

Digitális domborzatmodell alkalmazása GIS környezetben a Káli-medence talajerózió vizsgálatában

Jordán Győző^{1,2}, Anton van Rompey³, Szilassi Péter^{4,5}, Csillag Gábor⁶

¹ Joint Research Centre of the European Commission, Institute for Environment and Sustainability, Ispra, Italy

² Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, jordan@mafi.hu

³ University of Leuven, Department of Geography, Leuven, Belgium, anton.vanrompaey@geo.kuleuven.ac.be

⁴ Szegedi Tudományegyetem JGYTF Kar Földrajz Tanszék, Szeged

⁵ Szegedi Tudományegyetem TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, toto@jgytf.u-szeged.hu

⁶ Magyar Állami Földtani Intézet, Stefánia út 14, 1143, Budapest, csillag@mafi.hu

1. Bevezetés, kutatási előzmények

A Balaton vízminőségének változása szorosan összefügg a tó vízgyűjtőjének területhasználatában végbement változásokkal. Különösen élesen vetődik fel ez a kérdés a - nagyobb reliefenergiájú - északi part részvízgyűjtőin. A mintaterületül választott terület földrajzi lehatárolása nem egyértelmű, a továbbiakban Káli-medence alatt a Burnót-patak vízgyűjtőterületét értjük, mely a Balaton északi részvízgyűjtőinek egyike.

A Káli-medencében a jövőbeni területhasználatot úgy kell kialakítani, hogy az erózióveszély minimalizálása mellett az e területre közel 2000 éve jellemző területhasználati formák (szőlőtermesztés) is fennmaradjanak.

Az első eróziótérképek az 1980-es években készültek a területről. E térképeken terepi felvételezést követően kerültek ábrázolásra a recens lineáris eróziós formák, eróziós, és akkumulációs térszínek (Csillag, G. 1985, Farkas, P. 1985, 1990). A lineáris erózió dinamikáját - történeti, és régészeti adatokat is felhasználta – Csillag, G. (1991) Budai, T. –Csillag, G. (1998) vizsgálta. Dezsény, Z. (1984) az USLE modell alkalmazásával elkészítette a Balaton-felvidék erózióveszély térképét, majd ezt összehasonlította mérési eredményeivel. A szerző szerint a területhasználat jellege, és a lejtőszög az eróziót leginkább meghatározó két faktor, és a szántóföldek megjelenése a felső lejtőszakaszokon növeli az erózió kockázatát. Kertész, Á et.al. (1994, 1997) a Balaton-felvidék vízmérlegére, és üledékszállításra vonatkozó vizsgálatainak eredménye szerint főként a kis szemcseméretű frakció érkezik a vízgyűjtőről a tóba. JICA (1999) jelentés során vizsgálták a Balatonba érkező nitrát mennyiségét empirikus modell, valamint hosszú távú napi, és rövidtávú esemény alapú óránkénti monitoring modellek segítségével. A tanulmány szerint a vízgyűjtőt elhagyó nitrát, és lebegőanyag mennyisége kimutathatóan nő csapadékesemények után, ám a növekedés mértéke a területhasználat jellegétől függ. Geológiai, és talajtani terepi kutatások nyomán Csillag, G. (2003/a) megállapította, hogy a Káli-medencében lejtőkön mozgó üledék zöme a lejtőalji területeken akkumulálódik, nem éri el annak fő vízfolyását a Burnót-patakot.

Tájtörténeti, történelmi kartográfiai adatok eróziómodellhez történő felhasználása egyedülálló lehetőséget teremt a jelenlegi, és jövőbeni területhasználat változás erózióra gyakorolt hatásainak vizsgálatához. Tanulmányunk célja felépíteni, kalibrálni, és ellenőrizni az üledékszállítás térbeni eloszlásának modelljét, valamint feltárni a

területhasználat térszerkezetének, valamint a területhasználat változás dinamikájának erózióra és üledékszállításra gyakorolt hatását.

2. A kutatási terület bemutatása

2.1. A kutatási terület természetföldrajzi jellemzői

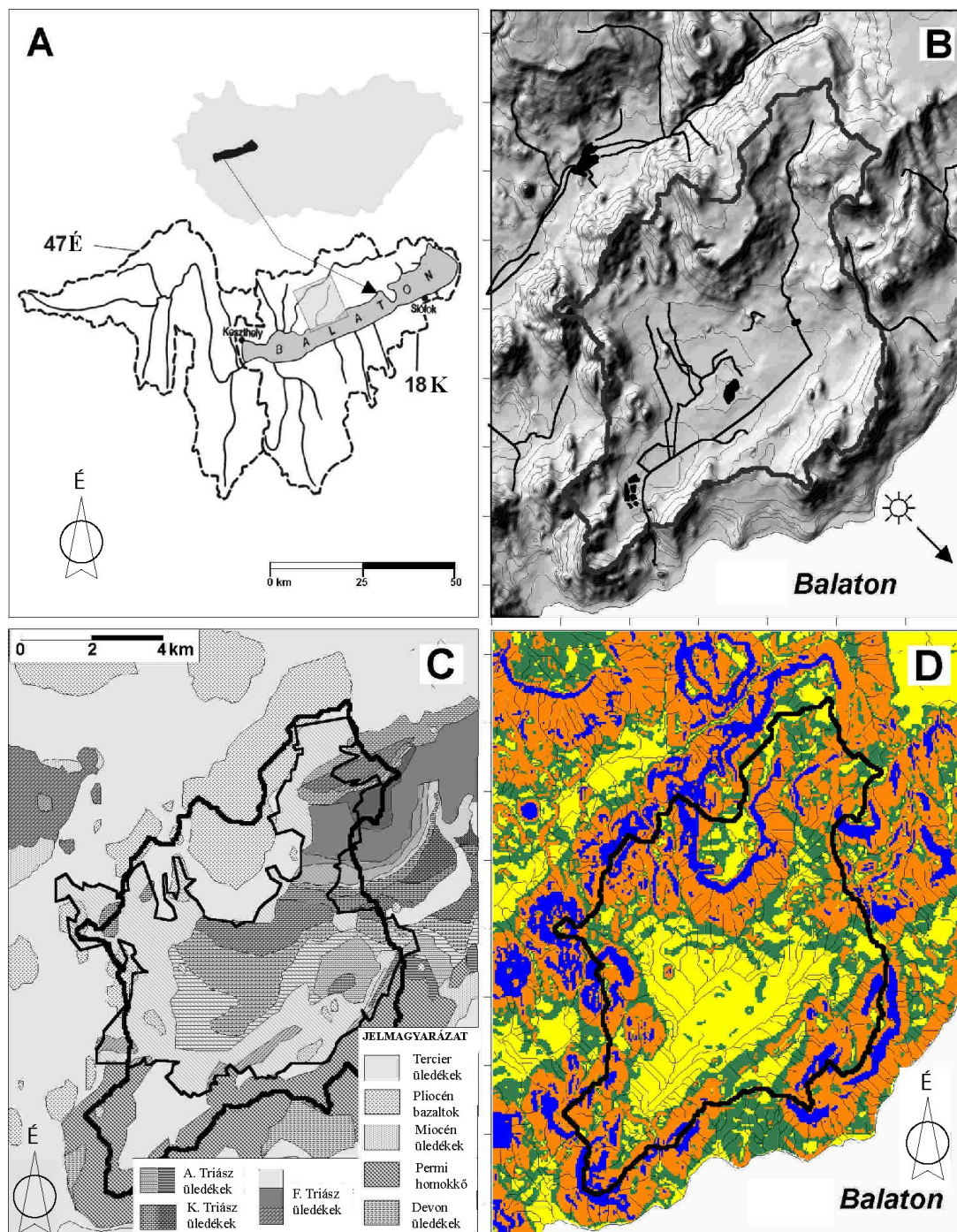
A medencét délről szegélyező hegyvonulat (Fülöp-hegy, Kűszöb orra, Örsi-hegy) fő tömegét adó permii vörös homokkőre az enyhe lejtők, sekély völgyek jellemzőek. Triász időszaki dolomit, márga a medence középső területein, a Kornyi-tó környékén bukkan a felszínre, míg a medence északkeleti szegélyét is enyhén gyűrt triász karbonátos üledékek alkotják. Tercier üledékek – főként pannon homok – borítják a medence aljának jelentős területeit. 5-2,8 millió év között a Pliocén bazalt vulkanizmushoz kötődően piroklasztit, és láva borította el a medence északi peremét (Kopasz-hegy, Sátorna-hegy Fekete-hegy). Ezeken a területeken a bazalttufába vágódott völgyek alakultak ki. Negyedidőszaki mocsári üledékek fordulnak elő a medence alján, míg a hegylábi térszíneket lejtőtörmelék, a völgyeket Pleisztocén lösz borítja (1. ábra).

A 82,2 km² területű vízgyűjtő tengerszint feletti magassága 104 – 474 m között van. A kutatási terület völgyhálózata gyengén fejlett. A medence fő vízfolyását képező 18,2 km hosszú Burnót.-patak a medence középső területein mesterséges árokban folyik. A medence alját szegélyező lejtőkre a rövid szárazvölgyek (eróziós, eróziós-deráziós, és deráziós völgyek) a jellemzőek, melyek nem érik el a patak mesterséges medrét. Az üledékszállítás a hegylábi területeken megszakad ott, ahol a lejtőszög 3°-nál kisebb.

A terület vízrajzi, és eróziós adottságait befolyásoló klimatikus adottságai kontinentális jellemvonásúak. Az évi középhőmérséklet sokévi átlaga 9,5-9,7 C °, évi napfénytartam 1960-1980 óra között van. Az évi csapadékmennyiség 650-680 mm.

A Káli-medence talajai a változatos domborzat, közettani felépítés és talajvízszint miatt rendkívül nagy területi és típusbeli diverzitást mutatnak. A hegyek tetőszintjén Raman-féle barna erdőtalaj, agyagbemosódásos barna erdőtalaj, főként a homokkő alapkőzetű területekre savanyú nem podzolos barna erdőtalaj, kovárványos barna erdőtalajok jellemzőek. Intrazonális, litomorf talajok alakultak ki a medence mészkő, dolomit és bazalt alapkőzetű területein. A rossz vízgazdálkodási tulajdonságokkal jellemezhető rendszinák a medence mészkő alapkőzetű északi területein alakultak ki, míg Köveskálról keletre kisebb foltban ranker talaj fordul elő. A medencét övező hegyek lejtőin köves sziklás váztalajokat, valamint gyakran antropogén hatásra kialakult földes kopárokat találunk.

A Káli-medence aljának lápos területein azonálisan, a talajvíz illetve a felszíni vizek által kialakított hidromorf, szemihidromorf talajokkal találkozhatunk, melyek területi aránya jelentősnek mondható. A hidromorf talajok területi aránya feltehetően növekedni fog a medence láprétjeinek élőhely rekonstrukciójához kötődő vízpótlási beavatkozások következtében **Szásziné, Horváth, H. (2000).**



1. ábra A, A Káli-medence helyzete a Balaton vízgyűjtőjén belül (világosszürke négyzetben) /B, A Káli-medence árnyékolt domborzatmodellje, a 20 m-es szintközönkénti szintvonalakkal. A fekete vonalak, és foltok a főbb vízfolyásokat illetve tavakat jelölik. A sötét kontúrvonal a vízgyűjtőterület digitálisan meghatározott határát jelöli. /C, A talajtérképeken kívül eső területekre vonatkozó K faktor meghatározására szolgáló geológiai térkép (Budai, T. et.al 1999) a talajtani térkép területét szürke sáfrányozás jelöli. A sötét kontúrvonal a vízgyűjtőterület digitálisan meghatározott határát jelöli. /D, A Káli-medence lejtőkategória térképe. A citromsárga szín a lejtőszög 1° alatti, a zöld az $1-3^\circ$, a narancs a $3-10^\circ$, a kék a 10° feletti lejtőszöget jelöli. A sötét kontúrvonal a vízgyűjtőterület digitálisan meghatározott határát jelöli.

2..2. A területhasználat változása a kutatási területen

A Káli-medence területe a római kor óta folyamatos mezőgazdasági művelés alatt állt, ebben kisebb megszakítást csak a török hódoltság kora jelentett. A hadműveletek nyomán 1543-1680 között a medence falvai részben végleg elpusztultak, részben elnéptelenedtek. Ezt követően a helyi lakosság számának növekedésével párhuzamosan növekedett a művelés alá vont földterület aránya.

Az I. katonai felmérés térképe alapján a XVIII. század végi területhasználatról elmondható, hogy a medence peremén főként a községek határában – javarészt a mai napig művelt - kiterjedt szántóföldeket találunk, míg a hegylejtők magasabb lejtőszögű felső szakaszaira a szőlőművelés volt a jellemző (Veress, D.Cs. 1986, Lichtnecker, A. 1990).

A XIX. század folyamán mind a szőlő; mind a szántóterületek nagysága folyamatosan növekedett. A szőlőterületeket a lejtő felső szakaszán az erdőterületek rovására bővítették, míg a lejtőkön a korábbi foltszerű szőlőterületek helyett összefüggő szőlőskerteket találunk (Lichtnecker, A. 1990/A, 1990/B). A meredekebb lejtőkön az erózió elleni védekezés céljából teraszokat építettek. A lejtők alján a szőlő-és szántóterületek határa nem változott, azaz nem volt jellemző az, hogy a szőlőterületeket a szántó rovására növelték volna.

A Káli-medencében 1889-1891-ben dúló filoxéravész nyomán a szőlőterületek 90%-a elpusztult.(Csoma, Zs. 1984/A). A filoxéravész utáni úgynevezett első szőlőrekonstrukció során a nehezebben megközelíthető ültetvényeket nem telepítették újra. Az újratelepítés után a szőlőterületek kiterjedése 1895-ben meghaladta a járvány előtti mértéket.

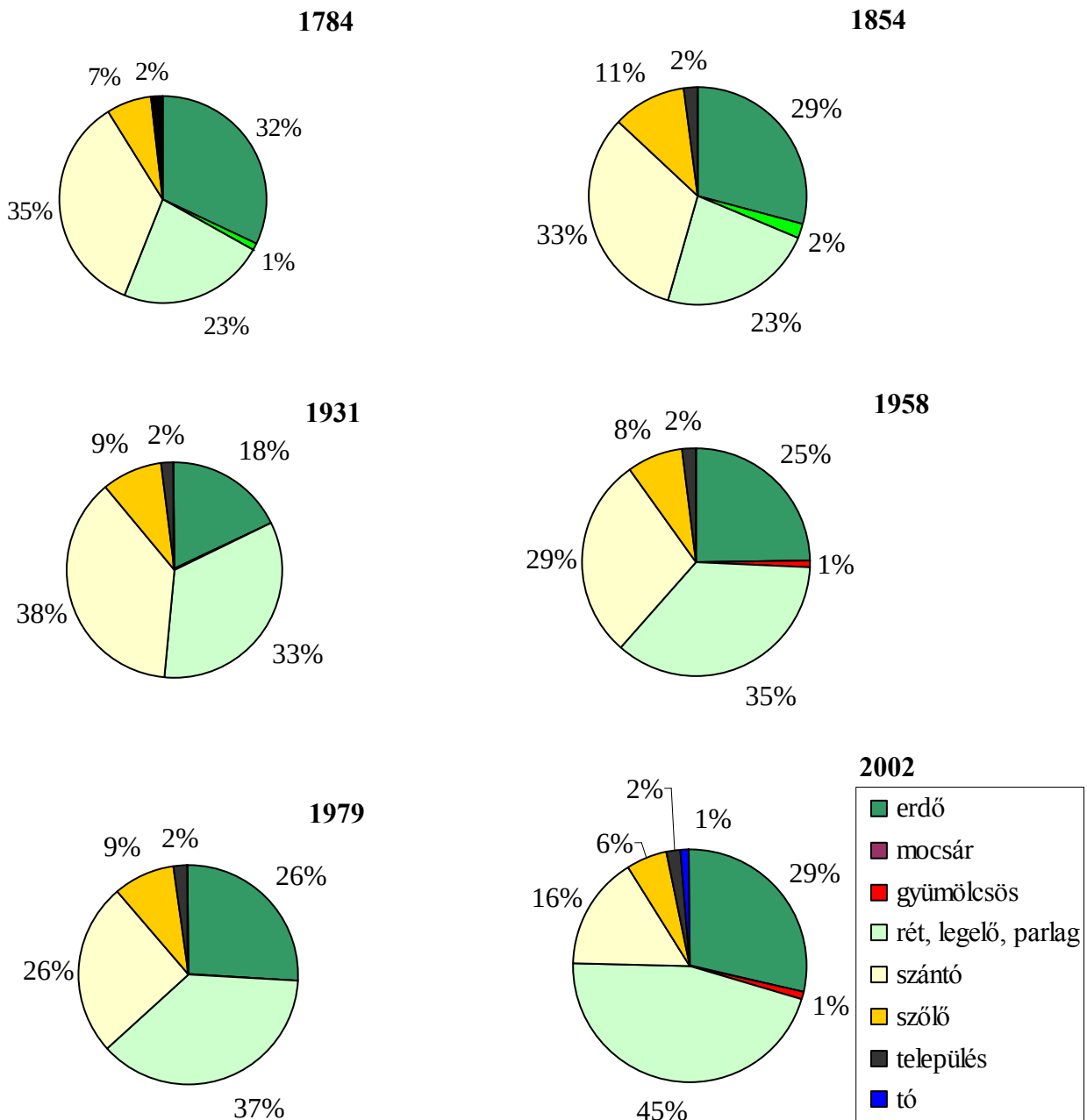
A XIX.- XX. század folyamán egészen a II. világháborúig terjedő időszakban a medence falvai önellátásra törekedtek a szántóföldi és kapásnövények terén, míg a szőlőkből készített bort külföldi piacokon értékesítették. A kedvezőbb talajtani adottságú és kisebb lakosságszámú Balatonhenye, Köveskál önellátóak voltak búzából, viszont Kővágóörs lakossága kénytelen volt gabonát vásárolni a környező falvaktól, illetve a Balaton déli partjáról (Molnár, Á. 1984). A művelésbe vont földterületek aránya – akár csak a Káli-medence a lakosság száma – a XX. század harmincas éveiben érte el maximumát (2. ábra).

Különösen szembeötlő a szántóterületek nagy arányú növekedése. Ekkor még a Fekete-hegy bazaltfennsíkján is találunk szántókat.

Az 1848-tól a II. világháborúig terjedő időszakban a szántóföldi parcellák mérete folyamatosan csökkent, és a gazdaságtalan, elaprózott birtokszerkezet a mezőgazdaság fejlődésének gátjává vált (Gelencsér, J. 1984).

A bor 1929-ig a helyi szőlősgazdák szinte kizárólagos jövedelemforrása volt, azonban a világgazdasági válság, valamint az első világháborút követő határmegvonások következményeként beszűkült piac hatására a szőlőterületek aránya csökkenni kezdett (Csoma, Zs. 1984/B). Ez a területvesztés egészen az 1960-s évek elején meginduló második szőlőrekonstrukcióig megfigyelhető folyamat volt (Laposa, J. 1988).

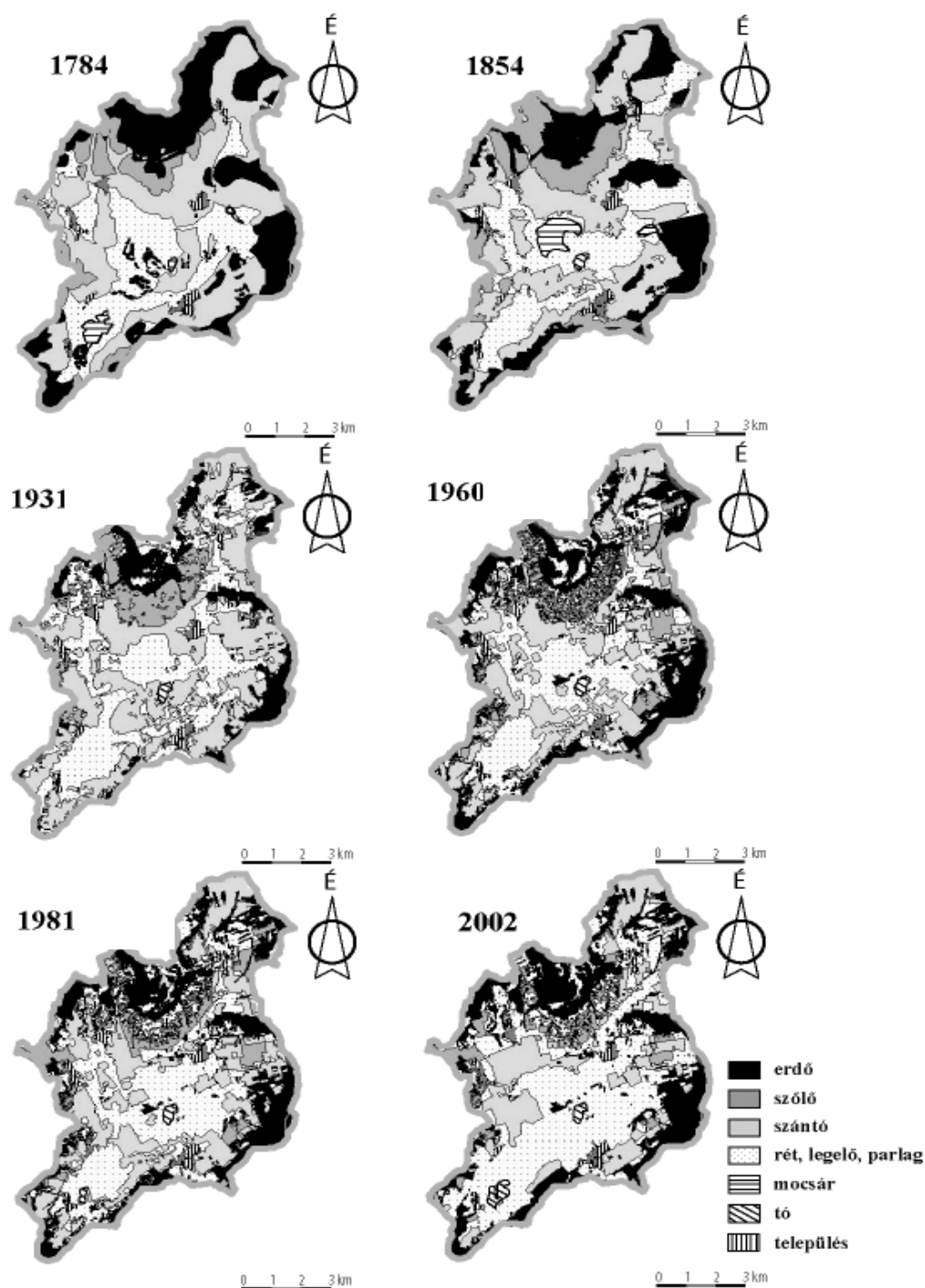
A második világháború után a szocialista társadalmi rendben az egyéni paraszti gazdaságok és az egyéni tulajdon tudatos ellehetetlenítése miatt az ötvenes évek végére a szőlőterületek kiterjedése tovább csökkent, és ismét főként a nehezebben művelhető felső lejtőszakaszokon hagytak fel a műveléssel. Az ötvenes években a filoxéravészhez mérhető nagyságú volt a szőlőterületek visszaszorulása (Laposa, J. 1988).



2. ábra Az egyes területhasználat kategóriák aránya a vízgyűjtőterület százalékában.

Az 1962-es kollektivizálás nyomán jelentősen nőtt a művelt földterületek aránya a Káli-medencében. A korábban szántóként hasznosított területek rovására növekedett a szőlők nagysága. Főként a medenceperemi hegyek lejtőin a második szőlőrekonstrukció nyomán a szőlőtermesztés súlypontja – más hazai szőlőterületekhez hasonlóan (Boros, L. 1982, 1996, Csorba, P. 1999, Nyizsalovszki, R. 2001) - az alacsonyabb lejtőszögű “szoknya” felé tolódott el.

A medence középső területein a téveszesítést követően korábban nem, vagy csak időszakosan művelt területeket is szántóként hasznosítottak. A szántóföldeken nagyüzemi módszerekkel művelhető táblák kialakítására került sor. Mivel a gépesítés miatt a mezőgazdaság már nem nyújtott megélhetést a helyi lakosságnak, a falvak lakosság száma rohamosan csökkent (3. ábra). A helyi lakosok egy része a környező ipari városokba költözött.



3. ábra A területhasználat változása a Káli-medence területén.

3 Módszerek

3.1 A modell kiválasztása

A talajerózió és az üledék-felhalmozódás modellezéséhez számtalan folyamat-alapú numerikus modell használható. E modellek felhasználása vízgyűjtő szintű elemzésekhez a rendelkezésre álló adatbázisok elégtelen volta miatt sokszor problematikus. **Jetten, V. et al. (2003)** összehasonlította a térbeli eloszlást is alapul vevő, az „összegző”, és a „lefolys” eróziómodellek alapján számított erózió mértékét. Arra az eredményre jutott, hogy a legegyszerűbb „összegző” eróziómodellek legalább olyan jók, mint a sokkal bonyolultabb térbeli eloszlást is alapul vevő modellek, bár ez utóbbiak térben részletesebb eredményeket adnak. Ez a felismerés vezette a **Van Rompaney, A.J.J. - Govers, G. (2002)** szerzőpárost arra a megállapításra, hogy a numerikus talajerózió modellek támadhatóak, ha a használt adatbázis minősége nem felel meg a modell komplexitásának. Ez azért nem meglepő, mert a regionális méretarányú eróziós tanulmányok zöme empirikus „összegző” közelítéseken alapszik, melyek a numerikus modellek legegyszerűbb formáit jelentik (**Walling D.E. 1983, Atkinson E. 1995, Bazoffi, P. et. al. 1996, Vesteraleen G. – Poesen J. 2001**).

Bár az ilyen egyenletek érvényessége csak bizonyos régiókra korlátozódik, ezek továbbfejleszthetők.

Az ilyen „összegző” alkalmazások nem számolnak a területhasznosítás térszerkezetének üledékszállításban betöltött szerepével. Ez a tény korlátozza e modellek alkalmazhatóságát olyan gyakorlati problémák megoldása során, mint amilyen például az egyes területhasználat stratégiai üledékszállításra gyakorolt hatásainak vizsgálata.

A fenti problémák miatt tanulmányunkban egy sokkal erősebb alapokon nyugvó, az üledékszállítás térszerkezetét is figyelembevevő modellt alkalmaztunk. Ez a modell egyesíti magában az elemi folyamat egyenletét, és az üledék áramlási útjának pixelről pixelre történő modellezését hasonlóan **Coulthard T.J. et. al. (2002)** megközelítéséhez. Az alkalmazott WATEM/SEDEM eróziómodellt a területhasználatban végbement változások az üledékszállítás térbeli jellemzőire gyakorolt hatásának becslésére dolgozták ki közepes méretű vízgyűjtőkön (**Van Oost, K. et.al. 2000, Van Rompaey A.J.J. et.al. 2002**). A WATEM/SEDEM modellt viszonylag sikeresen alkalmazták közép-belgiumi (**Van Rompaey et.al. 2002, Westraeten G. et.al. 2003**), csehországi (**Van Rompaey A.J.J. et.al. 2003**), és olaszországi (**Van Rompaey A.J.J. et.al. in press**) mintaterületeken. Mivel a Káli-medence esetében az adatbázis minősége nem tette lehetővé komplex esemény alapú modell alkalmazását, a WATEM/SEDEM modellt választottuk a múltbeli, jelenlegi, és a jövőbeni üledékszállítás modellezéséhez.

3.2. A modell felépítése

A WATEM/SEDEM modell három fő részből áll:

- 1) Az USLE modellhez hasonlóan (csak annak egy továbbfejlesztett változatát, a RUSLE modellt alkalmazva) kiszámolja a terület minden pixelére a talajvesztés évi nagyságát.
- 2) Kiszámítja az adott cella évi közepes üledékszallító (vagy visszatartó) képességét.
- 3) Modellezi az üledékszállítás útját, mely által a vízgyűjtő egészére újra kiszámolja a cellánként felszabaduló talajmennyiség éves nagyságát figyelembe véve a vízgyűjtő domborzatát (azaz hogy mely pixelről mely pixelre érkezik az áthalmozott üledék), valamint a cellák üledékszallító képességét

3.2.1. A talajvesztés évi nagyságának számítása

Az erózió számítása a RUSLE egyenleten alapszik. (Renard, K.G. et.al. 1991). (Az ezt követő eljárásokat lásd részletesen Desmet, P.J.J. – Govers, G. (1996), és Van Oost, K. et.al. (2000) munkáiban). Terepbejárásaink nyomán körvonalazódott, hogy a RUSLE modell kétdimenziós alkalmazásával nem csupán a vonalas, és az areális erózió, hanem az időszakos vízfolyások összefolyásának eróziója is egyértelműen számítható (Desmet, P.J.J. – Govers, G. 1999).

3.2.2. Az évi közepes üledékszallító (vagy visszatartó) képesség számítása

Az alkalmazott modell segítségével mindegyik cellára kiszámoltuk annak évi üledékszallító képességet (TC ; $kg\cdot m^{-1}$). TC értéke tehát azt a maximális talajtömeget jelenti, mely elhagyhatja az adott grid cellát osztva az alsóbb lejtőszakasz celláinak hosszával Desmet, P.J.J. – Govers, G. (1995), és Van Oost, K. et.al. (2000) szerint az évi közepes üledékszallító képesség arányos a potenciális lineáris erózióval, (és az időszakos árkoló erózióval).

$$TC = K_{TC} \cdot E_{PR} \quad (2)$$

Ahol TC : az üledékszallító képesség ($kg\cdot m^{-1}\cdot év^{-1}$), K_{TC} : üledékszallító képesség együtthatója (m) E_{PR} a potenciális lineáris erózió ($kg\cdot m^2\cdot év^{-1}$).

Az üledékszallító képesség együtthatója K_{TC} (m) a lineáris erózió potenciálja, és az üledékszallító képesség közötti arányt fejezi ki. Ezt úgy magyarázhatjuk, mint azt az elméleti felső lejtőszakasz hosszúságot, mely állandó lejtőviszonyok, és üledék-kibocsátás mellett ahhoz szükséges, hogy a termelődött üledék mennyisége elérje az adott grid cella üledékszallító képességének értékét. A potenciális lineáris eróziót (E_{PR}) megkapjuk a potenciális összes erózió (E_{PT}), és a potenciális areális erózió (E_{PIR}) különbségeként:

$$E_{PR} = E_{PT} - E_{PIR} \quad (3)$$

ahol E_{PT} : a potenciális összes erózió (areális, és lineáris) ($kg\cdot m^{-2}\cdot év^{-1}$), E_{PR} : potenciális lineáris erózió ($kg\cdot m^{-2}\cdot év^{-1}$), E_{PIR} : a potenciális areális erózió ($kg\cdot m^{-2}\cdot év^{-1}$). A potenciális erózió értéke azonos az elméleti erózió ($kg\cdot m^{-2}\cdot év^{-1}$) értékével feltételezve, hogy a felszín kopár és semmilyen talajvédelmi eljárást nem alkalmaznak rajta. A RUSLE modell megkönnyíti mind a potenciális, mind az elméleti erózió értékének becslését. Mivel a RUSLE alapegyenlet C és P faktorait – később kifejtendő okok miatt – egyaránt 1 értékűnek vesszük, a potenciális erózió értéke az alábbi egyenlettel fejezhető ki:

$$E_{PT} = R \cdot K \cdot L \cdot S \quad (4)$$

Ahol R : a csapadék tényező ($MJ\cdot mm^{-2}\cdot h^{-1}\cdot év^{-1}$), K : a talaj erodálhatósági tényezője ($kg\cdot h\cdot MJ^{-1}\cdot mm^{-1}$), L : a lejtőhossz tényezője (-), S : a lejtő meredekség tényezője (-). McCool et.al (1989) szerint a potenciális areális eróziót (E_{PIR}) az alábbi képlettel fejezhetjük ki:

$$E_{PIR} = aR \cdot K_{IR} \cdot S_{IR} \quad (5)$$

Ahol a : egy koefficiens (-), K_{IR} : a talaj areális erodálhatósági tényezője ($kg \cdot h \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$), S_{IR} : az areális erózió lejtő meredekség tényezője (-). Mivel nem voltak megfelelő adataink a K_{IR} tényező becsléséhez, ezért feltételeztük, hogy $K_{IR} = K$. A lejtőtényezőt **Govers, G. – Poesen J. (1988)** egyenletét alapul véve a

$$S_{IR} = 6.86 \cdot S_g^{0.8}$$

Képlet szerint kaptuk meg, ahol a S_g a lejtő meredeksége (m/m).

Az (5) egyenletben szereplő „ a ” értéket 0,6 értékűnek vettük. A (6) egyenletben szereplő állandót (6,86) úgy választottuk, hogy az areális erózió értéke azonos legyen 0,06-os lejtésű 65 m távolságra osztott lejtőn mérhető lineáris erózióéval. Ezek a paraméterek megegyeznek **Govers, G. – Poesen J. (1988)** mérési eredményeivel. A (6) egyenlet kitevője megegyezik a **Foster, G.R. (1982)** által ajánlott értékkel. A (3), (4), (5) és (6) egyenletek összegzésének eredménye:

$$TC = K_{TC} \cdot (R \cdot K \cdot L \cdot S - a \cdot R \cdot K_{IR} \cdot S_{IR}) = K_{TC} \cdot R \cdot K \cdot (L \cdot S - a \cdot R \cdot S_{IR})$$

K_{TC} értéke a területhasználat különféle típusaira kell megbecsülni a kalibrációt felhasználva a becsléshez.

3.2.3. Az üledékszállítás útja

Ha már ismerjük minden egyes grid cellára az évi erózió, és az évi üledékszallító képesség átlagát, a szállított üledék a legmagasabb grid cella felől folyik le a lejtőn egészen a folyóhálózatig. Mindegyik grid cellának meg van határozva a folyóhálózat felé tartó folyamatos folyásiránya. Az egyszeri konvergens folyásos algoritmust alkalmaztuk azért, hogy megbizonyosodjunk arról, hogy a lefolyás útja a patak völgyben ér véget, és nincs topológiai problémák miatti körbefolyás (**Desmet, P.J.J. – Govers, G. 1995**). A lefolyási utak kialakításához a legmélyebb esésű, illetve a legalacsonyabb helyzetű cellát választottuk ki a nyolc szomszédos cellából minden egyes cella kifolyásául. A következőkben az így kapott kifolyási cella kifolyási celláját határoztuk meg. A Digitális Domborzatmodell (DEM) minden egyes cellájára megismételtük ezt a folyamatot egészen addig, amíg a patak völgyet, vagy a DEM határát, vagy egy már működő lefolyási útvonalat el nem értünk. Amikor a lefolyási útvonal elért egy patak cellát, annak összes üledéke a patak vizébe jut.

Mindegyik cella üledékbeviteléhez hozzáadtuk az adott cella eróziójának mennyiségét. Ha az üledékbevitel és a helyi üledékprodukciónak összege kisebb, mint a cella üledékszallító képessége, akkor az összes üledék a következő lejtőszakaszra jut. Ha ez az összeg meghaladja a cella üledékszallító képességét, a kifolyó üledék mennyiség határa a cella üledékszallító képessége. Ha az üledékszallító képesség alacsonyabb a befolyó üledék mennyiségénél, akkor az üledék akkumulálódik a cellában.

A modell eredményeként egyrészt egy olyan pixel térképet kapunk, mely a RUSLE egyenlet alapján számított helyben felszabaduló üledékprodukciónak (1), másrészt a egy olyan pixel térképet kapunk, mely a pixelenkénti eróziót, illetve akkumulációt (2) mutatja. Ezen kívül az az üledék mennyiség is számítható, mely eléri a vízfolyást. A

modell pontosságát gyengíti, hogy torkolatnál mért üledékmennyiséget azonosnak veszi az összes patakba jutó üledékmennyiséggel, azaz nem számol a mederben zajló akkumuláció okozta veszteséggel. A vízgyűjtőt a torkolatnál elhagyó összes üledék mennyisége (SY) kifejezhető tehát $t \cdot \text{év}^{-1}$ –ben. A vízgyűjtő specifikus, felszabaduló üledékmennyiség (SSY) értékét pedig az összes üledék mennyiségének, és a vízgyűjtőterület nagyságának hányadosaként kapjuk meg $t \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{év}^{-1}$ -ben.

3.3 Az adatbázis előkészítése, és GIS adatbázis, digitális terepmodell

Digitalizáltuk a területhasználat adatait az 1784-es I. katonai felmérés 1:28 800-as méretarányú, az 1854-ben készült II- katonai felmérés 1:28 800-as méretarányú, az 1931-es III. katonai felmérés 1: 25 000 méretarányú, az 1960-as 1:10 000 méretarányú, és az 1981-ben készült 1:10 000 méretarányú katonai térképekről, valamint terepbejárások alapján elkészítettük 2002-es állapotot tükröző területhasználat térképét. A C faktort a területhasználat térképek alapján számítottuk (1. táblázat). A fizikai talajféleségből származtatható K faktort a medence aljáról 1990-ben elkészített Üzemi Talajtérképek, és kartogramok alapján számítottuk (Máténé, Cs. E. 1990/a,b,c) (2.táblázat, 1/C ábra). A talajtérképeken kívül eső területek fizikai talajféleségéről a geológiai térkép alapján nyertünk adatokat (1/C ábra), majd a 2. táblázatnak megfelelően alakítottuk át ezeket a K tényező értékeivé. A P faktort az egész mintaterületen konstansnak, 1 értékűnek vettük.

TERÜLETHASZNÁLAT	C FAKTOR
Szántó	0.36
Szőlő	0.50
Gyümölcsös	0.20
Rét, legelő, parlag	0.10
Erdő	0.05
Település	0.00
Út	0.00
Vízfolyás, tó	0.00
Bánya	1.00

1. táblázat A kutatáshoz használt RUSLE C faktor értékek

FIZIKAI TALAJFÉLELÉSÉG	K FAKTOR
homokos kavics	0.0057
homok	0.0115
homokos vályog	0.0311
vályog	0.0438
agyagos vályog	0.0339
agyag	0.0170
kemény agyag	0.0420

KÖZETTÍPUS	FIZIKAI TALAJFÉLELÉS
Permi vörös homokkő	homokos kavics
Bazalt	kemény agyag
Triász karbonátok	vályogos agyag
Miocén, Pliocén homok	homok
Löss	vályog
Lejtőüledék	homokos kavics

2. táblázat A kutatáshoz használt, a földtani térkép alapján számított RUSLE K faktor értékek. (Lásd 1/C ábra)

A RUSLE kézikönyv értékeit és formuláit alkalmaztuk a WATEM/SEDEM modell talajeróziós összetevőinek becslésénél. A csapadék eróziós tényezőjét a havi csapadék értékekből számoltuk **Renard, K.G. – Freimund, J.R. (1994)** módszerével. Számított értéknek $809 \text{ MJ} \cdot \text{mm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{év}^{-1}$ adódott, és ezt alkalmaztuk R faktorként tanulmányunkban. A talaj erodálhatósági tényezőjét a talajszerkezet alapján **Römkers, M. et.al. (1987)** módszerével határoztuk meg. **McCool, D.K. et.al. (1999)** formuláját egyesítve a **Desmet P.J.J. et.al (1999)** által javasolt folyás eloszlási algoritmussal alkalmaztuk a kétdimenziós topográfiai faktor becsléséhez. A felszínborítás faktort a RUSLE táblázat értékei szerint határoztuk meg (**Renard, K.G et.al. 1997**)

Az úthálózat, vízhálózat, tavak, és mocsarak - amelyek jelentősen befolyásolják az üledékszállítás a modellben -, az egymást követő területhasználat térképeken jelentős változást mutattak, ezért ezeket a megfelelő topográfiai térképekről digitalizáltuk. Mivel a települések helyzete, és kiterjedése nem változott jelentősen, azért mindegyik időpontban ugyanazon polygonokat tekintettük településeknek. A modell alapértelmezésben burkolt úthálózattal számol. Ám terepi megfigyeléseink alapján úgy tűnt, hogy a lejtőkön jellemző burkolatlan földutak a fontos szerepet kapnak az üledékszállításban, ugyanis alkalmanként az üledék ezeken az utakon, és nem a természetes árkokban mozog (**Szilassi, P. 2004**). Lefuttatuk a modellt külön csak a (1) burkolt utak (2) az összes út (3), és az 1° -nál meredekebb burkolt és földutakra (1/D ábra). A kapott eredmények arra utalnak, hogy az utolsó futtatás hozta a legjobb egyezést a számított és a mért üledékhozamok között. Különböző üledékfogó műtárgyakat (gátakat, és mesterséges tavakat) építettek a KÖDÜVIZIG munkatársai a Burnót-patak mentén, azonban 1981-1989 között egy „ablak” időszak mutatkozik, amikor a patakmederben nem voltak ilyen műtárgyak. Ezért ezen időszak csapadék, területhasználat, és lebegő hordalék adatait használtuk a modell kalibrációjához.

ÉV	MÉRT HORDALÉKMENNYISÉG
1981	98.5
1982	59.0
1983	79.4
1984	90.5
1985	131.3
1986	385.5
1987	275.6
1988	156.8
1989	42.2

3. táblázat A Burnót-patak torkolati mérőpontján mért évenkénti hordalékmennyiség t/ha*év).

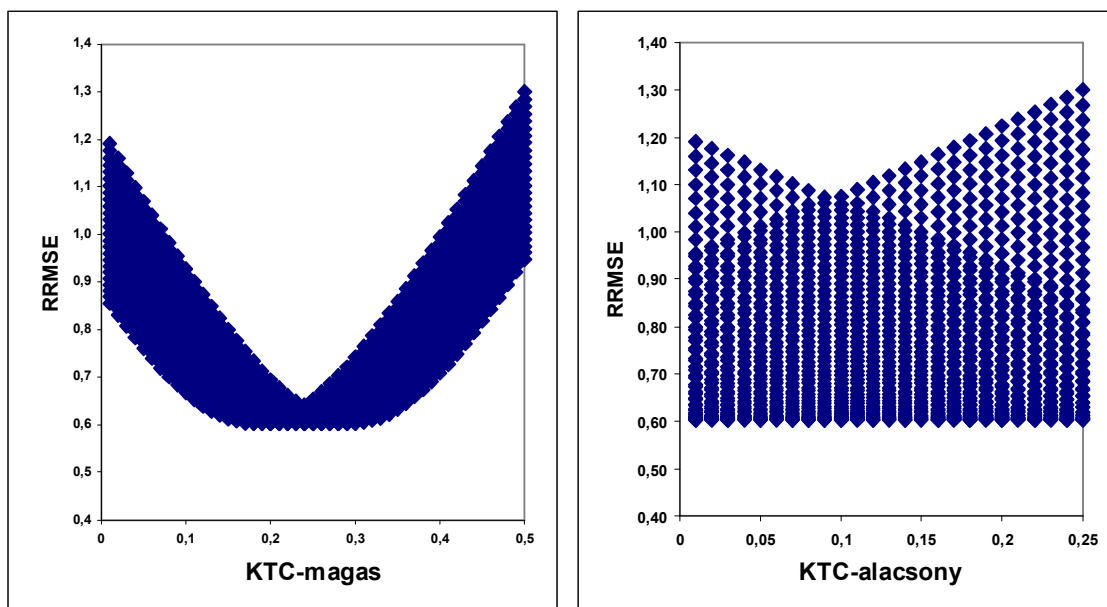
A szintvonalakat 5m-es szintközönként (a medencealji területekről a 2,5 m-es szintközönként) digitalizáltuk az 1981-es 1: 10 000 méretarányú topográfiai térképről. Az interpolációhoz (**Gorte, B.G.H. – Koolhoven, W.** 1990) lineáris kontúr interpolációs módszerét alkalmaztuk, elkészítetve a terület 10 m-es cellaméretű, két számjegy pontosságú Digitális Domborzatmodelljét (DEM-jét). Hogy biztosak legyünk abban, hogy a lefolyási utak nem szakadnak meg, a Digitális Domborzatmodellt (DEM-et) **Jenson, S.K. – Domingue, J.O** (1988) árok-újramozgató algoritmusával javítottuk. Így kiküszöböltük a medencealji területek azon hibáját, hogy interpolációs hiba, és az elégtelen felbontású cellaméret következtében a patak kifolyási pontja magasabb helyzetű volt a medence aljánál. A Burnót-patak torkolati szakaszát a DEM-ben a medencealjánál alacsonyabb pixelekként értelmeztük. A medencealj mesterséges kiegyenlítését a **Martz, L.W. – Garbrecht, J.** (1992) -féle kiegyenlítő folyamat szerint végeztük el. A hegycsúcsok mesterséges tetőszintjének kialakítását a környező DEM tengerszintfeletti magasságokból krigelő interpolációs eljárással végeztük el. Ez a módszer képes más eljárásoknál pontosabban rekonstruálni az összetett hegycsúcsokat, gerinceket. A bemutatott módon folyamatos lefolyású Digitális Domborzatmodell készítettünk az eróziós modell forrás adatbázisaként.

4. Eredmények, és értékelésük

4.1. Az eróziómodell kalibrációja

A kalibrációt a WATEM/SEDEM modellben előírt, a modell káli-medencei alkalmazását lehetővé tevő paraméterekkel végeztük el. A napi lebegőanyag mennyiségét a Burnót-patak torkolati mérőpontján mérték 1981-1989 között 2-3 heti rendszerességgel a KÖDUVIZIG szakemberei. Ebből az adatbázisból a napi üledékmennyiség adatok összevonásával határoztuk meg a torkolatnál az ez időszak alatt évenként kilépő üledék mennyiségét (3. táblázat).

A vizsgált időszakban a patak évi átlagos üledékhozama $146 \text{ t/ha} \cdot \text{év}^{-1}$ volt. Ez a vízgyűjtőterületre vetített átlagos üledékvesztésben (vízgyűjtő specifikus felszabaduló üledékmennyiség) $0,018 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{év}^{-1}$ -et jelent. Természetesen ez az adat, csak tájékoztató jellegű lehet, hiszen az átlagérték számítása során az akkumulációs területekkel is számoltunk. Összehasonlítva a kapott értéket más vízgyűjtők hasonló adataival ez az érték meglehetősen alacsonynak tűnik (**Van Rompey, A.J.J.** in. press). Ez a jelenség összefügghet a Káli-medence sajátos domborzatával, a nagy medencealji mocsaras területek üledék-visszatartó szerepével. A következő lépésben az üledékszállító képességet kifejező paramétert számoltuk ki szántó, és szőlő (K_{TC_Magas}) és a nem erodált ($K_{TC_Alacsony}$) területekre automatikus kalibrálási folyamattal. A kalibrációt a következőképpen végeztük el. Az adatbázisban szereplő mindegyik évre lefutattuk a modellt 0 és 0,5 közötti K_{TC_Magas} , és 0 és 0,25 értékek közötti $K_{TC_Alacsony}$ értékekre. A K_{TC_Magas} és a $K_{TC_Alacsony}$ értékek valamennyi kombinációjára, mind a 9 évre kiszámoltuk a torkolati üledékhozam (lebegőanyag) értékeket. A számított és a mért évi üledékhozam értékek közötti kapcsolatot relatív négyzetgyök hiba (RRMSE) módszerével vizsgáltuk. A legalacsonyabb RRMSE értéket a $K_{TC_Magas} = 0,25$ és a $K_{TC_Alacsony} = 0,11$ értéknél kaptuk. A továbbiakban valamennyi korábbi területhasználatra ezekkel a paraméterekkel futtattuk a modellt (4. ábra).



4. ábra Az üledékszállítási együttható kalibrációjának eredményei (részletesen lásd a szövegben)

4.2. A modell érvényesítése (validációja)

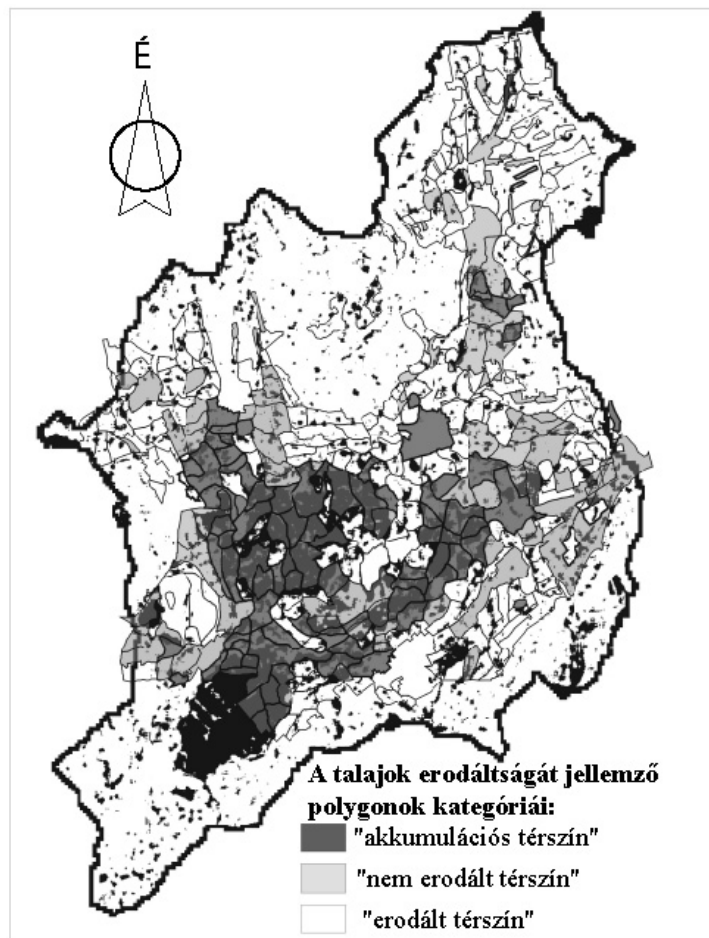
A modell eredményeinek megerősítéséhez a modell által számított a felszabadult üledékmennyiséget bemutató térképet hasonlítottuk össze a medence 1: 10 000 méretarányú Üzemi Talajtérképének, és Kartogramjainak adataival. A talajtérkép tartalmaz információkat a talajok eróziós sérülésének mértékéről, erodáltságáról. A térképen „akkumulációs térszín”, „nem erodált”, „gyengén erodált”, „közepesen

erodált”, „erősen erodált”, és „alapkőzetig erodált” kategóriák lettek elkülönítve. Az erodáltság értékeket pontszerű mintavétellel talajszelvényenként határozták meg valamennyi Talajtérképezési Egységre (TE) mint polygonra (5. ábra). Mivel egzakt - az erózió mennyiségére utaló – értékek nem kapcsolhatóak ezen paraméterekhez, a talajtérkép polygonjait újraosztályoztuk, és két fő csoportra osztottuk. Az első csoportot a „gyengén erodált”, „közepesen erodált”, „erősen erodált”, és „alapkőzetig erodált” kategóriákból képeztük, és „erodált térszínnek” neveztük. Mivel a talajtérkép a medencealji területekről készült el, ezért a „nem erodált” felszíneket potenciális akkumulációs területekként értelmeztük. A második az „akkumulációs térszínnek” nevezett csoport az „akkumulációs térszín”, és a „nem erodált” kategóriákat foglalja magában. A modell által számított, a felszabadult üledékmennyiséget bemutató térképen szintén két kategóriát különítettünk el, elhatárolva itt is egymástól az akkumulációs, és az erodált felszíneket. Ez ugyancsak abból a talajtérképezési módszerből következik, miszerint a TE erodáltsági kategóriáihoz nem társíthatunk konkrét, az erózió összes, vagy átlagos mennyiségét jellemző értéket, viszont az erózió jellegének területiségét jól kifejezhetjük. Ezért nem számítottuk ki a z összes, vagy az átlagos felszabaduló üledékmennyiséget a TE polygonokra, hanem helyette meghatároztuk az „akkumulációs térszínnekhez”, és a „erodált térszínnekhez” tartató pixelok számát. A számított üledékhozamok statisztikai analízise szintén arra utalt, hogy az akkumulációs, és a denudációs térszín pixeljei külön csoportot alkotnak, ezért az egyes talajtérképről nyert TE polygonokra vonatkozó átlagos erózió kiszámítása félrevezető lehet.

A 213 „erodált térszín” kategóriába tartozó talajtérkép polygon 91 %-ához tartozik eróziót jelző pixel. Eredményeink szerint a 201 „akkumulációs térszín” kategóriába tartozó talajtérkép polygonhoz tartozik több akkumulációt, mint eróziót jelző pixel (azaz ezen polygonok területének több mint 50%-a akkumulációs pixelből áll) (5. ábra).

Bár a „nem erodált” polygonok 62%-ában a modell alapján számolt akkumulációs pixelok dominálnak, az „akkumulációs térszín” talajtérkép polygonok közül mindössze 19%-ban van több akkumulációs pixel mint eróziós pixel. Mint ahogy azt a 5. ábra mutatja, a modell által kalkulált akkumulációs térszíneket a medencealji, egyenletes térszíneken találjuk, ott, ahol a „nem erodált” talajok találhatók.

A modell érvényesítése során arra az eredményre jutottunk, hogy ez a modell nagyon jól közelíti az erodált felszínnek valós térszerkezetét, ám a - a várt eredményekkel szemben - a hegylábi területek helyett a medencealji felszíneken mutat üledék-felhalmozódást.



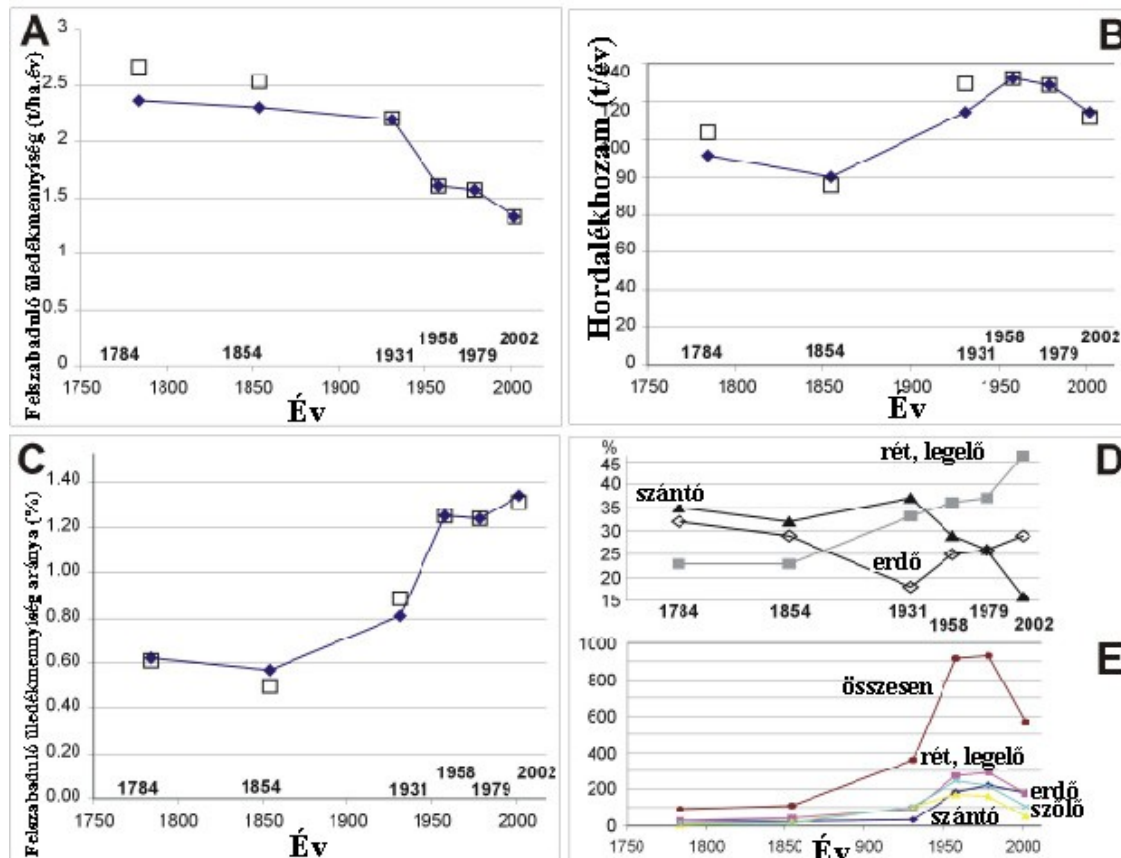
5. ábra A modell eredményei, és azok ellenőrzése. A raszteres fekete foltok az 1981-es időpont alapján számított üledék-felhalmozódási területeket mutatja. Az üres, a világos és sötétszürke polygonok jelzik az „eróziós” a „nem erodált” és az „akkumulációs térszín” kategóriákat. A sötét kontúrvonal a vízgyűjtőterület határát jelöli. (Részletesen lásd a szövegben).

4.3. A modell alkalmazása

Az 1981-89 közötti adatok felhasználásával kalibrált, és az érvényesített modellt a továbbiakban az 1784-es, 1854-es, 1931-es, 1960-as, és a 2002-es területhasznosítás térképekre alkalmaztuk, kiszámolva az adott időkeresztmetszet eróziós, és üledékszállítási viszonyait. A csapadék eróziós tényezőjét, a talajerodálhatóság tényezőjét, valamint a domborzati adatokat az 1981-es területhasznosítás alapján már kalibrált értékkel azonos értékűnek vettük minden időszakban.

Tanulmányunkban az üledékszállítást befolyásoló szerkezetek (utak, patakok, mocsarak) a patak torkolatánál mért lebegőanyag mennyiségre gyakorolt hatásait is

vizsgáltuk. Ezért a modellt kétféle formában futtattuk le. Az első sorozatban valamennyi múltbéli területhasználatra az 1981-es, kalibrált területhasználatnak megfelelő út és vízhálózat, valamint mocsarak alapján futtattuk le a modellt (6/A/B, és C ábra).



6. ábra A talajerózió menetében bekövetkezett változások a Káli-medence területén. /A Az átlagos évi felszabaduló üledékmennyiség (t/ha.év). /B, A vízgyűjtőt elhagyó üledék átlagos évenkénti mennyisége. /C, A vízgyűjtő üledék-visszatartó képessége (%). Az A,B, és C ábrákon a modell futtatási eredményeit mutatják az üres négyzetek adott időszak vízhálózatával, a sötét négyzetek az 1981-es út és vízhálózattal számolva. /D, Az egyes területhasználat százaléka a vízgyűjtőterület százalékában, /E, A kiválasztott területhasználat kategóriák polygonjainak száma.

A második futtatási sorozatban az összes múltbéli területhasználatra az adott időpontnak megfelelő út és vízhálózatot, valamint mocsarakat vettük alapul, de elhanyagolhatóan vettük a patakminti mocsarak üledékszállításra gyakorolt hatását. Az úthálózat az üledékszállítás, és az üledékmennyiségen kívül a RUSLE lejtőhossz (L) faktorát is megváltoztatja.

A két futtatási sorozat üledékmennyisége közötti különbség nem túl jelentős (6/A ábra), különösen igaz ez az utolsó négy időszakra, mivel a tavak, víz és úthálózat 1931-óta szinte semmit sem változott. Az 1784-re, és 1854-re jellemző gyengén fejlett úthálózat miatt a lejtőhossz értékek nagyobbak, és ezzel magyarázhatjuk az ezen időpontokra jellemző az 1981-e úthálózat alapján számítottnál magasabb felszabaduló

üledékmennyiség értékeket (6/A ábra). Mint ahogy az előzőekben említettük, az üledékfogó tárgyak, úthálózat stb. - a RUSLE L faktorának megváltoztatásán keresztül - összetett hatásukkal megnövelik a direkt módon a patakba jutó üledékmennyiséget. A két futtatási sorozat összes torkolati üledékmennyiségre vonatkozó eredményei között szintén nincs jelentős eltérés (6/B ábra).

Nagy homokbányákat és mesterséges tavakat létesítettek 1931 után a területen, közel a patak kifolyási pontjához (1/B ábra). Ezen üledékfogók hiányával magyarázható az 1931-es év második futtatási sorozata nyomán eredményül kapott nagyobb üledékveszteség. Az 1854-es, és 1931-es évek között a felszabaduló üledékmennyiség arányában mutatkozó különbség a korábban említett okokkal magyarázható (6/C ábra). A kapott eredmények alapján elmondhatjuk, hogy az üledékszállítás befolyásoló műtárgyak, hálózatok csekély hatást gyakorolnak az átlagosan felszabaduló üledékmennyiségre, és a Káli-medence összes, és relatív üledékveszteségére.

Mint az a 6/A ábrán látható, a medencében felszabaduló átlagos évi üledékmennyiség a II. Világháború óta egyenletesen, összesen 27%-kal csökkent. Ezzel szemben az összes medencéből kijutó (elszállított) üledékmennyiség (hordalékhozam) 1854 és 1931 között 26%-al nőtt (6/B ábra). Egy csekély mérvű csökkenés is kimutatható egész a közelmúltig (2002-es területhasználat).

Az eredményül kapott ellentétes előjelű változások jól szemléltethetőek e két tényező arányát kifejező, a vízgyűjtőn felszabaduló üledékmennyiség arányának a változását bemutató grafikonon (6/C ábra). Az 6/C ábra görbéjén a felszabaduló üledékmennyiség arányának enyhe emelkedését figyelhetünk meg, mely arra utal, hogy a Káli-medence üledékmegtartó képessége csökkent. Másképp kifejezve, míg az átlagos felszabaduló üledékmennyiség értéke csökkent (6/A ábra), a vízgyűjtőt elhagyó üledék abszolút (6/B), és relatív (6/C ábra) mennyisége növekedett. Az első két „régí” időkeresztmetszet, és három „modern” idősík két, egymáshoz nagyon hasonló tagokból álló csoportot alkot. Az 1931-es időkeresztmetszet köztes állapotot képvisel e két csoport között.

Ahhoz, hogy magyarázhassuk a kapott eredményeket, mindegyik időkeresztmetszet esetében vizsgáltuk a területhasználat mintázatát, azon belül kiszámoltuk (1) a C faktor átlagát, és (2) az egyes területhasználat kategóriák százalékos arányát a vízgyűjtőterület összterületéhez képest (2. ábra).

TERÜLETHASZNÁLAT KATEGÓRIA	1784	1854	1931	1958	1979	2002
Erdő	27	22	33	187	221	180
Mocsár	8	2	1	0	1	1
gyümölcsös	1	0	0	21	19	18
Rét, legelő, parlag	27	42	91	274	291	178
Szántó	6	20	106	171	163	53
Szőlő	12	15	105	246	217	106
Település	8	9	11	11	12	19
Tó	2	2	15	5	8	14
Összesen:	91	112	362	915	932	569

4. táblázat A területhasználat kategóriák polygonjainak száma.

Ezen kívül kiszámítottuk (3) a területhasználat fragmentáltságának értéket, melyet az egyes területhasználat-típusokhoz tartozó polygonok számával azonosítottunk, és kiszámoltunk valamennyi vizsgált időpontban (4. táblázat).

A C faktor szabálytalan, és jelentéktelen változása nem magyarázza az erózió menetében kimutatott változásokat. A települések, mocsarak, tavak, és gyümölcsösök területének vízgyűjtőterület egészéhez viszonyított aránya csak kis változásokat mutat (2. ábra). A szőlőterületek (melyek viszonylag nagy eróziós potenciállal rendelkeznek, lásd 1. táblázat) kismértvű változásával szintén nem okolhatóak a kapott eredmények (4. táblázat).

Az erdőterületek aránya ugyancsak állandóan 28% körüli értéket mutat. Az alacsony C faktorról jellemezhető rétek, legelők területe tartósan növekedett az erózióérzékenyebb szántóterületek rovására (2. ábra, 6/D ábra), mely jól magyarázza a felszabaduló üledékmennyiség csökkenését (6/A. ábra). Bár 1931 óta a rét, legelő, parlagterületek nagysága növekedett az erdők rovására, de az erdőterületek alatt a C faktor e folyamattal magyarázható kismértékű csökkenése nem csökkentette az e területek alatt a RUSLE alapján számolt felszabaduló üledékmennyiséget, mivel erdőket főként az alacsony lejtőhossz (L) faktorról jellemezhető hegytetők környékén találunk.

A vízgyűjtő üledékvesztésének növekedése (6/B, és 6/C ábrák) a területhasználat térszerkezetében végbement változások hatására, az üledékszállító képességben bekövetkezett változásokkal vannak kapcsolatban. Tanulmányunkban valamennyi területhasználat típus polygonjainak számát használtuk a területhasználat fragmentáltságát kifejező értéként. Az egyes időszakok egymástól eltérő méretaránya miatt valamennyi időpont területhasználat térképét 1:30 000 méretarányúvá alakítottuk. Ahogy azt a 4. táblázat és a 6/E ábra mutatja, folyamatos, és szignifikáns fragmentáció növekedést tapasztaltunk a legtöbb területhasználat kategória esetében. Másrészt az első két „rég”, és a három „modern” időkeresztmetszet csoporton belüli időszakok egymáshoz hasonlóknak mutatkoznak, az 1931-es időpont területhasználat köztes állapotot tükröz (4. táblázat, 6/E ábra). Láthatjuk, hogy az egyes területhasználat típusok polygonjainak száma 1931 után hirtelen (2-10 szeresére) megnövekszik. A kapott tendenciák összefüggésben állnak az üledékszállítási együttható eredményül kapott változásával (6/C ábra). A területhasználat fragmentáltság 1931-beni hirtelen növekedésének okait a korábbiakban már említettük. Ugyanígy a területhasználat fragmentáltság 2002-es időponthoz köthető és a polygonok számával jellemezhető hirtelen esése ugyancsak a korábbiakban említett, a rendszerváltással is összefüggő folyamatok eredménye.

Összegzésképpen elmondhatjuk, hogy az átlagos üledékvesztés csökkenése (6/A ábra) jól magyarázható a rét, parlagterületek kiterjedésének általános növekedésével a szántók rovására (6/D ábra), míg a vízgyűjtőterület abszolút, és relatív üledékvesztésének növekedése (6/B, és 6/C ábra) a területhasználat fragmentáltságának növekedésével magyarázható (6/E ábra). A kapott eredmények arra utalnak, hogy a viszonylag alacsony felszabaduló üledékmennyiség mellett is a domborzati helyzet, és a területhasználat közelmúltbéli „modern” változása vezetett a vízgyűjtő - a Káli-medencéből a Balatonba jutó - összes üledékvesztésének, azaz a Burnót-patak hordalékhozamának 30%-os (6/B ábra), és a felszabaduló üledékmennyiség arányának közel 100%-os növekedéséhez (6/C ábra).

A modellezés célja nem elsősorban a történeti területhasználatokra jellemző erózió mennyiségének számítása, hanem a különféle területhasználat scénáriók erózióra gyakorolt hatásának vizsgálata volt. Ezért a felszabaduló üledékmennyiség, és az üledékszállítás értékelésénél az 1981-es, kalibrált időponttal azonos értékű csapadék eróziós tényező, talajerodálhatósági tényező, domborzat adatokat használtunk fel valamennyi időkeresztmetszetre. A kapott eredmények azonban adalékokat szolgáltathatnak, a vízgyűjtőről Balatonba érkező üledékmennyiség hosszú történeti időszakot átfogó becsléséhez. Az ilyen jellegű kutatások abból az alapfeltételezésből indulnak ki, hogy a domborzat és a talajfizikai paraméterek 250 év alatt csak elhanyagolható mértékben változtak. Ez a kitétel természetesen rontja a modell becslési hatékonyságát. A vizsgált időszak alatt a művelés módjában fontosabb változást csak a szőlőteraszok megjelenése jelentett az 1854-es területhasznosítás térkép utáni időszakban. Mivel csak szórványos, és hiányos adatunk van e mára már jobbra felhagyott, és elhanyagolt teraszok helyzetéről, ezeket nem vettük számításba a modell alkalmazásakor. Esetleg az, hogy nem számoltunk az agrogén teraszokkal, vezethetett az 1784, és az 1854-es scénáriók esetében a felszabaduló üledékmennyiség üledékszallító képesség felülbecsléséhez. Feltehetően a csapadék eróziós tényezője a vizsgált meglehetősen hosszú időszakban nem volt állandó értékű. **Rácz, L.** (1999) tanulmánya szerint országosan a csapadékmennyiség 670 mm-ről 620 mm-re csökkent a 18. századtól napjainkig terjedő időszakban. Ezért a korábbi időkeresztmetszetek erózióbecslésére csak az adott időszak csapadékadatainak ismeretében vállalkozhatnánk.

5. Az eredmények összegzése

A korábbi területhasznosítások üledékszállításra, és üledék-felszabadulásra gyakorolt hatásának vizsgálatához a WATEM/SEDEM modellt alkalmaztuk, mivel a modell kalibrációja viszonylag egyszerű, és mert képes a területhasználat térszerkezetének erózióra gyakorolt hatásának vizsgálatára. Gondosan előkészített, és Földrajzi Információs Rendszerben egyesített digitális adatbázist hoztunk létre. A pontos kalibrációt, és érvényesítést követően a modell alkalmassá vált jövőbeni területhasználat scénáriók erózióra gyakorolt hatásainak vizsgálatára.

Az eredmények kimutatták a térbeli eloszlást számításba vevő eróziós modellek alkalmazhatóságát a múlt és jövőbeni területhasználatok erózióra gyakorolt hatásainak számszerűsítéséhez. A modell eredményei azt mutatták, hogy az átlagos évi felszabaduló üledékmennyiség egyik időpontban sem érte el a még elfogadhatónak tartott 2 t/ha*év (**Centeri, Cs. – Császár, V.** 2003) határértéket. A vízgyűjtő abszolút és relatív üledékvesztesége viszont - különösen a II. világháború óta - a folyamatosan nőtt. Ez a folyamat együtt járhatott az üledékekkel együtt mozgó kemikáliák egyre nagyobb mérvű Balatonba jutásával is. Ez különösen az utóbbi három területhasznosítás térkép időpontjában lehetett jelentős mérvű. A nitrát növekvő mennyiségét mutatja a Burnót-patak torkolati vízminőségére vonatkozó harminc éves idősor.

A jövőbeni területhasznosítás scénáriók vizsgálata segítheti megalapozottabb területhasználat stratégiák kidolgozását. A modell így többek között a medence rét és szőlőterületeinek tervezett rekonstrukciójában kaphat szerepet. A modell másik alkalmazása, a jelenlegi és a tervezett üledékfogó műtárgyak (gátak, tavak stb) hatékonyságának vizsgálata lehet. A modellezés célja elsősorban nem a történeti

területhasználatokra jellemző erózió mennyiségének számítása, hanem a különféle területhasználat scénáriók erózióra gyakorolt hatásának vizsgálata volt konstans csapadékmennyiséggel számolva. A korábbi időkeresztmetszetek erózióbecslésére csak az adott időszak csapadékadatainak ismeretében vállalkozhatnánk, hiszen a vizsgált 250 év alatt a csapadék mennyisége országosan csökkenő tendenciát mutat.

A bemutatott eróziómodell alkalmas más vízgyűjtők hasonló célú vizsgálatára, és különösen fontos lenne kiterjeszteni a modellt a Balaton egész vízgyűjtőjére.

A szerzők köszönetüket fejezik ki Kling Istvánnak a KÖDÜKÖFE igazgatójának, hogy a Burnót-patak torkolati mérőpontján mért adataikat felhasználhattuk munkánkhoz, valamint Varga György úrnak, hogy a VITUKI a Balatonakali csapadékadatait a rendelkezésünkre bocsátotta.

IRODALOM

- Atkinson, E** 1995. Methods for assessing sediment delivery in river systems. *Hydrological Sciences* 40(2): pp. 273-280.
- Bazoffi P. – Baldassarre G. – Vacca, G.** 1996. Validation of PISA2 for automatic assessment of reservoir sedimentation. *Proceedings of International Conference of Sedimentation*. M. Albertson Ed. Colorado State Univ. pp 519-528.
- Boros, L.** 1996 Tokaj hegyalja szőlő és borgazdaságának földrajzi alapjai és jellemzői – Észak és Kelet-Magyarországi Földrajzi Évkönyv 3. Miskolc-Nyíregyháza p. 322.
- Boros, L.** 1982 A természetföldrajzi tényezők szerepe a Tokaji-hegy és környékének földhasznosításában – *Földrajzi Értesítő* XXXI. Évf. 1. füzet pp. 41-65.
- Budai, T. – Császár G. – Csillag, G. – Dudko, A. – Kolosszár, A. – Majoros Gy.** 1999. A Balaton-felvidék földtana. – Magyarázó a Balaton-felvidék 1: 50 000-es földtani térképéhez, MÁFI, Budapest 165 p.
- Budai, T. – Csillag, G. – Dudko, A. – Kolosszár, L.** 1999 A Balaton-felvidék 1:50 000 –es méretarányú földtani térképe A MÁFI időszakos kiadványai, 218.
- Budai, T. – Csillag, G. (szerk.)** 1999 A Balaton-felvidék földtana. A MÁFI időszakos kiadványai 197.
- Budai, T. – Csillag, G.** 1998 A Balaton-felvidék középső részének földtana A Bakony természettudományos kutatásainak Eredményei 22. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc.
- Centeri, Cs. – Császár, V.** 2003 Talajképződés és az erózió által kiváltott talajpusztulás kapcsolata a Tihanyi-félsziget példáján. – *Tájökológiai lapok* I. évfolyam 1. szám pp. 81-85.
- Coulthard, T.J. – Macklin, M.G – Krikby, M.J.** 2002. A cellular model of Holocene upland basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and landforms*. 27(3) pp. 269-288.
- Csillag, G.** 1985 A Balaton körzetének geomorfológiai térképe. — In: **Boros, J. – Cserny, T. – Csillag, G. – Kurimay, A. (szerk)**, A Balaton körzetének mérnökgeológiai térképsorozata, A MÁFI alkalmi kiadványai, 218. 218. (in Hungarian)
- Csillag, G.** 1991 Mencshely környékének geológiája, Balaton-felvidék. Nemzeti Geofizikai Archívum, Budapest. (kézirat)

- Csillag, G.** 2001 A Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. – (kézirat) (MÁFI Évi Jelentései a 2001 évről) p. 15.
- Csillag, G.** 2003/A Geomorphologic levels of the Káli Basin and its vicinity. 2001 Annual Report of the Geological Institute of Hungary, (in press). (in Hungarian)
- Csillag, G.** 2003/B Földtani természetvédelmi értékelés a Káli-medence példáján. – PhD. Értekezés JPTE TTK. Pécs, p. 139.
- Csoma, Zs.** 1984/A A filoxéra és hatása a Káli-medencében Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei 16. pp. 733-757.
- Csoma, Zs.** 1984/B A hagyományos borértékesítés rendszere és felbomlása a Káli-medencében (19-20. Sz.) – Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei 16. pp. 331-340.
- Csorba, P.** 1999 Tájszerkezeti változások a Bodrogtér-félmedencében (Tokaj Hegyalja) – Földrajzi Közlemények, CXXII/XVII 1999 3-4. szám pp. 109-127.
- Desmet, P.J.J. – Govers, G.** 1995 GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map informations Catena, 25. pp. 389-401.
- Desmet, P.J.J. – Govers, G.** 1996 A GIS-procedure for the automated calculation of the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. Journal of Soil and Water Conservation, 51. pp. 427-433.
- Dezsény, Z.** 1982 A Balaton részvízgyűjtőinek erózióveszély szerinti összehasonlítása Agrokémia és Talajtan, 31, pp. 405-421. (in Hungarian)
- Dezsény, Z.** 1984 A potenciális erózió, és az erózióveszély térképezése. Vízügyi Közlemények, 66, pp. 311-324.
- Farkas, P.** 1985 A new method of map-like representation of soil erosion. 1985 A MÁFI évi jelentései pp. 287-294.
- Farkas, P.** 1990 Földtani tényezők hatása a talajerózióra a Balaton déli vízgyűjtőjén. 1988 A MÁFI évi jelentései, pp. 91-99.
- Foster, G.R.** 1982 Modeling the erosion process. In: Hydrologic modelling of Small Watersheds. pp. 533. Edited by Haan, C.T. Johnson, H.P Brakensiek, D.L., ASAE St. Joseph, USA
- Gelencsér, J.** 1984 Az öröklési szokások változása a Káli-medencében Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei 17. pp. 643-656.
- Gorte, B.G.H. – Koolhoven, W.** 1990 Interpolation between isolines based on the Borgfors distance transform. ITC Journal, 1990-3, pp. 245-247. ITC, Enschede.
- Govers, G. – Poesen J.** 1988 Assessment of the rill and the interrill contributions of the total soil loss from an upland field plot. Geomorphology, 1. pp. 343-354.
- Jenson, S.K. – Domingue, J.O.** 1988 Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogram. Eng. Rem. Sens., 54, pp. 1593-1600.
- Jetten, V. – Govers, G. – Hessel, R.** 2003 Erosion models: quality of spatial predictions. Hydrological Processes. 17. (5) pp 887-900.
- JICA,** 1999 Study on the Environmental Conditions of Lake Balaton Surroundings. A Joint Project of the Japanese International Cooperation Agency and the Hungarian Government. Pacific Consultants International, Shin-Nippon Meteorological and Oceanographical Co., Ltd. Budapest.
- Jordán, Gy. – Csillag, G.** 2001 Digital terrain modelling for morphotectonic analysis: a GIS framework. In: H. Ohmori (ed), 2001 DEMs and Geomorphology. Special

Publication of the Geographic Information Systems Association, 1: 60-61. Nihon University, Tokyo.

Jordán, Gy. – Csillag, G. 2003 A GIS framework for morphotectonic analysis - a case study. Proceedings, 4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, 17-20 June, 2003, Bologna, Italy. Proceedings, 2: 516-519. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Bologna.

Jordán, Gy. 2003 Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. Earth Surface Processes and Landforms, 28: 807 - 822.

Jordán, Gy., – Csillag, G., – Szucs, A. – Qvarfort, U. 2003 Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Káli Basin, Hungary. Zeitschrift für Geomorphologie, 47: 145-169.

Kertész, Á. – Lóczy, D. – Varga, G. 1993 Water input/output and soil erosion on a cultivated watershed. In: S. Wicherek (ed.), Farm Land Erosion: in Temperate Plains Environment and Hills. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Kertész, Á. – Richter, G. – Varga, G. 1997 Water balance and sediment yield in Lake Balaton Catchment, Hungary. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., 110, pp. 125-136.

Laposa, J. 1988 Szőlőhegyek a Balaton-felvidéken – Mezőgazdasági Kiadó Budapest, 103 p.

Lichtnecker, A. 1990/A Szőlőművelés a Balatonfüred-Csopaki borvidék területén a 18-19. Század fordulóján. – Veszprém-megyei Honismereti tanulmányok XIV. kötet Veszprém pp. 123-132.

Lichtnecker, A. 1990/B Balatonfüred-Csopaki borvidék története – Veszprém Megyei levéltár Kiadványai 7. Veszprém p. 583.

Martz, L.W. – Garbrecht, J. 1992 Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. Computers and Geosciences, 18, pp. 747-761.

Máténé, Cs. E. 1990/A Mindszentkállya 43-314 1: 10 000. Talajtérkép és kartogramok. – Növény és talajvédelmi Szolgálat Győri Intézete, Veszprém megyei kirendeltség Csopak. (kézirat)

Máténé, Cs. E. 1990/B Szentbékállya 43-312 1: 10 000. Talajtérkép és kartogramok. – Növény és talajvédelmi Szolgálat Győri Intézete, Veszprém megyei kirendeltség Csopak. (kézirat)

Máténé, Cs. E. 1990/C Zánka 43-323 1: 10 000. Talajtérkép és kartogramok. – Növény és talajvédelmi Szolgálat Győri Intézete, Veszprém megyei kirendeltség Csopak. (kézirat).

McCool, D.K. – Brown, L.C. – Foster, G.L. – Mutchler, C.K. – Meyer, L.D. 1987 Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. Transactions of the ASAE, 30. (5) pp.1387-1396.

McCool, D.K. – Foster, G.L. – Mutchler, C.K. – Meyer, L.D. 1989 Revised Slope Length Factor for the Universal Soil Loss Equation. Transactions of the ASAE, 32. (5) pp. 1571-1576.

Molnár, Á. 1984 A községek közötti kapcsolat, és ezek változása a káli-medence falvaiban – Veszprém Megyei Múzeumi Közleményei 17. pp. 675-680.

Nyírsalovszki, R. 2001 A területhasználat és a domborzat kapcsolata A területhasználat időbeni változása egy Tokaj-hegylajai mintaterületen (Tállyai-félmedence) – in.: **Ilyés Z. – Keményfi R (szerk:)** A Táj megértése felé – Tanulmányok a 75 éves Pinczés Zoltán professzor tiszteletére Debrecen – Eger 2001 pp. 63-83.

- Rácz, I.** 1999 Climate history of Hungary since 16th century: past, present and future. Discussion Papers, 28. Centre for Regional Studies, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- Renard, K.G. – Foster, G.R. – Weesies, G.A. – McCool, D.K. – Yoder, D.C.** 1997 Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agr. Handbook 703. p.
- Renard, K.G. – Foster, G.R. – Weesies, G.A. – Porter, J.P.** 1991 RUSLE Revised Soil Equation. Journal of Soil and Water Conservation, 46 (1) pp. 30-33.
- Renard, K.G. – Freimund, J.R.** 1994 Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the Revised USLE. Journal of Hydrology. 157. (1-4.) pp. 287-306.
- Römkers, M. – Prasad, J. – Poesen, J.** 1987 Soil erodibility and properties. Transaction of the XIII. Congress of International Society of Soil Sciences. Volume V. pp. 492-504.
- Szásziné, Horváth H.** 2000 A Káli-medence talajai, és talajképző tényezői. – Agrokémia és Talajtan. Tom. 49. No. 1-2. pp. 41-41
- Szilassi, P.** 2001 Influences of weather, as a changing part of landscape elements, on the touristic potentials of the Kali Basin. Acta Climatologica et Chorologica, Universitatis Szegediensis, 35-35, pp. 45-48.
- Szilassi, P.** 2002 Possibilities of country development from the point of view of tourism – an investigation in the Kali Basin (west Hungary). Geographica Pannonica. 3, pp. 30-32.
- Szilassi, P.** 2004. Rekreációs és mezőgazdasági szempontú tájértékelés a Káli-medencében doktori (PhD) értekezés, Szeged 114. p.
- Van Oost, K. – Govers, G. – Desmet, P.** 2000 Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage – Landscape Ecology 15. pp. 577-589.
- Van Rompaey, A.J.J. – Bazoffi, P. – Jones, R. – Montanarella, L.** 2003/B Modelling sediment budgets in Italian catchments, Geomorphology, (in. press).
- Van Rompaey, A.J.J. – Govers, G. – Puttemans, C.** 2002 Modelling land use changes and their impact on soil erosion and sediment supply to rivers. – Earth Surface Processes and Landforms 27. (5.) pp. 481-494.
- Van Rompaey, A.J.J. – Govers, G.** 2002 Data quality and model complexity for a continental scale soil erosion modelling. International Journal of GIS. 16 (7). pp. 663-680.
- Van Rompaey, A.J.J. – Krasa, J. – Dostal, T. – Govers, G.** 2003/A Modelling sediment supply to rivers in Eastern europe during and after the collectivisation period. Hydobiologia 494 (1-3) pp. 153-158.
- Van Rompaey, A.J.J. – Westraeten, G. – Van Oost, K. – Govers, G. – Poesen, J.** 2001 Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. Earth Surface Processes and Landforms 27 (5) pp. 481- 494.
- Veress, D. Cs.** 1984 A Kál-völgy története (I. rész) – Veszprém Megyei Múzeumi Közleményei 17. pp. 603-616.
- Veress, D. Cs.** 1986 A Kál-völgy története (II. rész) – Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei 18. pp. 303-314
- Walling, D.E.** 1983 The sediment delivery problem. Journal of Hydrology, 65. pp.209-237.

Westraeten, G. – Van Rompaey, A.J.J – Poesen, J. – Van Oost, K. – Govers, G.
2003. Evaluating the impact of watershed management scenarios or changes in
sediment delivery to rives? *Hydrobiologia*, 494 (1-3). PP. 153-158.

FELHASZNÁLT TÉRKÉPEK:

I. Katonai Felmérés (1784): VII/XIX. VIII/XX, VIII/XIX,
II. Katonai Felmérés (1854): 56/XXVI, 56/XXVII, 57/XXVI,
III. Katonai Felmérés (1931-32): 5259/1, 5259/2, 5259/3, 5259/4,
katonai topográfiai térképek: (1960-1972): 603-134, 603-141, 603-143, L-33-48-A-a-3, L-33-48-A-a-4,
L-33-48-A-c-1
MÉM Országos Földmérési és Térképészeti Hivatal: (1981-1983): 43-134, 43-312, 43-
313, 43-314, 43-321, 43-323, 43-332, 43-341, 43-143