

**Szegedi Tudományegyetem**  
Természettudományi és Informatikai Kar  
**Földtudományok Doktori Iskola**  
Természeti Földrajzi és Geonformatikai Tanszék

**FOLYÓVÍZI FOLYAMATOK VIZSGÁLATA OSL KORMEGHATÁROZÁS  
SEGÍTSÉGÉVEL A DUNA MAGYARORSZÁGI SZAKASZA MENTÉN**

*Doktori (Ph.D) értekezés tézisei*

**TÓTH ORSOLYA**

Témavezető  
Dr. Sipos György  
Egyetemi docens

**Szeged**  
**2019**

## 1. Előzmények, célkitűzések

A Kárpát-medence vízrajzának fejlődése a hazai geomorfológiai kutatás egyik legfontosabb kérdésköre, hiszen az ország területének jelentős hányadát árterek és hordalékkúpok foglalják el, melyek nemcsak a távoli, de a közeli múltban is aktívan változtak és fejlődtek. A folyóvízi felszínformálás dinamikájának feltárásához és megértéséhez azonban elengedhetetlenül fontos a folyamatok numerikus időkeretbe helyezése. Ehhez manapság már számos kormeghatározási módszer áll rendelkezésre, de mind közül talán az egyik legalkalmasabb az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL), melynek segítségével a szinte mindenütt jelenlévő homok és iszap frakcióba tartozó ásványi szemcsék lerakódási ideje adható meg. Ezáltal szinte bármilyen geomorfológiai folyamat, illetve annak dinamikája rekonstruálható.

A lumineszcens kormeghatározás egyik alapfeltétele ugyanakkor, hogy a vizsgált üledékszemcséket elegendő ideig érje napfény az üledékszállítás folyamán, ugyanis csak ebben az esetben törlődnek ki teljes mértékben a korábbi üledékképződési fázis lumineszcens információi. A folyóvízi üledékek esetében, a szállítási körülményektől függően gyakran előfordul a nem megfelelő mértékű természetes kioltódás, ami ezáltal kortúlbecsléshez vezethet. A jelenség több tényezőtől is függ, úgy mint a napsugárzás időtartama, a szállítódás távolsága és módja, a szállítódási folyamat esetleges megismétlődése, vagy az ásványi összetétel, illetve a szemcsék nagysága (Alexanderson 2007, Rittenour 2008). Ezeket a hatásokat idősebb üledékek kormeghatározása során igen nehéz mérlegelni, illetve korrigálni. Egy adott folyórendszeren belül ezért a természetes kioltódás mértékének becslésére az ismert korú, vagy recens minták vizsgálata adhat leginkább lehetőséget (Rittenour 2008).

Mindemellett fiatalabb üledékek esetében további problémát jelenthet az ún. termális transzfer jelenléte, amely tovább növelheti a kor túlbecslését (Truelsen és Wallinga 2003). A fiatal, ismert korú mintákon történő vizsgálatok eredményei emellett jól hasznosíthatók az idősebb minták esetében is, ezzel is pontosítva a kapott koreredményeket.

A Duna a kárpát-medencei vízhálózat legfontosabb eleme. Mederváltozásaival és morfológiájával számos kutatás foglalkozott (Somogyi 1974, Pécsi 1967, Frisnyák 1977, Ruzsiczay-Rüdiger et al. 2006, Gábris 2007), azonban a numerikus koradatok kevés száma miatt számos kérdés felmerül a magyarországi alsószakasz mentén a folyásirány változásaival kapcsolatban. Kezdetben a Duna alföldi szakaszán a teraszokat nem különítették el az egyes ártéri szintektől (Cholnoky 1941, Bulla 1941, Pécsi 1959, Pécsi 1968). Eddig a terület ártéri fejlődését leginkább geomorfológiai elemzéssel rekonstruálták, alig van számszerű adat a nagy ártéri felület üledékeiről és formáiról (Sümegei et al. 2011, Sipos et al. 2014). Pécsi (1967, 1991) alapján az ún. II/a terasz Budapest alatt a Kalocsai-Sárköz déli határáig végig megfigyelhető

kialakulása a késő pleisztocénra tehető, melyet későbbi kutatások is megerősítettek. Az ártér emellett két szintre, magas (I. terasz), illetve alacsony ártérre osztható (Pécsi 1967, 1968), előbbi kialakulását óholocén, esetleg újholocén korúnak tekinti, de azt is megjegyzi, hogy a két ártéri szint kronológiai elkülönítése nem egyértelmű (Pécsi 1991).

A folyószabályozások és az árvízvédelmi gátak megépítése óta a hullámtér-feltöltődés fokozottabb problémát jelent. A hazai szakirodalomban főként szemcseösszetételi vizsgálatokon, térképek, digitális domborzatmodell elemzéseken alapulnak a vizsgálatok (Károlyi 1960, Braun et al. 2003, Sándor és Kiss 2006). A Dunára vonatkozóan kevés ilyen jellegű kutatást találunk, és azok is elsősorban hullámtéri holtágak, mederágak feltöltődésére koncentrálnak (Somogyi 1974, Tamás és Kalocsa 2003, Szabó 2007).

Mindezen kérdések és problémák függvényében a kutatásomban két fő célt és további részcélokat tűztem ki.

### **(1) A különböző szemcseösszetételű dunai üledékminták OSL tulajdonságainak komplex vizsgálata a kormeghatározás pontosítása és a térbeli eltérések feltárása céljából**

A fentiek alapján jól látható, hogy a folyóvízi üledékek kormeghatározása bizonyos esetekben nagyobb hibával rendelkezhet. Ezért a homok és iszap frakcióba tartozó recens, 2013-as árvíz által lerakott folyóvízi üledékek lumineszcens tulajdonságainak szisztematikus feltárása volt a cél a Duna teljes magyarországi szakasza mentén, melyek segítségével pontosítható a kapott kor. Ezek az eredmények a későbbiekben használható információként szolgálnak a dunai üledékek vizsgálata során a Kisalföldtől Mohácsig tartó szakaszon. Ilyen hosszú folyószakaszon (~400 km) kevés ilyen jellegű kutatással találkozhatunk a szakirodalomban.

A dolgozatomban a következő rész célokat fogalmaztam meg.

- A fiatalabb minták látszólagos korát befolyásoló, laboratóriumi hevítésből adódó ún. termális transzfer jelenség hatásának számszerűsítése,
- A reziduális dózisok mértékének vizsgálata és ezáltal az idősebb üledékek kormeghatározása során figyelembe veendő dózis korrekciós faktor meghatározása.
- A vizsgált különböző szemcsefrakciók termális transzfer és reziduális dózis eredményeinek összehasonlítása.
- A kapott eredmények hossz-szelvény menti változásának vizsgálata, az ennek háttérében álló geomorfológiai folyamatok feltárása

## **(2) Ártérfejlődés rekonstruálása a Kalocsai-Sárköz területén.**

Dolgozatom második fő célja, hogy a Duna menti síkság területén elkülönítsem az egyes ártéri szinteket, illetve hogy behatároljam azt az időt, amikor a Duna bejárta a területet. A kutatás ezen részénél a következő részcélokat fogalmaztam meg.

- Korábbi geomorfológiai térképek, illetve 1:10 000-es topográfiai térképek alapján szerkesztett ártéri keresztmetszvények felhasználásával az SRTM modellen elhelyezett szelvények segítségével meghatározott ártéri szintek elkülönítése.
- Az azonosított ártéri szintek kialakulási idejének meghatározása. Kolon-tó, amely valószínűsíthetően egy egykori Duna meder üledékeinek kormeghatározása
- A folyó futásvonalában bekövetkező változások meghatározása, felszínfejlődési modell kialakítása a Kalocsai-Sárköz területén lévő elhagyott medrek üledékeinek vizsgálatával
- Kanyarulatvándorlás dinamikájának meghatározása az OSL korok alapján
- Egy mintaterület esetében pedig a jelenlegi hullámtér-feltöltődés mértékének meghatározása.

## **2. Vizsgálati terület**

A 2860 km hosszúságú Duna Európa második legnagyobb folyója, a Fekete-erdőben ered és a Fekete-tengerbe torkollik. Vízyűjtőterülete mintegy 800 000 km<sup>2</sup>. Folyásirányban lefelé 10 országon halad keresztül, magyarországi szakasza 417 km. A Kárpát-medence vízrajzának meghatározó eleme (Frisnyák 1977). A Duna három fő szakaszra tagolható: 1) a forrástól a Morva torkolatáig húzódó Felső-Duna, 2) a Kárpát-medencét átszelő Középső-Duna, illetve 3) a Vaskaputól a fekete-tengeri torkolatig tartó Alsó-Duna (Pécsi 1967, Frisnyák 1977). A folyó a Visegrádi-szoroson keresztül lép az Alföldre és fordul É-D-i irányba. Vác és Budapest, illetve Budapest és Fajsz között gyengén alsószakasz jellegű, itt szigeteket és zátonyokat alakított ki, úgy mint például a Szentendrei-, a Csepel-, és a Mohácsi-sziget, azonban a Duna számos szigetet alakított ki ezen a szakaszon, melyeket a folyamszabályozási munkák során a mellékágak elzárásával megszűntek, vagy szárazon is megközelíthetővé váltak.

A hazai geomorfológiai kutatás egyik kulcs kérdése a Duna folyásirányának Alföldre történő áttevődése. Somogyi (1961) szerint a pliocén végi szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos a Duna folyásirányának a Visegrádi-szorosba való áttérése. Szerinte a Gödöllő-Szolnok-Titel tengelyű erőteljes süllyedés az oka ennek. Azonban Mezösi (2011) rámutat, hogy a folyásirány áthelyeződésnek más okai is lehetnek, úgy mint a hordalékkúpról történő lecsúszás, vagy a

Kisalföld-peremi bazaltvulkanizmus. Az újabb kutatások arra engednek következtetni, hogy a Duna csak a késő pleisztocénben jelent meg a területen (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2006).

Pécsi (1953) rámutatott arra, hogy a Duna árterén valószínűleg két alacsony, nem ármentes felszín különíthető el. Ezek közül a magasabbat I. számú teraszként azonosította, kialakulásának idejét pedig újholocén korúnak tekintette (Pécsi 1959). Az alacsonyabb felszínt magas ártérnek nevezte ezt kettős tagolást kibővítette az alacsony ártéri szinttel is. Egy későbbi tanulmányában azt állapította meg, hogy az ártéri szintek között nem lehet jelentősebb korkülönbséget tenni (Pécsi 1968).

A recens mintákat a Duna egész magyarországi szakaszán a hullámtér területén gyűjtöttem. Összesen 30 mintaterületet jelöltem ki a folyó jobb partján, ahol a 2013-as árvíz által lerakott üledékeket mintáztam meg. Az ártéri szintek vizsgálatához a magas ártéren fekvő Kolon-tó üledékeiből gyűjtöttem mintát Tókás (Izsák) és a Közös-erdő (Páhi) területéről. A Kolon-tó a Duna ártérének formái és a futóhomok formák határán helyezkedik el. A mintaterületek közelében döntő többségben futóhomok helyezkedik el, azonban az összletben az ősdunai hordalékkúp átmozgatott anyagával is találkozhatunk (Dövényi 2010). Az alacsony ártéren a Kalocsai Sárköz területén 6 mintaterületen (Nagykékes, Alsóerek, Kalocsa, Öregcsertő, Bogyiszló, Fajszy) a paleomedrek és övzátonyaik üledékét mintáztam meg. Valamint szintén az alacsony ártéren, de a Solti-sík területén fekvő Dunavecse hullámtérén is kijelöltem egy vizsgálati területet, ahol az ártérformálódás idejének meghatározása mellett a hullámtér-feltöltődésének ütemét is vizsgáltam.

### **3. Módszerek**

Az ártéri szintek elkülönítése során figyelembe vettem Magyarország 1:500 000 méretarányú geomorfológiai térképét (Pécsi 1975, Gábris 2017) a Nemzeti Atlaszt, de az alacsony ártéren megfigyelhető, eltérő magasságú felszínek a 10.000 topográfiai térképet és a belőle készített digitális domborzatmodellt használtam fel. A Kalocsai-Sárköz területén ártéri keresztmetszvényeket szerkesztettem és a magassági adatok segítségével meghatároztam az egyes szinteket, majd lehatároltam a szinteken található formákat is.

A részletes módszertani vizsgálatoknak alávetett recens minták esetében ahol csak lehetőség volt rá homokos és iszapos mintát is gyűjtöttünk. A különböző ártéri szintek lehatárolása után mind a magas, mind az alacsony ártéri szinteken történ mintavételezés. A magas ártéri szinten a Kolon-tó területét mintáztuk meg, az alacsony ártéren a legidősebb térszínen egy ártéri laposban mélyítettünk fúrást, a fiatalabb szinteken pedig övzátonyokat és a köztük lévő laposok üledékeiből gyűjtöttünk mintát.

Az OSL tulajdonságok vizsgálata során különböző tesztek végzése az egyenérték dózist befolyásoló tényezőkkel kapcsolatban. Ezeket a vizsgálatokat a recens üledékeken végeztem el mind a homokos, mind az iszapos kvarc frakcióján. Első lépésként meghatároztam az OSL kvarc komponensek (gyors, közepes, lassú) arányát a mintákban, melyek iránymutatóak a további méréshez, hiszen minél magasabb a gyors komponensek aránya, annál inkább alkalmas az adott minta OSL mérésre. Ezután a mérések során alkalmazandó legmegfelelőbb előhevítési hőmérsékletet határoztam meg a minél pontosabb eredményekhez. Majd tesztek végzése a mérések laboratóriumi körülmények közötti reprodukálhatóságára vonatkozóan. Továbbá vizsgáltam a korok túlbecslését befolyásoló tényezőket. Mindezeket felhasználva az idősebb minták mérésénél korrekciót alkalmaztam, amennyiben szükséges volt a minél pontosabb kor meghatározása céljából.

#### **4. Az eredmények összefoglalása**

##### *4.1. Az ártéri szintek jellemzői*

A Duna menti síkság középső részén a domborzat alapján négy ártéri szintet különíttem el, amelyeken különböző, főleg fluviális felszínformákat azonosítottam. A Dunától nyugatra lévő löszös területek és a keletre lévő homokhátság 15-25 méteres tereplépcsővel ereszkedik a Duna menti síkság ártéri szintjei felé. Az alluviális síkot a korábbi kutatás során Pécsi (1967, 1991) két ártéri szintre, a magas az és alacsonyártérre osztotta, de vizsgálataim alapján az utóbbit további három szintre tagolható. A legidősebb a Duna vonalától keletre, a II. szint előterében húzódó I/3. szint, ennél fiatalabb az I/2. szint, amely nemcsak a keleti oldalon, de a Dunától nyugatra is fennmaradt kisebb foltokban, illetve a legfiatalabb I/1. szint a Duna mindkét partján is azonosítható volt, de ez sem képez összefüggő térszínt. A II. szint 95-97 m tszf magasságban helyezkedik el, ettől körülbelül 3 méterrel alacsonyabban húzódik az I/3 szint. Az I/2. ártéri szint a mintaterület legdélebbi része kivételével általában a többi alacsony ártéri szint (I/3 és I/1) fölé magasodik. A szintek magasságának folyásirányban történő változása általában divergens, ami arra utal, hogy a Duna délebbi szakaszainak süllyedése miatt hátravágódással alakultak ki ezek a szintek. A szintek közül az I/2 szint jelentősen elkülönül, mivel felszíne a korábbi ártéri sík (I/3) fölé magasodik, és rajta paleomedrek sokasága is fennmaradt. Ez a szint – a többivel ellentétben – feltöltődés eredményeként jött létre, erre utal a szint konvergens futása, illetve az minták OSL tulajdonságai. A fiatalabb szinteken (I/1-2) az egykori Duna medrek rendkívül jól kirajzolódnak, ami mérsékelt ártérfeltöltődésre utal.

##### *4.2. Az egyenérték dózist befolyásoló tényezők és OSL tulajdonságok vizsgálata*

A Duna hazai szakasza mentén gyűjtött recens üledékminták segítségével különböző teszteken keresztül vizsgáltam a dunai minták alkalmasságát az OSL kormeghatározásra. Vizsgáltam az OSL tulajdonságok hossz-szelvény menti változását, amelyek jelentősen befolyásolhatják az egyenérték dózist és ezáltal a kapott eredményt is. A következő OSL tulajdonságokat vizsgáltam meg részletesen:

- 1) Az OSL komponensek megoszlását, mivel az nagyban meghatározza, hogy kormeghatározásra alkalmas-e a minta;
- 2) A SAR mérések alkalmasságának tesztjei (előhevítési, pillanathevítési és dózis visszamérés tesztek) segítségével megadtam az OSL mérések reprodukálhatóságának mértékét. Részletes tesztek végzem a recens üledékeken, hogy összehasonlítsam a durva-, illetve finomszemcsés üledékek közötti különbséget;
- 3) Megvizsgáltam a minták termális transzfer értékeit, amely jelentős kortúlbecslést okozhat;
- 4) Meghatároztam a reziduális dózisok ( $D_{res}$ ) nagyságát recens mintákon, ami a lerakódás tényleges koránál idősebb korokat eredményezhet.

Megállapítottam, hogy a durvaszemcsés minták több OSL komponenssel rendelkeznek, mint a finomszemcsés minták. A durvaszemcsés minták esetében 4-5 komponens azonosítása is lehetséges volt, melyek közül a gyors és közepes komponenseket mindig azonosítani lehetett, míg a lassú komponensek közül legtöbbször az 1-2, vagy az 1 és 3 típusokat sikerült kimutatni. A finomszemcsés mintáknál sok esetben csupán 2-3 komponens volt azonosítható. A durvaszemcsés minták esetében a gyors komponensek aránya megfelelőnek bizonyult a további mérésekhez. Bár a finomszemcsés minták esetében is jelentkezett a gyors komponens, ezek aránya nagyon alacsony volt, így általánosságban elmondható, hogy a dunai durvaszemcsés minták sokkal inkább alkalmasak a további OSL mérésekre. Tehát megállapítható, hogy a durvaszemcsés fluviális minták a legalkalmasabbak a kormeghatározásra, ugyanakkor a közepes komponenssel jellemezhető minták körültekintő tesztek segítségével is alkalmasak lehetnek, figyelembe véve, hogy kevésbé ürülnek, így reziduális jelek jelentkezhetnek.

A SAR mérések során alkalmazott előhevítési hőmérséklet meghatározására is elvégeztem a tesztet az összes mintán. A recens minták esetében kombinált tesztet alkalmaztam, amely során nem csak az előhevítési, hanem a pillanathevítési hőmérsékletet is vizsgáltam. A kiértékelések során alkalmazott három kritérium alapján (rekuperáció: <5 %, visszaforgatási arány:  $1,0 \pm 0,1$ , és dózis visszamérési arány:  $1,0 \pm 0,1$ ) legmegfelelőbb a  $200\text{ °C}/160\text{ °C}$ -os előhevítési/pillanathevítési kombináció. Ezen a hőmérsékleti kombináción a minták átlagos rekuperációja, visszaforgatási és dózis hibája a durvaszemcsés minták esetében  $1,02 \pm 0,04$ ,  $2,58$

% és  $0,98 \pm 0,05$ , míg a finomszemcsés mintáknál ezek az értékek  $1,03 \pm 0,05$ ,  $0,17$  % és  $0,99 \pm 0,11$  voltak. Tehát ezen paraméterek alapján a mérések megfelelőnek bizonyultak, mivel reprodukálhatóak voltak. A vizsgálatok alapján megállapítottam, hogy a magyarországi fluvialis mintákon alkalmazott előhevítési hőmérséklet értékek ( $200-240$  °C) megfelelőnek tekinthetők.

A durvaszemcsés minták sokkal inkább visszaadták a mesterségesen besugárzott dózis értékét, mint a finomszemcsések, mivel utóbbiak dózis értékei nagy szórást mutattak és a részminták kis százaléka felelt meg a mérésekre. Ennek legvalószínűbb oka a gyors komponens alacsony aránya bizonyos mintákban. Általánosságban kijelenthetővé vált, hogy ugyan a recens finomszemcsés minták esetében a mérések valamelyest nagyobb hibával reprodukálhatók, az értékek a megadott hibahatáron belül helyezkedtek el. A durvaszemcsés frakcióba tartozó minták esetében az összes mérés átlaga és a hozzájuk tartozó standard hiba  $1,01 \pm 0,02$  Gy. Tehát javaslatom az, hogy a fluvialis kutatások során törekedni kell a durvaszemcsés üledékek megmintázására, és amennyiben finomszemcsés hordalékból lehet csak mintát venni, körültekintően kell a méréseket és tesztek elvégezni.

#### *4.3. A kvarc egyenérték dózist befolyásoló tényezők és azok térbeli változása*

A termális transzfer (TT) jelentős túlbecslést eredményezhet a kor számításakor. A vizsgálat ezen részében két fő kutatási kérdést fogalmaztam meg: (1) a termális transzfer alapján kapott egyenérték dózisok között tapasztalható-e különbség a durva- és a finomszemcsés minták eredményei között, illetve (2) a SAR mérések során esetlegesen alkalmazott forró hevítéses (hot bleach, HB) kezelés milyen hatással van ezekre az értékekre? A recens üledékminták közül 5 mintavételi pontról származó durva- és finomszemcsés mintán végeztem részletes tesztek. Az elemzéseknél a  $200$  °C-os előhevítési értéket emeltem ki, mivel előlött jelentős TT érték növekedés volt megfigyelhető. A durvaszemcsés minták esetében a HB nélküli kezelés során az átlagos TT értéke  $200$  °C-on  $0,06 \pm 0,05$  Gy, maximuman  $0,25 \pm 0,14$  Gy volt, míg  $300$  °C-on  $0,88 \pm 0,33$  Gy. A HB-es kezelés alkalmával az átlagos termális transzfer (TT) értéke  $200$  °C-on  $0,65 \pm 0,22$  Gy (maximum érték:  $1,17 \pm 0,19$  Gy), illetve  $300$  °C-on  $0,68 \pm 0,20$  Gy. Megállapítottam, hogy  $200$  °C-ig forró hevítés nélkül elhanyagolható a termális transzfer, egyéb esetben jóval magasabb értékek is jelentkezhetnek, amelyek nagyon fiatal minták egyenérték dózis meghatározásánál jelentősen módosíthatják a kapott eredményt. A finomszemcsés minták esetében a forró hevítés nélküli TT értékek nagy hasonlóságot mutattak a durvaszemcsés minták értékeivel, habár jelentősen kisebb különbség fedezhető fel az alacsony és magas hőmérsékletek között. Az átlagos TT érték  $200$  °C-on  $0,07 \pm 0,03$  Gy



(maximum  $0,00 \pm 0,01$  Gy) volt, eközben a  $300$  °C-os átlag TT érték  $0,18 \pm 0,03$  Gy-nek mutatkozott, vagyis a termális transzfer elhanyagolhatónak mondható. Amikor a mérések forró hevítés (HB) beiktatásával történtek, a TT értéke jelentősen emelkedett. A HB kezeléses átlagos TT érték  $200$  °C-on  $0,94 \pm 0,02$  Gy volt (max:  $0,99 \pm 0,04$  Gy), míg  $300$  °C-on az átlagérték  $0,94 \pm 0,02$  Gy volt, tehát elhanyagolható eltérés mutatkozott a két hőmérsékleti érték között, azonban meg kell jegyezni, hogy viszonylag magas a termális transzfer értéke a forró hevítés nélküli méréshez viszonyítva.

Mindezekből egyértelművé vált, hogy a forró hevítés kezelés növeli a termális transzfer értékét, ami kortúlbecsléshez vezethet. A továbbiakban az összes recens mintára vonatkozóan elvégeztem a termális transzfer tesztet, de immáron csak egy hőmérsékleti értéken ( $200$  °C) és HB kezelés nélkül. Összességében elmondható, hogy a finomszemcsés minták eredményei alacsonyabbak voltak (átlag:  $-0,02 \pm 0,00$  Gy; max:  $0,04 \pm 0,01$  Gy), mint a durvaszemcsés mintáké (átlag:  $0,04 \pm 0,00$  Gy; max:  $0,25 \pm 0,14$  Gy).

Következtetésként megállapítható, hogy mind a durva-, mind a finomszemcsés üledékeken végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a dunai üledékek egyenértékdózisa jelentősen megnő, ha az előhevítési hőmérsékletet  $200$  °C fölé visszük. Habár a forró hevítés alkalmazása csökkenti a visszamért dózisok szórását, jelentős mértékű termális transzferhez vezethet, amely mintánként eltérő mértékű. Ezért a továbbiakban javasolt a HB nélküli SAR protokoll alkalmazása a magyarországi Duna üledékeken. Általánosságban elmondható, hogy a minták termális transzfer értéke nem jelentős. Az eddigi vizsgálatok alapján a durvaszemcsés fiatal üledékekre  $0,04 \pm 0,00$  Gy termális transzfer korrekciós értéket javasolok. A TT értékek vizsgálata során a folyó hossz-szelvénye mentén térbeli összefüggés nem volt megfigyelhető.

Végezetül meghatároztam a recens minták reziduális dózisainak ( $D_{res}$ ) nagyságát. Külön kezeltem a durva- és finomszemcsés mintákat, összehasonlítottam a kapott értékeket és megvizsgáltam, hogy a Duna magyarországi szakaszán felfedezhető-e szabályszerűség a reziduális dózisokat illetően. Általánosságban megállapítható, hogy a durvaszemcsés minták  $D_{res}$  értékei alacsonyabbak voltak mind az átlagos ( $0,10 \pm 0,01$  Gy), mind pedig a maximális értéket tekintve ( $0,56 \pm 0,17$  Gy), mint a finomszemcsés minták értékei (átlag:  $2,34 \pm 0,72$  Gy maximum:  $14,50 \pm 0,52$  Gy). Mindez azt jelenti, hogy amennyiben  $1-2$  Gy/ka dózisteljesítménnyel számolunk, ez akár  $60-120$  éves túlbecslést is okozhat durvaszemcsés minták esetében. Idősebb minták esetében ez elhanyagolhatónak mondható, azonban fiatalabbaknál jelentős túlbecslést jelent.

A finomszemcsés  $D_{res}$  értékek akár  $1,2-2,3$  ezer éves túlbecsléshez is vezethetnek, amelyet már az idősebb minták esetében is figyelembe kellene venni. A durvaszemcsés minták

fakítása közel teljes volt a vizsgált szakaszon, a  $D_{res}$  és standard hibája  $0,10 \pm 0,01$  Gy-nek adódott. Javaslom, hogy a későbbi kutatások során a vizsgált területről származó fiatal üledékek egyenértékdózisait 1 ka korig a fenti értékkel korigálják az OSL kormeghatározások során. Az idősebb dunai üledékek esetében a hiányos fakítás hozzájárulása a mért egyenértékdózishoz kevésbé fontos, ha megfelelő statisztikát alkalmaznak, de az üledékes környezet bizonyos eltéréseket okozhat, amelyeket a jövőben vizsgálni kellene. Tapasztalataim szerint a finomszemcsés üledékek esetében a hiányos fakítás azonban jelentős probléma, ezért a Duna alsó szakaszán ez a frakció nem alkalmazható biztonságosan az idősebb üledékek OSL kormeghatározás során, mivel itt jelentkezett leginkább a reziduális dózis. Azonban a Duna felső szakaszán, a finomszemcsék megfelelő alternatívák lehetnek, de figyelembe kell venni az itt kapott átlagos  $D_{res}$  értéket ( $0,85 \pm 0,12$  Gy), mellyel korigálni érdemes a kapott egyenértékdózisokat. A  $D_{res}$  hossz-szelvény menti értékei egyes szakaszokon jelentősen megemelkednek. Ezek a szakaszok egybeesnek a Duna menti erodáló löszös magaspartokkal. Ezek alapján elmondható, hogy a finomszemcsés  $D_{res}$  értékek a jelenlegi eróziós aktivitás indikátorai is lehetnek.

A fent említett tesztek után a kapott eredményeket alkalmaztam az idősebb minták esetében is. Tehát, ahol csak lehetőségem volt rá, durvább szemcseméret tartománnyal dolgoztam, hogy minél inkább elkerüljem a hiányos fakítás jelenségéből adódó hibákat. Ezen kívül, az ártéri szinteken gyűjtött minták OSL kormeghatározása során a az előhevítési tesztek alkalmával kapott eredményeket is felhasználtam, és törekedtem minél több rész minta vizsgálatára, hogy statisztikailag megfelelő adatokat kapjak. A minták jelentős része idősebb volt, mint 1 ezer év, csak a hullámtéren gyűjtött minták bizonyultak fiatalabbnak, de ezeken elvégeztem a reziduális dózisok vizsgálata során megállapított korrekciót.

#### *4.4. A Duna menti síkvidék felszínformálódása a késő pleisztocéntól a jelenkorig*

Az OSL korok és a korábban elkészített geomorfológiai vázlat segítségével rekonstruálhatóvá vált a Duna menti síkság vizsgált területén az alluviális felszínformálódás folyamata késő pleisztocéntól kezdődően. A legidősebb, Pécsi (1967) szerint magas ártéri, az általam felállított rendszerben II. ártéri szintről származó, Kolon-tó mellett gyűjtött OSL minták egyenérték dózis értékei jelentős szórással rendelkeztek, az Abanico-diagramon ábrázolva több móduszúak voltak, így valószínűsíthető folyóvízi eredetük. Két fúrás esetében a koradatok 10 ka körül voltak ( $10,83 \pm 0,66$  ka,  $10,92 \pm 0,41$  ka és  $10,43 \pm 0,71$  ka), míg a másik két fúrásnál magasabb OSL korok adódtak ( $23,60 \pm 1,18$  ka és  $17,38 \pm 0,60$  ka). Tehát Duna a II. magas

ártéri szintet bizonyíthatóan 17- 23 évvel ezelőtt, azaz az utolsó glaciális maximum idején is formálta, majd bevágódott, de ennek pontos korát közvetlenül nem tudtam megállapítani.

A legalább 3 méteres bevágódás eredményeként jött létre az alacsony ártér szintje, amit három részre osztottam magassági viszonyai és a szintek keletkezésének ideje alapján. A II. szint nyugati előterében maradt fenn az I/3. szint. Ennek nyugati peremén helyezkedik el az öregcsertői mintaterület, ahol egy ártéri laposban mélyítettük a fúrást, ahol változatos OSL korokat kaptam, ráadásul a fiatalabb minták voltak legalul (475 cm:  $15,67 \pm 0,75$  ka, 620-670 cm:  $8,90 \pm 0,35$  ka, 770-780 cm:  $9,84 \pm 0,58$  ka és 920-980 cm:  $7,55 \pm 0,28$  ka). Az öregcsertői finomszemcsés minta (mélysége: 475 cm) esetében különösen jól megfigyelhető volt a már említett kor túlbecslés, amely több ezer évet is jelenthet. A mintavételi hely legfiatalabb koradata arra utal, hogy az I/3 szint egészen 7,5 évvel ezelőttig formálódhatott, de utána valószínűleg olyan ártéri üledékek rakódtak le a területen nagy vastagságban, amelyek kifakulása nagyon kis mértékben következett be.

A Duna mintegy 7,5 ezer éve hozta létre a következő, I/2 szintet, amely az I/3. szint fölé magasodik, tehát intenzív feltöltődéssel jött létre. Ennek a feltöltődésnek a mértéke azonban folyásirányban egyre csökkent, hiszen a mintaterület déli vége felé már a két szint egybesimul, sőt, a legdélebbi területen az I/2 szint már bevágódás jeleit mutatja. A szinten nagyméretű paleomedrek és övzátónysoraik maradtak fenn, ezekből mintáztunk meg néhányat Dunavecse, Nagykékes és Alsóerek környékén. A fúrások alapján megállapítható, hogy a feltöltődés, azaz a szint kialakulása 6-7,5 ezer éve ment végbe. A feltöltődés viszonylag gyors lehetett, hiszen az alsóereki és nagykékesi fúrások alján lévő 6-7,3 ezer éves üledékekre (például AE1/3:  $6,95 \pm 0,71$  ka, AE2:  $6,30 \pm 0,37$  ka, AE+:  $6,61 \pm 0,34$  ka és AE4:  $7,16 \pm 0,62$  ka) jóval idősebb OSL kort mutató üledékek rakódtak (például AE1/2:  $9,19 \pm 0,53$  ka és AE1/1  $9,73 \pm 0,42$  ka). Ezek a rétegek döntően iszapos-homokos üledékből állnak, így elképzelhető, hogy (1) a folyóvízben a lebegtetve szállítódó finomszemcsék megakadályozták a napsugarak behatolását a vízbe, így leárnyékolták a szemcséket és nem lehetett tökéletes a jelek nullázódása; és/vagy (2) a löszös magaspart anyaga intenzíven erodálódhatott, és a rövid szállítási útvonal miatt nem oltódott ki a szemcsék OSL jele. Ez az anyag nem csupán az I/2 szintre juthatott el, de az alacsonyabban fekvő I/3 szint mélyebb formáiban is felhalmozódhatott, hiszen azok az ártér disztális területén helyezkedtek el, ahová már csak mérsékelt mennyiségű lebegtetett hordalék jutott. Ezért lehet a két szint határán lévő öregcsertői minta mélyre temetve, illetve ezért formszegény az I/3 szint.

Az I/2 szintbe 1-1,5 méterrel bevágódó Duna végül létrehozta az I/1. szintet, amelyen szintén nagyszámú meander maradt fenn. A kalocsai, fajszi és bogyiszlói fúrások arra utalnak,

hogy a szint anyagát a Duna 5,3-5,5 ezer éve rakta le. A fluviális formálódás üteme lelassult, a medrek lassan fejlődhetnek, hiszen a megmintázott kalocsai paleomeder fejlődése több ezer évig tartott. A kiemelt I/2 szintre már nem vagy alig juthatott hordalék, ezért a formái megőrződhetnek. Ez a fluviális felszínformálási mód a 19. századi szabályozás következtében megszakadt, és legfeljebb a hullámtér formálódhat tovább az árvizek okozta feltöltődés révén.

## 5. Tézisek

1. A dunai üledékek kvarc frakciója igen alacsony érzékenységgel rendelkeznek, általánosságban elmondható volt, hogy a durvaszemcsés minták gyors OSL komponensének aránya magasabb volt, mint a finomszemcsésé. Mindezek alapján a homok frakció alkalmasabb a kormeghatározásra, ugyanakkor az iszap minták körültekintő tesztek segítségével szintén alkalmasak lehetnek, figyelembe véve az esetleges maradvány jeleket, amelyek a kor túlbecsléséhez vezethetnek.

2. Általánosságban elmondható, hogy a vizsgált kvarc minták termális transzfer értéke a finom frakció esetében elhanyagolható, a durva frakció esetében pedig csak kis mértékű, azonban a néhány száz éves üledékek OSL kormeghatározása során figyelembe kell venni és adott esetben korrekció is szükséges lehet az egyenérték dózis nagyságától függően. Ezért a dunai homokos üledékek esetében elvégzett OSL mérések során a továbbiakban  $0,04 \pm 0,001$  Gy termális transzfer korrekciós értéket javaslok. A dunai üledékek vizsgálata során mindemellett javaslom a SAR protokoll végén általában alkalmazott magas hőmérsékletű kioltás elhagyását, mivel ez fokozza a termális transzfer nagyságát.

3. A reziduális dózisok vizsgálata során egyértelműen látszódott, hogy a durvaszemcsés minták értékei alacsonyabbak voltak a finomszemcsés mintákénál. Amennyiben 1-2 Gy/ka dózisteljesítménnyel számolunk a homok frakció esetében 0,06-0,12 ka, míg az iszap frakció esetében akár 1,2-2,3 ka kortúlbecsléssel is számolnunk kell. Ez utóbbi már az idősebb minták esetében is igen jelentős eltérést okozhat a mért és a valós képződési idő között. Emiatt a Duna alsó szakaszán a finomszemcsés minták jelentős reziduális dózisa miatt amennyiben lehetséges, javaslom a durva, homokos frakció alkalmazását. A felső szakaszon a finomabb szemcseméret is alkalmas lehet a kormeghatározásra, azonban ebben az esetben javaslom a  $0,85 \pm 0,12$  Gy-el történő korrekciót az egyenérték dózisok számítása során. A durvaszemcsés

minták esetében a lényegesen hatékonyabb természetes kioltódás miatt 1 ka év fölött javasolom csak a korrekciót a  $0,10 \pm 0,01$  Gy korrekciós értékkel.

4. A Kolon-tavi üledékek vizsgálata során valószínűsíthetővé vált, hogy folyóvízi üledékek találhatók a területen, ami a Duna jelenlétére utal. Megállapítható volt, hogy Duna a II. magas ártéri szintet bizonyíthatóan 17- 23 évvel ezelőtt, azaz az utolsó glaciális maximum idején is formálta, majd bevágódott. A legalább 3 méteres bevágódás eredményeként jött létre az alacsony ártér szint. A II. szint nyugati előterében maradt fenn az I/3. szint, az öregcsertői adatok alapján meghatározható vált, hogy az I/3 szint egészen 7,5 évvel ezelőttig formálódhatott

5. A Duna mintegy 7,5 ezer éve hozta létre a következő, I/2 szintet, amely az I/3. szint fölé magasodik, tehát intenzív feltöltődéssel jött létre. A feltöltődésnek a mértéke azonban folyásirányban egyre csökkent, hiszen a mintaterület déli vége felé már a két szint egybesimul, sőt, a legdélebbi területen az I/2 szint már bevágódás jeleit mutatja. Az I/2 szintbe 1-1,5 méterrel bevágódó Duna végül létrehozta az I/1. szintet, ahol 5,3-5,5 ezer éve rakta le üledékét. A kiemelt I/2 szintre már nem vagy alig juthatott hordalék, ezért a formái megőrződhettek.

6. Egyértelműen nem mondható ki, hogy a klíma vagy a tektonika volt nagyobb hatással az ártéri felszínformálódásra. Valószínűsíthetően a tektonika játszott nagyobb szerepet, azonban a klimatikus változások felerősíthették ezeket a felszínfejlődési folyamatokat.

7. Az I/2. szinten elhelyezkedő hullámtéri mintaterületen vizsgált korok alapján kiszámíthatóvá vált a hullámtér feltöltődésének mértéke a Duna menti síkvidék északi részén. Az adatok 0,1-0,2 cm/éves ütemet mutattak, amely igen csekélynek mondható, nem jelent különösebb árvízi kockázatot.