

A kiemelkedés térbeli különbségeinek feltárása a Nyugati-Tien-san területén húzódó Zaravshan folyó völgye mentén

Készítette: **Vincze Ákos**

SZTE TTIK, Geoinformatika Msc 1. évfolyam

Témavezető:

Dr. Sipos György

egyetemi docens

SZTE TTIK Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

Szeged, 2025

Tartalom

Tartalom.....	2
1. Bevezetés.....	3
2. Előzmények.....	4
2.1. A teraszképződés okai és folyamata.....	4
2.2. Az OSL kormeghatározás alapjai.....	6
2.3. A hegységek kiemelkedésére vonatkozó korábbi kutatások a környező területeken.....	7
3. Vizsgálati terület.....	9
4. Módszerek.....	13
4.1. A folyóvölgyet jellemző morfológiai paraméterek meghatározása.....	13
4.2. Formák térképezése.....	14
4.3. Mintavétel.....	14
4.4. OSL kormeghatározás.....	16
5. Eredmények.....	17
5.1. A folyó szakaszolása az esésgöbe és a medermintázat alapján.....	17
5.2. Völgytalpszélesség térbeli változása.....	21
5.3. Völgyoldal-mereedség térbeli változása.....	23
5.4. Mellékvölgyek esése és vízgyűjtőterületének térbeli változása.....	24
5.5. A geomorfológiai térképezés eredményei.....	26
5.5.1. Hordalék- és törmelékkúpok és törmelékkúpok elhelyezkedése.....	26
5.5.2. Teraszok elhelyezkedése és magassági viszonyai.....	27
5.6. Az OSL kormeghatározás eredményei.....	32
6. Következtetések.....	38
6.1 A bevágódási ütem térbeli és időbeli változása a Zaravshan-völgy mentén.....	38
6.2. Az eredmények összevetése korábbi kutatások adataival.....	40
7. Összegzés.....	42
8. Irodalomjegyzék.....	44

1. Bevezetés

A Föld magashegységi területei az igen intenzív domborzati különbségek miatt gyorsan formálódnak. A külső erők: a jég, a víz és a tömegmozgások változatos formakincset eredményeznek, mely segíthet mind a hegységek kiemelkedését előidéző tektonikus folyamatok, mind pedig a lepusztulásukat meghatározó klimatikus változások vizsgálatához.

A nem eljegesedett területeken általában a vízfolyások felszínformáló tevékenységének dominanciája figyelhető meg. A kiemelkedéssel párhuzamosan a folyók bevágódnak, mély völgyeket, esetleg teraszokat és teraszrendszereket hoznak létre, amelyek alapján a kiemelkedés üteme, és a teraszképződést elősegítő éghajlati tényezők rekonstruálhatók. (Stübner et al. 2021)

A tektonikus és éghajlati tényezők teraszképződésre gyakorolt hatásaink megismeréséhez ideális körülményeket biztosítanak Belső-Ázsia magashegységei, mivel kiemelkedési ütemük jelentős, és a múltban jelentős eljegesedés érintette őket. A teraszok által rögzített információk kinyeréséhez azonban szükség van térképezésükre, illetve lehetőség szerint kialakulási idejük meghatározására. A jelen kutatás vizsgálati területe a Nyugati-Tien-san fő vízfolyására a Zaravshan folyó vízgyűjtőjének tádzsikisztáni területére terjed ki, mely területről eddig ilyen irányú információk nem láttak napvilágot.

A hegység fejlődése dinamikus, de térben és valószínűleg időben is változó kiemelkedés jellemzi, ami hatással van a vízgyűjtők aktivitására, és a hegység lepusztulásának intenzitására.

2. Előzmények

2.1. A teraszképződés okai és folyamata

A magashegységi területeken bekövetkező tektonikus folyamatokat több módszerrel is lehet vizsgálni. Leggyakrabban a vízszintes irányú térrövidülést alkalmazzák a felgyűrődés fokmérőjeként. A méréseket végre lehet hajtani GPS-szel, vagy akár műholdas módszerekkel is (Metzger et al. 2021.). Ugyanakkor a hosszabb távú kiemelkedési rátákat, illetve a kiemelkedés időbeli változását a legegyszerűbben a vízfolyások által kialakított teraszfelszínek térképezésével és kormeghatározásával lehet elvégezni (pl.: Fuchs et al. 2014).

A teraszok olyan térszínek, amelyek a folyó egykori árterét, vagy hegyvidéki szakaszokon a korábbi völgytalpat képviselik. Segítségükkel számszerűsíteni lehet a vízfolyás bevágódását, és így a felső szakaszon húzódó hegység kiemelkedésének mértékét. (Gábris 2006)

Teraszok akkor alakulhatnak ki, amikor az erózió és az akkumuláció aránya a vízgyűjtőn megváltozik, ezáltal más lesz a vízfolyás munkavégző képessége, ami a völgy üledékkel történő kitöltéséhez, vagy bevágódásához vezethet. Az erózió és akkumuláció egyensúlyának megváltozását több főbb tényező és folyamat is előidézheti. Ezek közül a legfontosabbak az alábbiak:

Tektonikus okok:

A függőleges elmozdulások hatására a topográfiai viszonyok megváltoznak. Ezáltal változik a folyó esése, ebből kifolyólag pedig a munkavégzőképessége is. Más lesz a hordalék mennyisége és minősége, így felborul az erózió és akkumuláció egyensúlya.

Éghajlati okok:

A hőmérséklet és csapadék változásával megváltozhat a mállás és aprózódás aránya. Emiatt a hordalék szemcseösszetétele is. Továbbá ezek olyan változások, amelyre a vegetáció csak késleltetve tud reagálni. Emiatt jelentősen változhat a felszíni lefolyás mértéke. Ez pedig meg tudja változtatni a vízfolyás egyensúlyát olyan mértékben, hogy teraszok tudjanak kialakulni.

Erózióbázis szintjének változása:

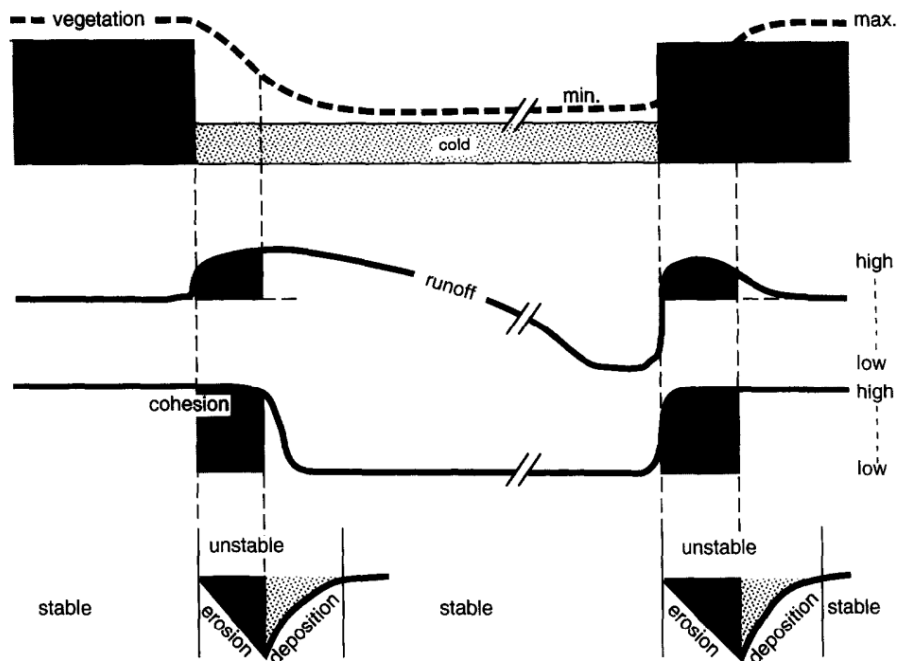
Hosszú távon a vízfolyást befogadó állóvíz (tó, tenger) szintje is meg tud változni, ezáltal a folyó esése csökken vagy nő, ami a fentiekhez hasonlóan a munkavégzőképesség változását hozza magával.

A vízgyűjtő közettani felépítésének, vagy méretének változása:

A fent felsoroltakon túl teraszképződést kiváltó ok lehet például ha megváltozik a vízgyűjtő közettani felépítése. Ebben az esetben a hordalék minőségének jelentős változása okozhatja az egyensúly felbomlását. Továbbá lehetséges ok lehet ha a vízgyűjtő mérete változik, mert ez esetben megváltozhat a lefolyó vízmennyisége, a vízfolyás munkavégzőképessége.

A fentiek következtében tehát az erózió és az akkumuláció egyensúlya megbomlik. Például ha egy folyó görgetett hordalékának mennyisége megnövekszik az éghajlat lehűlésével és az aprózódás fokozódásával, a folyó fonatossá válik, üledékkel tölti ki völgyét, és széles árteret hoz létre. Ezt követően a klíma felmelegedésével jelentősen nőhet a lefolyás nagysága, valamint a hordalék minősége és mennyisége is megváltozik. A növekvő munkavégződés miatt a folyó elkezd bevágódni a korábban lerakott üledékébe, így széles árterét hátrahagyja a folyó, s az így terrasszá alakul. A fenti folyamat időről időre megismétlődhet, így teraszrendszerek alakulnak ki (Schanz et al., 2018).

A teraszok kialakulását mind a tektonikus, mind az éghajlati tényezők jelentősen meghatározhatják. Elmondható, hogy sok esetben a teraszképződés ütemét a kiemelkedés irányítja, viszont a bevágódás és az ártérképződés ideje inkább a klímaváltozás függvénye (Necea et al. 2013). Éghajlati szempontból a teraszok kialakulása az átmeneti időszakokhoz (felmelegedés, illetve lehűlés) köthető, ekkor ugyanis a lefolyásviszonyok rövid időre drasztikusan megváltozhatnak (Vandenberghe 1995), (1. ábra).



1. ábra: A teraszképződés modellje klimatikus átmenetek idején. (Vandenberghe 1995)

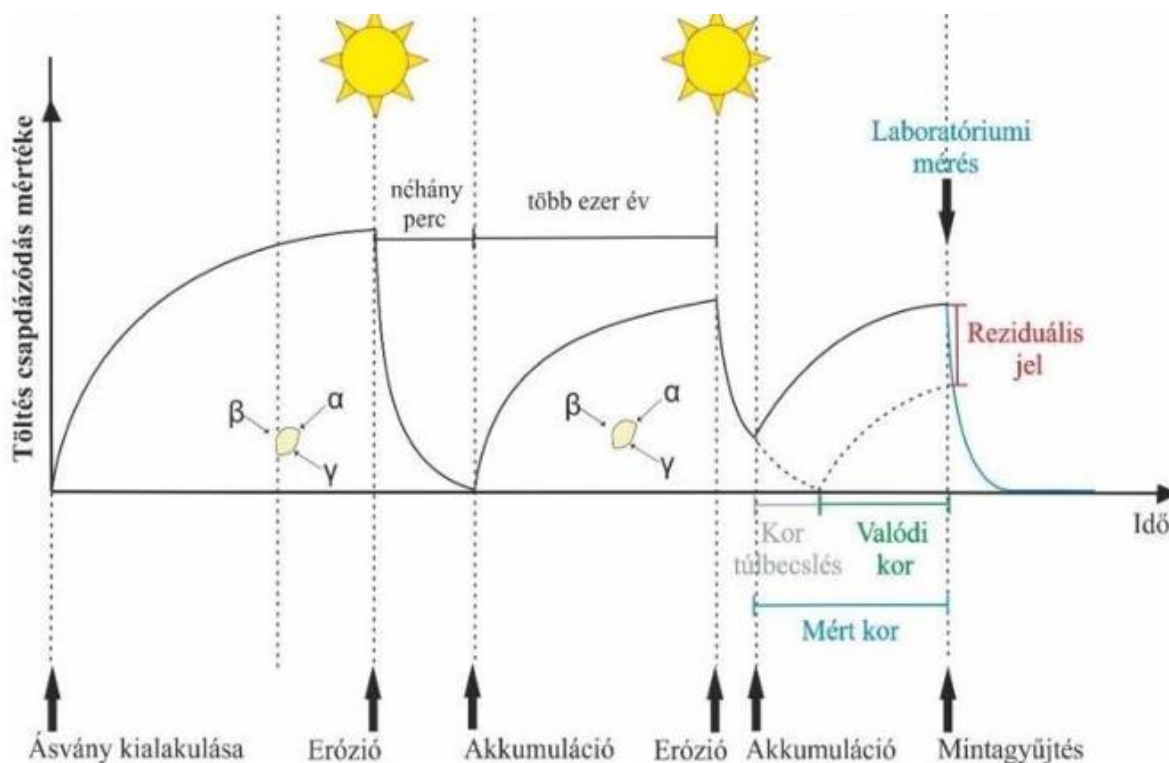
A teraszokat különböző típusokba lehet sorolni. Anyaguk alapján elkülöníthetünk kavics (akkumulációs) és szikla (eróziós) teraszokat. Szimmetria alapján a teraszok lehetnek párosak, azaz azonos szintben a folyó mindkét partján azonosíthatók az egykori árterek maradványai. Ha csak az egyik oldalon figyelhető meg a forma páratlan teraszokról beszélünk.

E formák tehát jól jelzik a folyóvízi felszínformálás jellegében bekövetkező változásokat. A változások idejének, illetve a kiemelkedés ütemének meghatározásához azonban elengedhetetlen a teraszok kialakulási korának meghatározása. Ehhez több módszer is használható. Kavicsteraszkok esetében jól alkalmazható a lumineszcens kormeghatározás (OSL), melynek segítségével a teraszt alkotó üledékek lerakódásának, képződésének ideje, vagy fedőüledékek, pl.: lösz képződési ideje adható meg (Fuchs et al. 2014). Eróziós teraszok esetében a szikla felszínének kitérési kora is vizsgálható elsősorban kozmogén izotópos módszer segítségével, például a kőzetben felhalmozódó ^{10}Be kozmogén izotóp felhasználásával (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005, Stubner et al. 2021). Egyéb marker rétegek, így édesvízi mészkő, vagy tefra rétegek kormeghatározása is segíthet a teraszok korának vizsgálatában (Toefelde et al. 2017).

2.2. Az OSL kormeghatározás alapjai

Az OSL (optikailag stimulált lumineszcencia) módszere jól alkalmazható teraszszintek kialakulásának időpontjának meghatározásához. Az OSL módszer során megállapítható mikor érte utoljára napfény az üledéket (Tóth 2019, Bartyik 2022), azaz mikor volt az üledékfelhalmozódás időpontja. Ez alapján pedig megadható, hogy mikor formálta utoljára a vízfolyás egykori árterét, azaz a bevágódás mikor kezdődött meg.

A vizsgálatok a felhalmozódott üledék kvarc és földpát szemcséin történnek. A mérés során az ásvány lumineszcens fényjelet bocsát ki, ami arányos az elnyelt dózissal (Aitken 1985). A kvarc esetében a mérés felső határa 60-70 ezer évre tehető, míg a földpát esetében akár a 300-400 ezer év is elérhető (Filyó et al. 2015). A méréseknél problémaként jelenhet meg az úgy nevezett reziduális dózis, ami akkor jelentkezik, ha az üledék áthalmazódása során nem jut elég ideig napfényre, azaz nem teljes a kioltódás. Ennek következtében a ténylegesnél idősebb képződési kor határozható meg a mintából (2. ábra).



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

A minta előkészítése során különböző folyamatok mentén leválogatásra kerül a kvarc és földpátásványok. Az ásvány mérőműszerbe kerül, ahol kék fénnel stimulálva van, és a lumineszcens detektálás eredményét elmenti, melyből meghatározható az egyenértékdózis (De [Gy]). Emellett szükséges a dózisteljesítmény (D^* [Gy/ka]) meghatározása is a kor kiszámításához. Ehhez a minta környezetéből anyagot kell begyűjteni, melyet szárazon kell betölteni a mintatartóba. Ez egy mérőműszerbe kell behelyezni, amely megállapítja a ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th és ^{40}K fajlagos aktivitását.

Majd az egyenértékdózisból és dózisteljesítményből kiszámíthatóvá válik a minta lerakódásának kora.

2.3. A hegységek kiemelkedésére vonatkozó korábbi kutatások a környező területeken

Bár a Nyugati-Tien-san hegységben ilyen irányú vizsgálatok még nem történtek, azonban a környező hegységekben igen, amiből következtetni lehet a várható eredmények nagyságrendjére.

Sok esetben a függőleges elmozdulások jelenlegi intenzitását csak közvetve, a vizsgált területen megfigyelhető térrövidülés GPS-es meghatározásával lehet becsülni. Ilyen vizsgálatokkal a Pamír és a Tien-san hegység együttesen 20-25 mm/év térrövidülést mutatott ki. Ez pedig a Földön az egyik legmagasabb érték. Azonban ez térben igen változatos mintázatot

mutat, és feltehetően időben is jelentős eltérések lehetnek. Legnagyobb értékekkel a Pamír északi-északnyugati részén találkozhatunk. Ezt a területen meghatározott denudációs ráták is alátámasztják. A becslések alapján a rövidülés értéke az elmúlt évmilliók során folyamatosan csökkent. A Pamír északkeleti részénél és a Tien-san találkozásánál a jelenleg kimérhető térrövidülés igen alacsony értékeket vesz fel. (Bufe et al. 2017).

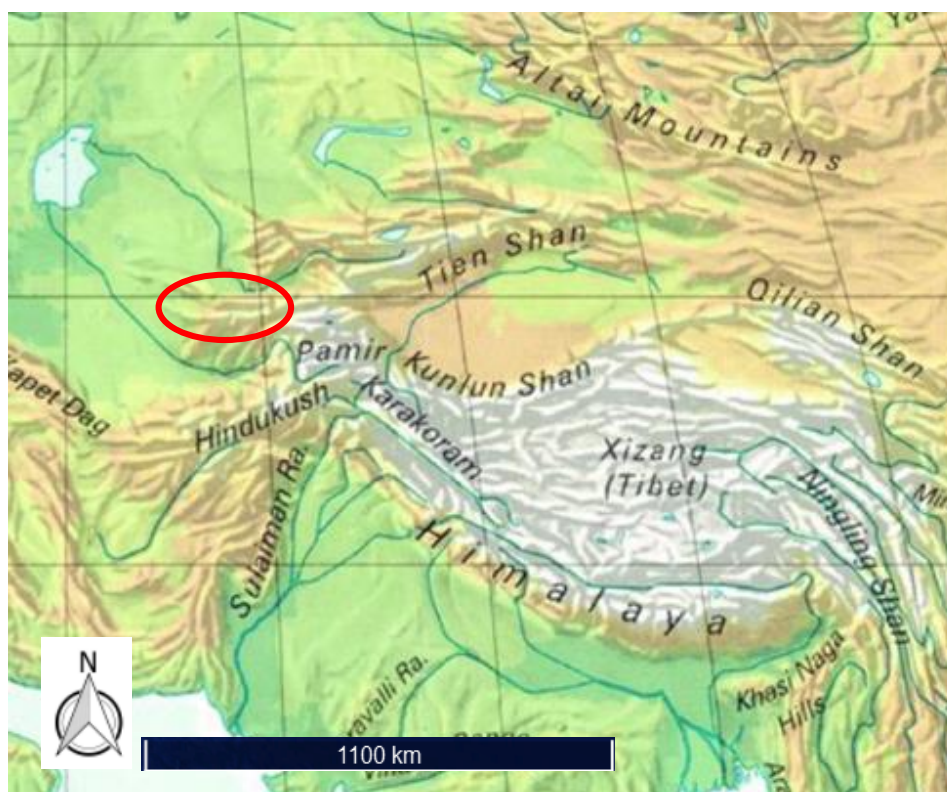
A Tarim-medence keleti részénél mért kutatások nagy eltéréseket mutattak ki a kiemelkedés tekintetében. A jelenleg aktív törésvonalaknál 1,5 és 7 mm/év közötti értékeket figyeltek meg kiemelkedési rátaént. Ahol nem volt ilyen törésvonal vagy már inaktív volt, ott 1,5 mm/év alatt volt a kiemelkedés. Kis területen nagy eltérések voltak megfigyelhetők, ugyanis az Atushi-redőtől északra 25-30 km-re a Tien-san előterében már inaktív törésvonalak voltak azonosíthatók (1,5 mm/év alatti kiemelkedés). (Bufe et al. 2017)

A Pamír területén áthaladó Panj folyó mentén vizsgálták a folyóvízi bevágódás mértékét teraszok korának vizsgálatával OSL módszerével. Ez esetben isis változatos eredmények jellemezték a folyó különböző részeit. Átlagosan a folyó bevágódása 5,6 mm/évnek adódott. A legalacsonyabb bevágódási ráta a folyó azon szakaszain jelentkezett, ahol gneisz dómokon keresztül haladt. Itt ez az érték lecsökkent 1,4-3,3 mm/év-re. Azonban a dómokon kívül a bevágódás mértéke jelentősen megnövekedett és átlagosan 7,3 mm/évet ért el. A legmagasabb érték 10 mm/év-es érték volt. A legidősebb teraszok kora 20 ezer évesnek bizonyultak a folyó mentén. (Fuchs et al. 2014)

A Tien-san-ban végzett kozmogén izotópos denudációs kutatások is rámutattak a hegység formálódásában megfigyelhető jelentős különbségekre. Így a Tien-san és Pamír között található Vakhsh folyó vízgyűjtője mentén Északi-Pamírból érkező mellékvízfolyások esetében a denudációs ráta 1,7 mm/évnek, az Alai-völgyből érkezők esetében pedig 1,14 mm/évnek adódott. A Tien-san területéről érkező vízfolyások denudációs rátái között kelet-nyugati irányban szintén nagy eltérés volt megfigyelhető. A legnyugatibb részen mindössze 0,18 mm/év, míg a keleti oldalán nagyon magas, 2,7 mm/év volt a lepusztulás üteme. Ez alapján a kiemelkedés jelentős, de nyugati irányban csökken a mértéke. (Grin et al. 2018)

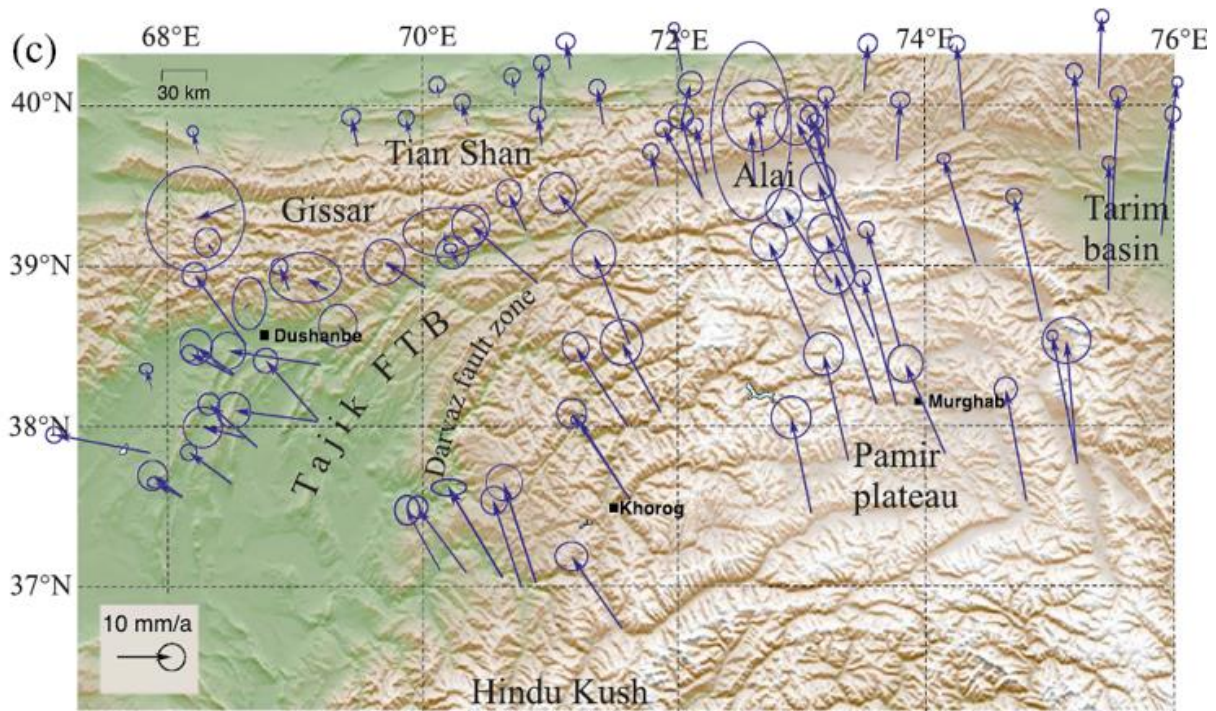
3. Vizsgálati terület

A Tien-san hegység Közép-Ázsiában található Eurázsiai-hegységrendszer tagja, mely az Indiai- és az Eurázsia-lemezek ütközési zónájában alakult ki. A hegységet öt részre lehet tagolni, egy Belső-, egy Központi-, egy Keleti-, egy Északi- és egy Nyugati területre. Ezek a hegyláncok Földünk leggyorsabban kiemelkedő területei közé tartoznak. A jelen kutatás a Tádzsikisztán északnyugati területén fekvő Nyugati-Tien-san hegységre koncentrál. (3. ábra)



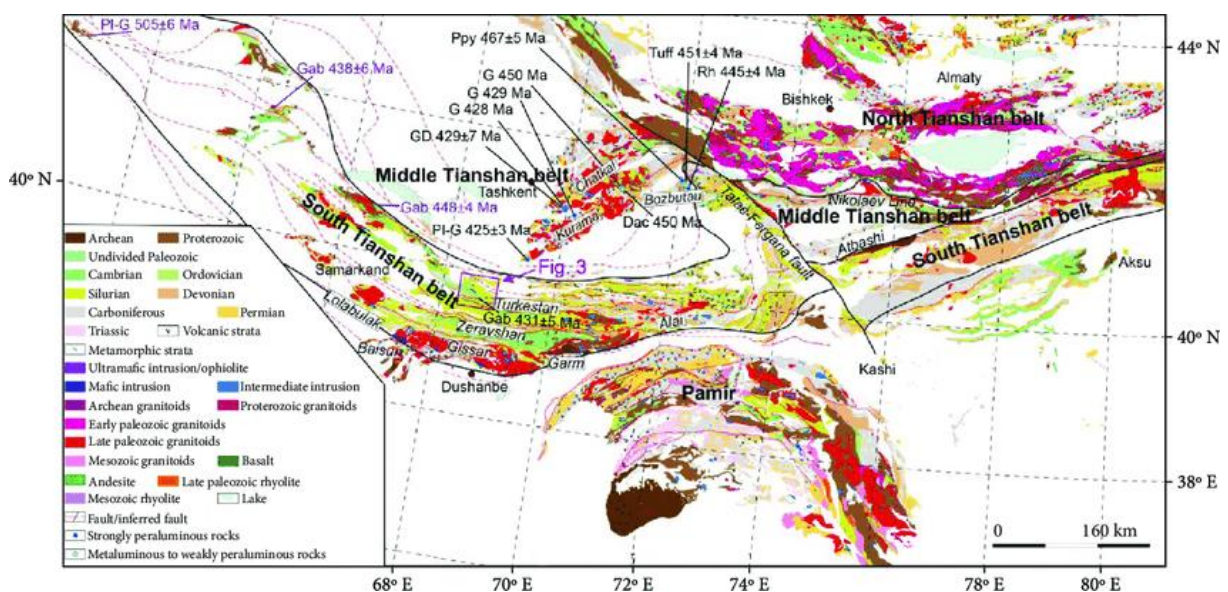
3. ábra: A Nyugati-Tien-san elhelyezkedése (Metrak et al. 2015)

Az intenzív kiemelkedést mutatja a vízszintes térrövidülések igen magas értéke is mutatja (Gagala et al. 2020). A hegység déli hegylánacán végzett mérések alapján itt az értékek a 10-15 mm/év-es értéket is meghaladják. Emellett az is látszódik, hogy nem egyforma mértékű a térrövidülés sem a környező hegységekben, sem a vizsgált területen. A legmagasabb értékeket a hegység középső részén mérték, melyből feltételezni lehet, hogy ezeken a helyeken a legintenzívebb a kiemelkedésnek a mértéke. (4. ábra)



4. ábra: A Pamír és a Nyugati-Tien-san térségében meghatározott vízszintes elmozdulások, melyek a tektonikus aktivitásra és a kiemelkedés térbeli kiemelkedéseire mértékére utalnak. (Gagala et al. 2020)

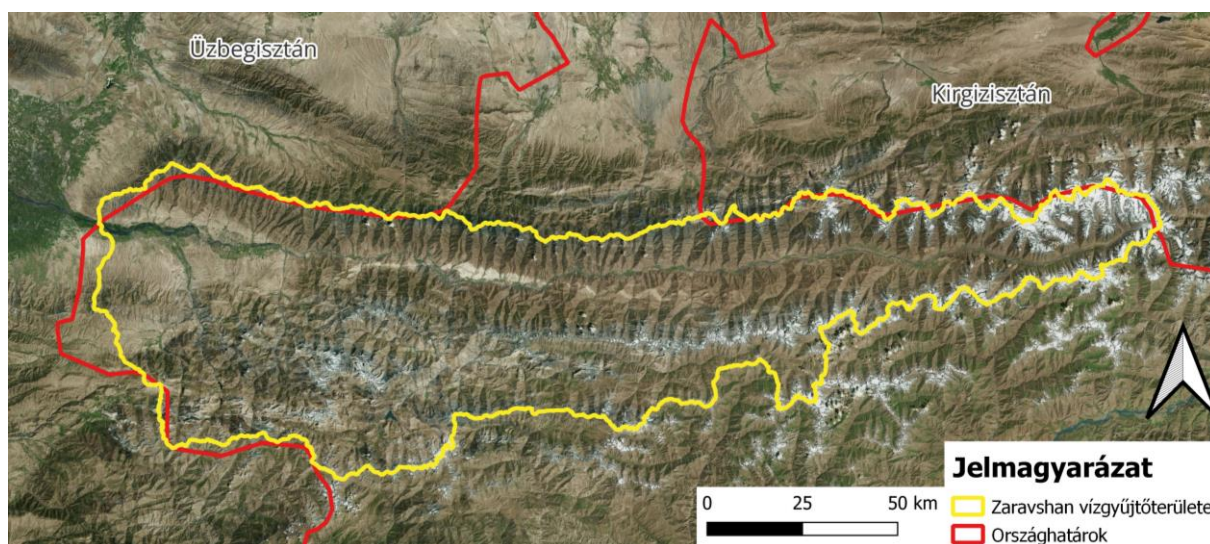
A Tien-sant elsősorban kristályos kőzetek alkotják, de emellett találkozhatunk nagy arányban devon, szilur üledékes kőzetekkel is (Grin et al 2018). Ezek az üledékes kőzetek az paleozoikumban létezett Türkisztáni-óceán (vagy más néven Dél-Tien-san-i óceán) üledékei voltak, melyek az Indiai- és Eurázsiai-kőzetlemezek ütközésével emelkedtek ki. A hegységet továbbá késő paleozoikumi granitoidok építik fel, amelyek a hegység keleti területén intrúziók formájában jelennek meg. (Yang et al 2020) (5. ábra)



5. ábra: A Tien-san és a Pamír geológiai térképe (Yang et al 2020)

A Nyugati-Tien-san éghajlatát a nyugatias szelek határozzák meg. Átlagos évi csapadékmennyisége 400-450 mm/év. A csapadék a nyári hónapokban szinte egyáltalán nem esik, a téli hónapokban pedig hó formájában érkezik döntő többsége. Az óceántól való nagy távolság az évi közepes hőingásban is megmutatkozik. A legmelegebb és leghidegebb hónapok átlaghőmérséklete között akár a 20 °C-os különbség jellemző (Opala et al. 2017). Emellett a völgy sajátossága miatt napközben és napnyugtakor igen erős a völgy alacsonyabban fekvő részeiről fújó szél.

A vizsgált völgy a Nyugati-Tien-sanban található Zaravshan folyó völgye (6. ábra). Ez a folyó a Zaravshan gleccserből ered és az Amu-Darjába torkollik. A vizsgált terület a gleccsernyelvtől a tádzsik-üzbég határig tartó völgyszakasz, melynek hossza 334 km. Ezen a területen a folyó vízgyűjtőterülete hozzávetőleg 12000 km². Vizét nagyrészt a vízgyűjtőterületre lehulló csapadékból szerzi, azonban a lefolyás mértéke nagyban függ a magasabb területen található hó és jég olvadásától is. Vízjárása ennek megfelelően évszakos ingadozást mutat. A pleisztocén klímaváltozások és a kiemelkedés miatt jelentős volt ezen a területen a teraszképződés. A völgy mentén néhány szakaszon többszintű teraszrendszerekkel találkozhatunk. Ezek hordalékteraszok, néhol több száz méter vastag hordalékot halmozódott fel, melybe aztán bevágódott a folyó. A hordalékteraszok alapvetően kavicsból épülnek fel (7. ábra), a kavics összetételben homoklencsék és vékony homokrétegek fordulnak elő. A teraszokra több helyen vastag löszréteg rakódott, mely néhol a 15-20 m-es vastagságot is eléri. Emellett nagy számban fellelhetők hordalék- illetve törmelékkúpok is a völgy mentén.



6. ábra: Zaravshan vízgyűjtő területe az üzbég határtól



7. ábra: Jellegzetes, intenzív bevágódást mutató partfal

4. Módszerek

4.1. A folyóvölgyet jellemző morfolometriai paraméterek meghatározása

Ahhoz, hogy különböző szakaszokra lehessen bontani a vizsgált völgynek, meghatároztam esését és a völgytalpának szélességének változását. Az **esés** meghatározásához először Google Earth-ben **digitalizáltam** a folyó futásvonalát. Ezt .kmz fájlba mentve QGIS-be importáltam .shp formátumban. A futásvonalat a japán Alos-2 műhold (Advanced Land Observation Satellite) által készített domborzatmodellre helyeztem és a vonal mentén metszetet készítettem, a magasság adatokat Excelbe másoltam. A domborzatmodell 2006 és 2010 között készült, horizontális felbontása 12,5 m-es, és mivel a völgyek egy tektonikailag nagyon aktív területen fekszenek, ezért sok hibalehetőség lehet az adatokban. Ezért először a nagyon kiugró magasság adatokat kitöröltem a hossz-szelvény adatsorból, majd 500 m-enként átlagoltam az adatokat. Ezen adatok alapján fejeztem ki a völgy esését (m/m). További simítás érdekében az átlagos esés adatokon 2,5 km-es mozgóátlagot alkalmaztam. Mind a magasságadatokról, mind pedig az esésadatokról Excelben egy-egy vonaldiagramot készítettem.

A **mellékvölgyek esésének meghatározásához** ugyanezeket a vizsgálatokat végeztem el. Minden mellékvölgy torkolata alapján egy folyamkm-t rendeltem hozzá, attól függően, hogy hol torkollik bele a főfolyóba. Ezeket a kapott értékeket diagramon a főfolyó mentén mért távolság függvényében ábrázoltam. Az adatokra másodfokú polinomiális összefüggést illesztettem. Emellett ArcGIS Pro-ban lehatároltam a mellékvölgyek a vízgyűjtőterületét is. A **vízgyűjtőterületek** kiterjedésének folyásirányban megfigyelhető változását szintén diagramon ábrázoltam.

A **völgytalpszélesség** változásának vizsgálatához QGIS-ben vonal réteget hoztam létre. Majd 1 km-enként a völgytalpra merőlegesen szakaszokat húztam. Ezekből az attribútumtáblában \$length függvény alkalmazásával a hosszadatokat kinyertem, és ezeket kimásolva megkaptam a km-enkénti völgytalpszélességet. Ezt oszlopdiagramon ábrázoltam.

A **völgyoldal-merevedség** vizsgálatához a futásvonalra folyamkilométerenként merőleges szakaszokat szerkesztettem. A szakaszok mentén a domborzatmodell segítségével meghatároztam a kétoldali hegygerincek relatív magasságát a völgytalphoz képest, valamint a gerincek légvonalbeli távolságát a völgytalptól. Excelben a fenti adatok alapján meghatároztam a jobb és bal parti völgyoldalak átlagos merevedségét. A kapott értékeket diagramon ábrázoltam. A diagramon mindkét part adataira egy-egy negyed fokú polinomiális trendvonalat illesztettem.

4.2. Formák térképezése

Azonosítottam az üzbég-tádzsik határtól egészen a Zaravshan folyó gleccsnyelvéig a vizuálisan azonosítható **felszíninformákat (törmelékkúp, törmeléklejtő, hordalékkúp, teraszperem)**. A formák peremét Google Earth-ben digitalizáltam. A formákhoz vízfolyások futásvonalát alapul véve távolságot rendeltem, így vizsgálhatóvá vált, hogy térben hol sűrűsödnek össze az egyes formák, miből található több vagy kevesebb egy-egy szakaszon, van-e tendencia számuk változásában. Esetleg van-e a két part között különbség ezek számában.

A vizsgált vízfolyás két partján külön-külön bejelöltem a látható **teraszperemeket**. Ehhez szintén a Google Earth felvételeit használtam. A digitalizált peremeket .kmz fájlba mentettem és QGIS-ben .shp fájlba konvertáltam. Minden teraszperemekhez egy folyamkilométert és relatív magasságértéket rendeltem hozzá a domborzatmodell alapján. Ezeket az adatokat Excelbe másoltam, majd diagramot készítettem belőle, hogy mely fkm-nél milyen magasságban található teraszperem. Van-e különbség a két part között a teraszok mennyiségében, szintjeiben és eloszlásában a vizsgált völgy mentén. Majd a relatív teraszmagasságadatokkal és a később kapott koradatokkal vizsgáltam a bevágódás mértékét is.

Emellett a Saga GIS program segítségével **sávszelvényeket** készítettem a völgy mentén, melyekkel a műholdfelvételek alapján teraszperemnek azonosított formákat különítettem el. ALOS DDM-ből szereztem az adatokat, itt a behúzott szelvény mentén 100 m-es sávban az átlagértékeket használva határoztam meg a teraszok abszolút magasságát és számoltam ki belőlük a folyóhoz mért relatív magasságukat.

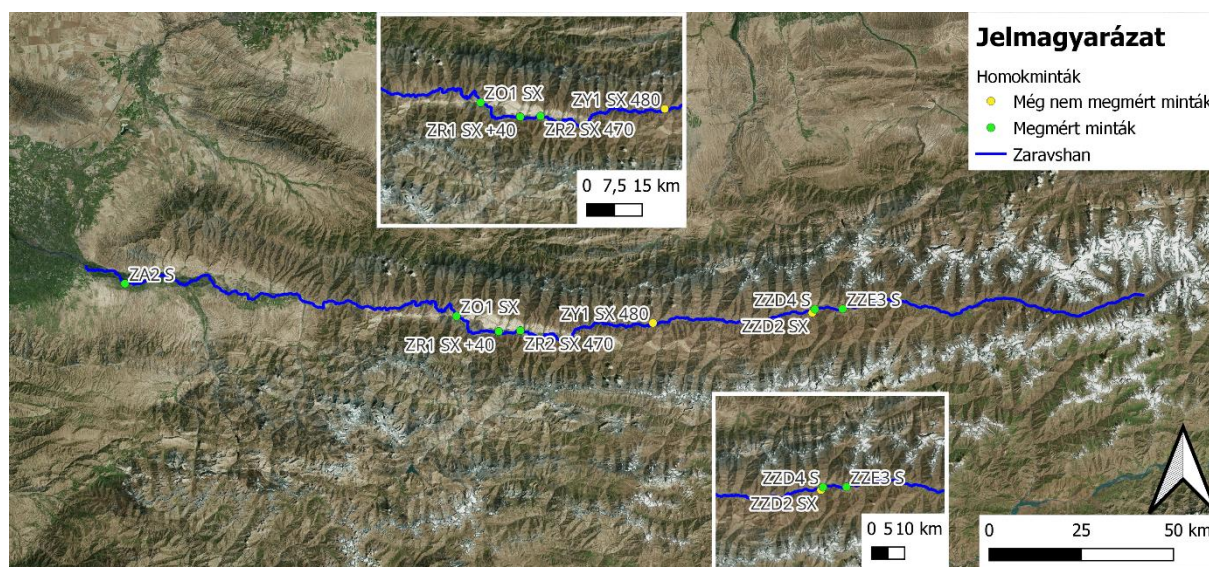
A sávszelvényes elemzéseket egy kiválasztott komplex teraszrendszer esetében részletesen is elvégeztem, itt egy 5 km-es szakaszon 500 méterenként szelvényeztem. Abban az esetben, ahol rövidebb szakaszon maradt fent a teraszperem, a pontosabb értékek érdekében 250 méterenként húztam be a szelvényeket. A kapott adatokat Excelbe exportáltam és pontdiagramon ábrázoltam, a terasz abszolút magasságát. A teraszok abszolút magasságát átlagoltam és a folyó magasságából pedig meghatároztam a relatív magasságukat is.

Végül, a különböző teraszszintek hossz-szelvény menti esését is ábrázoltam, összevetve a többivel. Emellett a diagramon jelöltem, hogy honnan és melyik teraszszintből vettük a mintát, amelyből a koradatokat nyertük ki.

4.3. Mintavétel

A **mintavételezés 2023. augusztusában és szeptemberében** történt. A mintagyűjtés során az előzetesen digitalizált teraszperemek és relatív magasságaik alapján lettek kiválasztva a mintavételi helyek. Ezek minden esetben feltárások mentén lettek kijelölve (9. ábra). A

mintagyűjtés során mindenhol törekedtünk a homok gyűjtésére. Azonban sok helyen csak kavicsüledékek voltak, így ezeken a helyeken homok helyett kavicsokat gyűjtöttünk. A völgy mentén összesen **9 mintaterületről sikerült homokmintákat összegyűjteni** (8. ábra). A homokminták gyűjtéséhez vascsöveket ütöttünk be a feltárásokban azonosított homoklencsékbe vagy homokrétegekbe. A helyszínen tapasztaltuk, hogy a Zaravshan üledékeit nagyrészt kavicsok alkották, és a kvarcsezemcsék aránya az üledékben nagyon alacsony volt, így minden esetben 2 csővel gyűjtöttünk mintát. A cső mindkét végét fekete fóliával duplán lefedtük, hogy a későbbiekben ne érje fény a mintát. Emellett a dózisteljesítmény meghatározásához minden minta esetében 1-1,5 kg üledéket is gyűjtöttünk a mintát körülvevő anyagból.



8. ábra: Homokminták elhelyezkedése a Zaravshan völgyében



9. ábra: Mintavételezés a 240-es folyamkm-nél

4.4. OSL kormeghatározás

A minták előkészítése során a **homokmintákkal foglalkoztam**, ezen belül a **kvarc leválogatása volt a cél**. A mintákat a csövekből eltávolítottam. A különböző szemcsefrakciókat szitálással válogattam szét. A folytatásban a 212-300 μm -es szemcsemérettartománnyal dolgoztam. A szitálást követően savas kezelésnek vetettem alá a mintákat, ehhez először 10%-os HCl oldatot, majd 10%-os H_2O_2 oldatot használtam a mész- és szervesanyagtartalom eltávolításához. A savazást követően a minta semleges pH-jának beállítása következett. A kvarc és a földpát frakciót sűrűség alapján különítettem elnátrium-politungsztanáttal (LST) segítségével. Az így megmaradt kvarcsezemcsék 38%-os HF-os kezelésnek vettem alá a kvarc külső rétegének eltávolítása céljából. Végül 10%-os HCl-dal és metanollal mostam át a mintákat. A maratás során a szemcsék átmérője csökkenhet ezért, még egyszer átszitáltam a kvarcot, majd acélkorongokra helyeztem a mintát. Ezek a minták mérése minden esetben 24 korongon történtek.

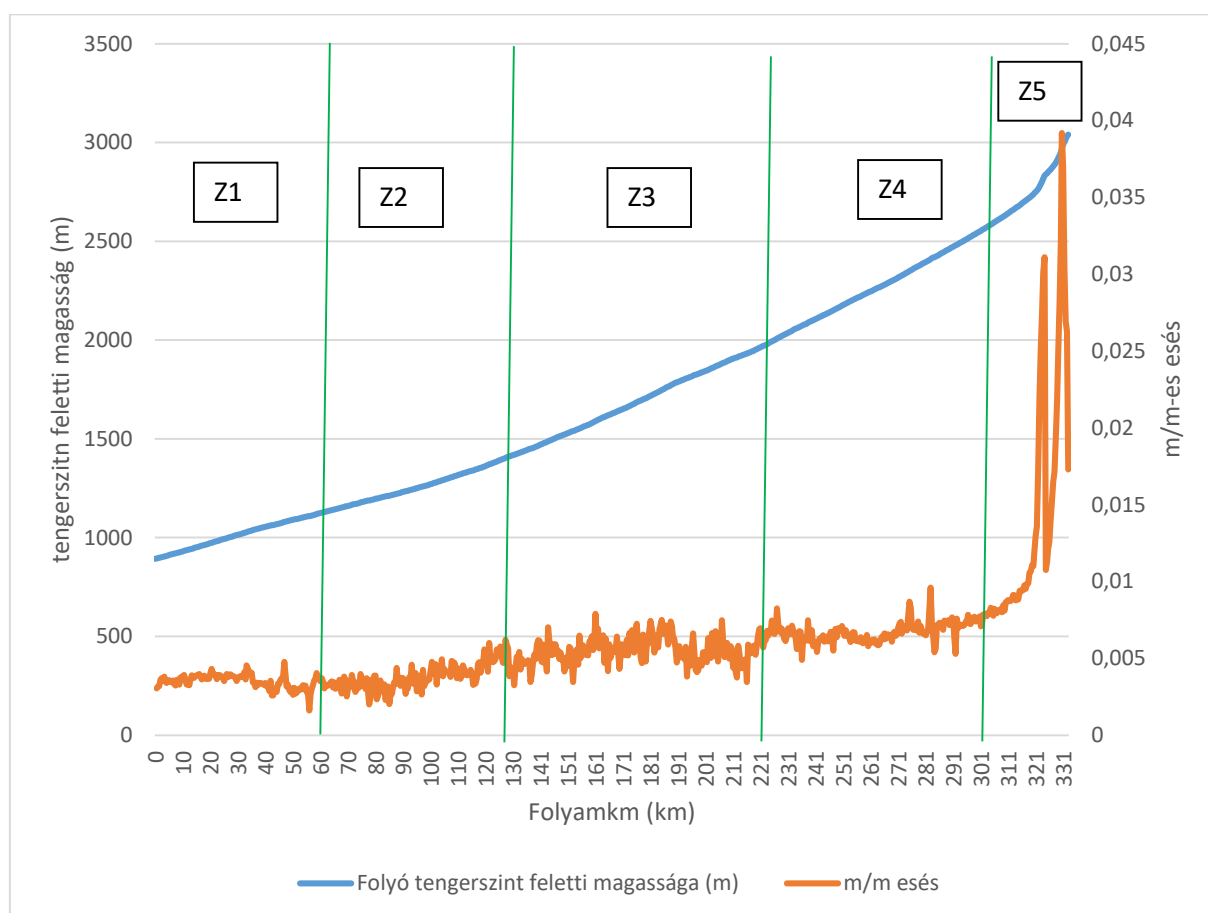
A lumineszcens méréseket egy RISO TL/OSL DA 20 típusú mérőműszer segítségével végeztem el. A műszerbe beépített $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ béta sugárforrás dózisteljesítménye 0,109 Gy/s, t. A mérőműszer a mintát kék fénnel stimulálta, majd a lumineszcens fényt szűrőkön keresztül detektálta. A mérések során egymintás regenerációs módszert (SAR) alkalmaztam az egyenértékdózis (De [Gy]) meghatározásához (Murray és Wintle 2000).

A korszámításhoz szükséges környezeti dózisteljesítmény értékét gammaspektroszkópiás mérésekkel, a mintákban található ^{238}U , ^{232}Th és ^{40}K fajlagos aktivitásának meghatározásával vizsgáltam. Ehhez a kiszárított mintákat porcelán mozsárban porítottam, majd alumíniummintatartókba helyeztem. Ezután 3 hét várakozást követően egy Canberra típusú Xtra HpGe detektorral ellátott gammaspektrométerbe helyeztem be. A berendezés rövid idő leforgása alatt meg tudja határozni ezeknek a radioaktív elemeknek a tartalmát, és így kiszámíthatóvá válik a dózisteljesítmény (D^* [Gy/ka]).

5. Eredmények

5.1. A folyó szakaszolása az esésgörbe és a medermintázat alapján

A Zaravshan völgyét a gleccsernyelvtől kezdve egészen a tádzsikisztáni határig található szakaszon az esésváltozások alapján **5 szakaszra lehet bontani**. Ezeket 'Z1', 'Z2', 'Z3', 'Z4' és 'Z5' szakaszoknak neveztem el. Ezeket a szakaszhatárokat az esésgörbe diagramon is látni lehet. A távolságokat folyamkilométerekben adtam meg. A 0 fkm a tádzsikisztáni határ. (10. ábra)



10. ábra: A Zaravshan folyó esésgörbéje és 500 m-enkénti m/m-es esése.

1. Táblázat: A Zaravshan szakaszokra bontása és esése.

	Szakasz kezdete (fkm)	Szakasz vége (fkm)	Esése (m/m)
Z1	0 km	60 km	0,0035 m/m
Z2	60 km	129 km	0,0037 m/m
Z3	129 km	221 km	0,0055 m/m
Z4	221 km	300 km	0,0067 m/m
Z5	300 km	334 km	0,0137 m/m

A Zaravshan esésében nincsenek nagy ingadozások, a szakaszok **esése folyamatosan csökken**. A folyó völgyében a szakaszhatárok töréspontokhoz köthetők, amelyek után az esés jobban megnövekszik. A szakaszok mintázatban és átlagesésükben térnek el egymástól elsősorban.

A legalacsonyabban található **'Z1' szakaszt** jellemzi a **legkisebb esés**. Ezért a folyó ezen a szakaszon szinte végig **fonatos és/vagy anasztomizáló mintázat**ot vesz fel, rengeteg zátonnyal és szigettel, az **akkumuláció a döntő** ezen a részen. Egyedül a szakasz legfelső szakaszán kanyarogva bevágódó, amely annak köszönhető, hogy megnövekszik a **'Z2'** szakasz vége után az esése és megnő a munkavégzőképessége. (11. ábra)

Az efölött található **'Z2' szakasznak** minimálisan nagyobb az esése, azonban ezen részen a **folyó kanyarogva bevágódó jelleget ölt**, munkavégzőképessége nagyobb, már kisebb mértékben jelenik meg az akkumuláció. Egyedül a szakasz alacsonyabb részein, ahol lecsökken a töréspontnál az esése, ott vált át fonatosra. (12. ábra)

A **'Z3' szakasz** esése már jóval magasabb, így nem meglepő a **kanyarogva bevágódó** mintázat, de a szakasz alsó szakaszán, a **'Z2'-höz közel, itt nem figyelhető meg a fonatos mintázatba váltás**. (13. ábra)

A **'Z4' szakaszra** szinte végig **fonatos mintázat** jellemző. A folyó itt sok hordalékot szállít, és a legmagasabb esésértékek mellett sem vágódik be a völgytalpba. A völgytalp szélességét és a folyó futását jelentősen befolyásolják a mellékvölgyekből érkező vízfolyások által épített, legyezőszerűen elterülő, hordalékkúpok. A folyó ezek a hordalékkúpok miatt is szállíthat sok hordalékot, de a magasabb esésértékek mellett a mintázat mégis fonatosként jelenik meg. (14. ábra)

A **'Z5' szakaszt** nagyon magas esésértékek jellemzik. A jelenlegi gleccser visszahúzódása után még nem tudott a folyó hátravágódni. A szakaszon itt is végig **fonatos mintázat** jellemző. Hasonlóan itt is nagy hordalékkúpok figyelhetők meg a völgytalp mellett.



11. ábra: A Zaravshan völgye a 'Z1' szakaszon



12. ábra: A Zaravshan völgye a 'Z2' szakaszon



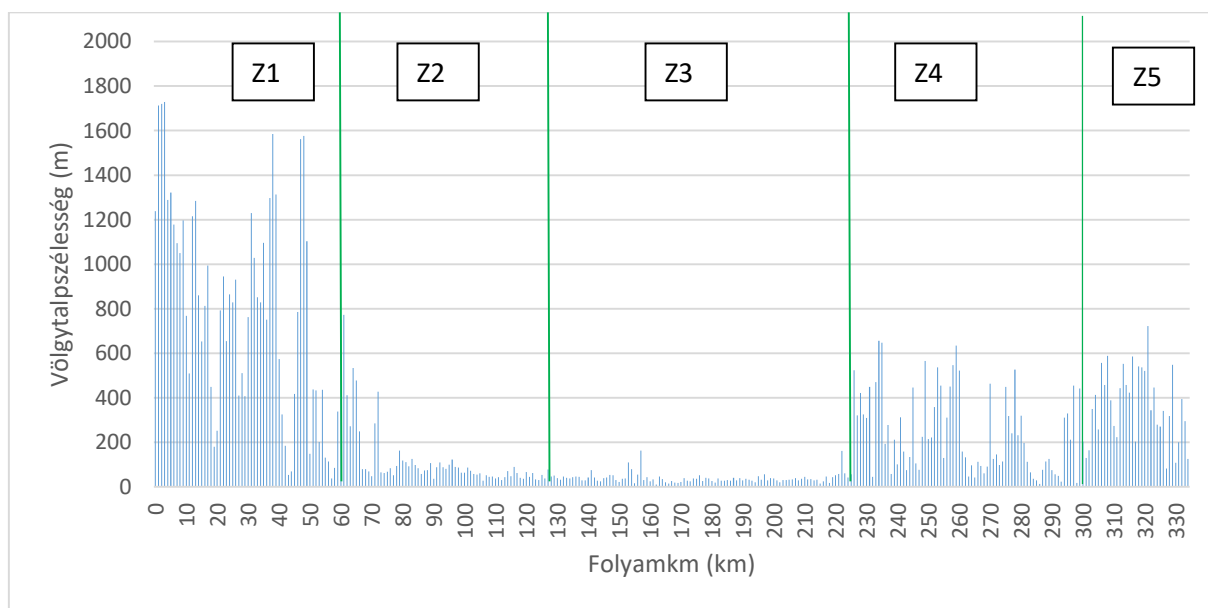
13. ábra: A Zaravshan völgye a 'Z3' szakaszon



14. ábra: A Zaravshan völgye a 'Z4' szakaszon

5.2. Völgytalpszélesség térbeli változása

A Zaravshan völgytalpszélességeinek változásainál (15. ábra) **kivehetők a szakaszhatárok** (kivéve 'Z2' és 'Z3' között). Könnyedén észrevehető az alsó szakasznál a sokkal szélesebb völgytalp a többi szakaszhoz képest. Ez azzal magyarázható, hogy a szakaszt a legalacsonyabb esésértékek jellemzik, ezáltal a munkavégzőképessége is lecsökken a vízfolyásnak és a hordalékot már nem tudja szállítani, lerakja. A felette található szakaszokon ez a nagyobb esésértékek miatt nem tud létrejönni és egy alacsony völgytalpszélességű rész alakult ki. A **'Z3' szakaszon találkozhatunk a legszűkebb völgytalppal** (16. ábra), átlagosan 50-60 m szélességű ezen a szakaszon. Feltehetően **itt lehet a legintenzívebb a bevágódásnak** a mértéke, emellett a későbbiekben a teraszperemeknél is látható lesz, hogy ezen a két szakaszon lehetett a legkevesebb teraszperemet elkülöníteni. A legfelső ('Z4' és 'Z5') szakaszokon a völgytalpszélesség ismét megnövekszik, amelyek igen változatosak. A völgy aljára legyezőszerűen elterülő hordalékkúpok nagymértékben befolyásolni tudják a völgy alján futó folyó völgytalpjának szélességét.



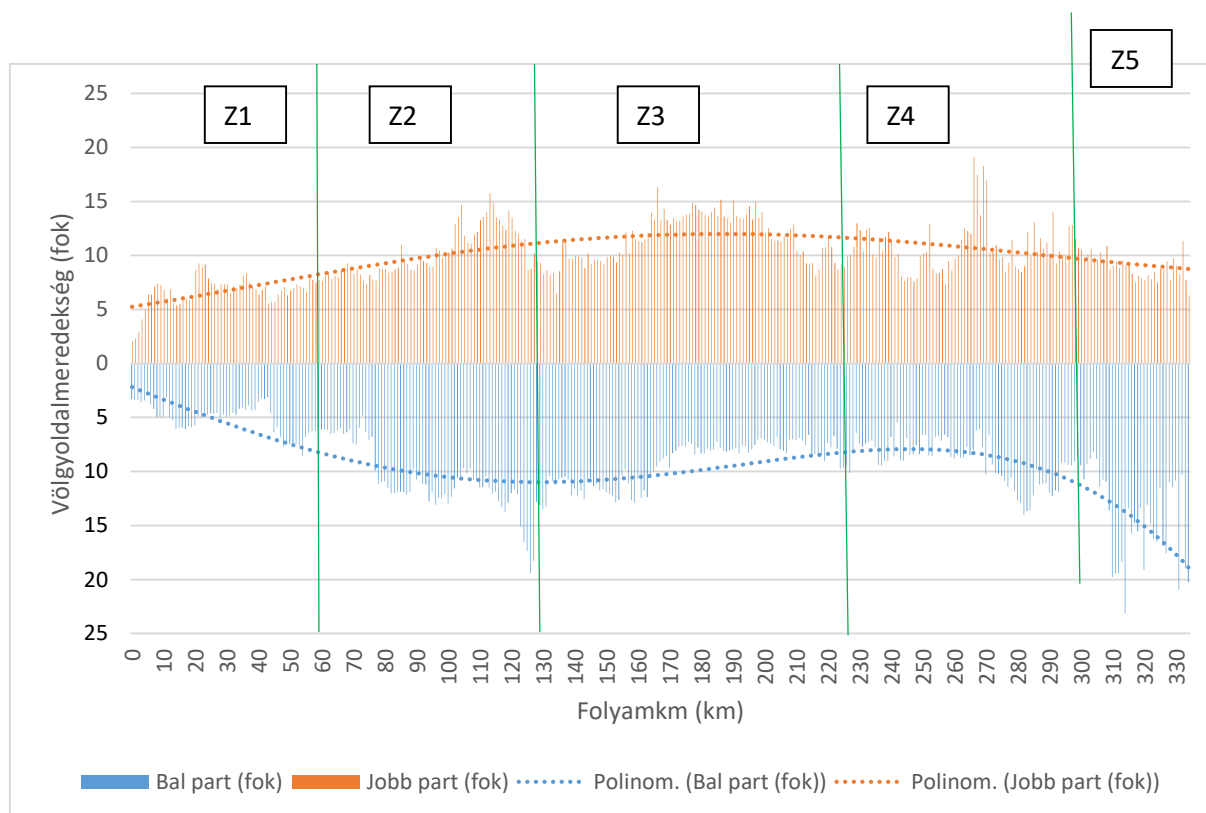
15. ábra: Völgytalpszélesség a Zaravshan folyó mentén.



16. ábra: Beszűkülő völgy a Zaravshan folyó mentén.

5.3. Völgyoldal-meredekség térbeli változása

A völgyoldal meredeksége a folyó mentén **átlagosan körülbelül 10°-os**. Feltehetően a **középső szakaszán szakaszán a legaktívabb a kiemelkedés**, ahol többszöröse megnövekszik a völgyoldal meredeksége. A középső szakaszon talákoztam a legtöbb törmelékkúppal és törmeléklejtővel, ahol az egyik legmagasabb értékeket veszi fel a meredekség. Meg lehet állapítani, hogy az alsó szakaszon a legalacsonyabb a völgyoldal meredeksége és a két part között is hasonló értékekkel találkozunk. A középső szakaszoktól felfelé haladva a völgyoldalmeredekség csökken. Majd a 'Z4' és 'Z5' szakaszokon a bal part esetében nagyon megnövekszik a meredeksége. Itt a legmagasabb a értéke is (15°). Ebből, ezen a szakaszon, a déli hegylánc intenzívebb kiemelkedésre lehet következtetni. (17. ábra)



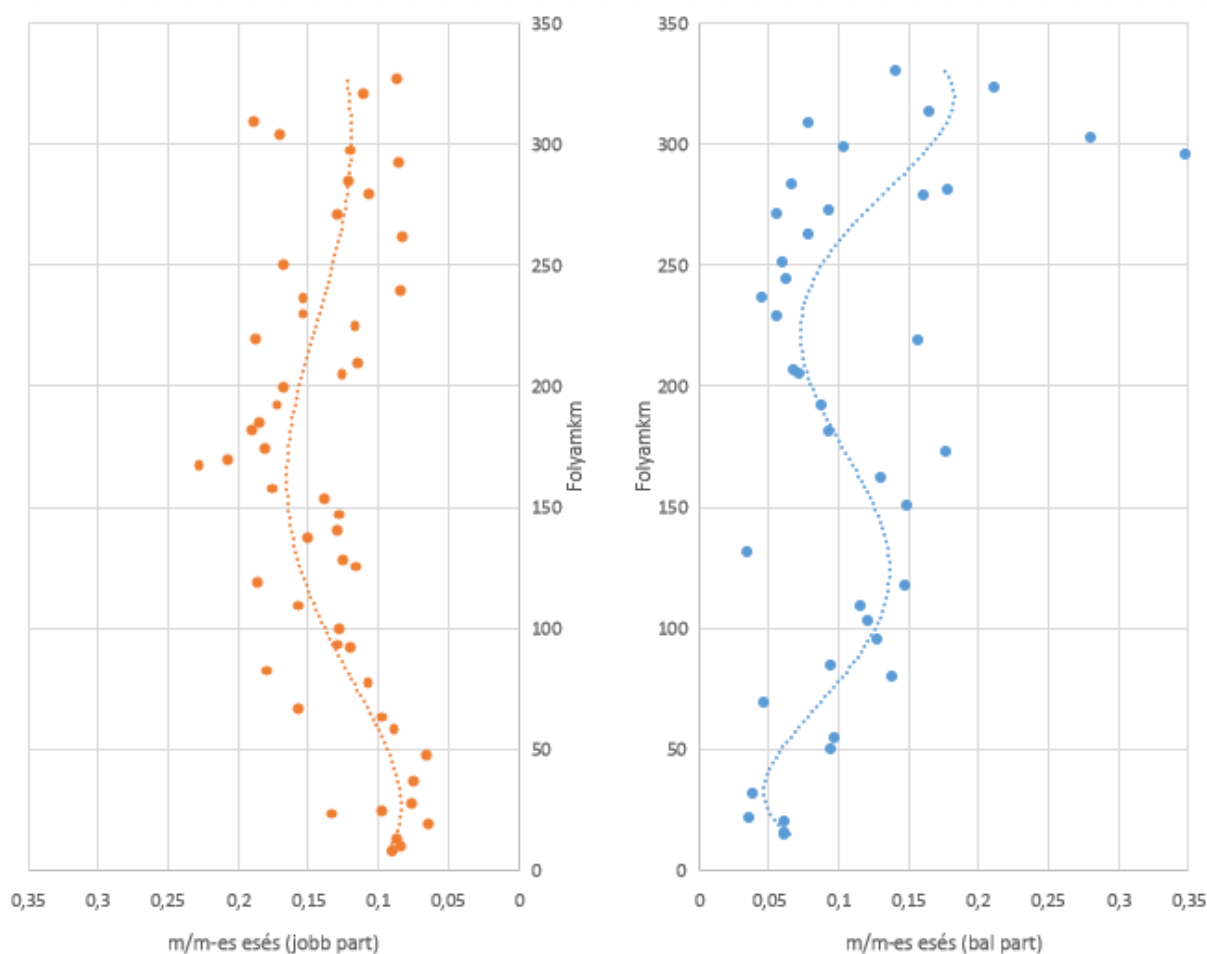
17. ábra: Völgyoldal-meredekség a Zaravshan folyó mentén.

5.4. Mellékvölgyek esése és vízgyűjtőterületének térbeli változása

A mellékvölgyek esésénél (18. ábra) mindkét part esetében megfigyelhető, hogy az üzbég-tádszik határtól kezdve a 130-150-es fkm-nél torkolló mellékvízfolyások esése növekszik ($\sim 0,08$ m/m-ről $\sim 0,15$ m/m-es esésre), majd innentől felfelé haladva folyamatosan csökken. A bal parti mellékvízfolyások esése a legfelső szakaszokon megnövekszik (egészen $0,17$ m/m-re), mely intenzívebb kiemelkedést jelenthet a völgy ezen szakasainak déli hegylánca esetében.

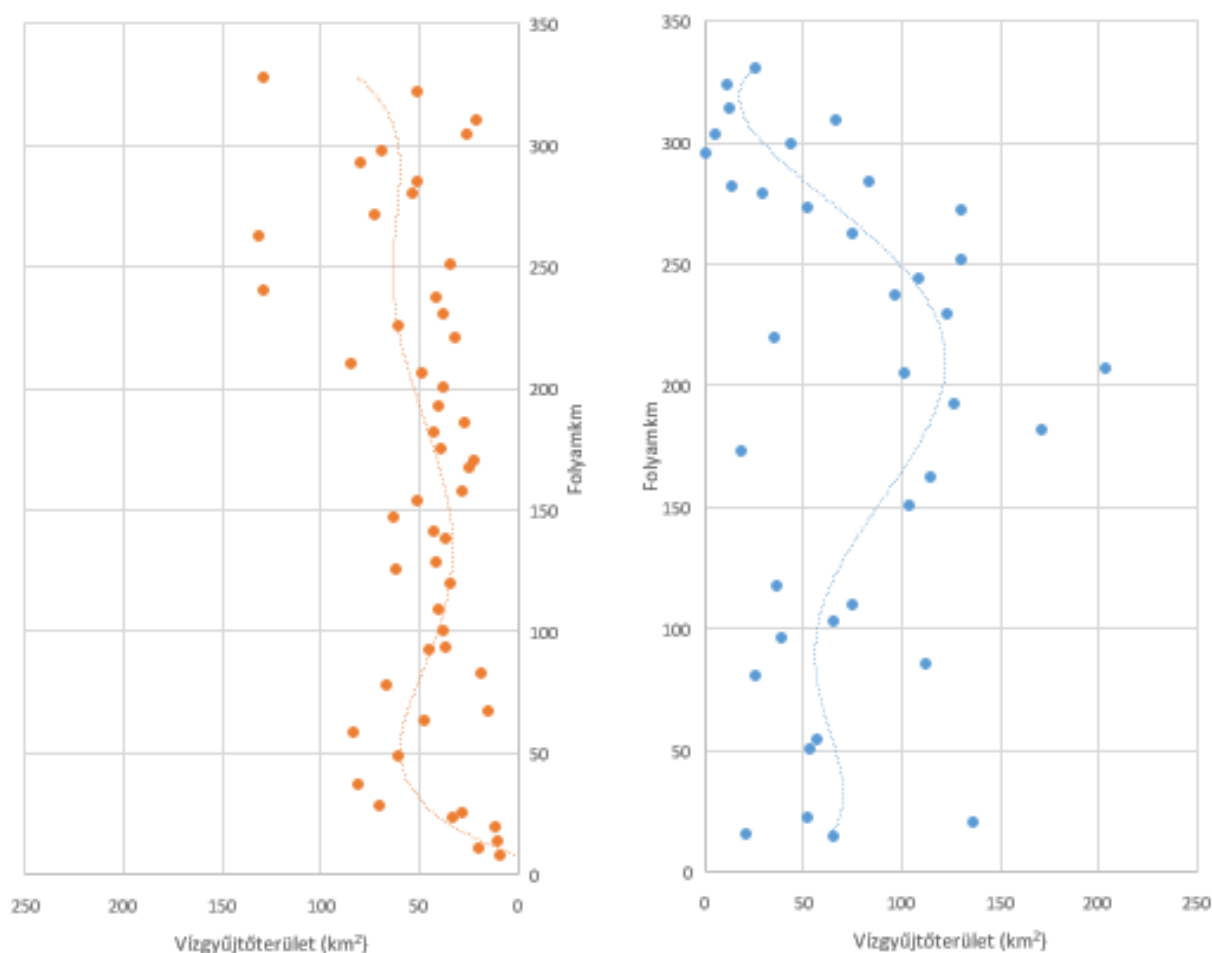
Összefüggést lehet találni a völgytalp szélessége között és a mellékvölgyek esése között, ugyanis a középső szakaszon, ahol a legmeredekebb az esés, ott a legszűkebb a völgytalp.

Az északi hegyszőlő mellékvölgyei meredekebb esésűek (átlagosan: $0,1309$ m/m), mely jelentheti, hogy az **északi hegylánc összességében intenzívebben emelkedhet** a déli hegylánccal (átlagosan: $0,0784$ m/m) ellentétben.



18. ábra: Mellékvölgyek esésének változása

A vízgyűjtőterületek vizsgálata során hasonló tendencia rajzolódik ki. (19. ábra) A meredekebb esésű mellékvölgyek vízgyűjtőterülete kisebb, míg a kisebb esésű vízfolyások nagyobb vízgyűjtőterülettel rendelkeznek. Így a folyó középső szakasza felé folyamatosan csökken ez az érték, majd elkezdi növekedni. Hasonlóan a mellékvölgyek esését vizsgálva feltehetően az **északi hegylánc intenzívebben emelkedhet**, a mellékvízgyűjtők átlagosan itt kisebbek ($\sim 48 \text{ km}^2$), kevésbé fejlettek, mint a bal parti hegyoldal (átlagosan $\sim 72 \text{ km}^2$ a mellékvízgyűjtők területe). A bal parti mellékvízgyűjtők méretéből is látszódik a felső szakaszain ('Z4' és 'Z5'), hogy lecsökken ezek mérete és esésük is megnövekszik. Ebből is arra lehet következtetni, hogy itt kevésbé fejlettek a vízgyűjtők, és intenzívebben emelkedik itt a hegység a többi részével ellentétben.



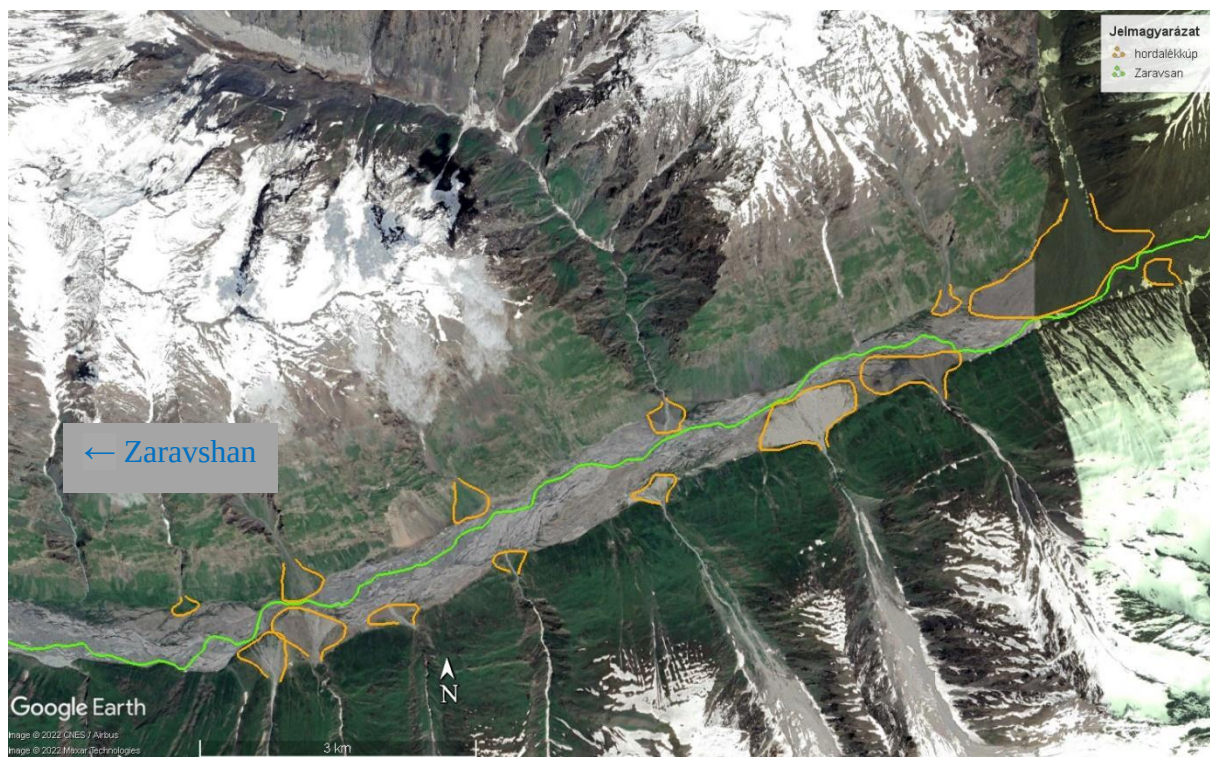
19. ábra: Mellékvölgyek vízgyűjtőterületeinek változása

5.5. A geomorfológiai térképezés eredményei

5.5.1. Hordalék- és törmelékkúpok és törmelékkúpok elhelyezkedése

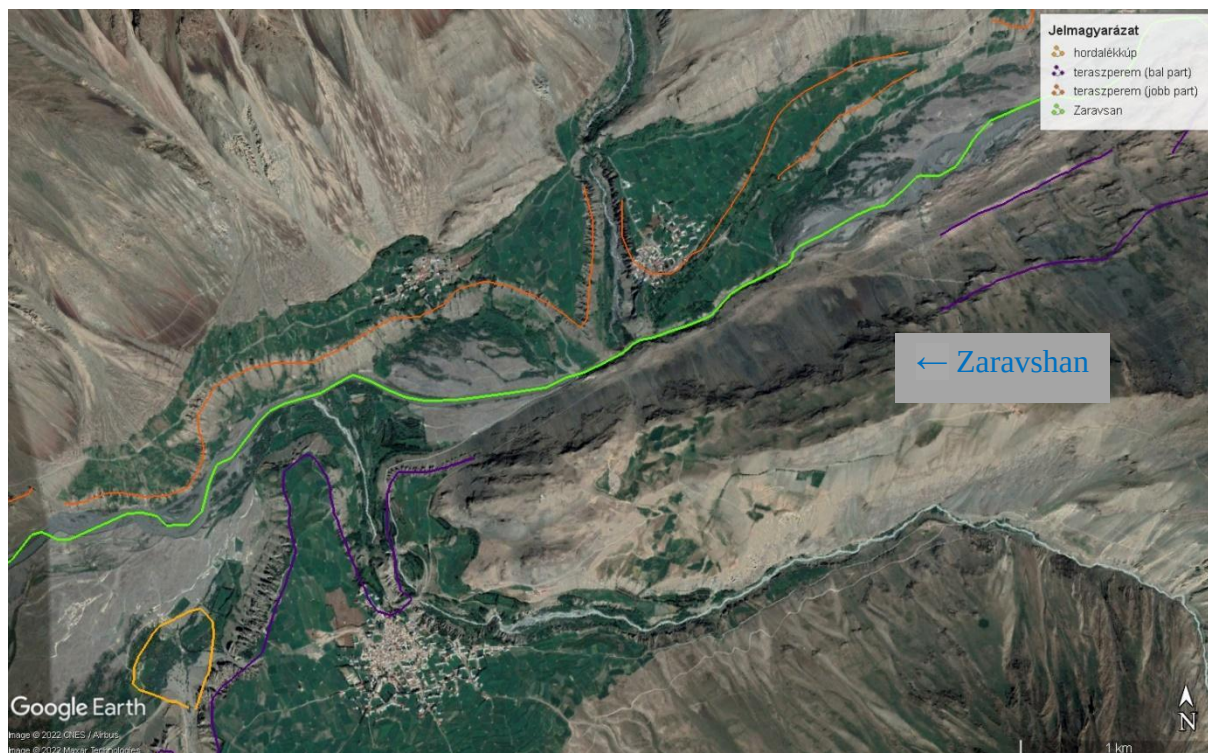
A Zaravshan völgyében **hordalékkúpokkal** sok helyen találkozhatunk azonban olyanok, amelyek nagyban befolyásolni tudja a folyó völgytalpát szinte csak a felső szakaszon jelennek meg.

Tehát a hordalékkúpok **legnagyobb számban a felső szakaszokon ('Z4', 'Z5')** jelennek meg. Az itt kialakult hordalékkúpok nagymértékben befolyásolják a folyó folyását és a völgytalp szélességét (20. ábra). A völgy alacsonyabban fekvő részein a hordalékkúpok kisebb mértékben befolyásolják a völgytalpszélességet. Ez annak köszönhető, hogy nagy széles teraszok azonosíthatók a Zaravshan mentén és a mellékvízfolyások nem a völgytalpra érkezve rakják le a hordalékukat, hanem a teraszokra.



20. ábra: Fiatal hordalékkúpok a Zaravshan felső szakaszán.

Továbbá láthatunk a vizsgált területen olyan részeket is, amelyek régebben kiterjedt nagy hordalékkúpok voltak, azonban a kiemelkedés hatására a vízfolyás bevágódott és így hordalékkúp-teraszok alakultak ki. (21. ábra)



21. ábra: Idős hordalékkúpok a Zaravshan völgyében.

A völgyben törmelékkúpokkal és törmeléklejtőkkel nagy számban találkozhatunk, ugyanis a napi és az évi közepes hőingás magas, így az aprózódás nagy mértékben megjelenik. A völgyoldalak meredeksége alapján összefüggést lehet látni ezeknek a formáknak a számában. Ugyanis ameddig a kevésbé meredek völgyoldalú alsó szakaszán kevesebb törmelékkúppal, törmeléklejtő található, addig jóval meredekebb középső 'Z2' és 'Z3' szakaszokon **találkozhatunk a legtöbb formával**. Ahol ilyen formakincsek alakultak ki ott előfordulhat, hogy ezek **betakarják a teraszperemeket**, így meglehet, hogy néhol kevesebb teraszperemet lehet látni, mint amennyi valójában kialakult.

5.5.2. Teraszok elhelyezkedése és magassági viszonyai

A völgyben számos teraszt sikerült kijelölni (22-23. ábra), amely köszönhető a viszonylag kevés formának, amely betakarhatta ezeket. A völgy mentén szinte mindenhol található fennmaradt folyóvízi terasz. Ezeket legnagyobb számban a 'Z4' szakasz alacsonyabban található részein lehet azonosítani. Itt sikerült a legtöbb terasszal rendelkező teraszrendszert is megfigyelni, néhol akár 6 bevágódási periódus is elkülöníthető volt.

Emellett megfigyelhető volt, hogy a középső szakasz esetében alacsony relatív magassággal rendelkező terasz nem volt azonosítható. Ez magyarázható, hogy itt vágódik be legintenzívebben a folyó és nagyobb erózióknak vannak kitéve a folyóvízi formák. Továbbá a meredek völgyoldalak miatt könnyebben betakarhatják a fennmaradt teraszokat a törmelékkúpok, hordalékkúpok, így ezeket nem lehet azonosítani.

A **teraszokat sok esetben vastag lösztakaró fedi**, ez 2000 m feletti magasságban is jellemző volt. A szárazabb éghajlatú területeken ('Z1' szakasz) lehetett a legvastagabb löszréteget megfigyelni a folyóvízi hordalék felett, mely néhol akár a 15-20 m-es vastagságot is elérte. A völgy magasabban fekvő részein folyamatosan csökkent a vastagsága, de 1500 m-en is elérhette a lösz a 4-5 m-t, volt ahol a 15 m-t is. Így a kapott relatív magasságértékek az alacsonyabban fekvő részeken megtévesztő, a löszréteggel fedett teraszok relatív magasságát adja vissza.

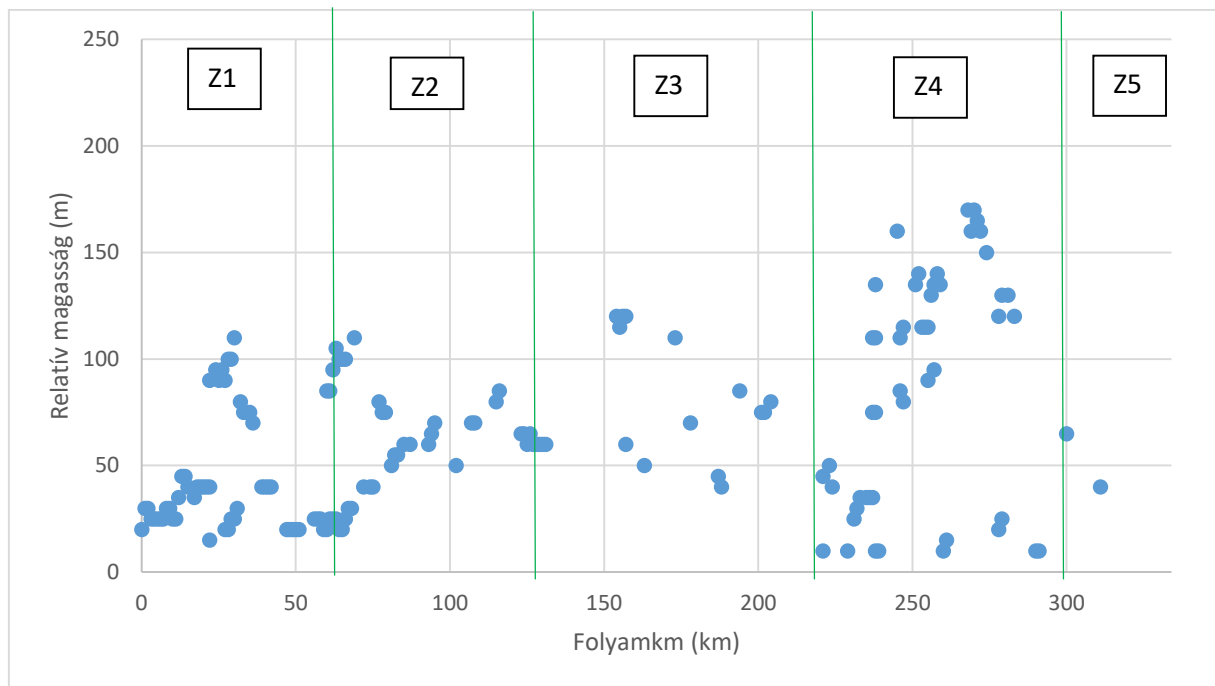
Átlagosan a legkevesebb és legalacsonyabb teraszokat a 'Z1' szakaszon lehetett azonosítani, melyeket a legtöbb helyen legalább 10 m-es lösz takar, így még alacsonyabban találhatóak a folyóvízi üledékek a folyó szintjéhez képest, amelyből már következtetni lehet, hogy itt lehet az egyik legalacsonyabb a kiemelkedés mértéke a völgy többi részéhez képest.

A **'Z4' szakaszon lehetett a legtöbb teraszt azonosítani**. Találhatóak nagyon magas relatív magassággal rendelkezők, de maradtak fent pár 10 m-es teraszok is. A szakasz mintázata alapján is látni lehet, hogy nem vágódik be a folyó a hordalékába, az akkumuláció a döntő. Így tudtak fennmaradni a legfiatalabb, alacsonyabb szinten található teraszok is. A kisebb bevágódás miatt a középső szakaszhoz képest csökkenő kiemelkedésre lehet következtetni a teraszok relatív magasságából és számukból. A szakasz lemgagasabb részéhez közeledve a teraszok száma folyamatosan csökken. A legfelső 'Z5' szakaszon pedig a 300-as fkm környékén meg is szűnik.

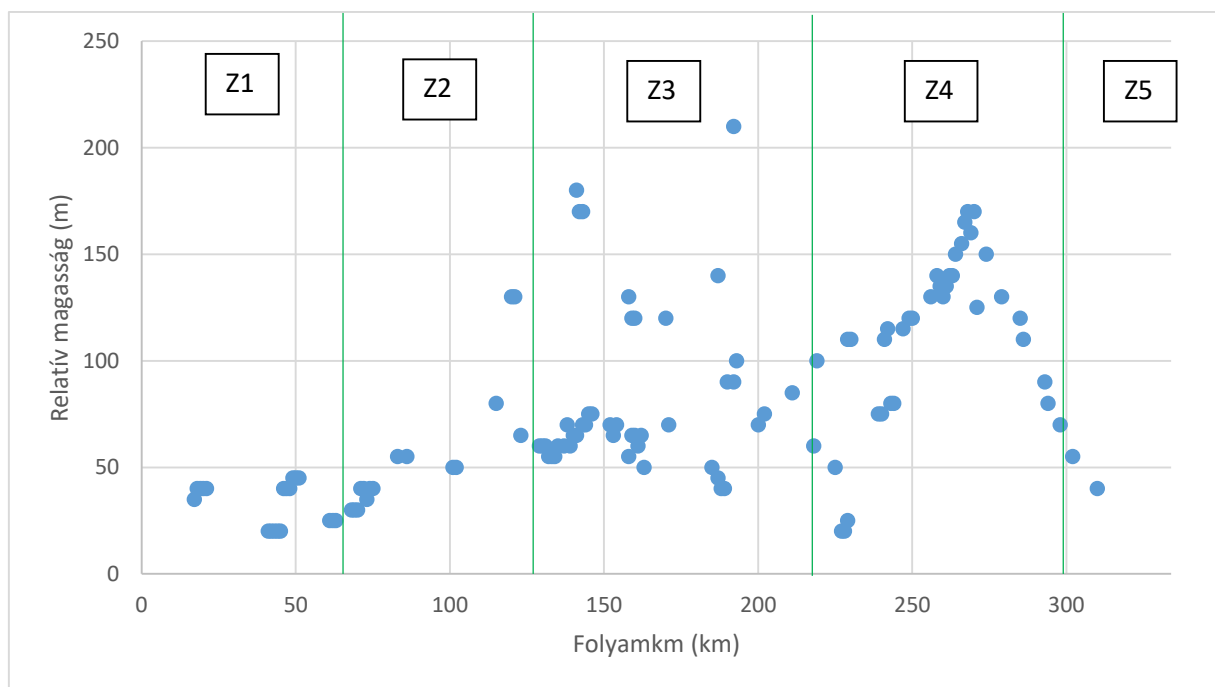
A két part között a teraszok megjelenésében is eltérés figyelhető meg. A **bal part esetében több teraszt sikerült azonosítani** a jobb parthoz képest. Így következtetni lehet, hogy a folyó a jobb partja felé vágódik be. Azonban szakaszonként ez változó. A 'Z1', 'Z2' és 'Z4' szakasz esetében a bal parton található több terasz, így a folyó a jobb part felé vágódik be. Míg a 'Z3' szakasznál ez pont fordítva jelenik meg. (2. táblázat)

2. táblázat: Teraszok számának változása a szakaszok mentén a két partot összehasonlítva

	Bal part	Jobb part
Z1	54 db	16 db
Z2	41 db	20 db
Z3	16 db	46 db
Z4	53 db	36 db
Z5	1 db	2 db
Összesen	165 db	120 db



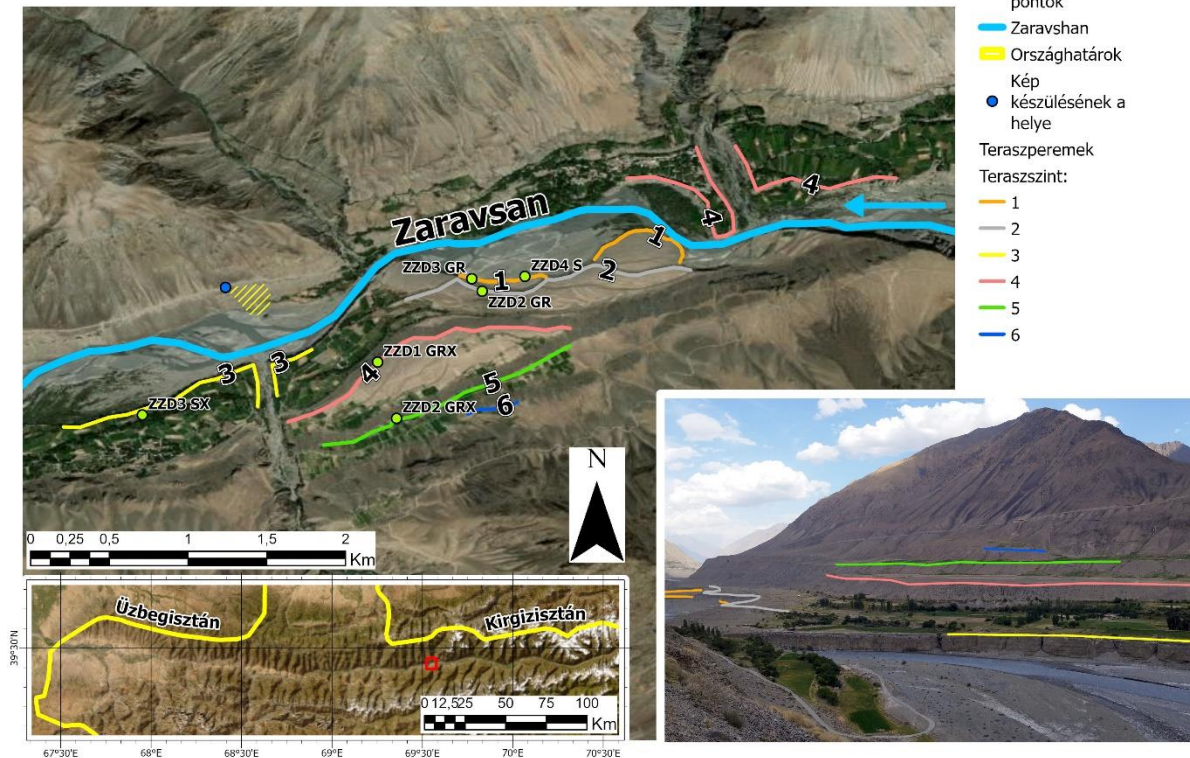
22. ábra: Teraszperemek relatív magassága (bal part)



23. ábra: Teraszperemek relatív magassága (jobb part)

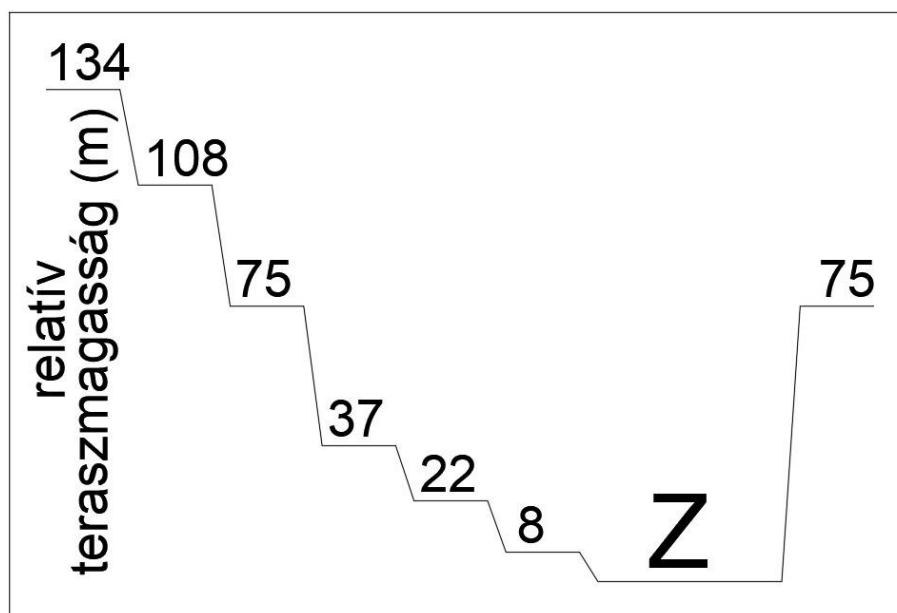
A 240-es fkm-nél sikerült a leglátványosabb teraszszinteket elkülöníteni (24. ábra). Ezen teraszperemek meghatározásához a sávszelvényezés módszerét alkalmaztam, amellyel hatékonyabban elkülöníthetők a formák. A teraszok alapján **6 bevágódási fázist sikerült elkülöníteni**. Egyes teraszszintek szinte végig jól kivehetők a folyó mentén, azonban vannak, amelyek csak rövid szakaszon találhatók meg. Ezen teraszok esése, a rendelkezésre álló adatok hiányában csak becsülhető.

Teraszperemek a Zaravshan folyó mentén a 235 és 240 fkm között



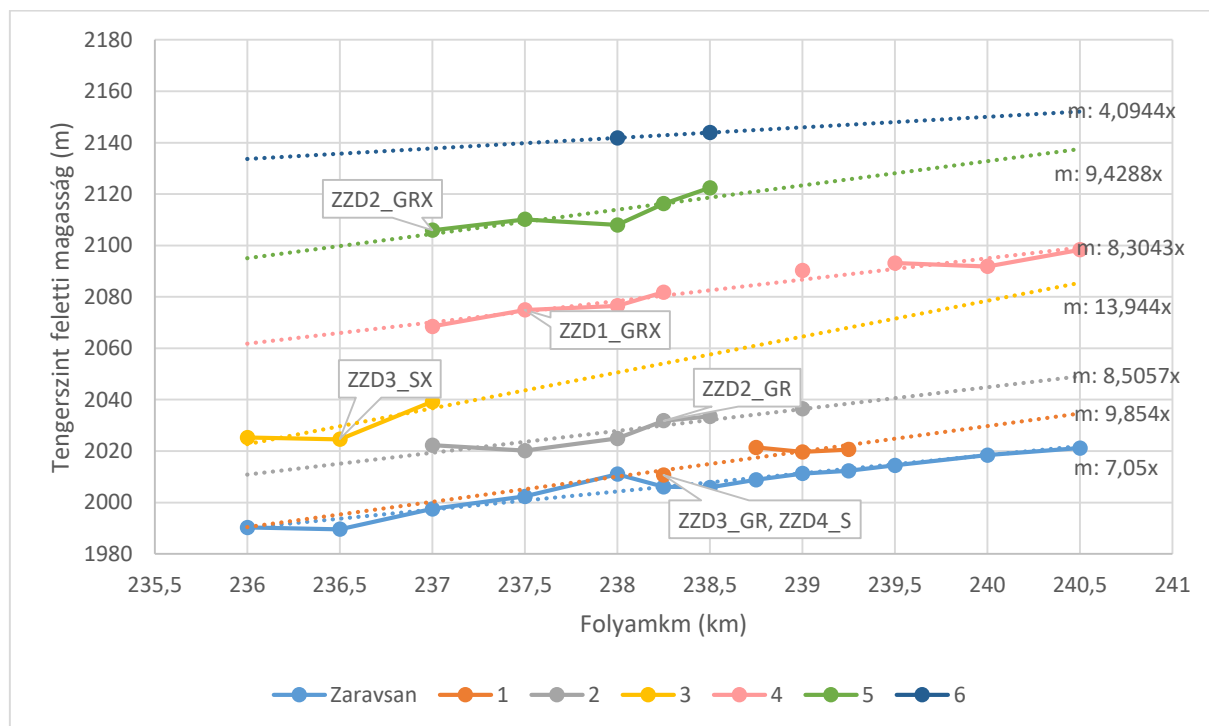
24. ábra: Teraszperemek a Zaravshan folyó mentén a 240-es fkm-nél.

A 6 különböző teraszszint alapján **5 páratlan és 1 páros teraszt sikerült azonosítani** (25. ábra). A szintek a folyó bal partján jobb állapotban maradtak fenn. Jól látszik tehát, hogy a folyó a jobb partja felé vágódik be. A teraszszintek relatív magassága a völgy más szakaszain is hasonlóak, viszont tényleges kapcsolatot köztük majd csak a koradatok alapján lehet megállapítani.



25. ábra: Teraszperemek relatív magassága a Zaravshan folyó 240-es fkm-énél.

A 26. ábra diagrammja alapján megfigyelhető, hogy a **hosszabban nyomon követhető teraszok esése (~8-9m/km) egymáshoz és a folyó jelenlegi árterének eséséhez hasonló (~7m/km), esésük párhuzamosak.** A csak helyenként azonosítható teraszok esetében a szelvények jelentősen eltérő esés értékeket eredményeztek, ami a kevés adatból adódik. Az alacsonyabb jobban fennmaradt teraszokból pedig pontosabb képet kapunk. Ahhoz, hogy ezek a lokális teraszképződmények tényleg egy-egy külön bevágódási időszakhoz köthetők legyenek, szükséges a koradatok ismerete.



26. ábra: Teraszperemek magasságának változása a Zaravshan folyó 236 és 240-es fkm között.

A mintaterületen a teraszperemek esése közel azonos a folyó esésével. Mivel a jelenlegi ártér esése hasonló, így következtetni lehet, hogy a kiemelkedés itt térben egyenletes. Az elmúlt több ezer év alatt nem volt változás a kiemelkedés ütemében. Ahhoz, hogy más távolabbi teraszokkal összefüggést lehessen találni, további koradatokra van szükség.

5.6. Az OSL kormeghatározás eredményei

A kilenc meggyűjtött OSL mintából eddig hét kormeghatározására nyílt eddig mód

A minták előkészítése során kvarcot válogattam le. Majd minden minta esetében 24 korongon történtek a mérések. A mintánként mintaként megmért 24-24 korongból mindössze 4-7 db adott a szükséges kritériumoknak (Wintle és Murray 2000) megfelelő eredményt.. Így további mérésekre lesz szükség a későbbiekben a koradatok bizonytalanságának csökkentéséhez. A jelenlegi adatmennyiség mellett az egyénérték dózis értékeket 15-20 %-os relatív hibával lehetett megadni (3. táblázat).

A folyásirányban legalul található mintavételi hely az üzbég határtól 13 km-re húzódott. A Zaravshan ezen szakaszán a legalacsonyabb teraszok 50 m-rel találhatók meg a folyó szintje fölött és ezeket vastag löszréteg fedi. Egy ilyen terasz került megmintázásra. A vizsgált teraszt 15 m vastag löszréteg fedi, az ez alatt azonosítható folyóvízi üledékből került a minta begyűjtésre. A folyóvízi üledék alapvetően folyóvízi kavicsokból épül fel, melynek mátrixa durvaszemcsés homok. A kavicsrétegekben helyenként homoklencsék figyelhetők meg. A gyűjtött minta is egy ilyen homoklencséből származott közvetlenül a löszréteg alól, a folyó jelenlegi árterétől 35 m-es magasságban (27. ábra). A mérések alapján a minta (**ZA1_S**) kora **20,0±3,1 ka**.





27. ábra ZA2_S minta gyűjtésének a helye (13-as fkm) a) mintavételi hely közelről, b) mintavételi hely távolról

A 125-es fkm környékén két teraszszint volt fennmaradva. Ezek közül a fiatalabb, alacsonyabb szinte folyamatosan megtalálható volt, míg II.-es teraszszint ritkán. A teraszokat szinte minden esetben kavicsüledék építette fel, mátrixa durvaszemcsés homok volt. A kavicsüledék között néhány helyen durvaszemcsés homokréteg és homoklencse volt azonosítható. Az itt található teraszrendszerben az I-es teraszszintet mintáztuk meg (ZO1_SX). Ennek relatív magassága 65 m volt. Itt egy 60 cm-es mélységben található homokrétegből lett a terasz megmintázva (28. ábra). Mérések után a terasz kora $3,3 \pm 0,5$ ka.



28. ábra: ZO1_SX minta gyűjtésének a helye (141-es fkm)

A 141-145-ös fkm-nél található mintaterületen két teraszszint volt azonosítható. Ezeket kavicschordalék építette fel elsősorban, ezen belül homoklencsék voltak azonosíthatók. A teraszok 1500-1700 m-es magasságban található alacsonyabban található teraszokat 5 m-es löszréteg, míg a magasabban található teraszt 15 m-es vastagságban is betakarta a lösz. Mindkét minta esetében a löszréteg alatt azonosítható folyóvízi üledékekből lett a minta begyűjtve.

Az I-es teraszszint 145-ös fkm-nél 70 m-rel a folyó fölött található teraszból lett gyűjtve. Ezt kavicschordalék építette fel, ezen belül homoklencsék voltak azonosíthatók. A terasz felső rétegét egy ~5 m vastag löszréteg fedte. A minta (**ZR2_SX 470**) közvetlenül 4,7 m-es mélységben a lösz alatt található homoklencséből lett begyűjtve (29. ábra). Az OSL mérések alapján a minta kora **11,4±1,5 ka**.



29. ábra: ZR2_SX 470 minta gyűjtésének a helye (145-ös fkm)

A 141. fkm-nél a mintaterületen II-es teraszszintből két minta is lett gyűjtve. Ez egy 180 m-rel a folyó szintje fölött található teraszból gyűjtött mintát jelentett. A minták a felső 15 m-es lösztakaró alatt található durvaszemcsés homokrétegből és homoklencséből lettek gyűjtve (30. ábra).

A mélyebben található minta (**ZR1_SX -50**) a löszréteg alatt található durvaszemcsés homokrétegből származott, a folyó jelenlegi ártere fölött 164 m-es magasságban. Mérések után a minta kora **21,5±4,3 ka**.

A közel 1 méterrel magasabban gyűjtött minta (**ZR1_SX +40**) egy durvaszemcsés homoklencséből lett gyűjtve, 165 m-rel a folyó szintje fölött. A minta **49,6±5,9 ka** kort adott.



30. ábra: ZR1_SX -50 és ZR1_SX +40 minták gyűjtésének helye (141-es fkm)

A 238-as fkm környékén többszintes teraszrendszerekkel lehet találkozni. Az ezen a mintaterületen egy 6 szintes teraszrendszert is azonosítani lehetett. Ezeket a teraszokat minden esetben kavicsüledék építette fel, mátrixát durvaszemcsés homok töltötte ki. A kavicsüledékekben néhány helyen durvaszemcsés homoklencsék voltak megfigyelhetők. Az itt található teraszrendszer legalacsonyabban fekvő, legfiatalabb terasza lett megmintázva. A minta (**ZZD4_S**) egy 4,8 m-es mélységben található 60 cm-es durvahomokos lencséből lett gyűjtve (31. ábra). A terasz a jelenlegi ártértől mért magassága 8 m volt. A mérések után a minta kora **2,88±0,52 ka**.





31. ábra ZZD4_S minta gyűjtésének helye (138-as fkm) a) mintavételi hely közelről b) mintavételi hely távolról

A 246-os fkm-nél gyűjtött minta egy 85 m-es teraszról lett begyűjtve. A terasz felső 40 cm-es részét aprókavicsos durvahomok építette fel, ahonnan a minta is lett gyűjtve. Alatta egy 15 cm vastagon finomabb homokréteg volt azonosítható. Az alatta található réteget teljesen kavicschordalék építette fel, mátrixát pedig durvaszemcsés homok töltötte ki. A minta (**ZZE3_S**) 20 cm-es mélységből lett gyűjtve (32. ábra), ügyelve hogy az aprókavicsos homokrétegből csak homok legyen gyűjtve. A mérések után a minta kora **32,1±3,8 ka** kort adott.



32. ábra: ZZE3_S minta gyűjtésének a helye (246-os fkm)

3. táblázat: Az OSL minták dózisteljesítmény és egyenértékdózis eredményei, valamint a számított üledékképződési korok

Terepi kód	Laboratórium kód	távolság (km)	Mélység (m)	Víz-tartalom (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Kor modell ¹	D* ² (Gy/ka)	D _e ³ (Gy)	Kor (ka)
ZA2_S	OSZ 2711	13	15	10±5	4,48±0,07	13,82±0,28	1,69±0,05	MAM	3,42±0,14	68,4±10,4	20,0±3,1
ZO1_SX	OSZ 2734	124,5	0,6	10±5	2,77±0,04	9,51±0,20	2,14±0,06	MAM	3,35±0,14	10,9±1,74	3,3±0,5
ZR1_SX +40	OSZ 2740	141	15	10±5	2,85±0,05	11,12±0,23	2,72±0,07	MAM	3,83±0,16	190±21	49,6±5,9
ZR1_SX -50	OSZ 2743	141	16	10±5	1,95±0,03	6,52±0,13	1,51±0,04	MAM	2,24±0,09	48,2±9,5	21,5±4,3
ZR2_SX 470	OSZ 2747	145	4,7	10±5	3,77±0,06	7,62±0,16	2,11±0,06	CAM	3,33±0,14	38,0±4,6	11,4±1,5
ZZD4_S	OSZ 2778	238	4,8	10±5	2,60±0,04	9,09±0,18	2,05±0,05	MAM	3,00±0,12	8,6±1,5	2,88±0,52
ZZE3_S	OSZ 2783	246	0,2	10±5	2,66±0,04	8,91±0,17	2,07±0,05	MAM	3,15±0,13	101±11	32,1±3,8

¹ Kor model: MAM (Minimum Age Model), CAM (Central Age Model)

² összesített dózis ráta

³ egyenérték dózis

6. Következtetések

6.1 A bevágódási ütem térbeli és időbeli változása a Zaravshan-völgy mentén

A mért OSL korok és a teraszok magassága alapján meghatározhatóvá vált a mintavételi pontokban a folyó bevágódási üteme, ami megfelel a hegység kiemelkedési ütemének is. A számított bevágódási rátákat az 4. táblázat tartalmazza. A relatív magasság esetében a folyóvízi üledék szintjét vettem alapul, az esetlegesen felette húzódó lösztakarót nem vettem számításba.

Az adatok két esetben kérdésesek. A ZO1_SX minta és a hozzá tartozó 65 m magas teraszra kapott $19,5 \pm 3,0$ mm/év-es bevágódási ütem irreálisan magasnak tűnik. Felmerülhet, hogy áthalmozott esetleg a völgy oldal felől a terasz képződést követően érkező üledékről van szó. A kérdés tisztázása további vizsgálatokat igényel. A másik kérdéses érték a ZR1_SX +40 és a ZR1_SX -50 mintákhoz kapcsolódik, melyek bár ugyanazt a teraszt reprezentálják, mégis igen jelentős különbséget mutatnak, és így a számított bevágódási ütemek is nagyon eltérőek (4. táblázat). Mivel ez esetben a mélyebben elhelyezkedő mintáról nehezen feltételezhető, hogy áthalmozott üledék lenne, így ennek korát vettük alapul a későbbi értékelés során, azaz a kérdéses terasz esetén $7,6 \pm 1,5$ mm/év-es bevágódási ütemmel számoltunk, ami a legmagasabb érték a vizsgált minták közül. **A legalacsonyabb bevágódási ütemeket a ZA2_S ($1,8 \pm 0,3$ mm/év), illetve a ZZD4_S ($1,1 \pm 0,3$ mm/év) minták esetében kaptuk.** Előbbi a vizsgált folyószakasz legalsó, utóbbi a legfelső részén található.

A számított bevágódási ütemek alapján arra lehet következtetni, hogy a **völgy középső szakasz emelkedik a legintenzívebben.** A 'Z3' szakaszon a 141. fkm-nél található II. terasz kora megegyezik a 'Z1' szakaszon a 13. fkm-en megfigyelhető terasz korával, ugyanakkor a teraszok magassága jelentősen eltér, **a bevágódási ráta közel 6 mm/év-vel magasabb a folyó középső szakaszán,** azaz sokkal intenzívebb ezen a területen a kiemelkedés. A 'Z3' szakaszon a 145.fkm-nél található terasz korából számított bevágódási ráta ($5,7 \pm 0,8$ mm/év) is ezt a magasabb értéket támasztja alá. **A 'Z4' szakaszon a kiemelkedés ismét lelassul.** Ezt az itt kapott két terasz korából számított bevágódási ütem, $1,1 \pm 0,3$ mm/év, és $2,6 \pm 0,3$ mm/év is igazolja.

A kiemelkedés ütemének változása tekintetében elmondható, hogy a középső szakaszon, bár a hibahatárokon belül átfednek a kapott bevágódási ráták **a kiemelkedés üteme valamelyest csökkent** az elmúlt közel 20 ezer évben, hiszen míg az elmúlt 21 ezer évre vonatkozó átlagos kiemelkedés mértéke $7,6 \pm 1,5$ mm/év, addig a legutóbbi 11 ezer évre vonatkozóan ez $5,7 \pm 0,8$ mm/év értéket kaptam. A felső 'Z4' szakaszon számított bevágódási

ráták alapján a legutóbbi 32 ezer évre vonatkozóan $2,6 \pm 0,3$ mm/év volt az átlagos kiemelkedés mértéke, ami legutóbbi 3 ezer évben $1,1 \pm 0,3$ mm/év-re mérséklődött, azaz itt **egyértelmű csökkenés figyelhető meg**.

A kapott bevágódási ráták alátámasztják a morfológiai megfigyeléseket. Egyezés van a bevágódás mértéke és a völgyoldalak meredeksége között. **Minél meredekebb a völgyoldal, annál magasabb a bevágódási ütem, így pedig a kiemelkedés is nagyobb.** A völgy középső szakaszán a legmagasabb a kiemelkedés mértéke.

4. táblázat: A teraszok relatív magassága, illetve az üledék kora alapján meghatározott bevágódási ráták.

Minta	Folyamkm	Relatív magasság	Kor	Bevágódási ráta
ZA2_S	13	35 m	$20,0 \pm 3,1$ ka	$1,8 \pm 0,3$ mm/év
ZO1_SX	124,5	65 m	$3,3 \pm 0,5$ ka	$19,5 \pm 3,0$ mm/év
ZR1_SX +40	141	165 m	$49,6 \pm 5,9$ ka	$3,3 \pm 0,4$ mm/év
ZR1_SX -50	141	164 m	$21,5 \pm 4,3$ ka	$7,6 \pm 1,5$ mm/év
ZR2_SX 470	145	65 m	$11,4 \pm 1,5$ ka	$5,7 \pm 0,8$ mm/év
ZZD4_S	238	3,5 m	$2,88 \pm 0,52$ ka	$1,1 \pm 0,3$ mm/év
ZZE3_S	246	85 m	$32,1 \pm 3,8$ ka	$2,6 \pm 0,3$ mm/év

A völgyről kapott pontosabb kiemelkedésben található különbségek számszerűsítésében azonban további mérésekre és további minták feldolgozására van szükség, melyek jelenleg is folyamatban vannak.

6.2. Az eredmények összevetése korábbi kutatások adataival

Az eddigi eredményeket összehasonlítva a térségből származó más adatokhoz képest, a legjobban szembetűnő hasonlóság a kis területen előforduló eltérések nagy mértéke. A Tarim-medencében folyt kutatás során is 20-30 km-en belül akár 5 mm/év-es különbségek is voltak mérve a kiemelkedésben (Bufe et al. 2017). A Zaravshan völgyében is az első mérések során 100 km-en belül 6 mm/év-es eltérések mutatkoztak a kiemelkedés számításában.

Emellett hasonló nagyságrendű eredményekkel találkozhatunk a területhez közel eső kutatásokból származó eredményekhez képest. A Tarim-medence nyugati végében végzett kutatáshoz (legmagasabb értékek 6 mm/év fölötti értékek) hasonló, kiemelkedési rátával találkozhatunk a legintenzívebben emelkedő területen ($7,6 \pm 1,5$ mm/év). Míg az alsó szakaszon számított kiemelkedési ráta ($1,8 \pm 0,3$ mm/év) is hasonló a Tarim-medence inaktívabb területein mért adataihoz. (Bufe et al 2017)

A Pamír területén áthaladó Panj folyó mentén mért átlagos bevágódási ütemek (5,6 mm/év) is hasonló értékeket vesznek fel. A Pamír területén nagyobb kiemelkedési rátákkal találkozhatunk (Fuchs et al. 2014), az itt mért értékek elérhetik a 10,0 mm/év-et is.

A korábbi kutatások továbbá azt is kimutatták, hogy a Nyugati-Tien-san keletről nyugati irányban kiemelkedésének intenzitása csökken. (Grin et al. 2018) Ezt a korábban vízszintes térrövidülés mértékének vizsgálatánál is megjelenik, melyből a kiemelkedés mértékére lehet következtetni. (Gagala et al. 2020) Ezeket az üzbég határ közelében mért teraszüledék koradataiból számított bevágódási ráta is ezt az alacsonyabb kiemelkedést mutatja.

A vizsgálatok során a legidősebb terasz kora $32,1 \pm 3,8$ ka volt. A környező hegységekben hasonló korú teraszokról eddig még nem számoltak be (Fuchs et al. 2014). Ugyanakkor a következő bevágódási időszakot, amit két terasz alapján 20-21 ezer évre tehetünk, a Panj-folyó esetében is azonosították, ott ez volt a legidősebb kor, amit sikerült meghatározni. Ez az időszak a térségben tehát egy általános bevágódási periódusként értelmezhető. Hasonló egyezés mutatkozik a folyó középső szakaszán található 11 ezer éves terasz esetében is. A hasonló korú teraszokból a Panj mentén három ilyen terasz volt megmérve. Emellett a legfiatalabb 3 ezer éves teraszhoz köthető korú felszíninformákból több is megtalálható volt a Panj mentén. Így legutóbbi két terasz esetében is egy-egy általános bevágódási periódusként jelennek meg ezek az időszakok.

Ezek alapján elmondható, hogy a jelentősebb bevágódási időszakok nagy valószínűséggel az éghajlat változásaihoz köthetők. A Zaravshan területén kapott $32,1 \pm 3,8$ ka bevágódási kor a 5. számú Dansgaard-Oeschger eseménnyel (D-O 5) jó egyezést mutat. A 20-21 ezer évre tehető

bevágódás a Lascaux-interstadiálishoz kapcsolható. míg a 11 ezer évvel ezelőtti bevágódás a a holocén felmelegedés kezdetével korrelál, azaz a legfiatalabb bevágódási periódus kivételével mindegyik felmelegedési periódusokhoz kapcsolható.

A Panj-folyó mentén a legidősebb megmért terasz kora ~20 ezer éves, míg ez a Zaravshan völgyében 32 ezer éves korú is fennmaradt. (Fuchs et al. 2014) Ebből is mutatkozik a terület lassabb kiemelkedése is, ugyanis jóval idősebb teraszok is megmaradtak. Továbbá ezt jelzi az összesen fennmaradt teraszok száma is. A Nyugati-Tien-sanban sokkal több terasz maradt fent, mint a Panj folyó mentén található területen.

7. Összegzés

A Zaravshan esésviszonyainak vizsgálata alapján a völgyet **öt szakaszra lehetett bontani**. Három szakaszhatár esetében a folyó mintázatának változásában hasonlóság figyelhető meg. A szakaszhatárok felett az esés lecsökken, munkavégzőképességéből veszít a folyó, lerakja a folyó hordalékát és fonatos mintázatot vesz fel. **A szakaszhatárok alatt a völgy összeszűkülése jellemző**, amit esetenként a völgybe benyomuló hordalék- és törmelékkúpok okoznak. Ez alapján elmondható, hogy az intenzív növekedés az esésben részben az ilyen szakaszokon felhalmozódó hordaléknak, völgykitöltésnek köszönhető. Így a **töréspontok megjelenéséhez nemcsak a tektonizmus, hanem a hordalék lerakódás is hozzájárulhat**.

A völgyoldalak meredeksége a 'Z1' szakaszon a legalacsonyabb. Felfelé haladva a 'Z2' és 'Z3' szakaszon megnövekszik. , Ezt a szakaszt szűk völgytalp és a kanyarogva bevágódó mintázat jellemzi, emellett itt található a legtöbb törmelékkúp. Mindezek alapján **a középső szakaszok intenzívebb kiemelkedésére** lehet következtetni. A 'Z4' szakasz esetében a gleccsernyelvhez közel ismét elkezd növekedni a völgyoldal meredeksége, a bal part esetében nagyon megnövekszik ez az érték. Ebből következtetni lehet, hogy **a völgy legfelső 'Z4' felső és 'Z5' szakaszán a déli hegyláncot gyorsabb kiemelkedés jellemzi**.

A mellékvölgyek esése és a vízgyűjtőterületeinek mérete alapján is a középső szakasz markánsan elkülönül az alsó és felső szakaszoktól. Mindkét part esetében az **üzbég határtól felfelé haladva** folyamatosan megnő a mellékvízfolyások esése, és a vízgyűjtőterületek mérete is kisebb lesz, ami **magasabb kiemelkedési ütemre utal**. Tovább haladva a 'Z4' szakasz felé csökken az esés, nő a vízgyűjtők mérete, melyből egy **lassabb kiemelkedési ütemre lehet következtetni**. Az mellékvízfolyások esése és vízgyűjtői átlagos értékei alapján a völgy mentén az bal parti mellékvízfolyásainak esése nagyobb, vízgyűjtőterületeik pedig kisebbek, kevésbé fejlettek. Így az **északi hegylánc intenzívebben emelkedik** a déli oldalhoz képest.

Legtöbb teraszszintet a völgy 'Z4' szakaszán sikerült elkülöníteni. Ezen szakasz alsó határánál egy több szinttel rendelkező teraszrendszert lehet azonosítani, 5-6 bevágódási periódussal. Ennél a teraszrendszernél a teraszszintek esésének értéke közel azonos a folyó esésével, így ezen a rövid szakaszon térben nem volt eltérés az elmúlt több ezer évben a kiemelkedés ütemében.

Az eddigi adatok alapján jelentős térbeli és időbeli eltérések tapasztalhatók bevágódásban a völgy mentén, és az ebből kiszámított **bevágódási ráta is mutatja a kiemelkedésben megfigyelhető jelentős eltéréseket** a völgy mentén. A legalacsonyabb értékkel az alsó (Z1) és a felső (Z4) szakaszokon találkozhatunk **1,8±0,3 mm/év-es** rátával. Egy ehhez hasonló korrall

bíró terasz is meg lett mérve, és ez jóval nagyobb relatív magassággal rendelkezik, így intenzívebb kiemelkedéssel is ($7,6 \pm 1,5$ mm/év). A középső szakasz intenzív kiemelkedését az 141-es fkm-nél fekvő II. terasz kiemelkedése is jól mutatja ($5,7 \pm 0,8$ mm/év). A 'Z4' szakaszon megmért két terasz bevágódási rátája az alacsony kiemelkedést mutatja a felső szakasz esetében ($1,1 \pm 0,3$ mm/év, $2,6 \pm 0,3$ mm/év).

Az egymáshoz közel található különböző teraszszintek **bevágódási rátái alapján egy a kiemelkedésben lassuló tendencia figyelhető meg** több szakasz esetében is. A Zaravshan folyó területén az elmúlt 20-30 ezer évben a kiemelkedés egyre lassabb.

Eredményeim alapján mind a morfometriai adatok, mind pedig a kormeghatározási adatok egymást megerősítve arra engednek következtetni, hogy **a völgy középső szakasza emelkedik a legintenzívebben**. A későbbiekben a két adatforrás együttes felhasználásával a kiemelkedés ütemét az egész völgy hosszában lehetséges lesz modellezni.

8. Irodalomjegyzék

- Aitken MJ 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London.
- Aaron Bufe, David P. S. Bekaert, Ekbal Hussain, Bodo Bookhagen, Douglas W. Burbank, Jessica A. Thompson Jobe, Jie Chen, Tao Li, Langtao Liu, Weijun Gan (2017) Temporal changes in rock-uplift rates of folds in the foreland of the Tian Shan and the Pamir from geodetic and geologic data
- Bartyik T. (2022) Fluviális folyamatok rekonstrukciója a Maros folyó vízgyűjtőjén, különös tekintettel az OSL érzékenység ezirányú alkalmazhatóságára, Akadémia Kiadó,) – doktori értekezés, Szeged
- Filyó D., Sipos Gy.; Tóth O. et al. (2015): Lumineszcens kormeghatározást segítő adatbázis kialakítása és fejlesztése. pp. 97-102.
- Fuchs, M. C., Gloaguen, R., Krbetschek, M., & Szulc, A. (2014). Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. *Geomorphology*, 216, 79-92.
- Gábris Gy. (2006): A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. *Földrajzi Közlemények* 130(54), 123-133. pp.
- Gągała, Ł., Ratschbacher, L., Ringenbach, J. C., Kufner, S. K., Schurr, B., Dedow, R., ... & Oimahmadov, I. (2020). Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India Asia Collision Zone: 1. Structure, Kinematics, and Salt Tectonics in the Tajik Fold-and Thrust Belt of the Western Foreland of the Pamir. *Tectonics*, 39(5), e2019TC005871.
- Elena Grin, Mirjam Schaller, Todd A. Ehlers (2018) Spatial distribution of cosmogenic ¹⁰Be derived denudation rates between the Western Tian Shan and Northern Pamir, Tajikistan
- Metrak, M., Sulwinski, M., Chachulski, L., Wilk, M., & Suska-Malawska, M. (2015). Creeping environmental problems in the pamir mountains: Landscape conditions, climate change, wise use and threats. In *Climate Change Impacts on High-Altitude Ecosystems* (pp. 665-694). Springer, Cham.
- Metzger, S., Gągała, Ł., Ratschbacher, L., Lazecký, M., Maghsoudi, Y., & Schurr, B. (2021). Tajik depression and Greater Pamir neotectonics from InSAR rate maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12), e2021JB022775.
- Murray AS, Wintle AG. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement* 32: 57-73.

- Necea D., Fielitz W., Kadereit A., Andriessen P.A.M, Dinu C. (2013): Middle Pleistocene to Holocene fluvial terrace development and uplift-driven valley incision in the SE Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 602, 332-354. pp.
- Opała, M., Niedźwiedź, T., Rahmonov, O., Owczarek, P., & Małarzewski, Ł. (2017). Towards improving the Central Asian dendrochronological network—new data from Tajikistan, PamirAlay. *Dendrochronologia*, 41, 10-23.
- 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, 157-172 pp.
- Schanz S.A., Montgomery D.R., Collins B.D., Duvall A.R. (2018): Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. *Geomorphology* 312, 12-23. pp.
- Stübner, K., Ratschbacher, L., Weise, C., Chow, J., Hofmann, J., Khan, J., Rutte, D., Sperner, B., Pfänder, J.A., Hacker, B.R., Dunkl, I., Tichomirowa, M., Stearns, M.A., Bahram, I., Gadoev, M., Gloaguen, R., Jonckheere, R., Kanaev, E., Minaev, V., Oimahmadoc, I., Rajabov, N., Stanek, K.P., (2013). The giant Shakh dara migmatitic gneiss dome, Pamir, India–Asia collision zone, II: Timing of dome formation. *Tectonics* 32, 1404–1431.
- Tofelde S., Schildgen T.F., Savi S., Pingel H., Wickert A.D., Bookhagen B., Wittmann H., Alonso R.N., Cottle J., Strecker M.R. (2017): 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 473, 141-153. pp.
- Tóth O. (2019) Folyóvízi folyamatok vizsgálata OSL kormeghatározás segítségével a Duna magyarországi szakasza mentén - doktori értekezés, Szeged
- Vandenbergh J. (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631-638. pp.
- He Yang, Wenjiao Xiao, Miao Sang, Yunus Mamadjanov, Hongfei Zhang, Zhixin Zhang, Jinlin Wang, Dzhovid Yogibekov, Zhong Gao, Biji Luo, Kefa Zhou, Gufron Khalimov, and Xi Chen (2020) Age and Petrogenesis of the Gabbros from Tajik South Tianshan: Implications for Early Paleozoic Geodynamic Evolution of the Southwestern Central Asian Orogenic Belt