

Ártéri szintek kialakulása a Duna Baja és Stari Slankamen közötti szakaszán

Készítette: **Hajdu Sándor**

SZTE TTIK földrajz BSc 2. évfolyam

Szegedi Tudományegyetem
Természettudományi és Informatikai Kar
Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

Témavezető:
Dr. Sipos György
egyetemi docens

Szeged, 2023

Tartalom

1. Bevezetés.....	3
1.1. Problémafelvetés	3
1.2. Kutatási célok	3
2. Előzmények	4
2.1. A Duna futásirányának változásai az Alföldön	4
2.2. Ártéri szintek kialakulása és morfológiai jellegzetességei	6
2.3. Vízhozamszámításhoz alkalmazható morфомetriai paraméterek	7
2.4. Ártéri és terasz szintek képződése.....	8
3. Vizsgálati terület.....	9
4. Módszerek	11
4.1. Geomorfológiai térképezés	11
4.2. Mintavétel.....	11
4.2. OSL kormeghatározás	13
4.3. Antropogén elemek alkalmazása az ártéri szintek lehatárolásában	18
4.4. Paleo-medrek egykori vízhozamának meghatározása.....	22
5. Eredmények	24
5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása keresztmetszelvények alapján	24
5.2. OSL kormeghatározás eredményei.....	28
5.3. Az ártér fejlődésének rekonstruálása	31
6. Összegzés	33
Irodalomjegyzék.....	34

1.Bevezetés

1.1. Problémafelvetés

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.**

1.2. Kutatási célok

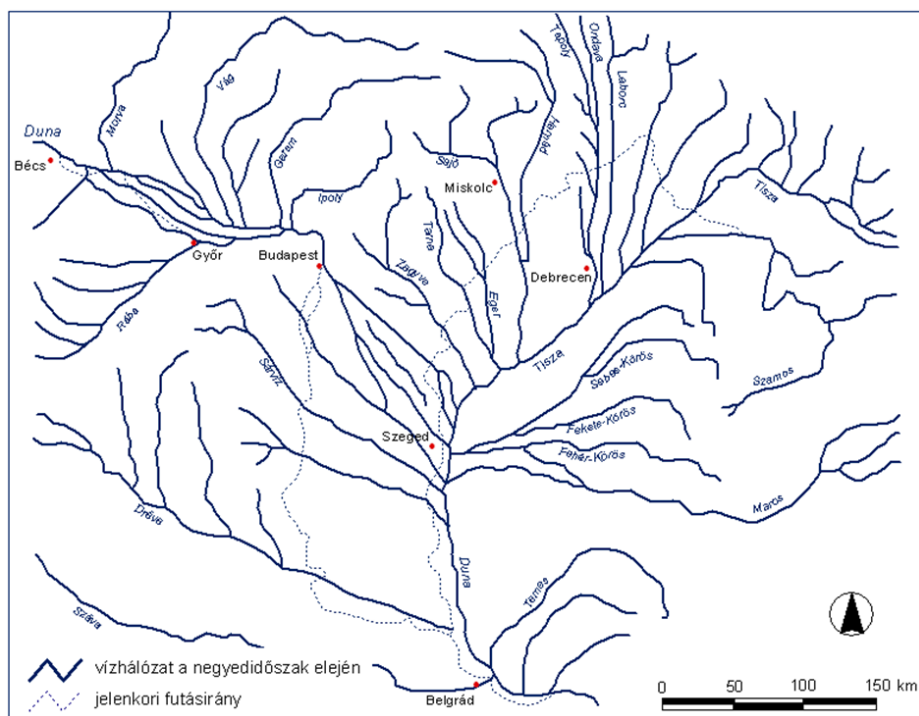
Vizsgálataim fő célja, a Duna Bajától (1479fkm) Zalánkeménig (1215fkm) tartó 264km hosszú szakaszán a **folyó múltbéli fejlődésének feltárása**, mivel a korábbi kutatások numerikus koradatok hiányában csak érintőlegesen foglalkoztak az itt található formák kialakulásával. A folyó múltbéli dinamikájának 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. Vertikális és horizontális szelvények segítségével térképezni egy eddig kevésbé vizsgált Duna-menti szakaszt. Továbbá a formák lehatárolásához olyan indikátorokat keresek, melyek segítségével a későbbiekben könnyebben fel lehet majd térképezni a terület morfológiai viszonyait.

2. Előzmények

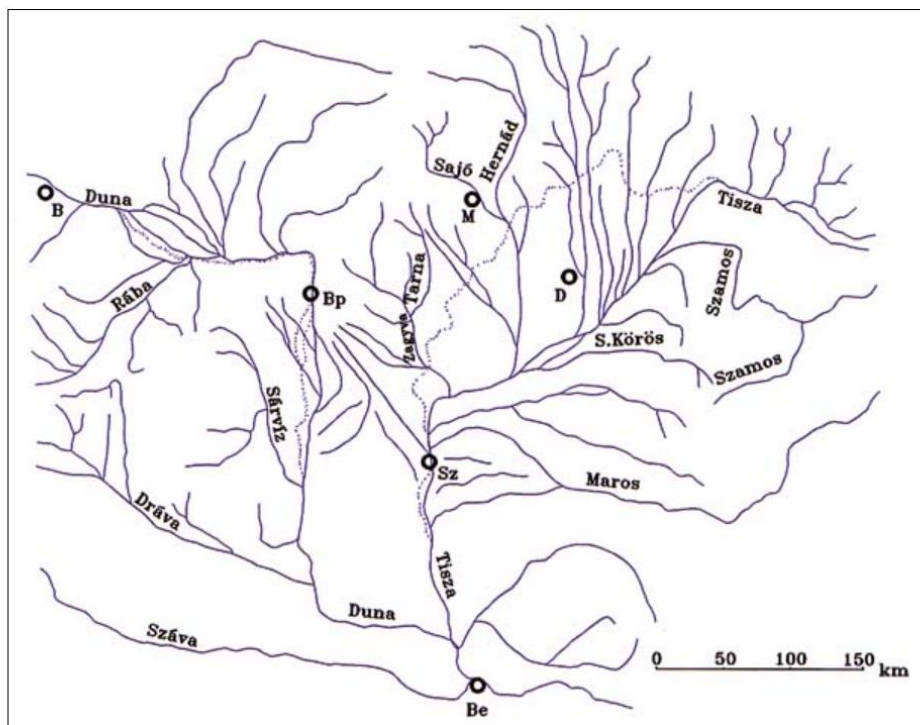
2.1.A Duna futásirányának változásai az Alföldön

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 Vardar-hátság megemelkedett, mindemellett egyes kutatók a Keszthely-Gleichenbergi vízválasztó kiemelkedésével magyarázták a Duna korábbi, észak-déli futásirányának nyugat-keleti irányra történő áttevődését (Mezősi 2011). A folyó vélhetőleg az Ipoly által korábban kialakított áttörésses völgyön keresztül érte el a medence középső területeit. A Duna alföldi **folyásirányát az alföld területén kialakuló süllyedékek aktuális aktivitása és helyzete határozta meg.** Kezdetben az Alföld dél-tiszai süllyedéke „vonzotta” magához a Visegrádi-hegységen áttörő Dunát (1.ábra). A folyam az epigenetikus - Ipolytól átöröklött - és antecedens völgyében mindmáig tartja a kiemelkedés mértékével arányos bevágódási ütemét (1.ábra) (Ruszkiczay et al. 2005).

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 közti 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 időközökben és eltérő szakaszokban 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 a Tarcál-hegység (Fruska Gora) északi előterében a Dráva egykori medrébe terelődhetett át (2.ábra) (Mezősi 2011).



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. Ártéri szintek kialakulása és morfológiai jellegzetességei

Az ártér az a terület, amit a folyó árvízkor vízzel önt el és ahol lerakja hordalékát. A folyóvízi ártér többféle megközelítésből is definiálható. 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 terasz alakul ki (Pécsi 1967). A korábbi történeti időkben ezen magasártéri- és teraszperemek térszínek elhelyezkedése határozta meg az emberek letelepedését az Alföldön.

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. Korábban a folyók síkvidéki szakaszain a széles, nyílt árterek, 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 **övezátonyok, övezátonysorok, sarlólaposok és lecsapolómedrek**, fonatos vízfolyások esetében pedig elősorban **folyóhátak és egykori szigetek jelzik**. Az övezátony 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 övezátony övezátonysorokat alkothat. A sarlólaposok az övezátonyok közötti mélyedésekben található íves, vizenyős élőhelyek a folyók belső ívén. Árvízkor a folyó kilép a medréből és a sűrű növényzet a szállított durva és finomszemcsés hordalékot a folyó partéleinek tetején rakja le, ahol folyóhátat épít. 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 morfolométriája felülnézetből is értékelhető a **húr**, az **ívhossz**, az **átmérő** továbbá a **görbületi sugár** megadásával. Ezek az adatok a paleomederek esetében sok esetben a térképeken is lemérhetőek. 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 kanyarulatoknak az 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). Ezzel párhuzamosan, ahogy nő a vízhozam ezzel úgy nő a húr és az ívhossz is. Ez a megállapítás a **különböző méretű folyók egykori vízhozamainak meghatározásához** is segítséget adhat. Így elkülönítésre adhat okot a főfolyó és a mellékfolyó paleomeandere. A vízhozam a keresztmetszeten adott idő alatt átfolyó víz mennyisége. 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. Az itt felsorolt jellemzők **folyamatos és dinamikus változást** mutatnak.

2.4. Ártéri és terasz szintek képződése

Teraszképződést kiváltó ok lehet, ha a változik a vízgyűjtő nagysága, közettani 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 markánssá (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 legelső 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). Mindemelllett Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005) felhívta a figyelmet a teraszok datálásának nehézségeire is.

3. Vizsgálati terület

A vizsgált területet 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 potenciális mintavételi pontokat tartalmazó terület mintegy 260 km-en át húzódik a **Duna bal partján**, de a vizsgált ártéri szintek helyenként a jobb parton is fellelhetők. A jelen kutatás **főként a szerbiai szakaszra** összpontosít. A folyásirányban legalsó mintavételi pont a Titeli-plató környezetében, míg a legfelső magyar-szerb-horvát határnál található. Ezen okokból következik, hogy 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: szaggatott vonal: ártéri szintek peremei; I. legalacsonyabb és legfiatalabb ártéri szint; IV. legmagasabban elhelyezkedő és legidősebb szint - Saját szerkesztés.

A Duna Baja és Stari Slankamen (Zalánkemén) közötti szakaszán a Duna-Tisza közti terület nyugati részén a szerb-horvát-magyar határ térségében található teraszok páros ártéri szintek/teraszok, mivel a Duna mindkét oldalán megtalálhatóak az azonos magasságú szintek. A Fruska Gora (Tarcál-hegység) északi oldalán nem találhatóak teraszok, mivel itt a Duna

erodálja a 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 jelentős részét a felső szakaszon elhelyezett duzzasztók felfogják, de napjainkban is jellemző, hogy a Duna hogy 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 süllyedések 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. A Duna 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 Duna egyrészt lecsúszott a Duna-Tisza közti hordalékkúpjáról, ami esés növekedéshez és bevágódáshoz vezetett, majd pedig a süllyedések (pl. Mohácsi-süllyedés) 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 fluviális formák.

4. Módszerek

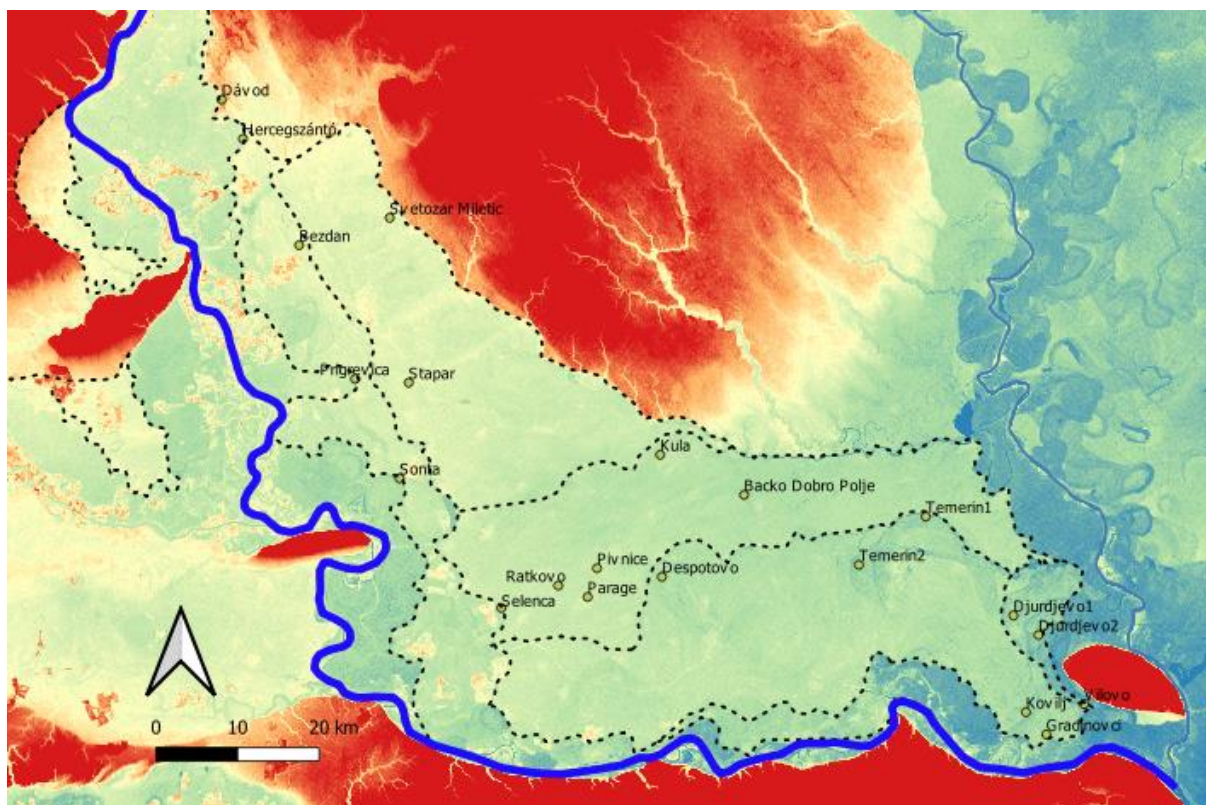
4.1. Geomorfológiai térképezés

Az **ártéri szintek** lehatárolását első körben **SRTM** (Shuttle Radar Topography Mission) - felszínmodell segítségével végeztem el. Először letöltöttem az adatokat a NASA hivatalos oldaláról. A domborzatmodellen ábrázolt szelvények 30 m-es horizontális felbontással rendelkeznek 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** 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 vízjárta, 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.

4.2. Mintavétel

A mintavételi helyszínek felkeresése és a mintavétel 2022. augusztus 5-7. között történt, 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 helyét a fent bemutatott módon jelöltük ki, törekedve a kanyarulatok belső ívén található övzátonyokra, mert feltételeztük, hogy ezekből az OSL vizsgálathoz szükséges homokfrakció sikerrel meggyűjthető, illetve ezek jelzik legjobban a meder formálódásának idejét. A mintavételi helyek kijelölésekor a mederhez legközelebbi, legfiatalabb övzátonyt részesítettük előnyben. A mintavételi területek között szerepelt Temerin, Backo Dobro Polje, Kula, Djurdjevo, Sonta, Vилоvo 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 a második fúrás kapcsán ki tudtuk jelölni az OSL mintagyűjtéshez megfelelő mintavételi mélységeket (5.ábra), elsődleges célunk a legfelső, legfiatalabb homokréteg megmintázása volt. Volt ahol homokot nem találtunk, így ott a magasabb homoktartalmú iszapos üledéket mintáztuk meg. Az OSL mintagyűjtés mellett 10 cm-es közönként mintát gyűjtöttünk későbbi szemcseösszetételi meghatározásra is.

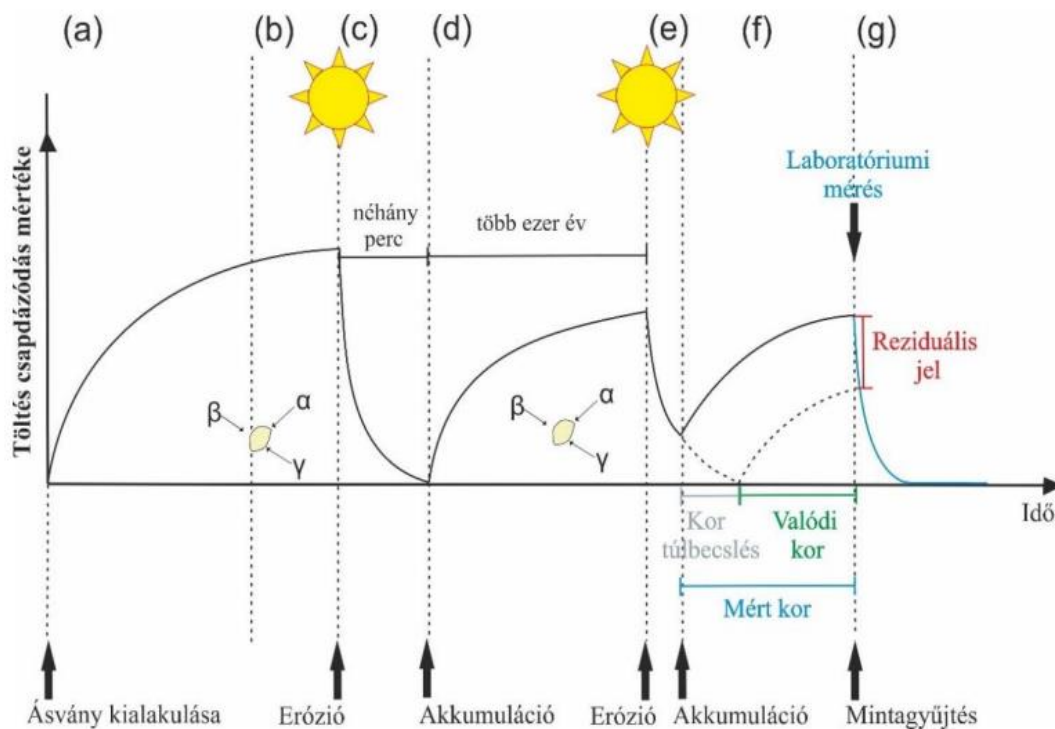


5.ábra: Terepi fúrások a Vilovo mellett (2022.08.06.).

4.2. 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 övzatonysorokból 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 meghatározásáról számos kutatás készült, ezek rámutattak, hogy az optikailag stimulált lumineszcencia alkalmazhatóságának időhatárát több tényező is befolyásolja, 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 időpontot tár fel a számunkra, hanem egy időintervallumot, ami a mérések műszeres és környezeti bizonytalanságából adódik. Problémát jelenthet az üledékek kormeghatározásánál az ún. reziduális (maradék) dózis, ami a nem megfelelő jel kioltódás következtében okozhat látszólagos többletkort. Ennek oka, hogy pl. a folyóvízi üledékek áthalmazódása során nem minden esetben áll elegendő idő a napsugárzás számára a jelcsapdák kiürítésére. (6.ábra)



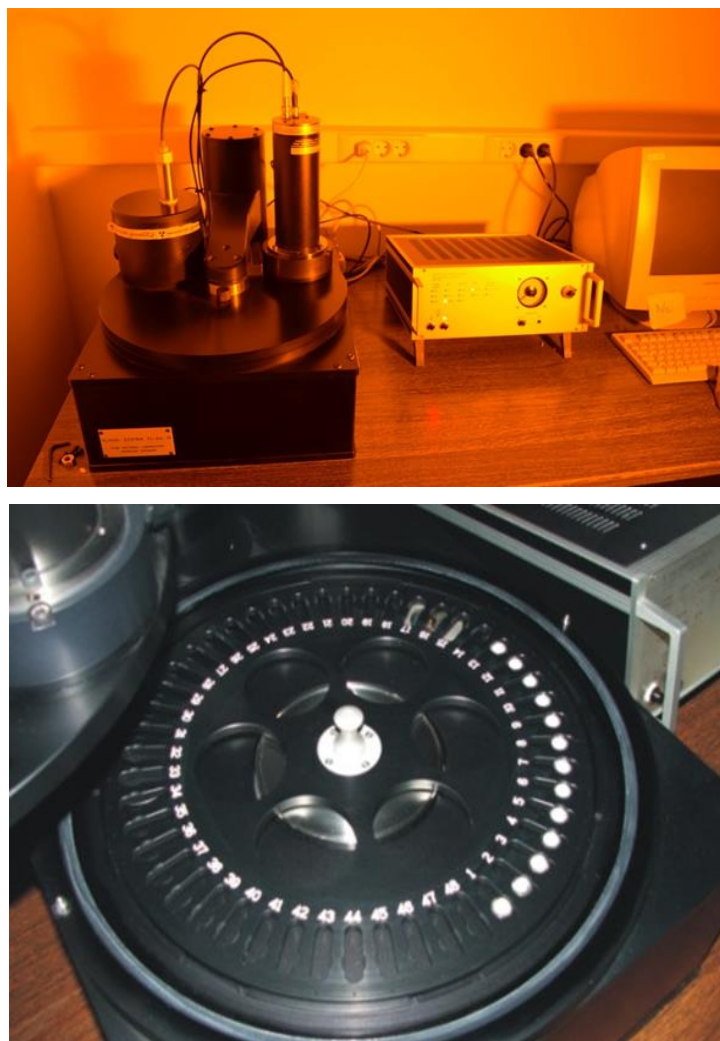
6.ábra: Az OSL jel változása az üledékképződés folyamata során (Tóth 2019)

(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 feldolgozását 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 megtisztítjuk 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 (H₂O₂) alkalmaztunk. A kezeléseket annyiszor 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 elkülönítéshez 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 sűrűségtartományba 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 ⁹⁰Sr/⁹⁰Y 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 dózisteljesítmény érte az általunk vizsgált ásványzemcséket. 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 dózisteljesítmény megállapításához egy kompakt, alacsony intenzitású μ Dose dozimetriai berendezést használtam (Tudyka et al. 2018). A berendezés egy kettős α/β szintilátorral 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 a

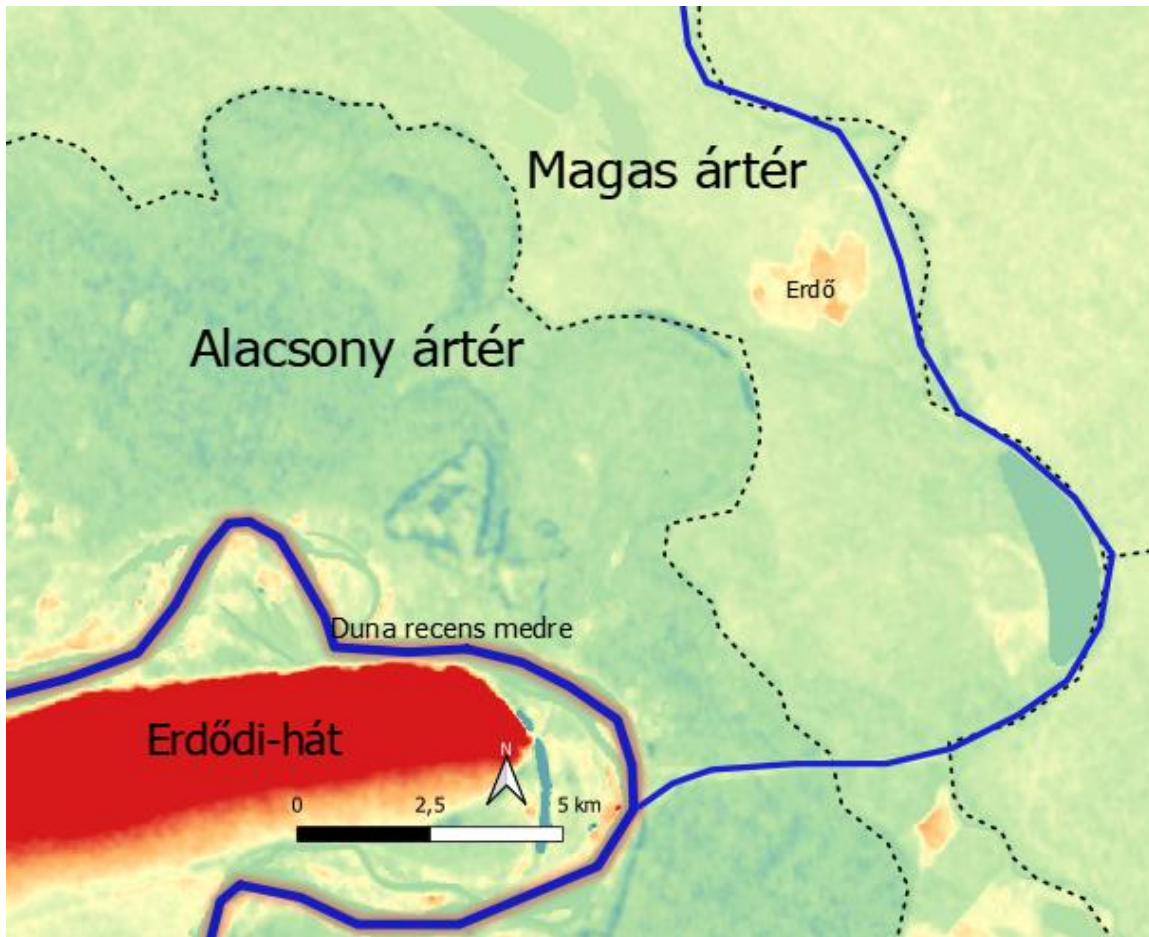
radioaktív elem tartalom és így számítható a dózisteljesítmény (8.ábra). A száraz dózisteljesítmény kiszámításához Liritzis et al. (2012) konverziós tényezőit, a nedvességgel korrigált adatok számításához Aitken (1985) eljárását használtuk. Az alfa- és béta-csillapítási tényezőket Brennan et al. (1991, 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.



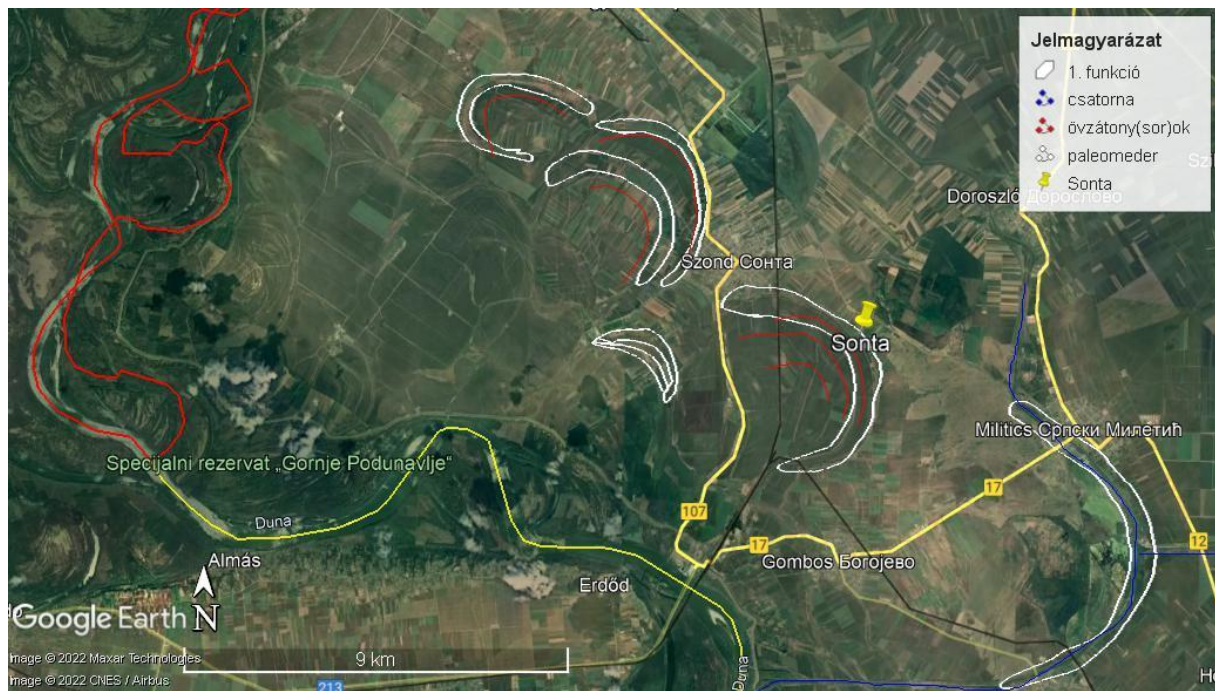
8. Ábra: A μ Dose-eszközöket és berendezéseket bemutató fotók: (a) Mintatartó és berendezés a minta előkészítéséhez. b) Szcintillátor egység ezüst fóliával. c) 3,0 g mintaanyag lemérésére használt nagy pontosságú mérleg. (d) Előkészített minta mintatartón - átmérője 7cm. e) Előkészített mintaanyag és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

4.3. Antropogén elemek alkalmazása az ártéri szintek lehatárolásában

Az emberek megtelepedésére nagy hatást gyakorolt a különböző ártéri szintek megléte (9 és 10. ábra). A történelmi múltban az elődeink igyekeztek a magasártér peremén létrehozni településüket. **A megtelepedés helye így jól jelzi az ártéri szinteket.** A lakosság a folyó menti magaslatokon telepedett le, és a helyi adottságokhoz jól alkalmazkodó gazdálkodást folytatott.



9.ábra: alacsony és magas ártér Szond (Sonta) térségében – saját szerkesztés.



10.ábra: települések elhelyezkedése különböző ártéri szinteken Szond (Sonta) térségében - Google Earth felvétel.

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) (11.ábra). 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 (11.ábra). 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.**

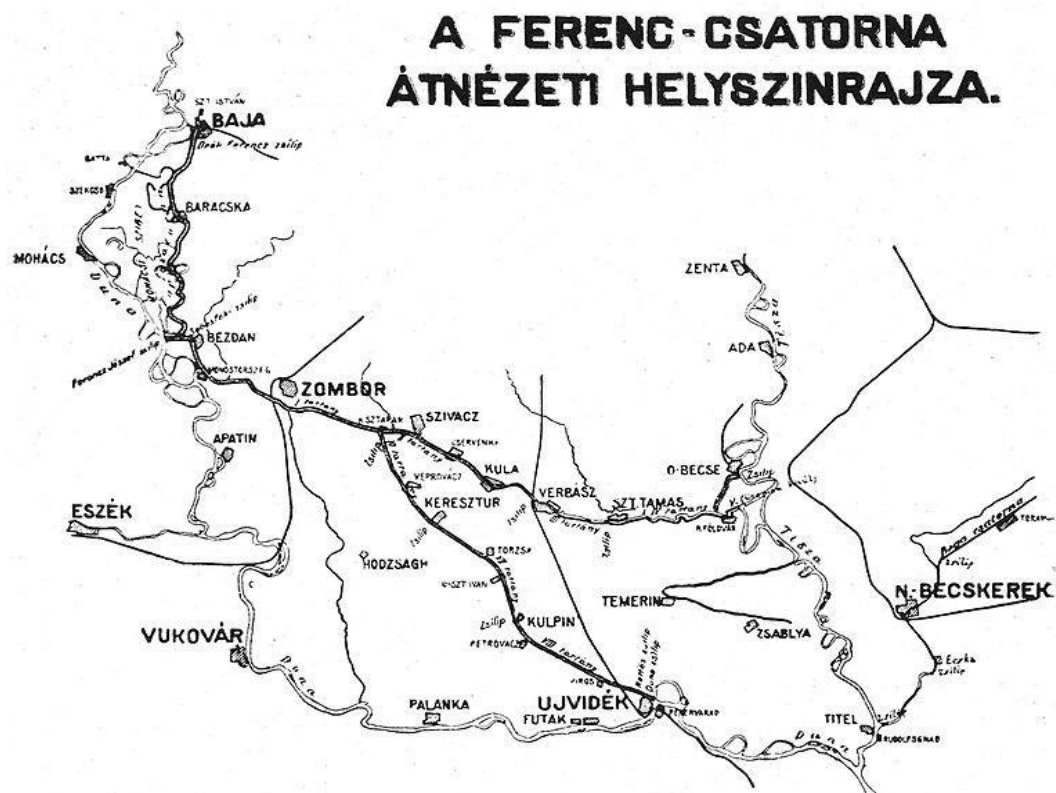


11. ábra: Szerbiai és horvátországi úthálózat domborzathoz alkalmazkodó futásiránya – lila vonal.

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.

Ezeket a csatornákat gravitációs úton juttatták vízhez még jóval a folyószabályozások előtt. A Dunából a Bajai Sugovica medréből indult a Ferenc-tápcsatorna útjára dél felé. A csatornákon elhelyezkedő zsilipek a különböző ártéri szintek lehatárolását könnyítik meg, hiszen az áramlási viszonyok tekintetében a magasságkülönbségeket csak ilyen mérnöki megoldásokkal lehet leküzdeni.

Napjainkra a magyar oldalon a Duna bevágódása miatt csökkentek a vízszintek, ezáltal megnehezült a vízutánpótlás biztosítása (ezzel a problémával küzd a Ráckevei-soroksári Duna-ág is) és a Bajai vízrendszer is. Ennek ellensúlyozására a Törökbecsei duzzasztó megépítésével a szerbek képesek a Tiszából feltölteni a Bácskától délre eső egykori Duna ártéri szintjein húzódó sok száz kilométernyi csatornarendszerüket (12.ábra).



12. ábra: A Duna-Tisza-közének (Délvidék) vajdasági szakaszán húzódó természetes (folyók) és antropogén vízrajzi elemek (csatornák).



13. ábra: Jelenlegi és egykori vízhalózat kapcsolata – saját szerkesztés.

4.4. Paleo-medrek egykori vízhozamának meghatározása

Kutatásom során célul tűztem ki az **egykori Duna medrek vízhozamának kiszámítását**. Ezért fontosnak tartom annak áttekintését, hogy a paleo-medrek vízhozamát milyen módszerekkel, milyen paraméterek felhasználásával lehet meghatározni. A hidrológiai rendszerek fő hajtóereje a klíma, így a klimatikus viszonyok egész kismértékű megváltozása is jelentős változásokat eredményezhet a hidrológiai folyamatokban (Ward et al. 2007). Így a korábbi időszakok hidrológiai viszonyainak vizsgálatára és rekonstruálására az uralkodó klímaviszonyokból is következtethetünk. (Vandenberghe 2008, Winsemann et al. 2015).

Az egykori vízhozamok meghatározásának egy másik megközelítési módja a **hidrológiai jellemzők és a különböző mederparaméterek közötti kapcsolat matematikai meghatározása** (2.táblázat). Leggyakrabban a számítások a vízhozam és a horizontális mederparaméterek (pl. húr, átmérő) között állítanak fel összefüggéseket (Leopold és Wolman 1960, Timár és Gábris 2008).

Leopold és Wolman (1960) tapasztalati összefüggései:

$$L = 4,7 \cdot R^{0,98}$$

$$L = 170 \cdot Q_{ék}^{0,46}$$

$$L = 24,5 \cdot Q_{mkit}^{0,62}$$

$$L = 120 \cdot Q_{maxh}^{0,46}$$

ahol L: kanyarulat hullámhossza (m), R: kanyarulat sugara (m), $Q_{ék}$: éves középvízhozam (m^3/s), Q_{mkit} : mederkitöltő vízhozam (m^3/s), Q_{maxh} : maximális vízhozamú hónap átlagos vízhozama (m^3/s).

Ezek alapján kifejezhetők:

$$Q_{ék} = 0,00041 \cdot R^{2,13}$$

$$Q_{mkit} = 0,07 \cdot R^{1,58}$$

Timár és Gábris, 2008: az Alföld folyóira érvényes összefüggése az alábbi:

$$L/2 = 80,3 \cdot Q_{ék}^{0,36}, \text{ azaz } Q_{ék} = 0,0009 \cdot (L/2)^{1,8}$$

Sümeghy B. (2014) a Maros és Tisza vízrendszerére határozott meg képletet, szerinte a mederkitöltő vízhozam a meder húrhosszával (H) mutatja a legszorosabb összefüggést:

$$Q_{\text{mkit}} = -0,0004 \cdot H^2 + 2,4607 \cdot H - 864,37$$

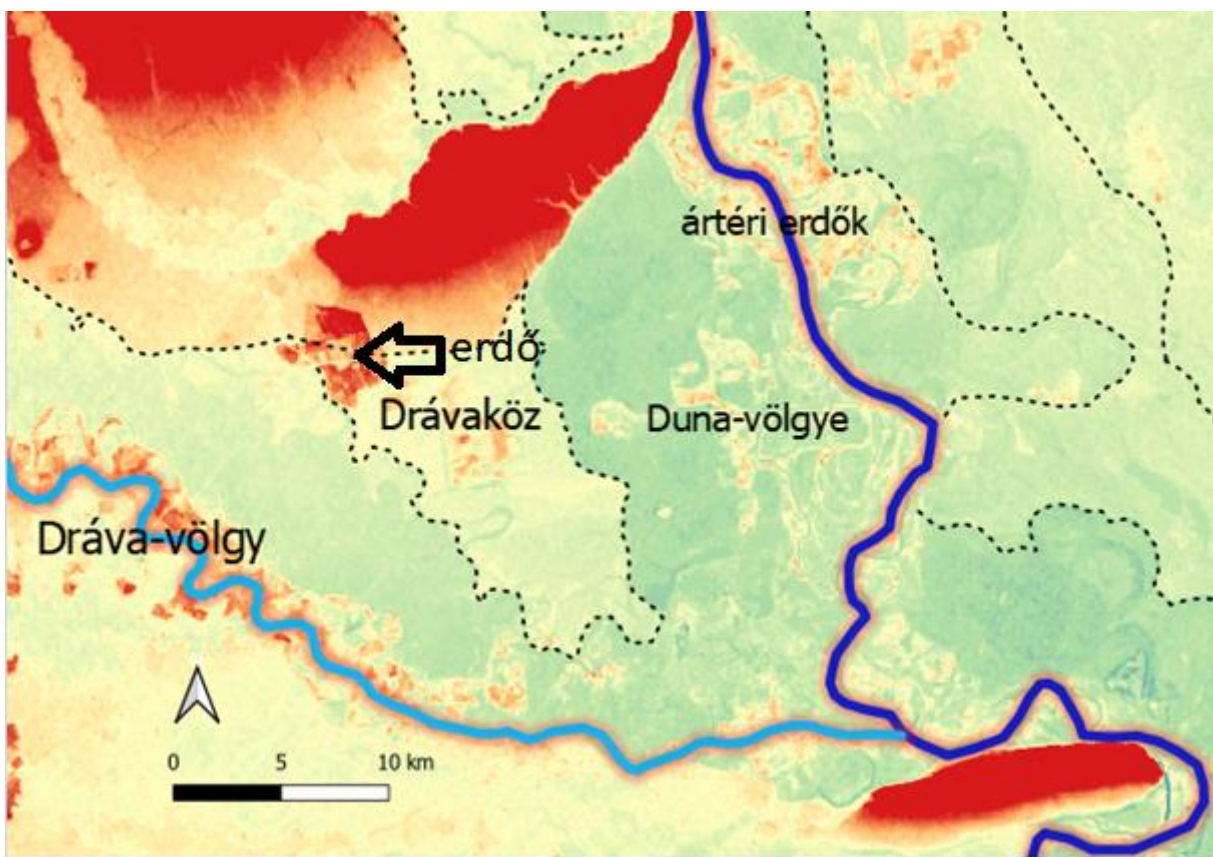
Vizsgálataim során **azon medrek esetében számítottam** ki az egykori vízhozamokat, amelyeket **egyértelműen tudtam azonosítani** az SRTM felszínmodellen Sonta, illetve Temerin mellett.

5. Eredmények

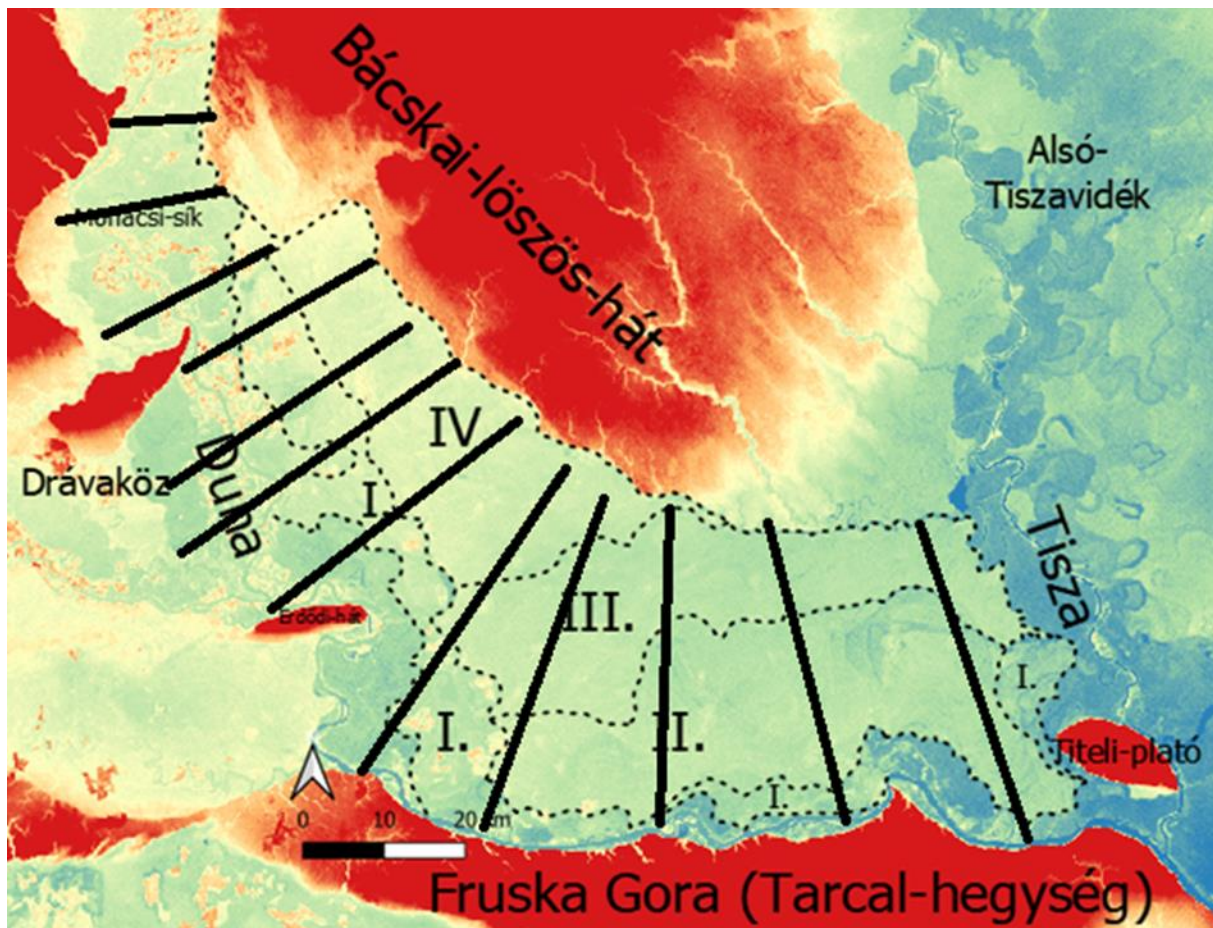
5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása keresztshelvények alapján

A keresztshelvények a Duna és a Bácskai-löszös-hát közötti fluvialis ártéri rendszeren készültek. Problémát jelentett, hogy a domborzatmodell 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 (14. ábra).

A különböző ártéri szinteket a több kilométeren át húzódó magasabb térszínek közti tereplépcsők határolják el. Kérdéses részek a lejtés függvényében állapíthatóak meg, hiszen a vizsgálati terület dél-délkeleti irányba lejt. A felső 3-as és 4-es szint közötti szintkülönbségek mindösszesen 1-2 métert jelentenek, így nehéz lehatárolni őket a sok kiugró érték (pl. erdőségek) miatt. A shelvények szisztematikusan a folyásirányra merőlegesen készültek (15. ábra).



14. ábra: ártéri szinteken található erdők megjelenése a domborzatmodellen a Dráva és a Duna völgyének területén - saját szerkesztés.



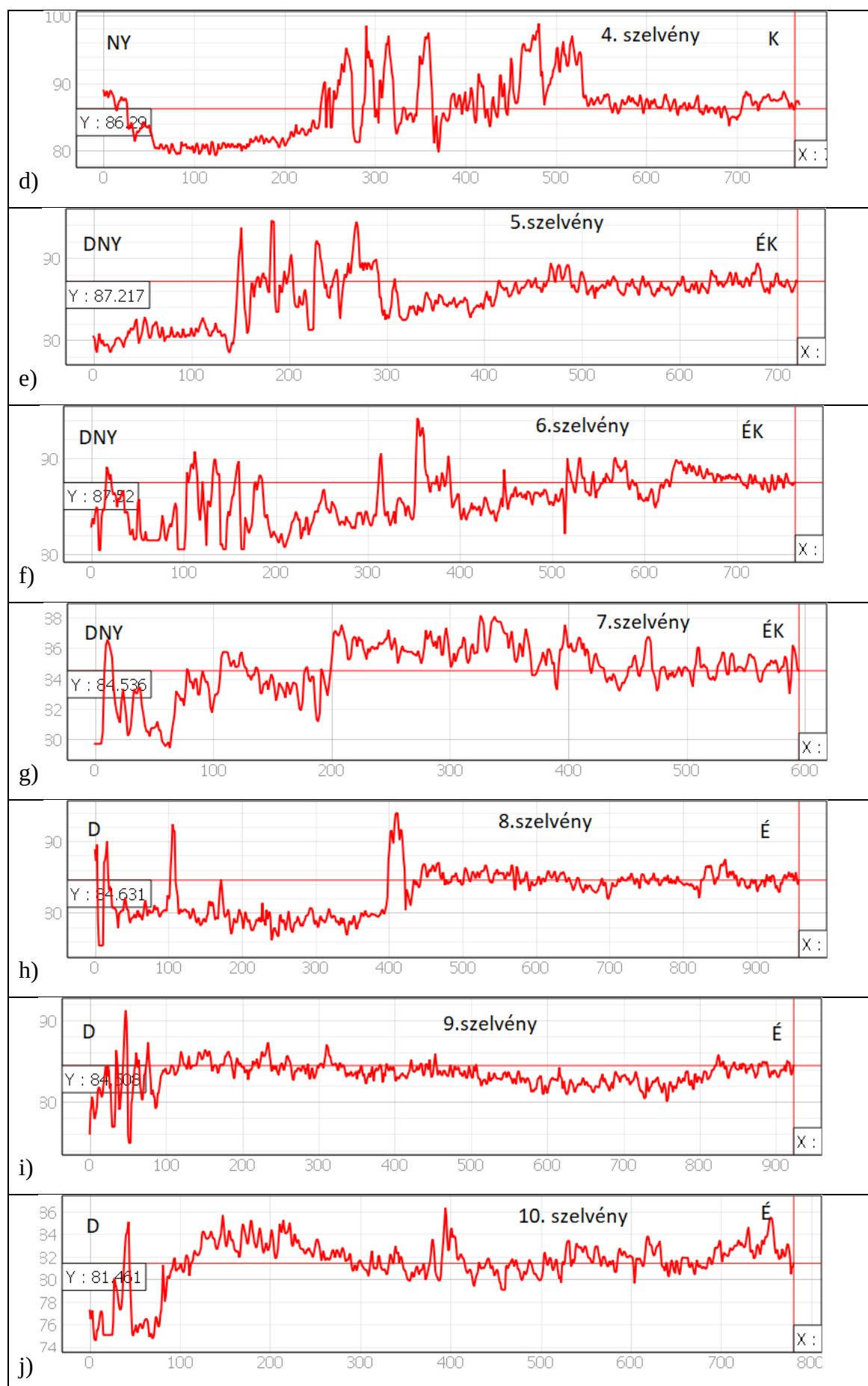
15. ábra: keresztmetszvények elhelyezkedése a vizsgálati területen - saját szerkesztés.

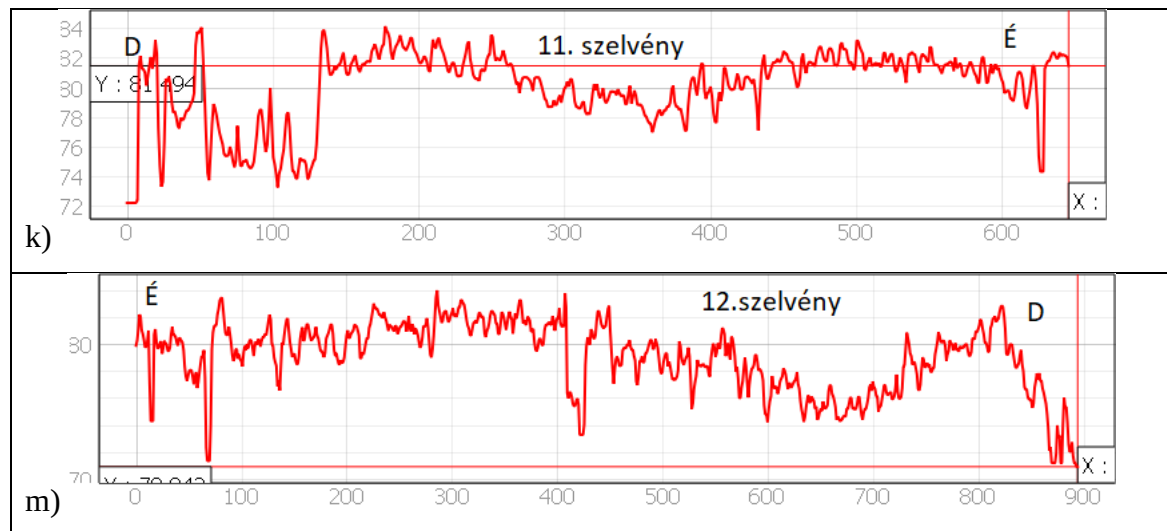
A megszerkesztett keresztmetszvények a 15. ábra alapján elemezhetők. 1-es szelvényt a Duna jobb partján található Dunaszekcsői magaspart torzító hatásának elkerülése miatt a Duna jobb partétől húztam meg a Bácskai löszplató pereméig. Itt egy ártéri szint jelölhető ki 86 m-en (16/a ábra). Az 2-es szelvény 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 (16/b ábra). A 3. szelvény esetében szintén azonosíthatók a páros ártéri szintek. Az alsó, 85 m-en, míg a felső 90 m tengerszint feletti magasságban húzódik (16/c ábra). Az 4. szelvényen az alsó szint 81 méteren, míg a felső ártéri szint már csak 86 méteres átlagmagasságban található. A kiugró értékek az ártéri erdőket jelzik (16/d ábra). Az 5. szelvényen az alsó szint 81 méteren, míg a felső ártéri szint már csak 86 méteres átlagmagasságban található. A kiugró értékek miatt igen nehéz azonosítani a két szint közötti perem helyét (16/e ábra). A 6. szelvényen 82 méteren helyezkedik el a legalsó, majd 86 méteren a felső szint, de a kettő közötti perem a kiugró értékek és a lejtés miatt nem meghatározható (16/f ábra). A 7-es szelvényen az alsó szint 81 méteren, míg a felső 85 méteren húzódik. A 7-es szelvélynél ugyancsak nem egy esetben kiugró magassági értékeket láthatunk, de

elmondható, hogy 81 méteren húzódik az alsó, míg 85 méteren a felső ártéri szint és a köztük húzódó 6 méteres szintkülönbség ellenére éles határ nélküli kapcsolódnak egymásba (16/g ábra). A 8. szelvény esetében a kiugró értékek miatt nehezen meghatározható a tényleges domborzat, így csak következtethetünk arra, hogy 81 méteren található alsó szint után 87 méteren található a felső ártéri szint (16/h ábra). A 9. szelvényen 84 méteren található egy ártéri szint, majd a Duna melletti ártéri erdők kiugró értékei láthatóak (16/i ábra). A 10-es szelvényen egy 83 méteren elhelyezkedő szint azonosítható. A kiugró értékek a Duna völgyét jelölik az ártéri erdőkkel (16/j ábra). A 11-es szelvényen elkülöníthető egy szint 76 méteren és egy 82 méteres magasságban (16/k ábra). A 12-es szelvény esetében a negatívan kiugró értékek vízrajzi elemeket jelölnek (pl. Duna-Tisza-Duna-csatorna, délen pedig a Duna völgye – 70 méteren - látható). 81 méteren azonosítható egy szint (16/m ábra).

A vizsgálatok alapján az alacsony árteret nem számítva **összesen négy ártéri szint különíthető el**. Néhol jelentős, akár több méteres szintkülönbség is lehet közöttük, máshol igen kismértékű, mindössze 0,5–1 m a köztük lévő magasságeltérés.







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

5.2. OSL kormeghatározás eredményei

Az egyenértékdózisok nagyságrendileg megegyezők 21 és 38,7 Gy között mozognak. Az egyenérték dózis 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 valamelyest eltérő a minta összetétele a többitől, ami eltérő, akár tiszai eredetre is utalhat. Ezt támasztja alá, hogy Hernesz (2015) és Tóth (2019) által tiszai és dunai üledékeken mért dózisteljesítmény értékek hasonló eltérést mutatnak.

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 mintánál ($6,6 \pm 0,2$ ka) A 2. ártéri szint mintavételi területei (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, és átlaguk ($10,5 \pm 0,6$ ka) ezt a szintet a plesztocén-holocén átmenetre datálja. A III. szint koradatainak átlagából kiindulva ($15,8 \pm 2,2$ ka) ezt a szintet a késő glaciális idejére tehetjük, amikor is jelentősen ingadoztak a folyók vízhozamai (Vandenberghe 1995, 2008). Parage ($15,3 \pm 1,2$ ka), Kula ($19,9 \pm 1,5$ ka) és Backo Dobro Polje ($12,3 \pm 0,6$ ka) is ezen a 3. szinten helyezkedik el. Backo Dobro Poljéből származó minta a Temerini „óriásmederhez” képest jóval kisebb medret reprezentál. A Djurdjevo mellett gyűjtött minta kora problémákat vet fel, mivel idősebb a vártnál, pedig 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. Emellett viszont a Djurdjevo-i minta kora kapcsolatot mutat a korábbi tiszai és marosi pleisztocén-holocén átmenetből származó dél alföldi paleomedrekkel (Sümeghy et al. 2013, Katona 2014) (1.táblázat).

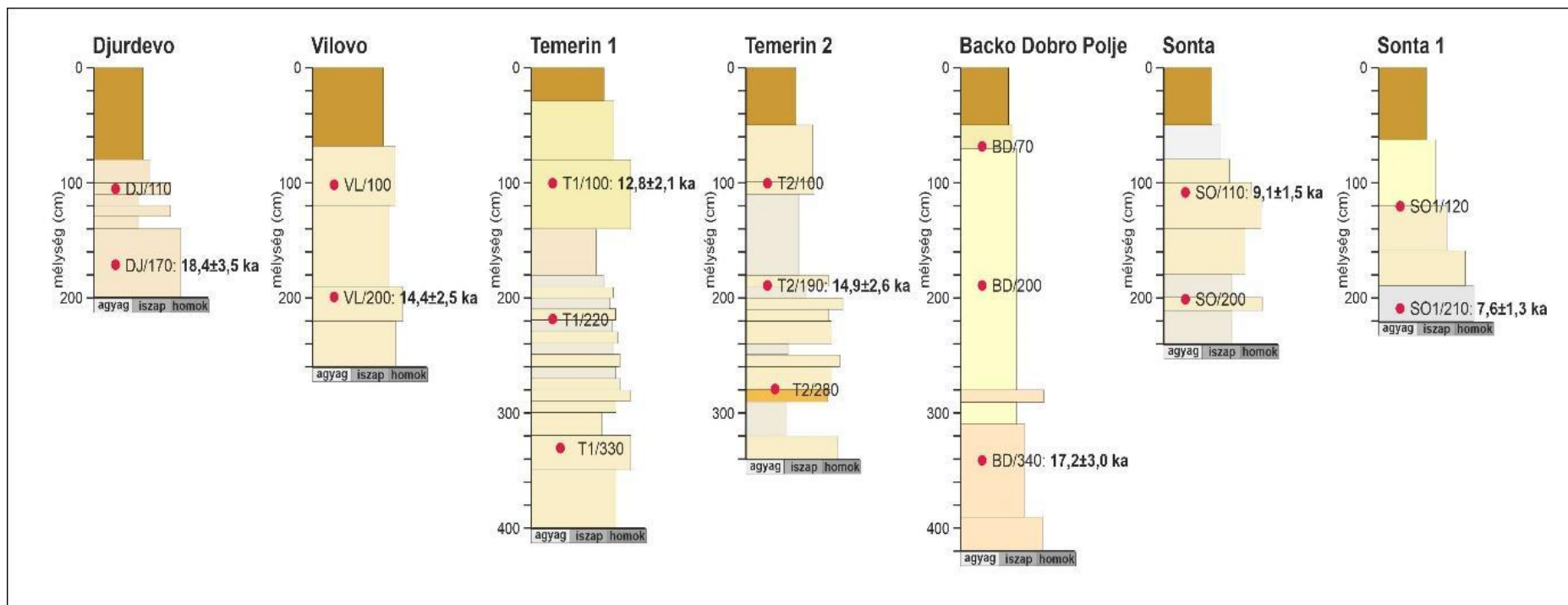
1. Táblázat: Az OSL mérések alapján számított üledékképződési korok.

terepi kód	labor kód	mintaterület	mélység (cm)	D _e (Gy)	D* (Gy/ka)	kor (ka)
DJ/170	2456	Djurdjevo	170	38,7±1,1	3,0±0,05	12,5±0,4
VL/200	2458	Vilovo	200	25,9±1,0	2,3±0,04	11,0±0,4
T1/100	2459	Temerin 1	100	23,0±0,4	2,1±0,04	10,8±0,2
T2/190	2463	Temerin 2	190	26,8±1,4	2,3±0,05	11,3±0,6
BD/340	2468	Backo Dobro Polje	340	31,0±1,4	2,5±0,05	12,3±0,6
SO/110	2475	Sonta	110	16,3±0,4	2,4±0,05	6,6±0,2
SO1/210	2478	Sonta 1	210	13,6±0,6	1,6±0,04	8,5±0,4
KU/260	2465	Kula	260	47,1±1,21	2,36±0,168	19,9±1,5
DP1/160	2470	Despotovo	160	22,2±0,83	2,36±0,168	9,4±0,7
PR/100	2472	Parage	100	36,0±1,5	2,36±0,168	15,3±1,2

A mélyebb mintaterületi szelvényekből 3, míg a többi szelvénynél 2 OSL kormeghatározás történt. A fúrások során talált anyagok (agyag, iszap, homok) öntéstalajokra utalnak, amiken a mintavételezés során is tapasztalt módon jó minőségű talaj alakult ki és szántóföldi művelésre alkalmas a legtöbb helyen (Pécsi 1959, 1967).

Összességében elmondható, hogy a feltalaj 30 és 90 cm közt ért véget a vizsgált mintaterületeken. A legsekélyebb fúrás (Djurdjevo) mindösszesen 2 méteres mélységig ért, míg a legmélyebbi Backo Dobro Polje-i fúrás több, mint 4 méteres mélységig tartott.

Az OSL minta laboratóriumi méréséhez használt mintáknál a legsekélyebbi a Temerini, ami 1 méteres mélységből szolgáltatja a koradatot, míg a Back Dobro Polje esetében 3,4 méteres mélységből kaptunk koradatot (17.ábra).



17. ábra: A mintavételi fúrásokról készített szelvények – szerkesztett .

5.3. Az ártér fejlődésének rekonstruálása

A legalsó ártéri szinten található, legfiatalabb kort adó Sonta és Sonta 1 minta, $6,6 \pm 0,2$ ka és $8,5 \pm 0,4$ ka kort adott (1.táblázat), azaz a **bevágódás** e két időpont között, a **holocén atlantikus fázisában** mehetett végbe, amikor a **növekvő csapadékmennyiség** hatására a folyók vízhozama jelentősen megnövekedett, mindez pedig bevágódáshoz, az **I. ártéri szint elkülönüléséhez vezetett**. A Duna vízhozama az időszak végén a maihoz hasonló értékeket vett fel.

A **II. ártéri szintre** kapott korok alapján ez a szint legkésőbb a **pleisztocén-holocén átmenet** idején formálódhatott, ekkor, **szintén a lefolyás megnövekedésének hatására** vágódhatott be a Duna a területen. Ez összhangban áll a Tisza mentén feljebb (Hernesz 2015) és a Duna magyarországi szakasza mentén (Tóth 2019) tapasztalt értékekkel. Ebben az időszakban a medrek méretei alapján a mainál jelentősebb vízhozamok jellemezhetnék a folyót (2.táblázat).

2. táblázat: Az egyes mintavételi helyszíneken mért mederparaméterek alapján számított jellegzetes vízhozamok.

Mintaterület	L (m)	R (m)	$Q_{ék}^1$ (m ³ /s)	$Q_{ék}^2$ (m ³ /s)	Q_{mkit}^1 (m ³ /s)
Sonta	4 000	2 000	4400	790	11500
Temerin 1	7 500	3 750	16800	2440	31000
Temerin 2	5 000	2 500	7000	1180	16300

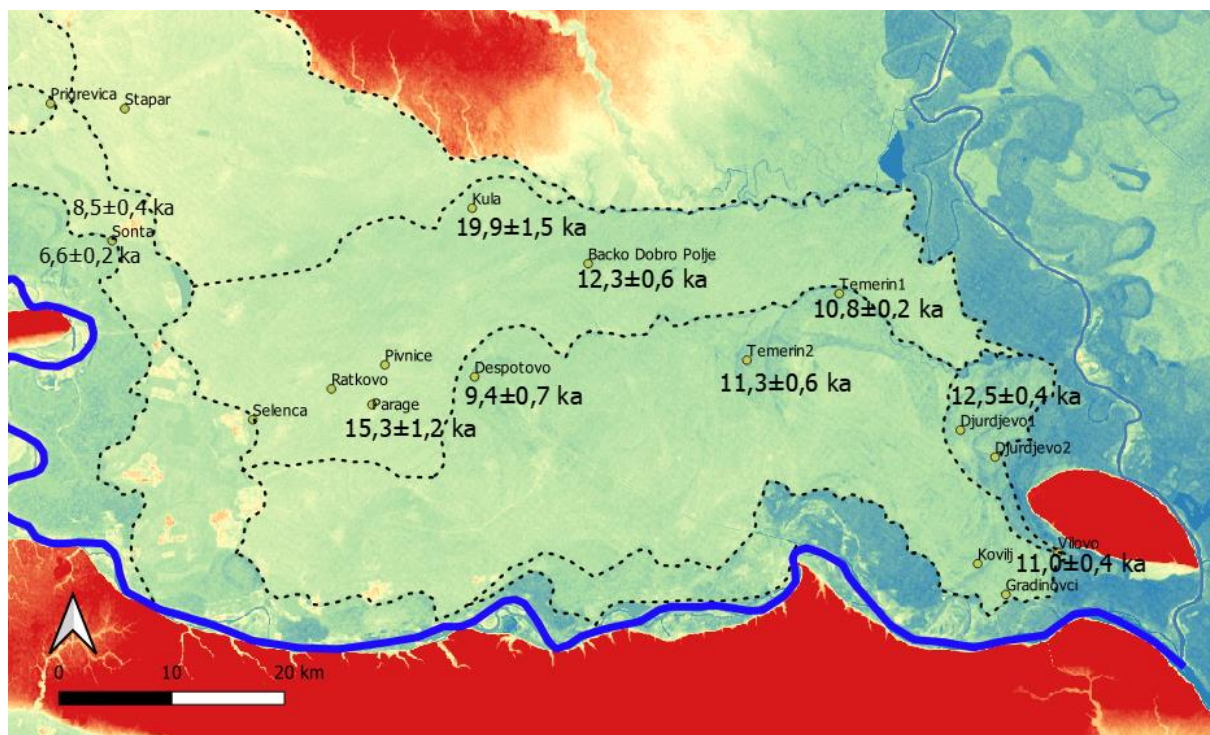
¹ Leopold és Wolman (1960) alapján számítva

² Timár és Gábris (2008) alapján számítva

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 **III. 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

a területen, ezek vízhozamának rekonstrukciójához **további vizsgálatokra van szükség**. Az eddig meghatározott OSL korok alapján a 3. és a 4. ártéri szint elkülönülése az utolsó glaciális maximum (LGM - MIS2) idején következhetett be. Ezt alátámasztja, hogy a **IV. 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 - saját szerkesztés.

6. 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. Ennek ellenére az SRTM domborzatábrázolási módszer kiváló segítséget nyújt a felszíni formák pl. övzátonyok, ártéri szintek lehatárolásában, de az adatokat ki kell egészíteni további műholda, vagy akár közlekedésföldrajzi megfigyelésekkel. Összességében a mintaterületen négy ártéri szintet tudtam azonosítani. Ezek közül a legmagasabb akár terasznak is tekinthető.

A kormeghatározási eredmények alapján a vizsgált minták mindegyike **pleisztocén végi és holocén korú**, a legidősebb sem idősebb 20 ezer évnél, míg a legfiatalabbi is 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**.

További vizsgálataim során a fenti ellentmondást szeretném tisztázni, a kormeghatározási eredmények bővítésével, valamint a vízhozam számítások nagyobb számú paleomeanderre és fonatos medrekre történő kiterjesztésével.

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.

Kiss, T. Hernesz, P. Sümeghy, B. Györgyövcis, 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.
- 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.
- 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 felsőpleiocén (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 felszínalaklata. 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-Őssy 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 fluviális képződményei, Szeged
- Sümeghy B. (2014), A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója – doktori értekezés, 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,