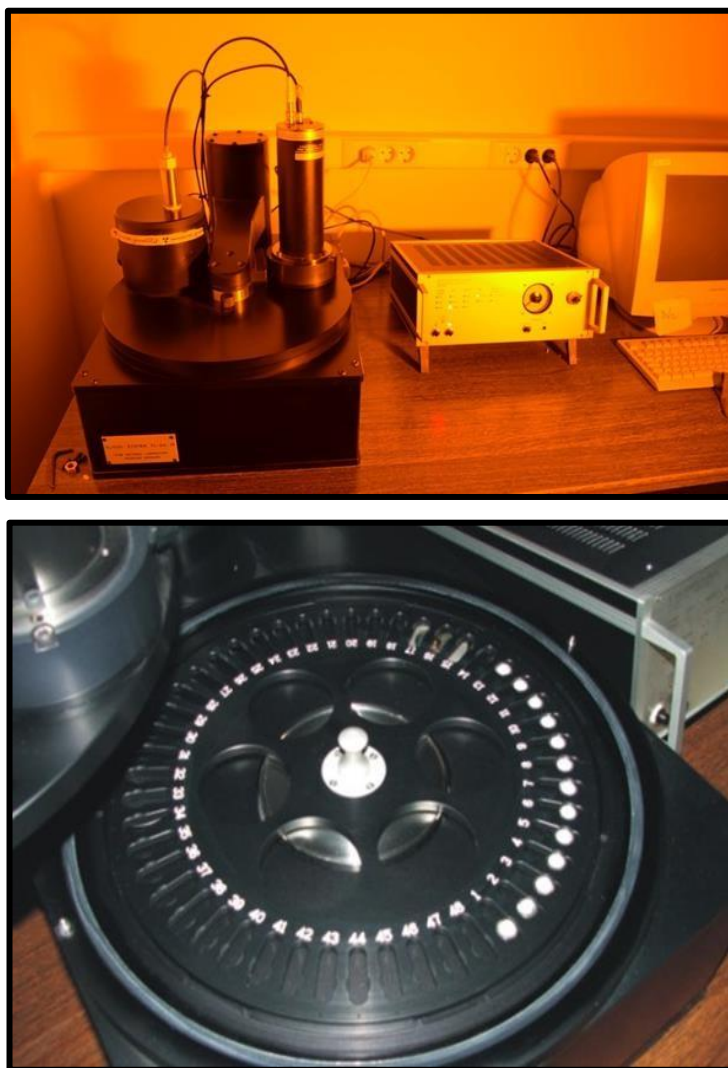


6. ábra: Az OSL jel változása az üledékképződés folyamata során (Tóth 2019)
(Jelmagyarázat: a) a töltés felhalmozódása b) telítődéshez közeli állapot c) napsugárzás hatására lejátszódó teljes kioltódás d) újbóli töltés felhalmozódás e) napsugárzás hatására létrejövő részleges kioltódás f) reziduális (maradék) jelhez g) OSL mérés)

Az OSL mintagyűjtés alkalmával nagyjából 200 g üledék begyűjtése történt meg. A minta feltárását a direkt fényhatás kiküszöbölése végett kis nyomású nátrium lámpák sárga fénye mellett végeztük a laboratóriumban. Először a mintavételi patronok két végénél eltávolítottuk a felső kb. 5 mm vastag réteget, hiszen ezt a részt napfény érte. A többinek lemértük a tömegét, majd kiszárítottuk, újból lemértük és a két értéknek a különbsége adta meg a minta nedvességtartalmát. Ezt követően a mintákat leszitáltuk. A szitáláshoz a 90-150 μm közötti

lyukátmérőjű szitákat használtunk. Minden használat után a szitát megtisztítottuk a beleragadt szemcséktől. Ehhez ultrahangos fürdőt alkalmaztunk. A mintákat ezután **savas kezelésnek** vetettük alá. A mész- és szervesanyag tartalom eltávolításához 10 %-os sósavat (HCl) és szintén 10 %-os hidrogén-peroxidot (H_2O_2) alkalmaztunk. A kezeléseket addig ismételtük meg, amíg a reakció meg nem szűnt. A savazást követően a pH-t semlegesre állítottuk 2 M-os NaOH segítségével. A **sűrűségkülönbségen alapuló ásvány szeparáció** nehézfolyadékot, azaz nátrium-politungsztanátot (LST) használtunk. A folyamat során a különböző sűrűségű (2,62 és 2,68 g/cm³) nehézfolyadék oldatokkal leválasztottuk a könnyű és nehéz ásványokat. Az elválasztás felgyorsításához centrifugába helyeztük a kémcsöveket. Két elválasztási kör segítségével a kívánt sűrűségterományba eső ásványok leválaszthatók. Az így elkülönített kvarc szemcséket folyamatos keverés mellett 38%-os hidrogén-fluoriddal (HF) **marattuk** 1 órán keresztül. Ezzel eltávolítottuk a földpátszennyezést, valamint a kvarc szemcsék külső rétegét. A mintát ezt követően 10%-os HCl-al, majd metanollal mostuk át. Végül a mintákat **acél hordozó korongokra** szórtuk. Ehhez a korongokat vékony rétegben szilikon-spray-vel fújtuk be.

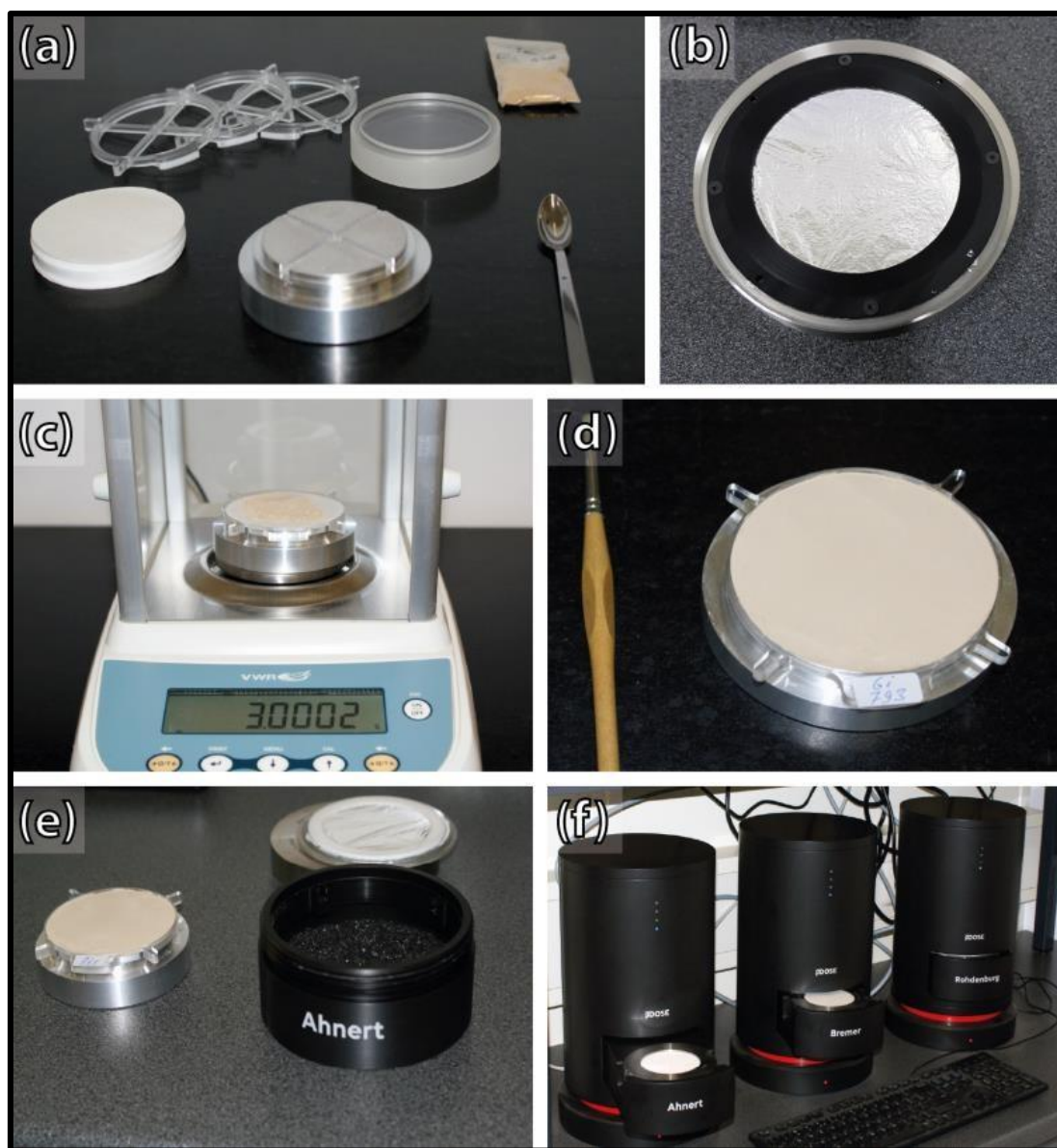
Az OSL mérésekhez **RISO TL/OSL DA 20 típusú mérőműszert** alkalmaztunk (7.ábra). A műszer dózisteljesítménye 0,109 Gy/s, amelyet egy $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ béta sugárforrás szolgáltat. A kvarc szemcsék stimulációja 470 nm-en (kék LED) történt, a lumineszcens fény detektálása pedig egy Hoya U 340-es szűrőn keresztül történt. A mérések során az egymintás regenerációs módszer (**SAR** – Single Aliquot Regeneration) (Murray és Wintle 2000), melynek során ismételt radioaktív besugárzások és az azokra adott lumineszcens válaszok segítségével határoztuk meg a minták dózis – lumineszcens válasz összefüggéseit, melyek segítségével a természetben elnyelt összes dózis becsülhetővé válik. A minta képződési kora az így meghatározott egyenérték dózis (D_e [Gy]), és a dózisteljesítmény (D^* [Gy/ka]), azaz a minta környezetében egységnyi idő alatt képződő radioaktív dózis hányadosából számolható.



7. ábra: OSL méréshez használt lumineszcens mérőműszer (felső kép) és az OSL méréshez használt mintatartó (alsó kép) – SZTE.

A korszámításhoz tehát még elengedhetetlen, hogy ismerjük mekkora környezeti sugárterhelés, vagyis **dózteljesítmény** érte az általunk vizsgált ásványszemcséket. Ennek a meghatározásához az OSL minták közvetlen környezetéből további üledékmintát vettünk. Ezeket a mintákat tömegállandóságig szárítottuk 50°C-on, majd porcelán mozsárban porítottuk. A porított mintából 3 g anyagot kimérve és egyenletesen szétterítve mintatartókba helyeztünk. A mintákat ezt követően egyesével speciális tárolóedényébe kerültek. A dózteljesítmény megállapításához egy kompakt, alacsony intenzitású **μDose** dozimetriai berendezést használtam (Tudyka et al. 2018). A berendezés egy kettős α/β szcintilátorral rendelkezik mely segítségével mindkét típusú részecske detektálható. A detektált α és β részecskék négy külön bomlási párhoz társíthatóak, melyek segítségével a mintában lévő ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th és ^{40}K **fajlagos aktivitása számítható** (Tudyka et al. 2020, Kolb et al. 2022). A berendezés egyik nagy előnye, hogy viszonylag rövid idő alatt (~48 h) kevés mennyiségű mintából (3 g)

mérhető radioaktív elem tartalom és így számítható a dózisteljesítmény (8.ábra). A száraz dózisteljesítmény kiszámításához Liritzis et al. (2012) konverziós tényezőit, a nedvességgel korrigált adatok számításához Aitken (1985) eljárását használtuk. Az alfa- és béta-csillapítási tényezőket Brennan et al. (1991, 2003) alapján számítottuk. A kozmikus sugárzás csillapítása Yokoyama et al. (1982), a földrajzi hosszúságtól, szélességtől és magasságtól való függés Prescott és Stephan (1972), a gamma-dózisteljesítmény skálázás Aitken (1985) alapján történt.



8. Ábra: A μ Dose-eszközöket és berendezéseket bemutató fotók: (a) Mintatartó és berendezés a minta előkészítéséhez. b) Szcintillátor egység ezüst fóliával. c) 3,0 g mintaanyag lemérésére használt nagy pontosságú mérleg. (d) Előkészített minta mintatartón - átmérője 7cm. e) Előkészített mintaanyag és mérőedény. (f) μ Dose-mérőeszközök (Kolb et al. 2021.)

4.4. Antropogén elemek alkalmazása az ártéri szintek lehatárolásában

Az emberek megtelepedésére nagy hatást gyakorolt a különböző ártéri szintek megléte. A történelmi múltban az elődeink igyekeztek a magasártér peremén létrehozni településüket. **A megtelepedés helye így jól jelzi az ártéri szinteket.** Az úthálózat (pl. 15-ös főút) is a mai napig a természetföldrajzi határok mentén húzódik, így lehet nagyon szépen kirajzolni a Titeli-plató vagy épp a Bácska déli peremét Turja településtől

- Nemesmilicsig). Ezentúl a vízhálózat jelenlegi elemei, legfőképp a csatornák is segíthetnek kijelölni az egykori ártéri szintek peremét. Logikai úton és a műholdas domborzati eredményeket figyelembe véve elmondható, hogy a vízrajzi elemek az alacsonyabb területek meghatározásában segítenek. A csatornák nem egy esetben a paleomeanderek külső ívén az egykori holtágakban és medermélyedésekben helyezkednek el. Továbbá az ártéri peremek alsó szintjét is végigkísérik a Duna keleti oldalán és a Bácska délnyugati előterében is. A zsilipek több esetben is a szintkülönbségek leküzdésére épültek, amik kitűnően **jelzik a különböző magassági szintben elhelyezkedő területek határát.** A csatornarendszereket pl. az egykori Ferenc József-csatornát – ma Duna-Tisza-Duna-csatorna jelenleg is használatban lévő csatornák jó részét olyan mélyebb fekvésű egykori paleomedrekbe terelték, amik lehetőséget adtak a víz nagy távolságokra történő eljuttatására.

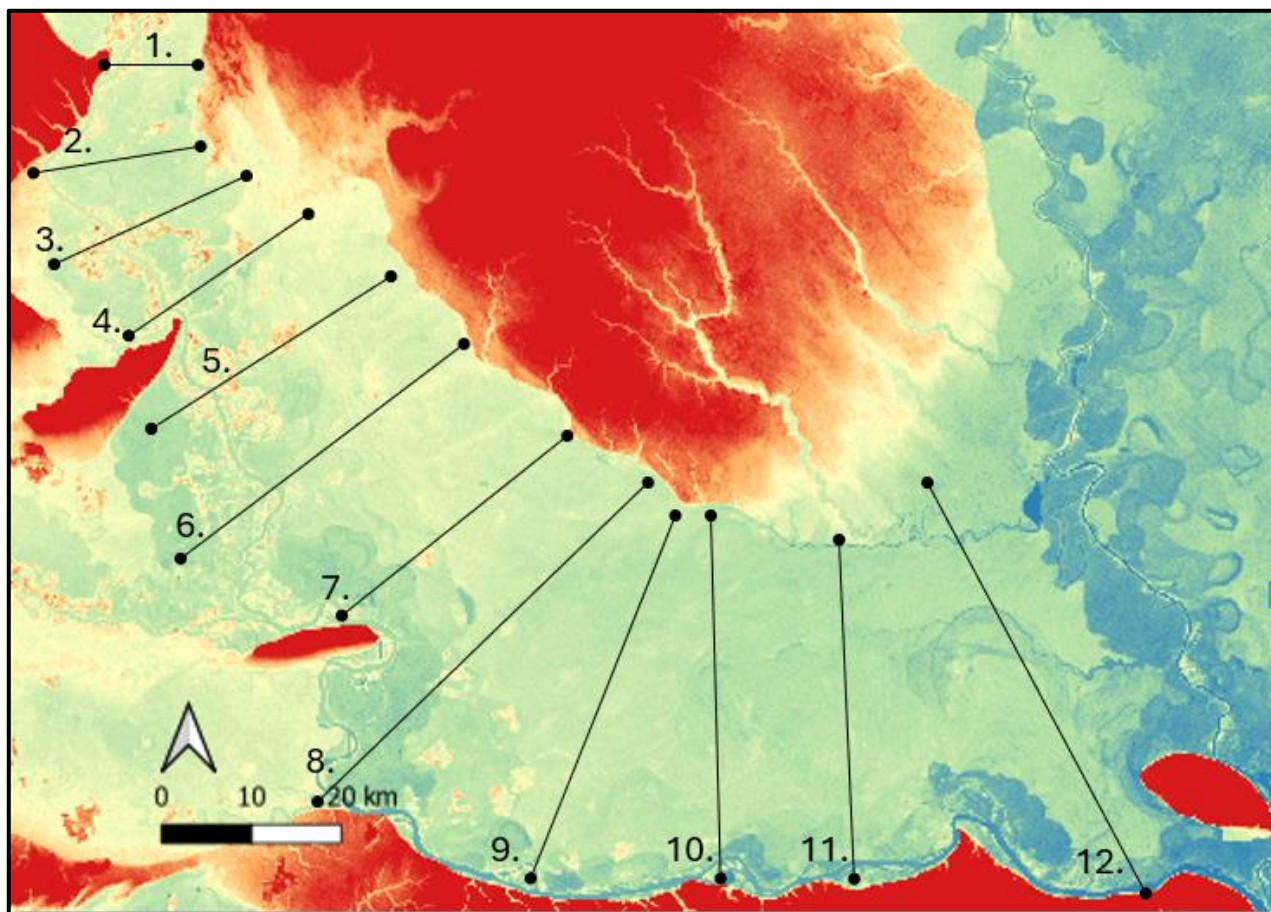
4.5. Szemcse-összetételi vizsgálatok

A szemcse-összetételi vizsgálathoz összesen 196 db mintát gyűjtöttünk. Kiszáritás után a mintákat porcelán mozsárban enyhén porítottuk. A szemcseösszetételi méréseket **Fritsch Analysette 22 lézeres szemcse-összetétel analízátorral** végeztük. Néhány grammnyi minta alapján a 0.008 és 2000 μm -közötti frakciókat 96 csatornára osztva adja meg a műszer. A kiértékelés során az Atterberg-féle szemcse-méret skálát használtam fel, míg a mérések során az övzatonysorok anyagának 50 és 90 tömegszázalékához tartozó szemcseátmérőt (D50, D90) vettem alapul (Molnár 1981). Az egyes fúrásszelvények szemcseösszetételi változásait a kapott adatok függvényében elemeztem. A hordalékkúp épülés folyamatára az üledékek vizsgálatával lehet következtetni, amivel a lerakott hordalék minőségi változásának térbeli meghatározása volt a cél. Következtetni lehet az **üledékképződési környezet megváltozására, valamint az aktív meder közelebb, illetve távolabb kerülésére, a hordalékszállítás energiaviszonyaira.**

5. Eredmények

5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása kereszt- és sávszelvények alapján

A kereszt-szelvények és sávszelvények a Duna és a Bácskai-löszös-hát közötti fluviális ártéri felszínt keresztelték. A szelvények szisztematikusan a folyásirányra merőlegesen készültek (15. ábra). A kiértékelés során problémát jelentett, hogy a felszínmodell a Duna mentén és távolabbi ártéri szinteken is helyenként kiugróan magas értékeket mutat az erdőségek miatt, így a folyóhát és a különböző ártéri szintek átlagmagassága nehezebben meghatározható. A különböző ártéri szinteket a több kilométeren át húzódó magasabb térszínek közti tereplépcsők határolják le. A szintek közötti szintkülönbségek mindösszesen 1-2 métert jelentenek, így sok esetben nehéz lehatárolni őket a sok kiugró érték (pl. erdőségek) miatt.

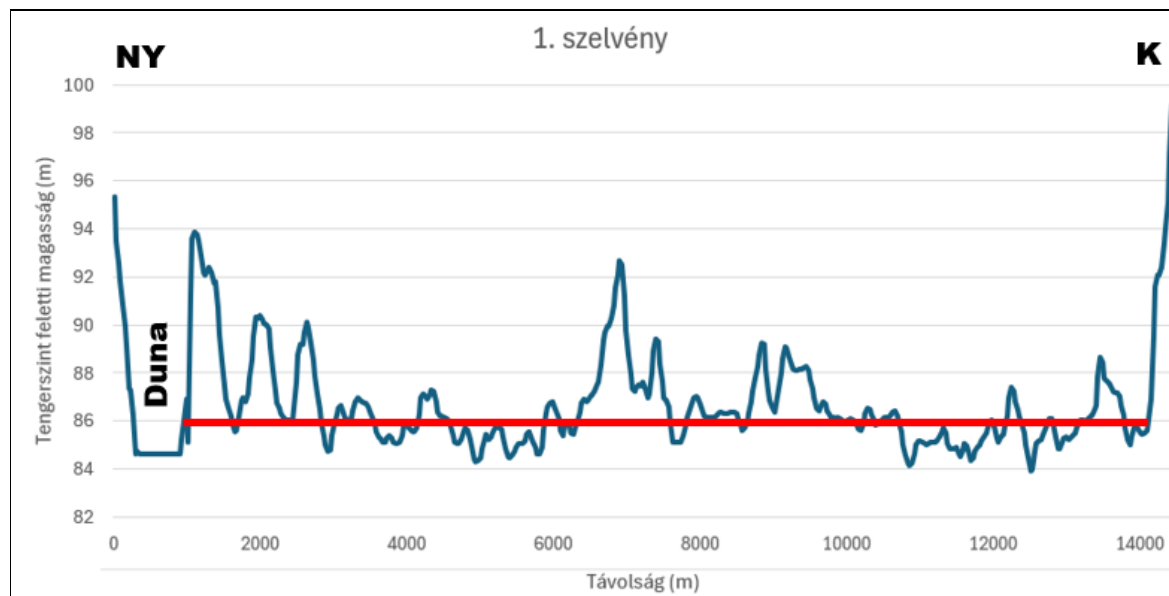


14. ábra: kereszt-szelvények elhelyezkedése a vizsgálati területen - saját szerkesztés.

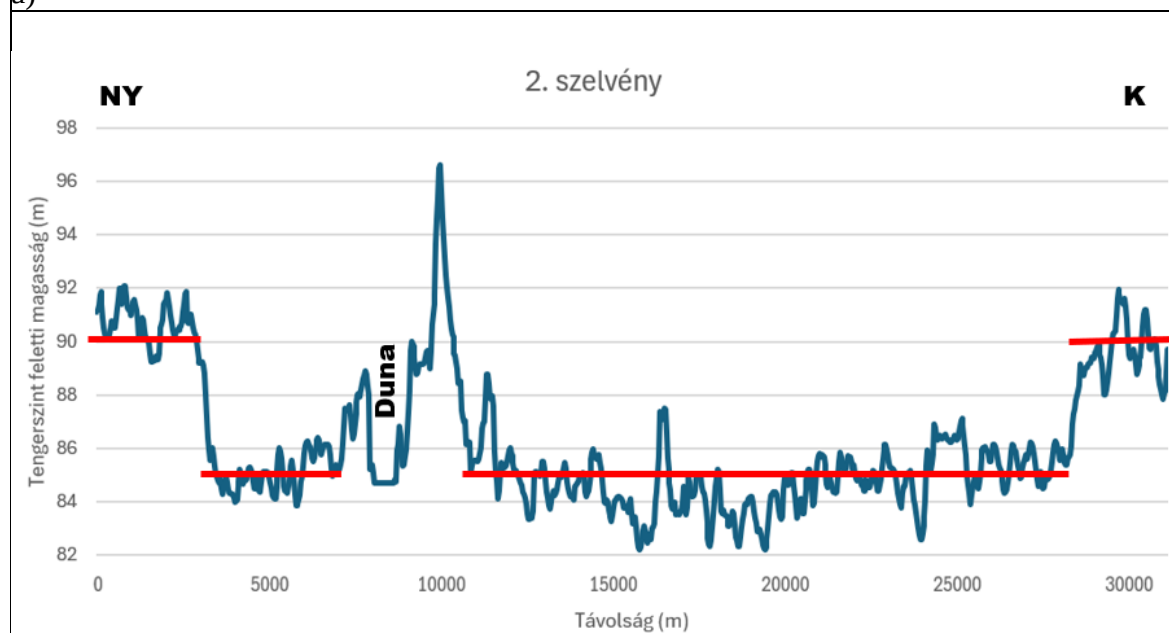
A megszerkesztett kereszt-szelvények a 15. ábra alapján elemezhetők. Az 1-es szelvényt a Duna jobb partján található Dunaszekcsői magaspart torzító hatásának elkerülése miatt a Duna jobb partjától húztam meg a Bácskai löszplató pereméig. Itt egy ártéri szint jelölhető ki 86 m-en (15/a ábra). Az 2-es szelvény esetében 2 ártéri szint különíthető el. Az egyik 85 m-

en, míg a másik 90 m-en. Ezek a szintek párosan húzódnak, hiszen a folyó mindkét oldalán hasonló magasságban helyezkednek el (15/b ábra). A 3. szelvény esetében egy szint különíthető el 87 m tengerszint feletti magasságban húzódik. A kiugró értékek az ártéri erdőket jelzik (15/c ábra). Az 4. szelvényen ugyancsak két szint, az alsó szint 83 m, míg a felső ártéri szint már csak 87 méteres átlagmagasságban található. (15/d ábra). Az 5. szelvényen is két szint azonosítható az alsó szint 82 méteren, míg a felső ártéri szint 87 méteres átlagmagasságban található. A kiugró értékek miatt igen nehéz azonosítani a két szint közti perem helyét és a tényleges domborzatot. (15/e ábra). A 6-os szelvényénél nem egy esetben kiugró magassági értékeket láthatunk, de hogy 83 méteren húzódik az alsó, míg 87 méteren a felső ártéri szint és a köztük húzódó 4 méteres szintkülönbség ellenére éles határ nélküli kapcsolódnak egymásba (15/f ábra). A 7-es szelvényen az alsó szint 81 méteren, míg a felső 86 méteren húzódik, tehát két ártéri szintet sikerült itt azonosítani, ahol élesen kirajzolódik a szintek közti perem. (15/g ábra). A 8. szelvény esetében a legalsó szint 80 méteren, a legfelső pedig 84 méteren található. 83 méteren is kirajzolódik egy ártéri szint, tehát összesen három különböző ártéri szint határolható itt le. (15/h ábra). A 9. szelvényen két ártéri szint azonosítható az egyik 84 méteren található, míg a másik 82 méteren. (15/i ábra). A 10-es szelvényen egy 82 méteren elhelyezkedő szint azonosítható és egy 76 méteren, tehát két szint különíthető el. (15/j ábra). A 11-es szelvényen egy szint különíthető el 82 m magasságban. A kiugró értékek a Duna völgyét jelölik az ártéri erdőkkel (15/k ábra). A 12-es szelvény esetében a negatívan kiugró értékek vízrajzi elemeket jelölnek (pl. Duna-Tisza-Duna-csatorna, délen pedig a Duna völgye – 71 méteren - látható). 81 méteren azonosítható egy szint

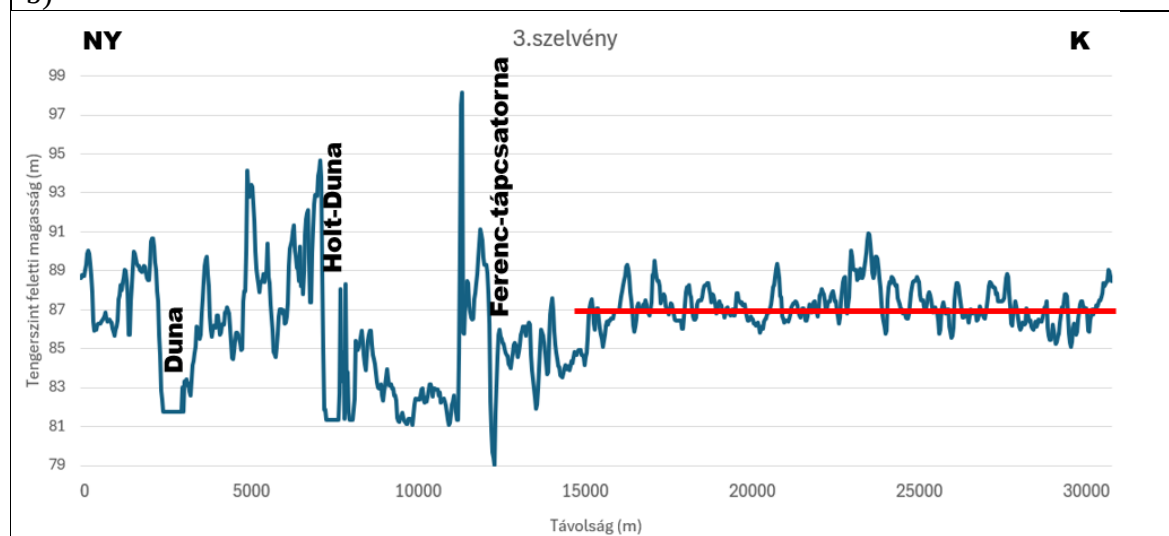
(15/m ábra).



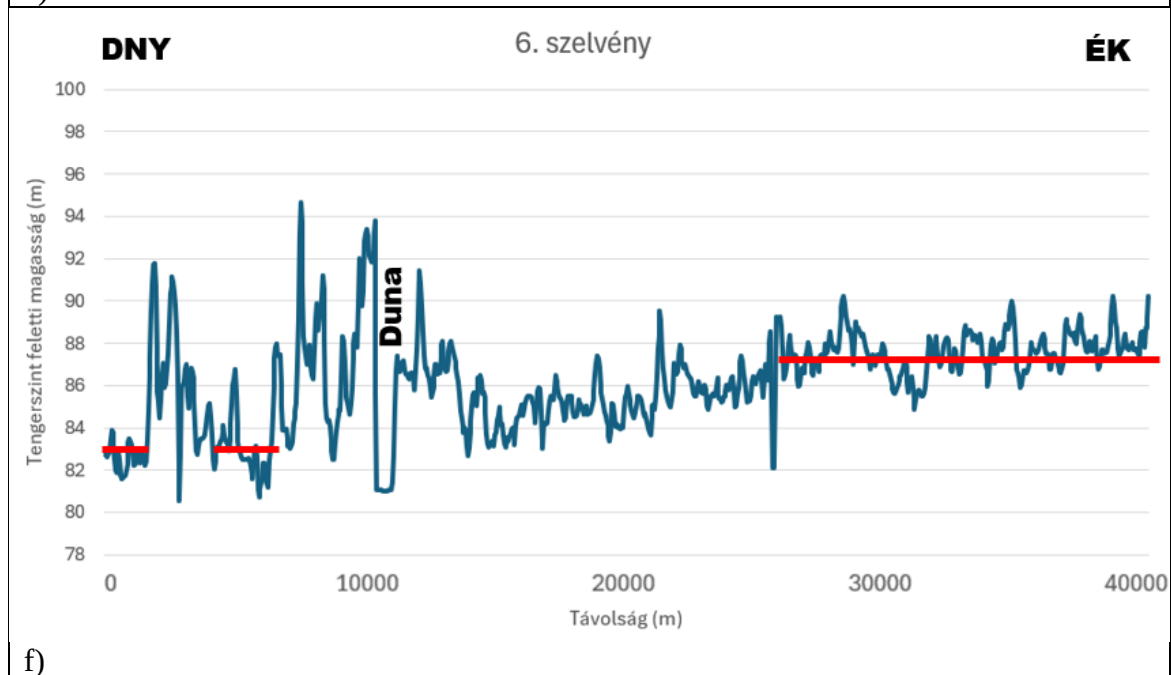
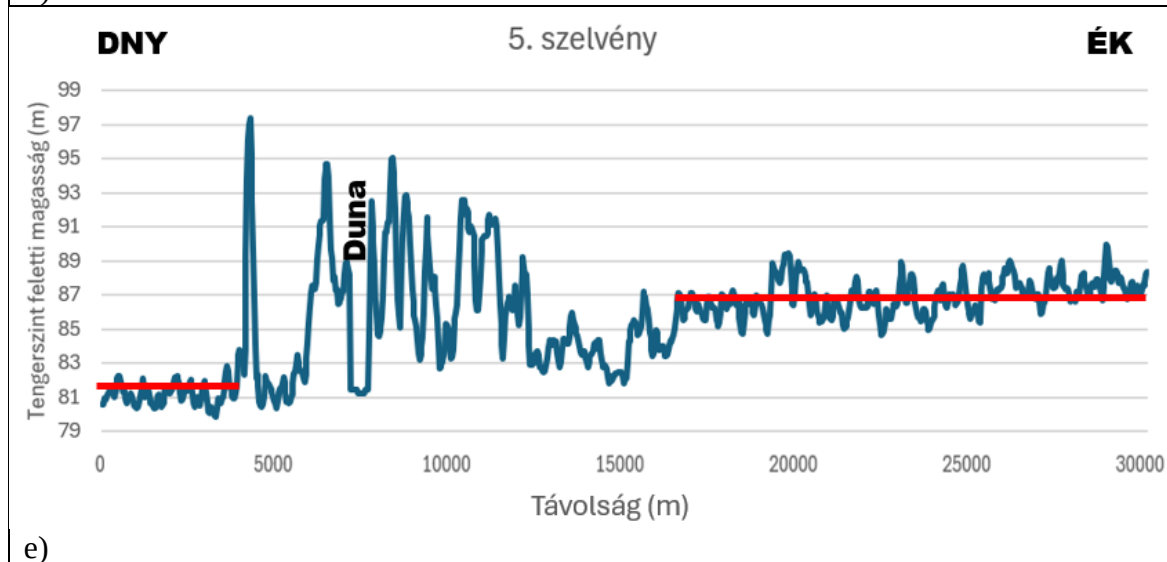
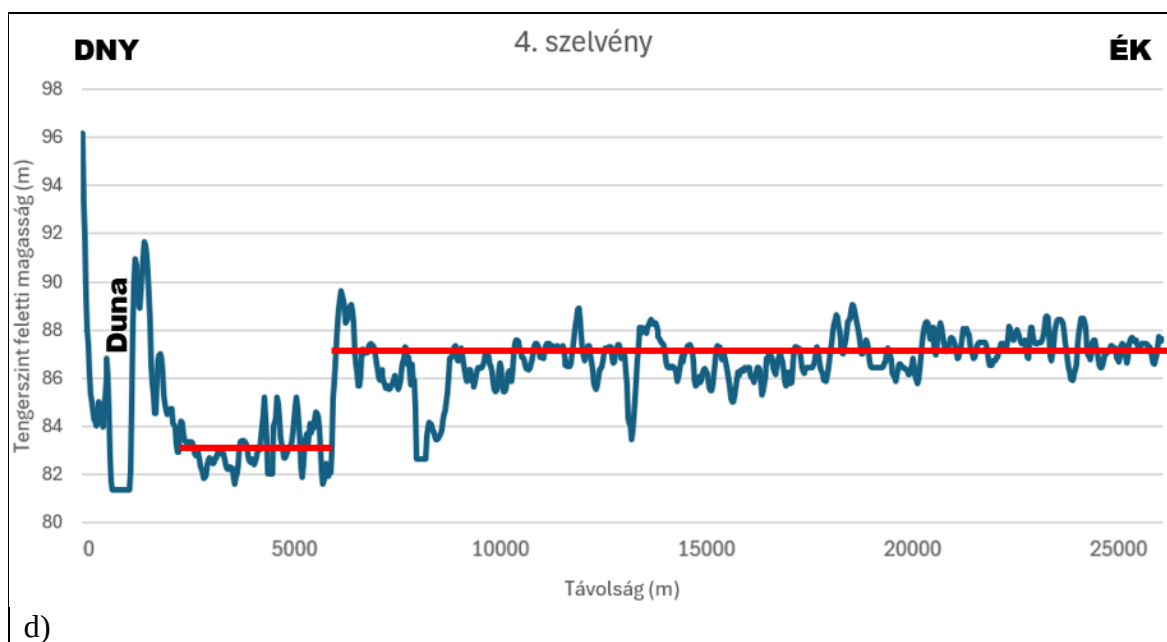
a)

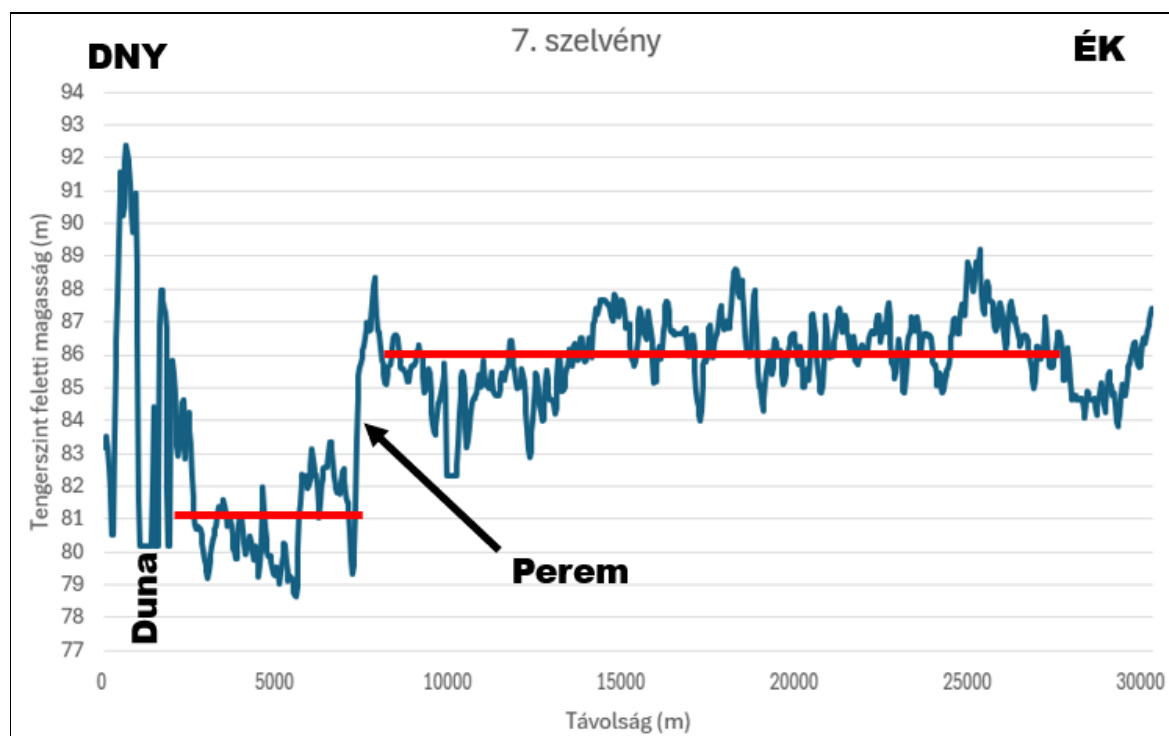


b)

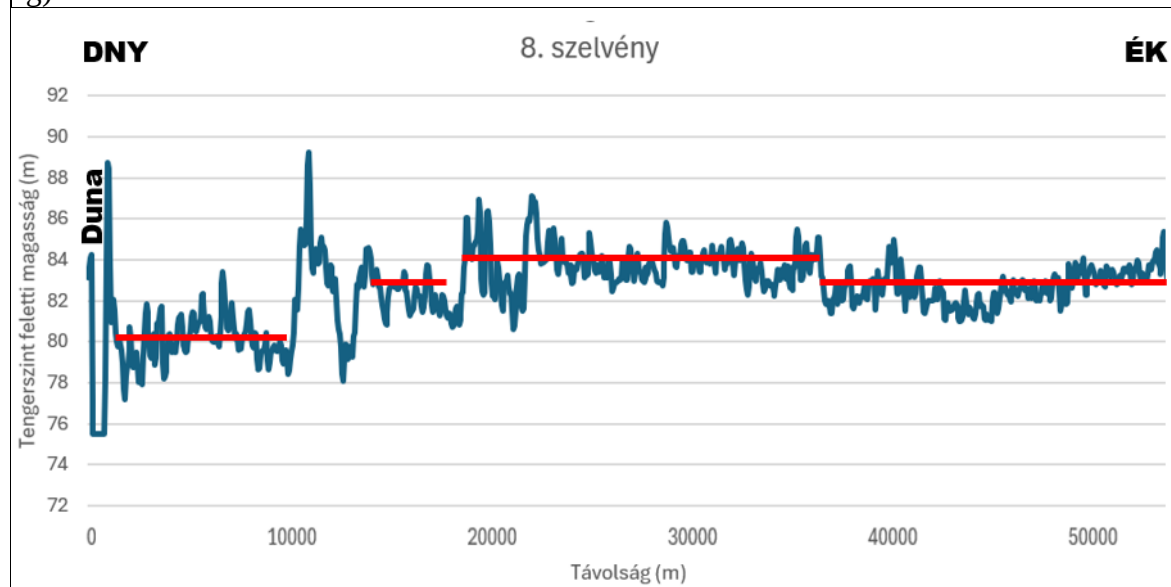


c)

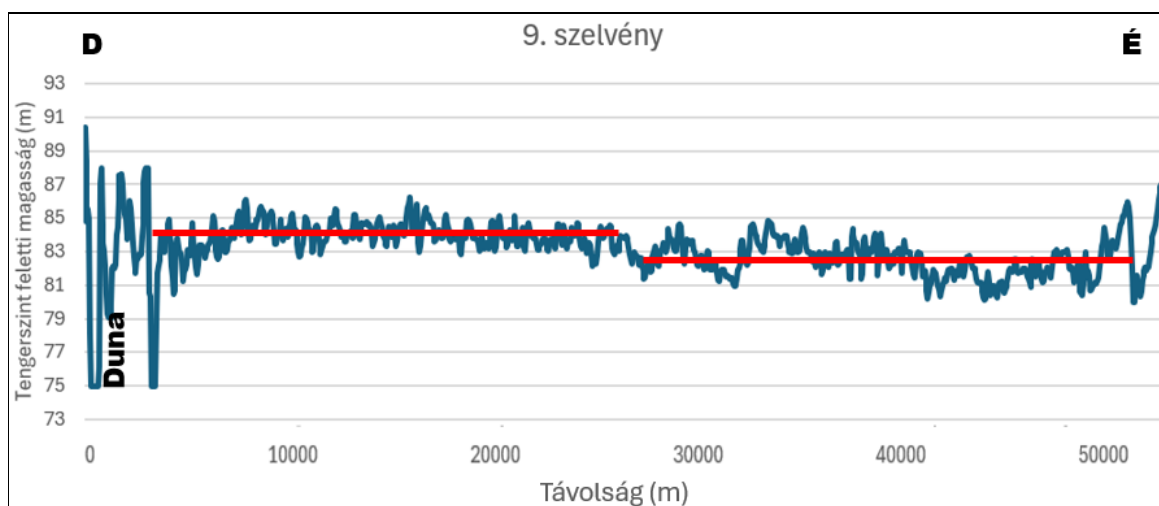




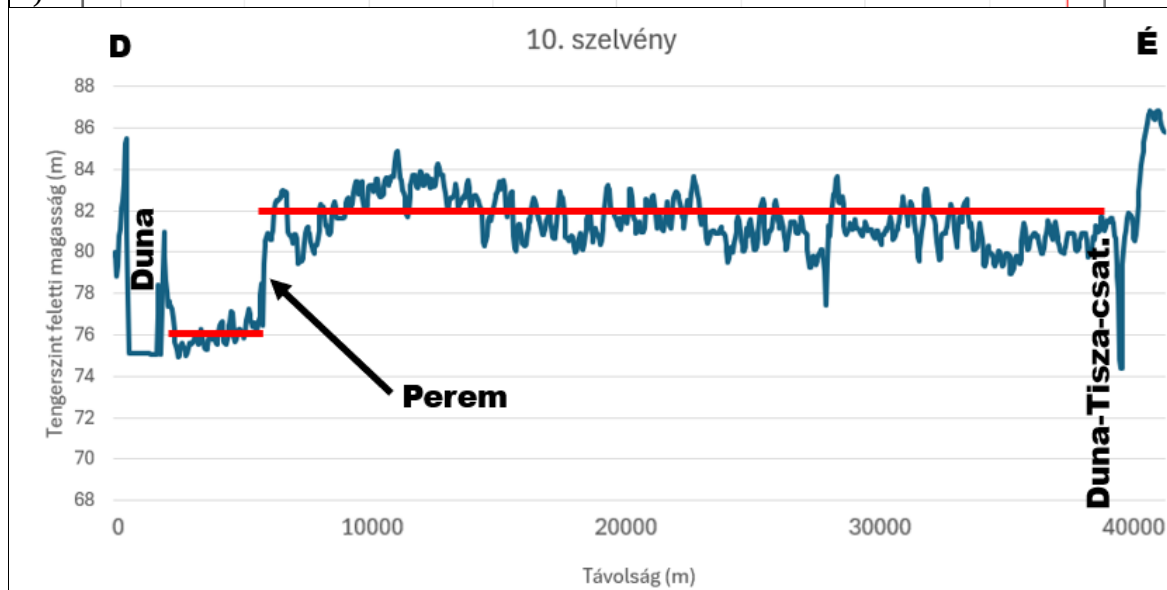
g)



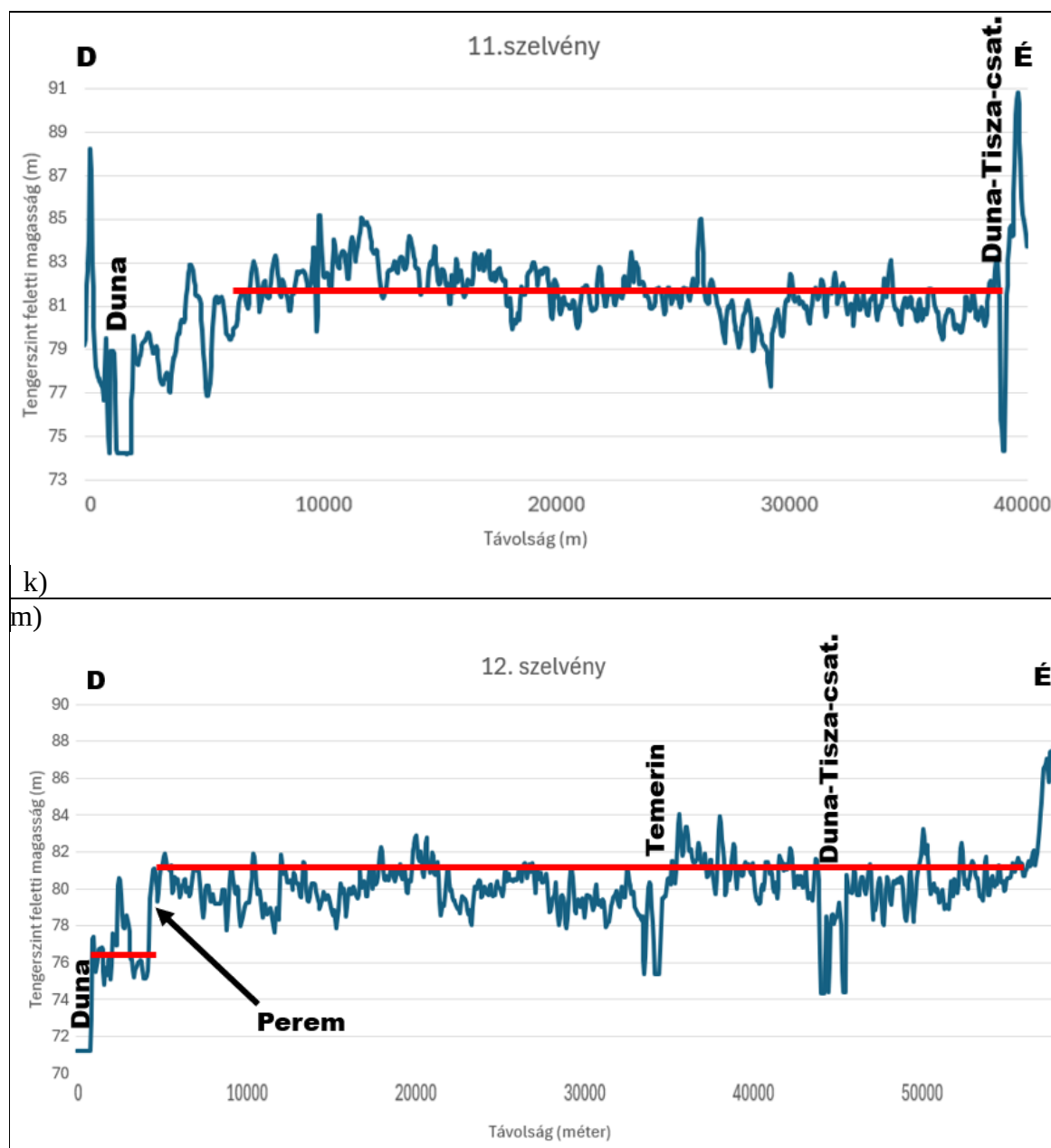
h)



i)



j)

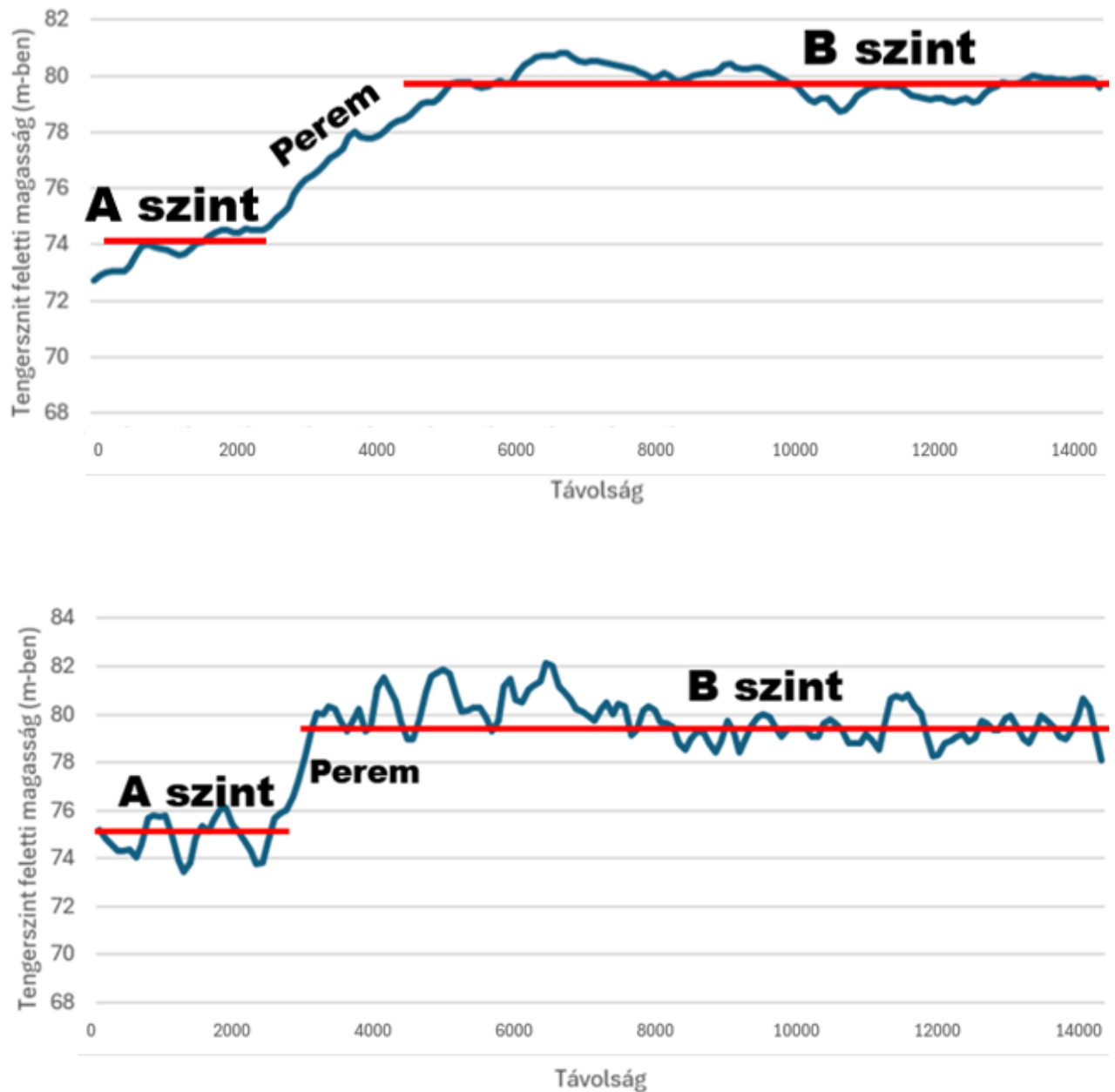


15. ábra: A Duna árterén, a folyóra merőlegesen felvett domborzati szelvények.

A sávszelvényezést a SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses) programban végeztem. A sávszelvényezés során 1 km szélességű szelvények magasságadataival dolgoztam. Míg a kereszt-szelvények „csak egy vonal” mentén adják meg a magasságadatokat, addig a sávszelvényezés esetén egy meghatározott szélességű és hosszúságú sáv területéről gyűjti ki a program az adatokat és átlagolja azokat (16. ábra).

A kereszt- és a sávszelvények összehasonlítása alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a sávszelvények egyik előnye, hogy nagyobb területet vesznek figyelembe és az átlagolással elméletileg reprezentatív adatok kapunk. A kereszt-szelvényeken tapasztalt pozitív és negatív kiugró értékek vonalas/lineáris vagy területi/areális rendszerbe szerveződnek pl. egy erdő vagy egy csatorna esetében, viszont ezek egy nagyobb területet átlagolva is megjelennek. Az ártéri

szintek lehatárolásában **mindkét módszer hasznosnak bizonyult**. A **keresztshelvények** esetén a **különböző magasságú szintek peremei rajzolódtak ki jobban**, míg a **sávszelvényezés** segítségével az egyes **ártéri szintek magassága határozható meg egyszerűbben**, hiszen a **területi átlagot** határoz meg (16.ábra).



16. ábra: Sávszelvény (felül) és keresztshelvény (alul) közötti különbségek a 12. szelvény déli részén a Duna és Villovo között

5.2. A fúrásszelvények leírása

A szemcseösszetételi meghatározás során 10 cm-ként történt mintavétel. A mintavételi területekről Vilovo esetében 21db, Temerin 2 35db, Temerin 1 41db, Backo Dobro Polje 40db, Djurdjevo 19db, Sonta 1 20db, Sonta. Tehát összesen 196db minta lett gyűjtve és megmérve. A fúrásszelvények leírása során alulról felfelé jellemeztem a lézeres szemcseanalitika eredményeit.

FH: finom homok (0,5-0,125 mm); DI: durva iszap (0,125-0,032 mm); FI: finom iszap (0,032-0,007 mm); A: agyag ($\leq 0,007$ mm)

A lemélyített fúrásokról általánosságban elmondható, hogy a felső, talajosodott réteg vastagága 30-80 cm között változott. Ezen túl a fúrások változatos régsorokat tártak fel, melyeket a terepi makroszkópos leírás, illetve a laboratóriumi szemcseösszetétel mérések alapján az alábbiakban lehet összefoglalni.

A Sonta 1 fúrás folyamatosan durvuló rétegsort tárt fel, a talaj alatt egy fakó sárga iszapos agyagos ($D_{50}=175\text{ }\mu\text{m}$, $D_{90}=260\text{ }\mu\text{m}$), 60 cm vastag réteg található, melyet egy folyamatosan durvább szemcsemérettel jellemezhető, iszapos, finomhomokos réteg követ. A szelvény aljában, 190 cm-es mélységtől éles váltással finom és közepes szemcseméretű szürke homok található. Morfológiai helyzete és a rétegek szemcseösszetétele alapján az egykori meder folyóhátjának üledékeit tárja fel a fúrás, melyet a bevágódást követően felhalmozódó ártéri üledékek fednek. A kormeghatározásra szánt mintákat a felfelé finomodó finom homokos rétegből, illetve a szelvény aljában lévő homokrétegből gyűjtöttük. (17. ábra.)

Sonta magas ártéri részén fekvő fúrása már jóval durvább szemcseösszetételről árulkodik. 2 méternél egy homokréteg mutatható ki, mely után a folyó hirtelen áttevődése miatt egy finomabb iszapos réteg következik végül ismét elkezd a folyó egyre durvább szemcseméretet lerakni. 100-110cm-nél van a homok szemcsetartomány második kiugrása D_{50} esetében $80\text{ }\mu\text{m}$ -el (17. ábra). Az övzátonyon létesített fúrás a szemcseösszetételi adatok alapján zátonyképződést követő gyors lefűződésre utal, a szemcseméret a ugyanis hirtelen csökken.

Az OSL minta laboratóriumi méréséhez használt mintáknál a legsekélyebb a Temerini, ami 1 méteres mélységből szolgáltatja a koradatot, míg a Back Dobro Polje esetében 3,4 méteres mélységből kaptunk koradatot. A későbbiekben elvégzett szemcseösszetételi meghatározás igazolta a terepen homokrétegekként azonosított rétegek jelenlétét, melyeken az OSL kormeghatározás történt.

Vilovo esetében a kicsivel több, mint 2 méteres fúrásszelvény egy felfelé finomodó folyóvízi rétegsort mutat. 2 fő üledékképződési ciklussal. Az egyik 200cm-től 130cm-ig tart, míg a második 120cm-től 50-80cm-ig. Az OSL kort is adó 2 méteren elhelyezkedő homokcsúcs esetén a D_{50} $100\text{ }\mu\text{m}$ -es tartományt éri el, míg a $D_{90}=190\text{ }\mu\text{m}$ -t. A következő kiugrás a

homok szemcsetartományba a mintaterületen leírt 100cm helyett a szemcseanalitika alapján 120cm-en történt meg. Ezután fokozatosan finomodó 120-tól 80cm-ig. A feltalaj felé közeledve elkezd ingadozni és D50-nél 25 μm -es tartományban figyelhetünk meg stabilizálódó értéket. A D90 esetében ezzel szemben ingadozás figyelhető meg, hiszen 50 és 100 μm közti értéket vesz fel a szemcseméret (17. ábra).

Djurdjevo-ban a 2 méter mély fúrás során sikerült feltárni az övzátony homok szemcsefrakcióját tartalmazó réteget 170cm-en D50 esetén 20 μm -el, míg D90 esetében 70-80 μm közti szemcsetartományt. Felfelé haladva a felszín felé csökken a szemcseméret 70- μm -ről 10 μm -ig finomodik. A feltalajnál újból elkezd durvulni növekszik D50 15 μm , D90 30-40 μm (17. ábra).

Temerin 1 esetében láthatjuk a leginkább ingadozó szemcseösszetételi jellemzőkkel rendelkező fúrásszelvényt. A szemcseméreték itt érik el a legmagasabb értékeket, vagyis a legdurvább mederanyagot itt találtuk. Ez magyarázható a meder méretével. D50 esetében 25 és 125 μm közt ingadozik, míg D90 esetében 75 és 250 μm közt ingadozik. A legidősebb homok szemcsefrakciót 330cm-ről vettük, amely kormeghatározása során mintegy 15 ezer évet kaptunk. Folyamatosan váltakozik az iszap és homok. A nagyobb vízhozam és meder nagyobb szemcseméreteket volt képes megmozgatni. A főmeder közeledését jelzi az egyre durvább szemcsetartomány megjelenése. Itt éri el a maximumot D50 esetében 125 μm -t, míg a D90 esetében a 250 μm -t. Ezután a folyó áttevődik és a feltalaj hirtelen finomodni kezd D50 25 μm -ig, míg a D90 100 μm -ig (17.ábra).

Temerin 2 esetében a D50 a legalsó 340 cm-en eléri a 85 μm -t. A folyó ekkortájt aktívan alakította át a tájat. Ezt követően áthelyeződött, amit a folyóvízi üledéksor hirtelen finomodása jelzi, mivel 330cm-en már csak 15 μm a D50 és 30 μm a D90 értéket figyelhetünk meg. További homok szemcsetartományt érintő csúcsok 265cm-en, 240cm-en és 200cm-en találhatók. Előbbi 2-nél a D50 értéke 75 μm , míg a D90 értéke 150-175 μm – köztük finomabb agyagosabb értékekkel. Az OSL kormeghatározás a legdurvább szemcsefrakcióval rendelkező és legfiatalabb övzátónysorból történt 2 méterről – ezt a szemcseösszetételi elemzés is igazolta. Ezután a folyó aktív felszínformálása véget ért a területen és az agyagosabb-iszaposabb üledék dominál. Fokozatos finomodás után 140cm-es mélységre a 200cm-en található 200 μm -es csúcs után 25 μm -re esik vissza a D90, de a D50 is 75 μm -ről 10 μm -re. Az üledékréteg további része a feltalajig stabilan finomszemcsés (17. ábra).

A legmélyebb fúrásszelvényt Backo Dobro Poljénél mélyítettük. Itt a 4 méter mélységnél egy homokos réteg (D50 – 70 μm és D90 150 μm) után 390cm-nél már rögtön egy agyagosabb/finomabb szemcsetartományt (D50 = 25 μm és D90 = 60 μm) sikerült

megmintázni. Ezt követően sikerült megmintázni egy övzátonyt, amit a homok szemcsetartomány kiugró értéke is jól jelez (D50 esetében 120-140 μm , míg D90-nél 225-260 μm -t ér el – mindezt 320 és 370cm közötti mélységben). Ez a legidősebb általunk feltárt mederüledék. Ezt követően 320cm-ről 310-cm-re egy gyors szemcseméret-változást figyelhetünk meg. Hirtelen áttevődik a folyó és a folyóvízi üledéksor az alsó homok után átvált agyagos-iszapos üledékké. 300-cm-től felfelé nem mutatható ki releváns ingadozás. Homogén jellemzőkkel bír ezután, hiszen stabilizálódik a D50 25 μm , míg a D90 50 μm -nél (17. ábra).

5.3. OSL kormeghatározás eredményei

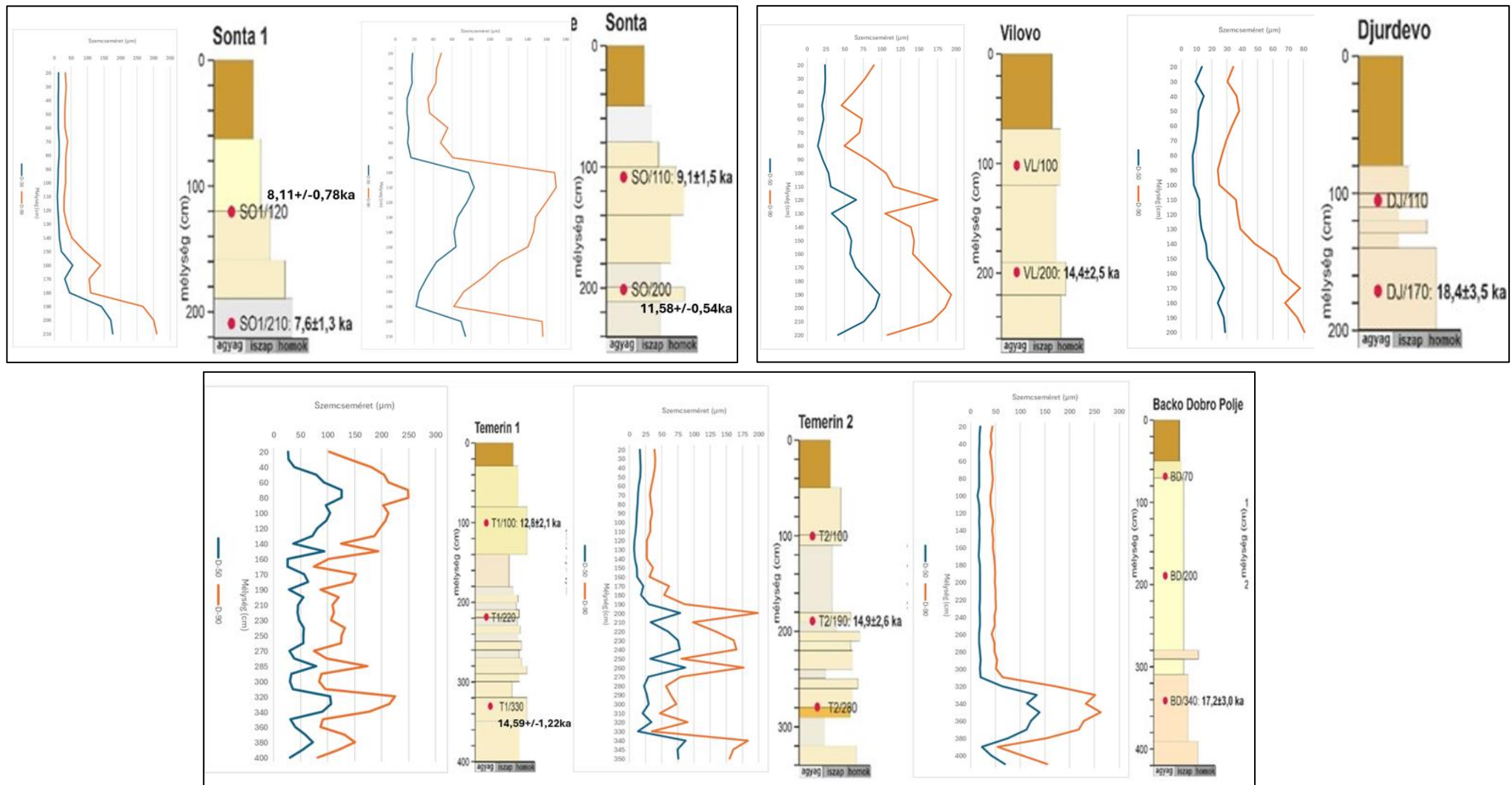
Az egyenértékdózisok nagyságrendileg megegyezők 21 és 38,7 Gy között mozognak. Az egyenértékdózis **eredmények relatív bizonytalansága mindössze néhány százalékos**, ami megfelel a módszertől elvárható pontosságnak. Igaz a koreredményekben ez is több száz éves bizonytalanságot jelent. A dózisteljesítmény értékek kis szórást mutatnak (1,6-2,6 Gy/ka között mozognak) - egyedül a Djurdjevo mellett gyűjtött minta mutat viszonylag magas értéket, ez arra enged következtetni, hogy a minta összetétele a többitől, ami eltérő, akártiszai eredetre is utalhat. Ezt a feltételezést alátámasztja, hogy Hernesz (2015) és Tóth (2019) alapján is hasonló eltérést mutatkozik a két folyó üledékei között.

A legidősebb kort mintegy 20 ezer évet ($19,9 \pm 1,5$ ka) a Kula mellett gyűjtött minta esetében kaptuk, míg a legfiatalabbat a sontai fűrásban ($6,6 \pm 0,2$ ka) (1.táblázat). A Sonta 1 ugyan a B szinten létesült, a koradatok alapján feltételezhető, hogy az A szinten formálódó meder rakhatta le a megmintázott üledéket. Ezért az itt kapott értékeket az A szint korának vizsgálatakor vettük figyelembe a folyóhátról vett mintát érint és az A szinttel együtt képződött. Mindezek alapján az **A szint** $6,6 \pm 0,2$ ka és $8,5 \pm 0,4$ ka között, a **holocén atlantikus fázisában** formálódhatott. A **B ártéri szintet képviselő** minták (Vilovo: $11,0 \pm 0,5$ ka; Temerin 1; $10,8 \pm 0,3$ ka; Temerin 2; $11,3 \pm 0,6$ ka) hasonló korokat adtak, átlaguk és szórásuk $10,5 \pm 0,6$ ka, azaz ennek a szintnek a formálódását a **pleisztocén-holocén átmenetre datálhatjuk** (Vandenberghe 1995, 2008).

Parage ($15,3 \pm 1,2$ ka), valamint Kula ($19,9 \pm 1,5$ ka) a **C szinten** helyezkedik el. Backo Dobro Poljéból származó minta ($12,3 \pm 0,6$ ka) a Temerini „óriásmederhez” képest jóval kisebb medret reprezentál. A Djurdjevo mellett gyűjtött, valószínűleg a Tisza üledéket reprezentáló minta kora problémákat vet fel, mivel idősebb a vártnál, miközben alacsonyabb szinten van a többi ártéri szinthez képest. Ennek hátterében az OSL mérések korábban már jelzett hibája, a magas reziduális dózis állhat, ami a Tisza esetében a folyásirányban feljebbi szakaszokon akár 2 ka kor túlbecslést is eredményezhet. (Sipos et al. 2016), ezért további mérések szükségesek ezen a területen. (1.táblázat).

1. Táblázat: A minták dózisteljesítmény és egyenértékdózis adatai, valamint a mérések alapján számított üledékképződési korok.

Lab kod	Vizsgálati terület	Ártéri szint-ek	Mélység (cm)	Szemcse-méret (μm)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	D _e (Gy)	Korok (ka 2bk)
2465	Kula	D	260	11-20	2,91±0,05	8,64±0,19	1,33±0,04	2,36±0,168	47,1±1,21	19,9±1,5
2468	Backo DP	B	340	150-220	1,85±0,03	6,4±0,15	1,25±0,04	2,5±0,05	31,0±1,4	19,1±0,9
2472	Parage	C	100	90-150	2,46±0,04	7,27±0,16	1,06±0,03	2,36±0,168	36,0±1,5	20,3±1,9
				11-20				2,41±0,058	52,09±1,56	21,5±1,2
2458	Vilovo	B	200	150-220	1,79±0,03	5,44±0,12	1,29±0,03	2,3±0,04	25,9±1,0	15,0±1,0
2459	Temerin1	B	100	63-150	1,61±0,03	4,8±0,11	0,93±0,03	2,1±0,04	23,0±0,4	15,0±1,1
2463	Temerin2	B	190	60-150	1,84±0,03	5,25±0,12	1,29±0,04	2,3±0,05	26,8±1,4	18,8±1,1
2470	Despotovo	B	160	11-20	1,72±0,03	5,03±0,12	0,8±0,03	2,36±0,168	22,2±0,83	17,7±0,7
2456	Djurdjevo	B	170	63-150	2,56±0,04	7,37±0,17	1,72±0,05	2,66±0,07	45,75±1,31	17,2±0,7
2478	Sonta1	A	210	150-220	0,94±0,02	2,54±0,06	0,97±0,03	1,6±0,04	13,6±0,6	14,7±1,1
2475	Sonta	A	110	150-220	1,8±0,03	4,84±0,1	1,14±0,03	2,4±0,05	16,3±0,4	8,0±0,8

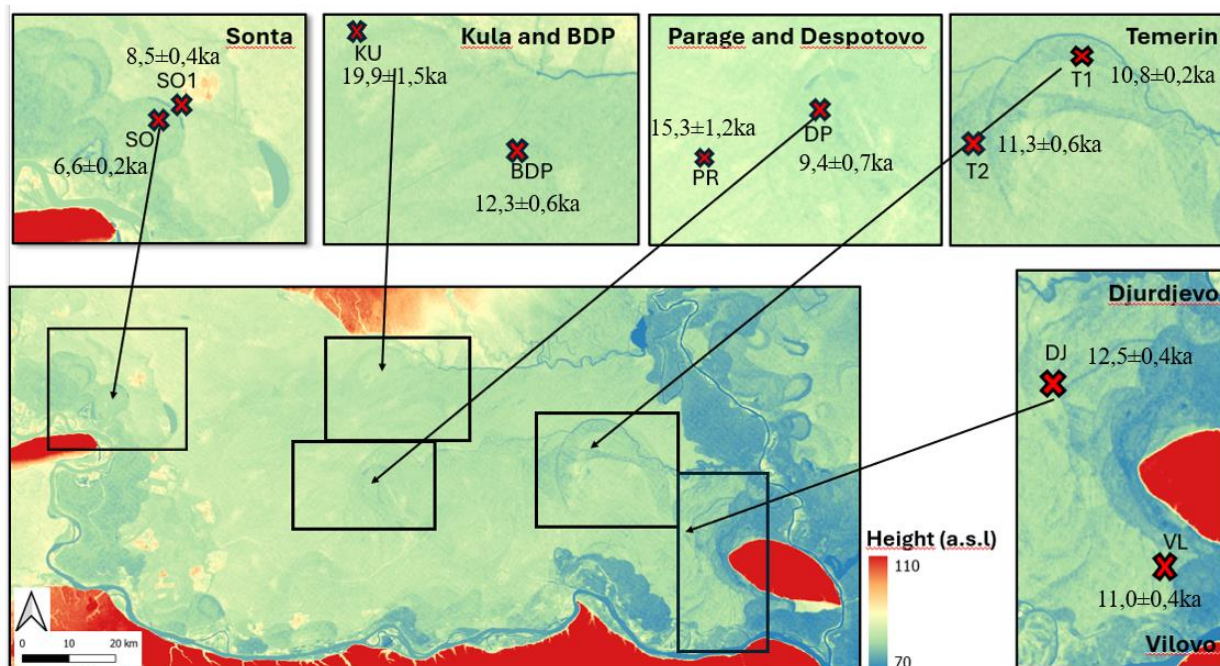


17. ábra: Fúrásszelvények és szemcseösszetételi meghatározásuk eredményei

6. Következtetések

6.1. Az ártér fejlődésének rekonstrukciója

A **C ártéri szinten** mintázott fluviális formák kora viszonylag **széles időtartományt fed le** a késő glaciálisban, melynek során hidegebb szárazabb (Legidősebb Dryas, Fiatal Dryas), és melegebb nedves periódusok (Bölling-Alleröd) is előfordultak. Mégis ebben az időszakban úgy tűnik, hogy **nem történt markáns bevágódás**, ami eltérő ártéri szinteket eredményezne. A jelenlegi megfigyeléseink alapján ezt az időszakot különböző mintázatú Duna medrek jellemzik területen, ezek vízhozamának részletesebb rekonstrukciójához **további vizsgálatokra van szükség**. Az eddig meghatározott OSL korok alapján a legfelső ártéri szint elkülönülése az utolsó glaciális maximum (LGM - MIS2) idején következhetett be. Ezt alátámasztja, hogy a **D/C szinten** is szinte kizárólag **fonatos medrekre** utaló, egymással párhuzamos folyóhátak azonosíthatók. Mindez némileg **ellentmond a korábbi kutatási eredményeknek**, és ezáltal a **klimatikus hatások mellett a tektonika jelentőségére is utal (18.ábra)**.



18. ábra. Az egyes ártéri szintekre mért OSL koradatok és a mintavételi helyek

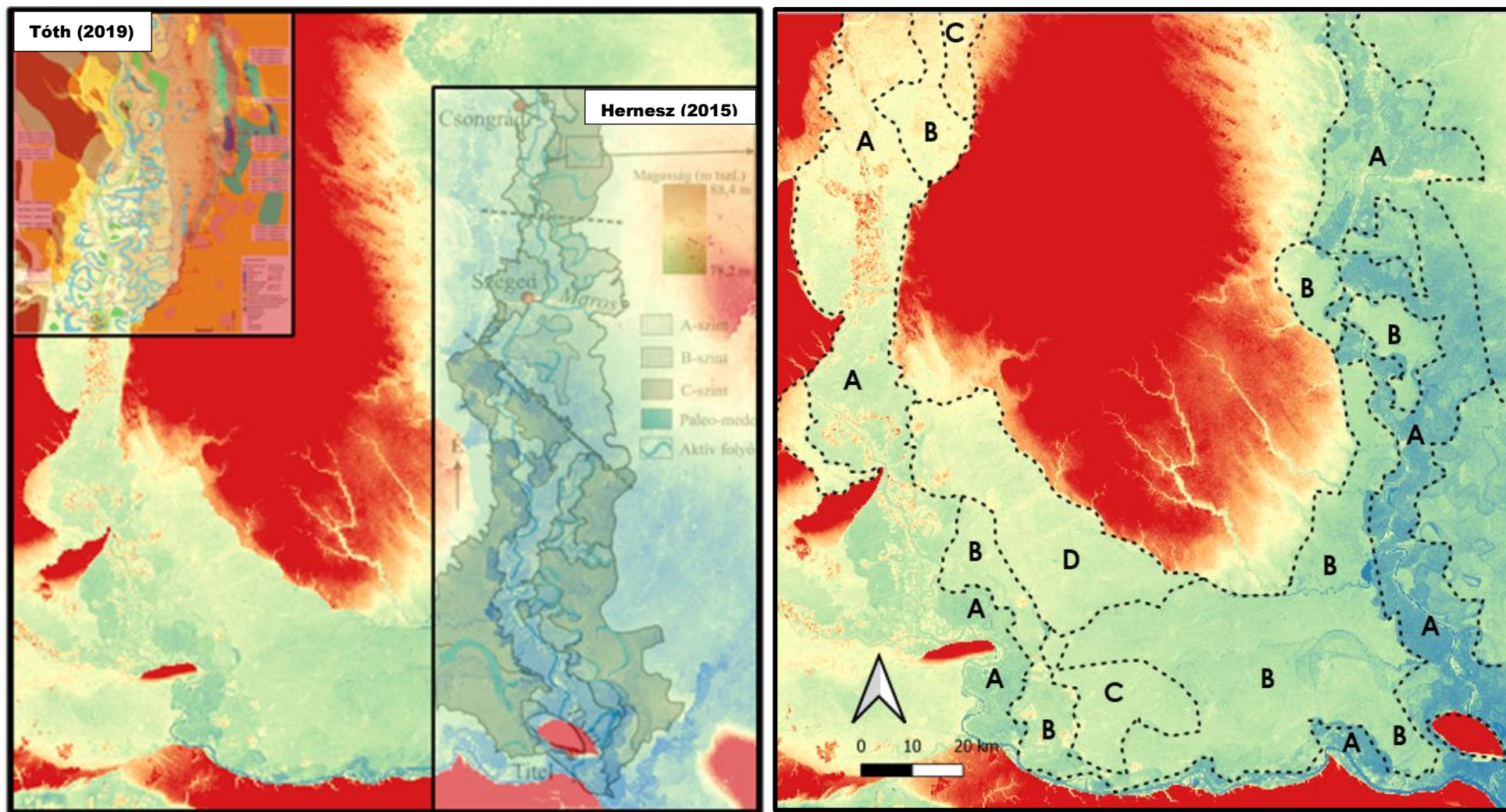
A **B ártéri szintre** kapott korok alapján ez a szint legkésőbb a **pleisztocén-holocén átmenet** idején formálódhatott, ekkor, a **lefolyás megnövekedésének hatására** vágódhatott be mintegy 10,8±0,3 ka és 11,3±0,6 ka között. Ez összhangban áll a Tisza mentén feljebb (Hernes 2015) és a Duna magyarországi szakasza mentén (Tóth 2019) tapasztalt értékekkel. Ebben az időszakban a medrek méretei alapján a mainál jelentősebb vízhozamok jellemezheték a folyót.

A glaciálisok utáni felmelegedés, vagyis egy hidegebb klímáról melegebb klímára való **átmenet során** más szerzők alapján is **növekvő vízmennyiséggel számolhatunk** (Vandenberghe 1995, 2008, Kasse et al. 2005, Bartyik 2022). A hőmérséklet-növekedéssel járó evapotranszpiráció-emelkedés nem tudja ellensúlyozni a csapadékból és a felszíni lefolyásból származó többletvizet.

A legalsó ártéri szinten található, legfiatalabb kort adó Sonta és Sonta 1 fúrások adatai alapján a folyó bevágódása $6,6 \pm 0,2$ ka és $8,5 \pm 0,4$ ka között történhetett, a **holocén atlantikusfázisában**, amikor a **növekvő csapadékmennyiség** hatására a folyók vízhozama jelentősen megnövekedett akárcsak a Duna-menti Alföld (Tóth 2019) területén és az Alsó-Tiszán (Hernes 2015), mindez pedig bevágódáshoz, az **A jelű ártéri szint elkülönüléséhez vezetett**. A Duna vízhozama az időszak végén a maihoz hasonló értékeket vett fel.

A jelen kutatásban azonosított és datált egykori ártéri szintek **jól párhuzamosíthatóak** Tóth (2019) és Hernes (2015), a Duna Kalocsai- és Solti-síkja mentén, valamint a Tisza alsó szakaszán mért adataival. Előbbi esetében csak időbeli kapcsolatot, utóbbi esetében térbeli és időbeli kapcsolatot is mutatkozik, ami méginkább **megerősíti, hogy a tapasztalt bevágódási periódusok nagyobb területre kiterjedően is azonosíthatók** (19. ábra), ugyanakkor néhány különbség is megfigyelhető. Így az Alsó-Tisza esetében csak az A és a B szintek azonosíthatók, míg a Duna magyarországi szakaszán a C szintig bezárólag **jó korreláció mutatható ki a korok tekintetében**. Hozzá kell tenni, hogy a jelen dolgozatban azonosítani vélt D szint esetében nem állnak rendelkezésre még abszolút korok, azaz ennek besorolása kérdéses (19. ábra).

Az ártéri szintek magassága, valamint a szabályozások előtti elöntési adatok (5. ábra) alapján kijelenthető, hogy **az A és a B szintek ártéri szinteknek, a C szint viszont már terasznak tekinthető**.

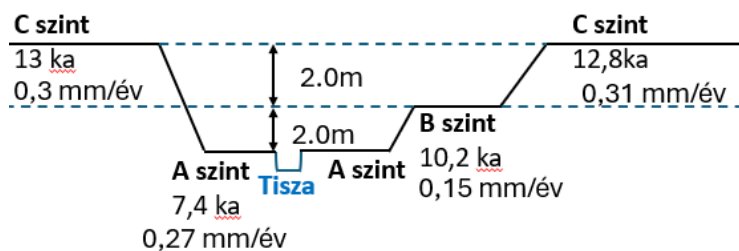


19. ábra: Kapcsolódás korábbi kutatások eredményeivel és azok vizsgálati területének elhelyezkedése felszínmodellen (bal oldalon), valamint a különböző ártéri szintek térbeli elhelyezkedése (jobb oldalon)

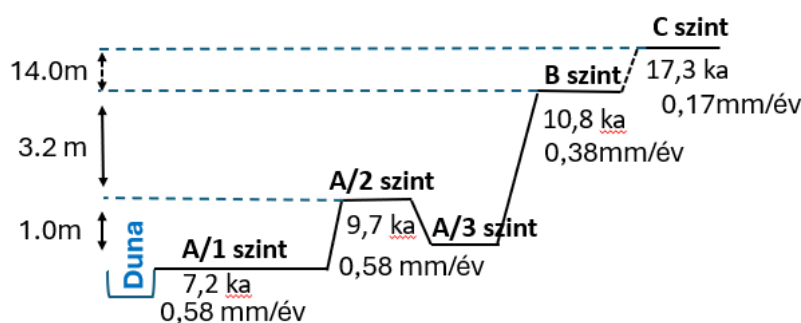
6.2. A bevágódás ütemének időbeli és térbeli változása

A kapott korok és az azonosított szintek magassága alapján meghatározott bevágódási ütemek térben és időben is változó értéket mutatnak a Bácska területén. Folyásirányban lefelé haladva a Duna és a Tisza találkozása felé közeledve növekszik a bevágódási ütem. Az időbeli változás tekintetében elmondható, A legfelső ártéri szintre kapott 0,17 mm/éves érték a legalsó ártéri szinten 0,58 mm/évre nő, azaz fokozódik a bevágódás mértéke (22. ábra).

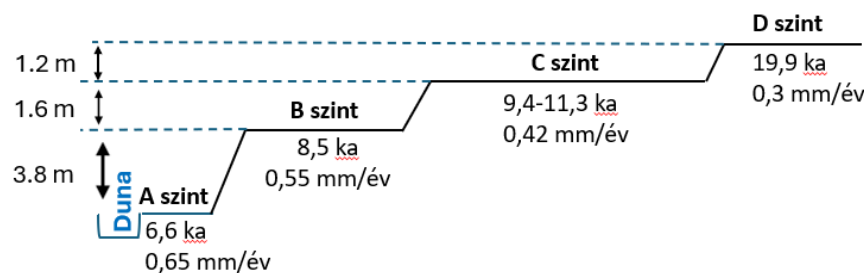
Hernesz (2015) az Alsó-Tisza vidéken végzett hasonló kutatásokat. Meghatározta a különböző paleohidrológiai formákat, több paleomeander korát és rekonstruálta a formálódásukat. Tóth Orsolya 2019-ben A Duna-Kalocsai- és Solti síkra eső szakaszán térképezte, illetve korukat és fejlődésüket is vizsgálta. Adataik segítségével meghatároztam, hogy a különböző mintaterületeken milyen bevágódási ütemek jellemzők. Az eredményeik alapján arra jutottam, hogy az Alsó-Tisza mentén a bevágódás mértéke kb. 2 méter volt a különböző ártéri szintek között. A bevágódás üteme időben viszonylag egyenletes, kis mértékben lassuló tendenciát mutat. A legfelső szinten 0,3mm/év körüli értékkel bír a Tisza folyó mindkét partján, a középső szinten 0,15mm/év, míg a legalsó szinten 0,27mm/év értéket vesz fel. (20. ábra). A Duna-menti alföld területén Tóth Orsolya adatai alapján a bevágódási ráta növekvő tendenciát mutat (21. ábra). A legfelső szinten mért 0,38 mm/évről 0,58 mm/évre nő A Duna bal parti szerbiai szakaszán a bevágódási ráta ugyancsak növekvő tendenciát mutat. A legfelső szinten mért 0,3 mm/évről 0,65 mm/évre a duplájára nő.



20. ábra Bevágódási ráta és OSL korok a különböző ártéri szinteken az Alsó-Tiszán Hernesz (2015) alapján



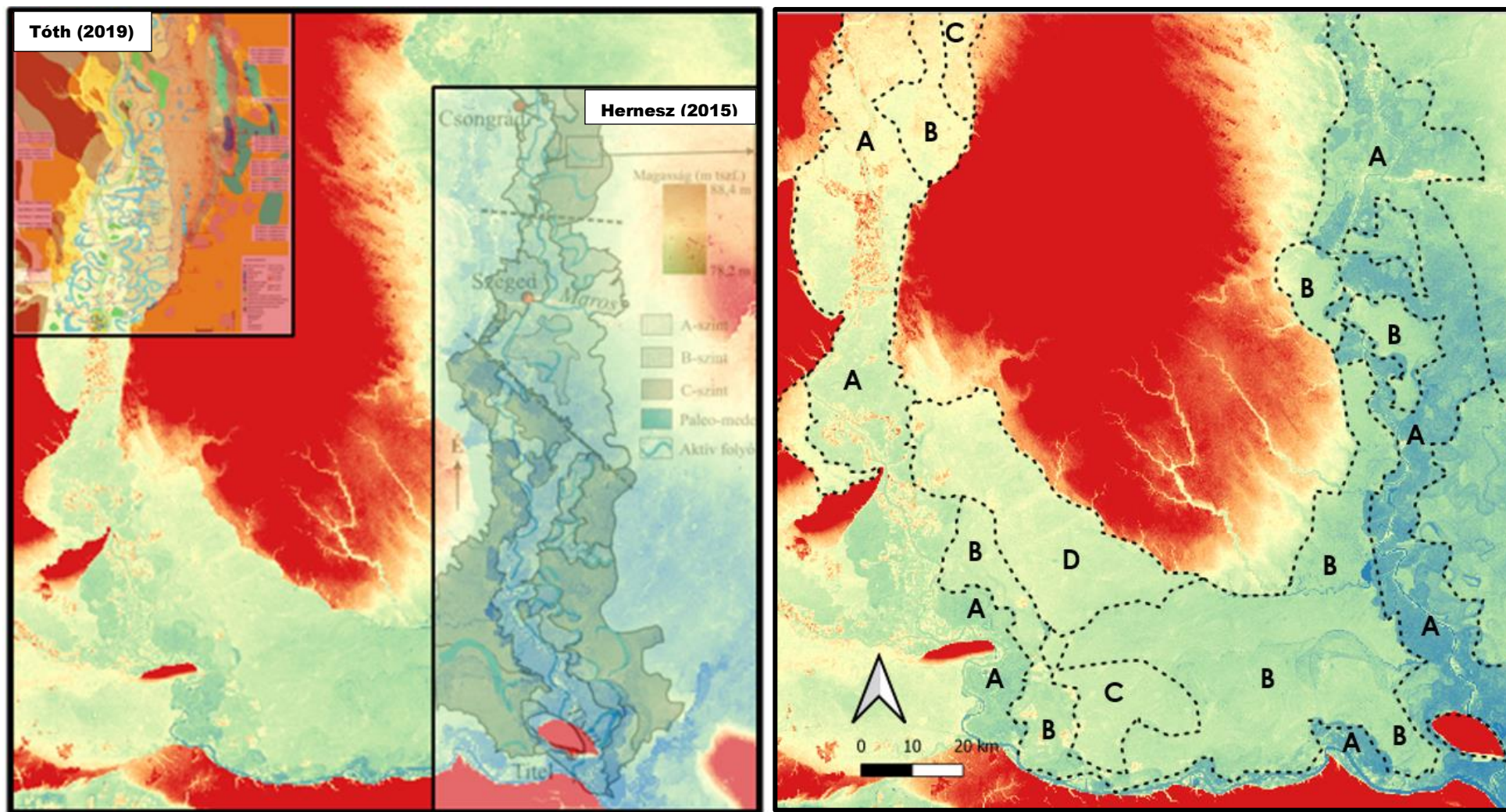
21. ábra Bevágódási ráta és OSL korok a különböző ártéri szinteken a Duna-menti alföld területén Tóth (2019) alapján



22. ábra Bevágódási ráta és OSL korok a különböző ártéri szinteken

6.3. A természetes bevágódási ütem és a szabályozások óta tapasztalt bevágódás összehasonlítása

A szabályozások óta tapasztalt bevágódás mértékéről Kvassay (1902) az Alsó-Tiszán Szegednél 1,8 cm/éves, míg Mindszentnél 1,6 cm/éves bevágódási ütemet határozott meg a kisvizek szintjének változása alapján. Károlyi (1960) Szegednél 2,6 cm/éves bevágódási ütemet tapasztalt. Lóczy (2001) a Dunán Mohács alatt 3 méteres bevágódásról számol be, míg Bajánál a tartóssági görbék kb. 210-220 cm-rel süllyedtek lejjebb a vizsgált 120 év alatt. Ezen adatokból is látható, hogy **a bevágódás mértéke a szabályozások hatására egy nagyságrenddel nagyobb, mint az a természetes folyamatok alapján meghatározható.** Hozzá kell tenni ugyanakkor, hogy a bevágódás tényleges múltbéli mértékét a jelen adatok segítségével nem lehet egyértelműen meghatározni, hiszen a bevágódás konkrét időszaka nem ismert.



20. ábra: Kapcsolódás korábbi kutatások eredményeivel és azok vizsgálati területének elhelyezkedése felszínmodellen (bal oldalon), valamint a különböző ártéri szintek térbeli elhelyezkedése (jobb oldalon)

7.Összegzés

A geomorfológiai vizsgálatok során megállapítottam, hogy a kijelölt szelvények alapján a műholdas távérzékelés nagymértékben megkönnyíti a domborzati elemek lehatárolását, de **nem képes kiszűrni olyan zavaró tényezőket, mint például az erdőket**, amik kiugró értékeket okozhatnak a magasságábrázolásnál. A **keresztshelvények** esetén a **különböző magasságú szintek peremei rajzolódtak ki jobban**, míg a **sávszelvényezés** segítségével az egyes **ártéri szintek magassága határozható meg egyszerűbben**, hiszen a **területi átlagot** határoz meg. Az ártéri szintek lehatárolásában a **két szelvényezési eljárás együttes használata hasznosnak bizonyult**. A felszínmodellből kinyerhető szelvényeken túl az adatokat ki kellett egészíteni további műholdas, vagy akár egyéb földrajzi megfigyelésekkel (pl. út és vízhálózat futása). Mindezek alapján négy ártéri szintet tudtam azonosítani. Ezek közül a legmagasabb akár teraszoknak is tekinthető, mivel már nem öntik el a folyó legnagyobb árvizei sem.

A kormeghatározási eredmények alapján a vizsgált minták mindegyike **pleisztocén végi és holocén korú**, a legidősebb sem idősebb 20 ezer évnél, míg a legfiatalabbi mintegy 7 ezer éves. Az azonosított ártéri szintek kialakulása a korok alapján viszonylag jól elkülöníthető. Egyértelműen kimutatható, hogy a **holocén atlantikus fázisában, illetve a holocén elején bevágódás mehetett végbe** a Duna ezen szakaszán, ami **jól összevág a klimatikus átmenetekhez kapcsolt teraszképződési modellel**. Mindemellett, eddigi méréseink alapján úgy tűnik, hogy a hideg száraz késő glaciális maximum során is lehetett egy **bevágódási folyamat**, ami pedig a **tektonika jelentőségére hívja fel a figyelmet**.

A térségben végzett korábbi kutatások eredményei alapján megállapítható, hogy az **ártéri szintek** a Duna mentén időben, az Alsó-Tiszával összehasonlítva időben és térben is **jól párhuzamosíthatók**. A bevágódás ütemét tekintve azonban már mutatkoznak térbeli különbségek. A **Duna mentén jellemzően nagyobb a bevágódás üteme**, a Bácskai mintaterületen a Tisza torkolat irányában növekvő. Emellett folyamat időbeli változása tekintetében is eltérések tapasztalhatók, így a **Tisza mentén a bevágódás folyamata egyenletesebb**, míg a **Duna-menti síkságon és a Bácskai mintaterületen gyorsuló**

A **bevágódás üteme a folyószabályozások után** mm/éves értékről cm/éves nagyságrendre nőtt, ami egy **nagyságrendnyi növekedést** jelent.

További kutatásaim célja, hogy a fenti eltérés okait részletesebben feltárjam. Ennek érdekében a meglévő kormeghatározási eredmények bővítésére törekszem, valamint

vízhozam-számításokat kívánok elvégezni különböző paleomeanderek és fonatos medrek esetében. Az eredményeket összehasonlítanám a Duna felsőbb szakaszán és az Alsó-Tiszán mért paraméterek alapján kalkulált vízhozamadatokkal, hogy pontosabb képet kapjunk az eltérő geomorfológiai folyamatok háttéréről.

Irodalomjegyzék

- Aitken MJ 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London.
- Bartyik Tamás (2022) Fluviális folyamatok rekonstrukciója a Maros folyó vízgyűjtőjén, különös tekintettel az OSL érzékenység ezirányú alkalmazhatóságára, Akadémia Kiadó)
– doktori értekezés, Szeged
- Borsy Z. (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Értesítő 38(3-4),
- Bukurov, B., (1953) Geomorfološke crte južne Bačke. Zbornik radova SANU XXVI knjiga 4, 59–60. [Google Scholar](#)
- Brennan BJ 2003. Beta doses to spherical grains. Radiation Measurements 37(4-5): 299-303.
- Čičulić–Trifunović, Rakić, M.O., 1977. Explanatory book for sheet Novi Sad, Basic Geological Map 1:100.000. Beograd: Federal Geological Survey, p 54.
- Filyó D., Sipos Gy.; Tóth O. et al. (2015): Lumineszcens kormeghatározást segítő adatbázis kialakítása és fejlesztése. pp. 97-102.
- Gábris Gy. (2006): A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. Földrajzi Közlemények 130(54),
- Gábris Gy., Horváth E., Novothny Á., Ruszkiczay-Rüdiger Zs. (2012): Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. Netherland Journal Geosciences 91-1(2),
- Gábris, G., & Nádor, A. (2007). Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. Quaternary Science Reviews, 26(22-24),
- Hernesz, P., & Kiss, T. (2016). Késő pleisztocén és holocén ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. GEOSZFÉRÁK: A SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLÁJÁNAK EREDMÉNYEI, 36, 139-157., Szeged
- Hernesz P. (2015) Késő-pleisztocén és holocén ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem
- Katona Orsolya (2014) Fluviális formák és folyamatok vizsgálata a síksági Maros egykori és jelenlegi futása mentén. - Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem, Szeged
- Kasse, C., Hoek, W.Z., Bohncke, S.J.P., Konert, M., Weijers, J.W.H., Cassee, M.L., Van der Zee, R.M. (2005): Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. Journal of Quaternary Science 20, 377-394. pp.
- Károlyi, Z. (1960). *A vízhasznosítás, vízépités és vízgazdálkodás története Magyarországon (Vázlat)* (Vol. 13). Tankönyvkiadó.
- Kiss, T. Hernesz, P. Sümeghy, B. Györgyövecs, K. Sipos, Gy. (2015): The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system - Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. Quaternary International 388, 142-155. pp

- Kolb, T., Tudyka, K., Kadereit, A., Lomax, J., Poręba, G., Zander, A., ... & Fuchs, M. (2022). The μ Dose system: determination of environmental dose rates by combined alpha and beta counting–performance tests and practical experiences. *Geochronology*, 4(1), 1-31.
- Kvassay, J. (1902). A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. *Vízügyi Közlemények*, 15, 7-27.
- Leopold és Wolman (1960), River Meanders and the Theory of Minimum Variance
- Liritzis I, Stamoulis K, Papachristodoulou C, Ioannides, K 2012: A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* 12(3): 1-15.
- Leopold és Wolman (1960), River Meanders and the Theory of Minimum Variance
- Liritzis I, Stamoulis K, Papachristodoulou C, Ioannides, K 2012: A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* 12(3): 1-15.
- Lóczy D. 2001: Geomorfológiai, tájökológiai és természetvédelmi megfigyelések a Duna-ártér mohács alatti (bédai) szakaszán. A Magyar Földrajzi Konferencia CD kiadványa, Szeged ISBN:963482544-3.
- Mezősi G. (2011): Magyarország természetföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Miháلتz I. (1967) A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana (EPA 01635), Földtani közlöny 097 3_294-307,
- Molnár B. (1977): A Duna-Tisza köz felsőpleistocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete (EPA01635), Földtani közlöny 097 107_1-001-016
- Murray AS, Wintle AG. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* 32: 57-73.
- Pécsi M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p. Pécsi M. (1967): A dunai Alföld. Akadémia Kiadó, Budapest.
- Pécsi M. (1967): A dunai Alföld. Akadémia Kiadó, Budapest
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Leel-Össy Sz., Horváth E., Dunai TJ. (2005): Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics* 410,
- Sebe Krisztina et al. (2021) Quaternary evolution of the river Danube in the central Pannonian Basin and its possible role as an ecological barrier to the dispersal of ground squirrels
- Sipos, G., Kiss, T., & Tóth, O. (2016). Constraining the age of floodplain levels along the lower section of River Tisza, Hungary. *Journal of Environmental Geography*, 9(1-2), 39-44.
- Sümeghy B, Kiss T. , Sipos Gy. , Tóth O. (2013) - A Maros hordalékkúp felső-pleisztocén–holocén fluvialis képződményei, Szeged
- Sümeghy B. (2014), A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója – doktoriértekezés, Szeged,
- Sümeghy Borbála: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. PhD értekezés. Szeged, 2014. 35-37. és 58- 62. old.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M. (2002): Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press,

- Starkel, L., Michczyńska, D. J., Gębica, P., Kiss, T., Panin, A., Perşoiu, I. (2015): Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP). *Quaternary International* 388,
- Timár és Gábris (2008), Estimation of the water conducting capacity of the natural flood conducting channels of the Tisza floodplain, the Great Hungarian Plain. *Geomorphology* 98(3-4) 250-261
- Tóth Orsolya (2019) Folyóvízi folyamatok vizsgálata OSL kormeghatározás segítségével a Duna magyarországi szakasza mentén - doktori értekezés, Szeged
- Tóth O., Sipos G., Kiss T., Bartyik T. (2017a): Variation of OSL residual doses in terms of coarse and fine grain modern sediments along the Hungarian section of the Danube. *Geochronometria* 44(1),
- Tóth O., Sipos Gy., Kiss T. Bartyik T. (2017b): Dating the Holocene incision of the Danube in Southern Hungary, *Journal of Environmental Geography* 10(1-2),
- Tudyka, K., Miłosz, S., Adamiec, G., Bluszcz, A., Poręba, G., Paszkowski, Ł., & Kolarczyk, A. (2018). μ Dose: A compact system for environmental radioactivity and dose rate measurement. *Radiation Measurements*, 118, 8-13.
- Tudyka, K., Bluszcz, A., Poręba, G., Miłosz, S., Adamiec, G., Kolarczyk, A., ... & Fuchs, M. (2020). Increased dose rate precision in combined α and β counting in the μ Dose system-a probabilistic approach to data analysis. *Radiation Measurements*, 134, 106310.
- Vandenberghe J. (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14,
- Vandenberghe, J. (2008): The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: a refinement of theory. *Geomorphology* 98,
- Winsemann, J., Lang, J., Roskosch, J., Polom, U., Böhner, U., Brandes, C., et al. (2015): Terrace styles and timing of terrace formation in the Weser and Leine valleys, northern Germany: Response of a fluvial system to climate change and glaciation. *Quaternary Science Reviews* 123,