

DOKTORI ÉRTEKEZÉS

Kohán Balázs



Budapest, 2014

GIS-alapú vizsgálat a Duna–Tisza közi homokhátság szárazodásának témakörében

Kohán Balázs

Témavezető:

Dr. Papp Sándor CSc, nyugalmazott egyetemi docens

Konzulensek:

Dr. Biró Marianna PhD, tudományos segédmunkatárs
Szalai József, vízkészlet-gazdálkodási referens

Doktori Iskola:

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Vezetője: Dr. Nemes-Nagy József DSc, egyetemi tanár

Doktori Program:

Földrajz-Meteorológia Doktori Program
Vezetője: Dr. Szabó Mária DSc, egyetemi tanár

Kutatóhely:

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi
Intézet, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék (ELTE TTK FFI KTF)
Debreceni Egyetem Természettudományi és Technológiai Kar Természetföldrajzi és
Geoinformatikai Tanszék (DE TTK TGT)

Tartalomjegyzék

1.	Bevezetés.....	1
1.1.	A tudományos probléma felvetése	1
1.2.	A disszertáció célkitűzései és kutatási kérdései	2
2.	Vízhiány a Duna–Tisza közén.....	5
3.	Kutatási előzmények	11
4.	Anyag és módszer	16
4.1.	A vizsgált terület lehatárolása és jellemzése	16
4.2.	A talajvízszint-csökkenés kutatási módszertana.....	23
4.3.	A talajvízszint ingadozását befolyásoló háttértényezők.....	25
4.3.1.	Időjárási tényezők	25
4.3.2.	Az erdők hatása a talajvízkészletre	29
4.3.3.	Vízkitermelés	33
4.3.4.	Vízrendezés	35
4.3.5.	Egyéb tényezők hatása	39
4.4.	Az elvégzett elemzések módszertana	40
4.4.1.	A variogramfüggvény és tulajdonságai.....	40
4.4.2.	Térbeli interpoláció	44
4.4.3.	Többváltozós regresszióanalízis.....	49
4.5.	Az alapadatok előkészítése a vizsgálatokhoz	57
4.5.1.	A talajvízadatok előkészítése a variográfiai vizsgálatokhoz.....	57
4.5.2.	Adatok előkészítése a co-krigeléshez és a vízhiány becsléséhez.....	60
4.5.3.	Adatok előkészítése a többváltozós regresszióvizsgálathoz	63
5.	Eredmények.....	74
5.1.	A variogramszámításhoz kapcsolódó eredmények.....	74
5.1.1.	Jellemző példák a vizsgált terület empirikus és elméleti félvariogramjaiból.....	74

5.1.2.	Hatásterületek vizsgálata.....	80
5.1.3.	A variogramszámításhoz kapcsolódó eredmények összefoglalása	83
5.2.	A talajvízszintadatok interpolációjának és a vízhiány becslésének eredményei	84
5.3.	A többváltozós regresszióanalízis eredményei	86
6.	Következtetések	99
7.	Összefoglalás.....	106
8.	Summary	107
	Köszönetnyilvánítás	108
	Irodalomjegyzék.....	109
	Ábrajegyzék	121
	Táblázatok jegyzéke.....	124
	Rövidítések jegyzéke.....	124
	Mellékletek jegyzéke.....	125
	Mellékletek.....	126

1. Bevezetés

1.1. A tudományos probléma felvetése

A Duna–Tisza köze területén a hosszan tartó szárazság és az ebből fakadó vízhiány nem újkeletű probléma. Mérési adatokkal ugyan csak a XX. század közepe óta rendelkezünk, de történeti források alapján tudjuk, hogy az itt lévő tavak, vizenyős, mocsaras területek korábban is több alkalommal kiszáradtak. Tooth J. (1861) Kis-Kun-Halas város története című munkájában például azt írja, hogy 1797-ben a nagy szárazság miatt „minden rétek, úgymint idehaza a város alatt levő nagy nádas rét, Balotán, Eresztőn, Pirton, Kisteleken, Rekettyén és Bodogláron egészen kiszáradtak, Fejértóban is igen csekély víz maradt, a kútak kiapadtak a víznek leszállása miatt...”

A Duna–Tisza közti homokhátság az ország minden más területétől eltérő természetföldrajzi – elsősorban geomorfológiai, talajtani, biogeográfiai – sajátosságokkal bír. Jellemző természetes és természetközeli ökoszisztémái az árterek, hullámterek, édesvízű mocsarak, lápok, szikes puszták és tavak, buckasoros homokpuszták és löszfelszínek (Dövényi 2010). Azok az ökológiai feltételek, amelyek korábban e természetes élőhelyek nagy kiterjedését és mozaikos elrendeződéséből következő nagyfokú diverzitását lehetővé tették, napjainkra radikálisan megváltoztak (Biró *et al.* 2007; Margóczy *et al.* 2008; Molnár Zs *et al.* 2010; Rakonczi *et al.* 2008). A térségben az 1970-es évek végétől a talajvíztükör fokozódó süllyedése tapasztalható, amelynek mértéke a legtöbb területen 2-3 m, de helyenként akár a 4-5 m-t is elérheti (Kuti *et al.* 2002; Liebe 2000; Major 1994; Pálfi 1990; Rakonczi & Bódis 2001; Rakonczi 2006, 2013; Szalai J & Nagy 2006; VITUKI 2005; Völgyesi 2006). A talajvízkészlet csökkenéséhez a szakirodalmi adatok szerint a csapadékhiányon (Mika *et al.* 1995; Szász & Tőkei 1997; Szalai & Szentimrey 2001), illetve a természetes evapotranspiráción kívül a vízrendezés, a talajvíz és a talajvízből pótlódó rétegvíz megnövekedett volumenű kitermelése, valamint a felszínborítás változása is hozzájárult (Csordás & Csátori 1990; Major & Neppel 1988; Pálfi 1990; VITUKI 1991).

Jelen kutatás időszerűségét alátámasztja, hogy az elmúlt években a helyzet nem változott, a talajvíz szintje a hátsági területeken tovább csökkent. Ez a folyamat az élőhelyek leromlását és az itt élők mindennapi tevékenységét, társadalmi-gazdasági életfeltételeinek megváltozását – többnyire romlását – idézi elő. (Biró 2011; Biró *et al.* 2013a, 2013b; Pálfi 1990; VÁTI 1994a, 1994b). Mindezek következményeként egyre több olyan regionális

konfliktussal találkozunk, amelyek megoldása várat magára (Csatári 2004; Dóka *et al.* 2006; Kiss A 2004; Török 1994). A Homokhátság szárazodása tehát egyszerre vízügyi, környezet- és természetvédelmi, mezőgazdálkodási, társadalmi probléma, amit nem lehet másképp, csak egységben kezelni. A súlyos problémák ezért a területre kiterjedő multidiszciplináris környezetvizsgálatot tesznek szükségessé, amelynek eredményeként olyan megoldás születhet, ami a természeti értékek megőrzése mellett fenntartható módon az itt élő emberek megfelelő életkörülményeit is biztosítja.

Témaválasztásomat gyakorlati oldalról elsősorban az motiválta, hogy a Duna–Tisza közti homokhátság problémái részben érintik lakóhelyemet, Dunavarsányt is, ahol tagja vagyok a Fejlesztési és Környezetvédelmi Bizottságnak, ezért a valóságban is ismerem a problémák megjelenését és a megoldásban érintettek körét. Amennyiben nem történik a víz visszatartásával, esetleg pótlásával összefüggésben érdemi beavatkozás, az évi csapadék eloszlásának változásával és mennyiségének további csökkenésével (Bartholy & Pongrácz 2008) ez a terület is szemiárid környezetté válik, amely fokozza a térség élőhelyeinek további degradálódását és gazdálkodási lehetőségeinek beszűkülését, fenntarthatóságának elvesztését.

A kutatási területről az elmúlt évtizedek alatt összegyűlt adatokból kiépülő térinformatikai adatbázis és területi struktúráinak elemzése előkészíti a lehetőségét a klíma- és gazdálkodási változások következményeit nyomon követő, illetve előrejelző modell megalkotásának. Az adatok, elemzések felhasználásával pedig olyan, az érintettek által is kezelhető, tematikus WEBGIS-alapú térképalkalmazás készíthető (Kohán *et al.* 2011), amely az érintett települések döntéstámogatási rendszerének egy modulja lehet.

1.2. A disszertáció célkitűzései és kutatási kérdései

Az Alföld egyik kiemelt és problematikus térségével foglalkozó kutatás célja tehát az, hogy gyakorlatban hasznosítható módon segítse az elmúlt évtizedekben bekövetkezett jelentős természeti és mezőgazdasági károk mérséklését. Az alapvető probléma a magasabban elhelyezkedő hátsági területeken a talajvízszint-csökkenés miatt kialakult permanens vízhiány. A dolgozat célkitűzései és kutatási kérdései ezért a talajvízszint-csökkenés témaköréhez kapcsolódnak. A talajvízszint-változások vizsgálatához a Duna–Tisza közti homokhátság területén illetékes négy vízügyi igazgatóság kezelésében lévő talajvízszint-észlelőhálózat kútjainak különböző hosszúságú idősora áll rendelkezésre. Ahhoz, hogy a pontszerű mérések eredményeit az egész területre ki lehessen terjeszteni, fontos vizsgálni az alapadatok minőségét és térbeli összefüggéseit.

A dolgozat első részében a geostatisztika és a térinformatika eszközeit felhasználva a talajvízszintet nem mint idősort, hanem annak egy-egy időpontban meglévő értékeinek térbeli összefüggéseit vizsgálom abból a célból, hogy (1) a kapott eredmények alapján elemezzem és segítségükkel rekalibráljam a talajvízszint-észlelő kúthálózat térbeli struktúráját. A monitoringhálózat egy adott időpillanatban egy mintarealizációt valósít meg. A mintával szembeni legfontosabb követelmény, hogy tükrözze a statisztikai sokaság összes lényeges tulajdonságát, és lehetővé tegye a mintaterület ismeretlen z értékű, x, y koordinátájú pontjában a vizsgált z paraméter értékének megfelelő pontosságú becslését (Kovács J & Kovácsné Székely 2006a, 2006b). Követelmény, hogy mindezt a megfigyelési rendszer úgy teljesítse, hogy működtetése az előbbi feltételek mellett minél gazdaságosabb legyen. Könnyen belátható, hogy minél nagyobb a z paraméter h távolságon belül bekövetkező változékonysága, annál sűrűbb mintavételezés szükséges. A változékonyság leírására számos függvény alkalmas. Ebben a dolgozatban a térstatisztika alapfüggvényéből, a variogramból származtatott félvariogram-függvény sajátosságai közül a hatástávolságot használom fel a mintavételezés gyakoriságának becslésére (Kovács J *et al.* 2005).

A geostatisztikai elemzés eredményeit, elsősorban a talajvízszint és a felszíni domborzat összefüggéseit felhasználva co-krigeléssel véleményem szerint a rendelkezésre álló viszonylag kevés mérési adat alapján is (2) az eddigieknél pontosabb talajvízszintbecslés készíthető, mert így a sűrűbben mintavételezett domborzat hatását is figyelembe lehet venni. A co-krigelés olyan matematikai eljárás, amely lehetővé teszi, hogy valamely tulajdonság pontbeli becslését egy másik tulajdonságnak a becslésbe történő bevonásával javítsuk. A dolgozat második részében az ArcGIS térinformatikai szoftvercsomag részeként elérhető Geostatistical Analystot használtam arra, hogy a Duna–Tisza közti homokhátság egyik kistáján, a Kiskunsági-homokháton működő kúthálózat talajvízszintadatainak és a terület digitális domborzatmodelljének felhasználásával az 1980-as évek eleje óta kialakult vízhiány becsléséhez talajvízszint-felületeket interpoláljak.

A dolgozat harmadik részében a célom, hogy a rendelkezésemre álló térinformatikai adatok alapján, (3) többváltozós lineáris regresszió felhasználásával a választott kutatási területen modellezem a talajvízszint csökkenését 1961-2010 között, értékeljem az egyes tényezők szerepét, valamint előrejelzést készítek a talajvízszint várható változásaira vonatkozóan.

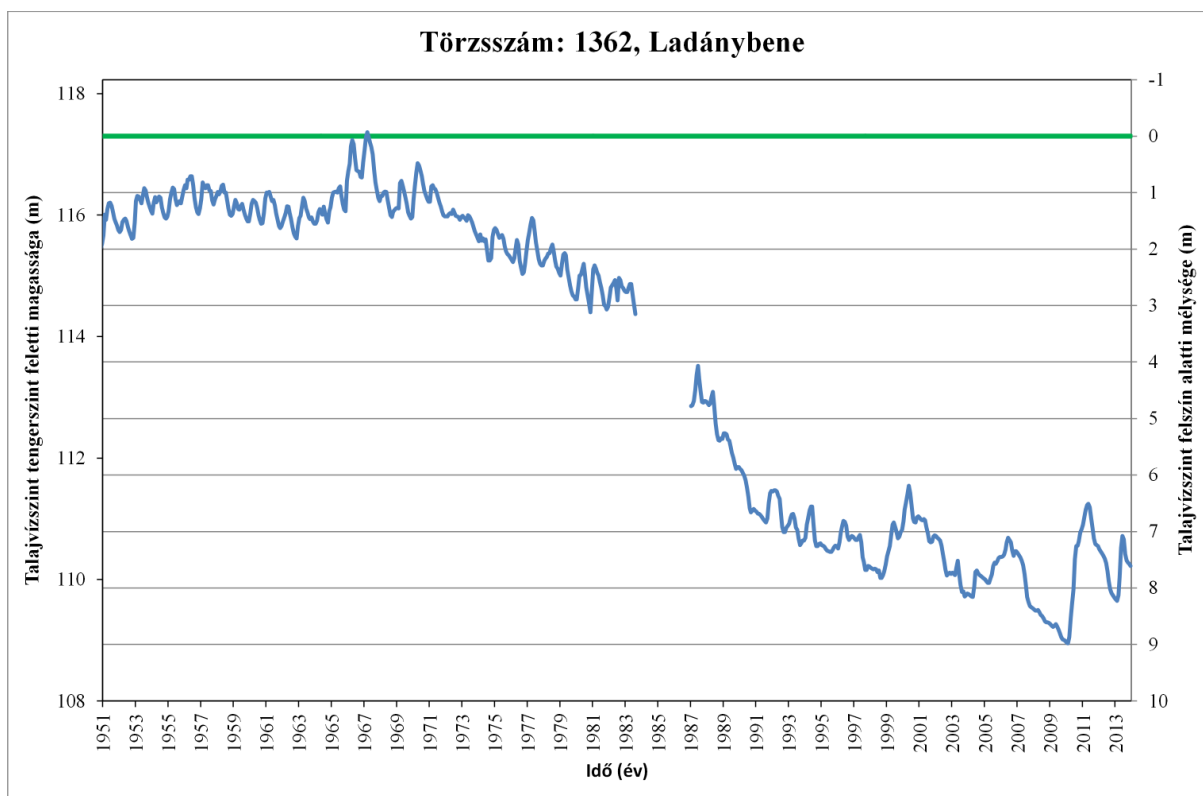
A kutatásom során az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

1. Az elmúlt több mint 30 év során a témával foglalkozó kutatók milyen módszerekkel értékelték, illetve milyen háttértényezőkkel hozták összefüggésbe a talajvízszint csökkenését?
2. A talajvízszint-észlelőhálózat alkalmas-e arra, hogy a pontszerű mérések alapján a talajvízfelszint megfelelő pontossággal becsülni lehessen?
3. Hogyan lehetne optimalizálni a jelenlegi hálózatot?
4. A talajvízszint-észlelőhálózat adatai alapján milyen geomorfológiai összefüggések nyomonozhatók?
5. A sűrűbben mintavételezett domborzat segítségével, co-krigelés használatával milyen mértékben lehet javítani a talajvízszint becslésének pontosságát?
6. A domborzati adatok felhasználásával készített becslés alapján mekkora vízhiány halmozódott fel a Kiskunsági-homokhát területén a vizsgált időszakban?
7. A korábbi kutatások által megnevezett háttértényezők: időjárás, vízkitermelés, erdőtelepítés, vízrendezés, stb. milyen mértékben lehettek hatással a talajvízszint csökkenésére?
8. A 7. pontban felsorolt tényezők jövőbeli változása esetén milyen talajvízszintek várhatók?
9. Az eredmények alapján milyen gyakorlati megoldások lehetségesek a vízhiány mérséklésére?

2. Vízhiány a Duna–Tisza közén

A Duna–Tisza közeli homokhátság területén az elmúlt több mint 30 évben a mezőgazdaság és a védett élőhelyek egyik legfőbb korlátozó tényezője a megfelelő mennyiségű és minőségű víz lett. A talajvízszint süllyedésének folyamata a vizes élőhelyek kiszáradásához, jellegtelenedéséhez és az élőhelyek egy részének pusztulásához vezetett (Biró 2011; Biró *et al.* 2013a, 2013b; Ujházy & Biró 2013). *A síkvidéki területek vízháztartásában bekövetkezett változásokat legjobban – a befolyásoló tényezők hatásait mintegy összegezve – a talajvízszint változása jelzi, ezért a térség problémáinak megoldásához a talajvízszint-változások vizsgálata, az arra ható tényezők mennyiségi és minőségi összefüggéseinek feltárása a legfontosabb feladat.*

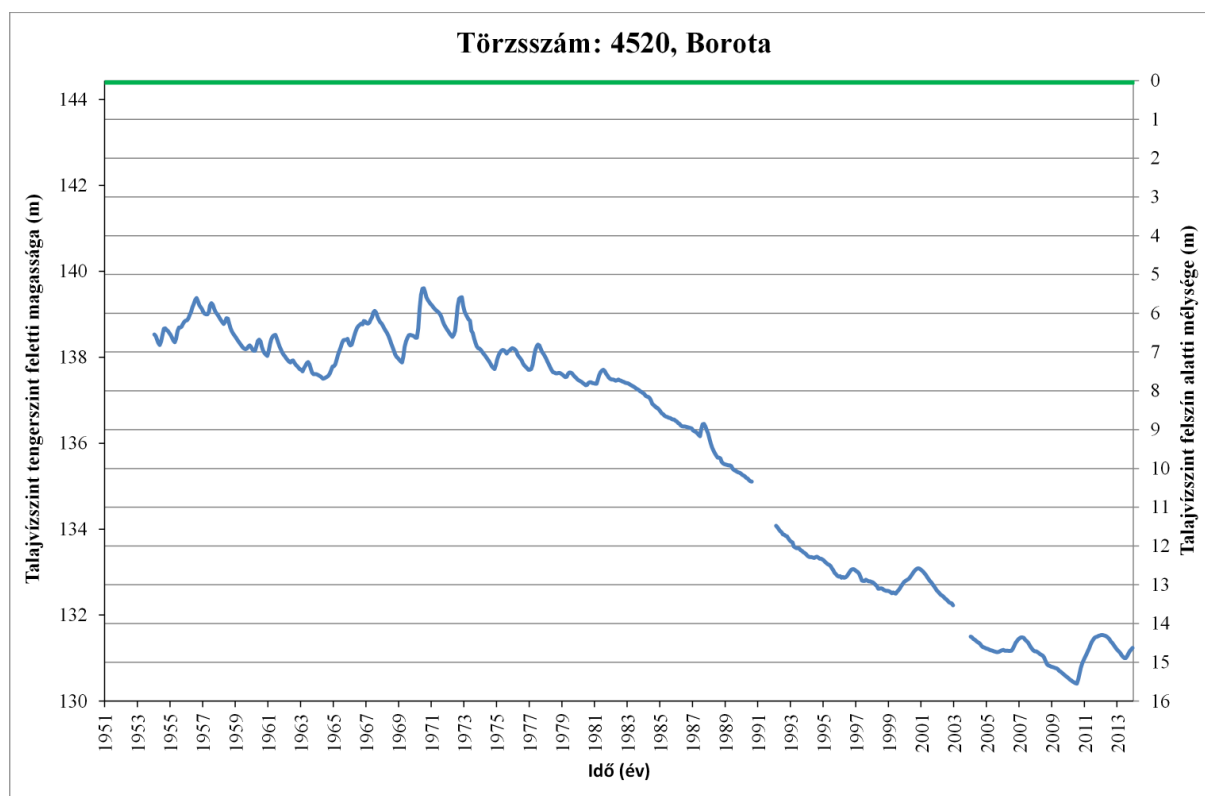
A témával foglalkozó kutatók általában a legszélsőségesebb csökkenést mutató hidrográfok bemutatásával szokták a probléma „örök aktualitását” és súlyosságát érzékeltetni. Az egyik ilyen idősor a hátság északnyugati részén, Ladánybene község határában, az Erdő-hegy tövében 117,2 m tengerszint feletti magasságban létesített 1362-es számú észlelőkút méréseiből származik (1. ábra).



1. ábra: A 1362-es számú ladánybenei kút menetgörbéje

A mérések tanúsága szerint itt az 1970-es évek végéig a topográfiai felszín közelében helyezkedett el a talajvíz felszíne, sőt az 1960-as évek közepén még el is elérte azt. (Ezt alátámasztja például az is, hogy az 1959-es térkép nem messze a kúttól, 2 m-rel alacsonyabban fekvő területen még egy mocsarat jelöl.) Az 1990-es évek közepére, tehát 30 év leforgása alatt azonban 650 cm-es talajvízszint-süllyedés következett be. A csökkenő tendenciát még a máshol hatalmas ár- és belvizeket okozó csapadékos évek (1999, 2010) is csak rövid időre tudták megfordítani, a csökkenéshez képest elhanyagolható mértékű növekedést előidézve.

A másik szélsőséges csökkenést mutató menetgörbe a Bácskai-síkvidék legmagasabb részén elterülő Borota község mellett található 4520-as számú kút adataiból szerkeszthető meg (2. ábra).

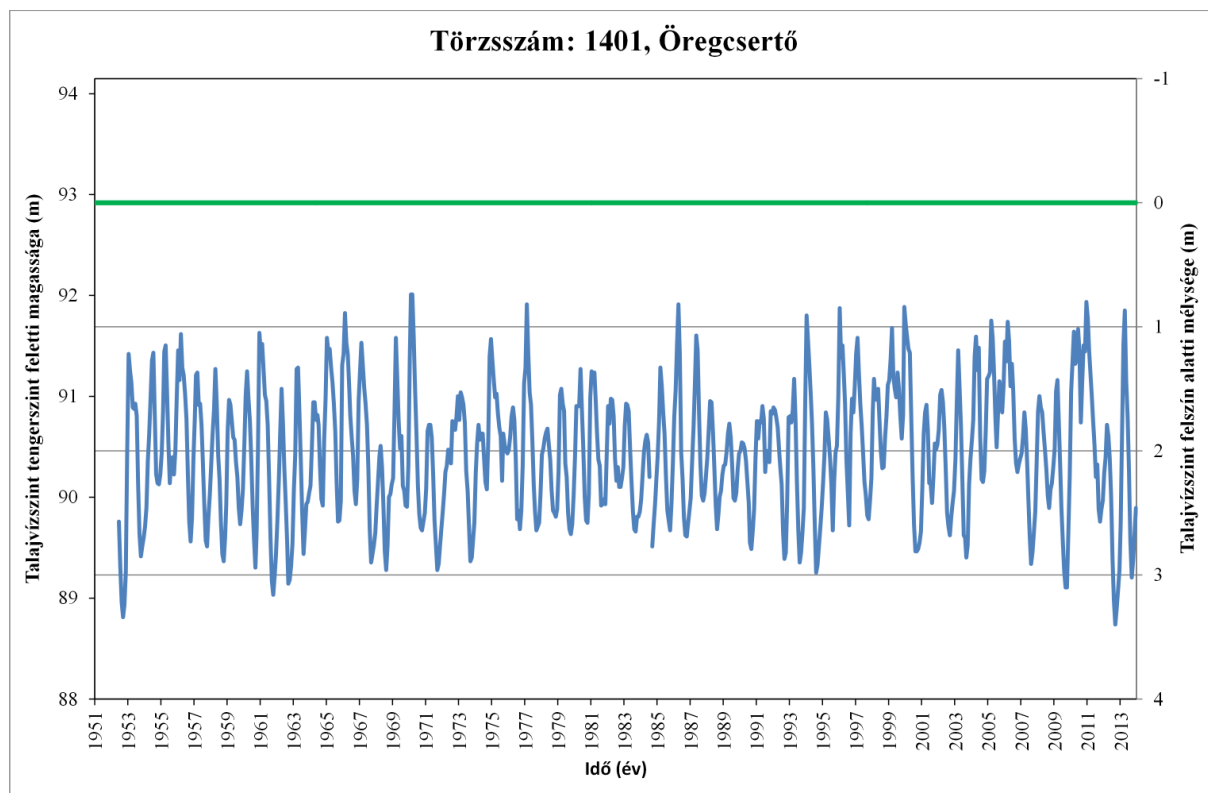


2. ábra: A 4520-as számú borotai kút menetgörbéje

Az itt mért süllyedés annyira nagy volt, hogy a mérőkutak rendre kiszáradtak, így a mérések mind nagyobb talpmélységű új létesítésű kutakban folytatódtak (Szalai J 2012). A menetgörbe lefutása hasonló, mint a ladánybenei észlelőkút esetében. A jelentős különbség azonban az, hogy itt a nagymértékű és tartós süllyedést megelőző időszakban is mélyebben helyezkedett el a talajvíztükör. Az eddigi legmagasabb vízszintet 1970 júliusában mérték. Az 1980-as évek elején kezdődő tendenciózus csökkenés eredményeképpen a talajvíz felszíne 2010 júniusában

1556 cm mélyen érte el az eddigi minimumát, ami több mint 10 m-es csökkenést jelent. A nagy mélységnek köszönhetően a talajvízszint az átlagosnál csapadékosabb időszakokat (1999, 2006, 2009-2010) követően jelentős időeltolódással, és csak kismértékben tudott emelkedni (Szalai J 2012). A 2010-es rekord mennyiségű csapadék áthúzódó hatásaként a 2012-es év végén a vízszint nagyjából mindössze 100 cm-rel volt magasabban, mint a korábban említett 2010-es minimum. Ezen kívül az is megfigyelhető, hogy a mélység növekedésével a talajvízjárás jellemző periódusai egyre kevésbé látszanak.

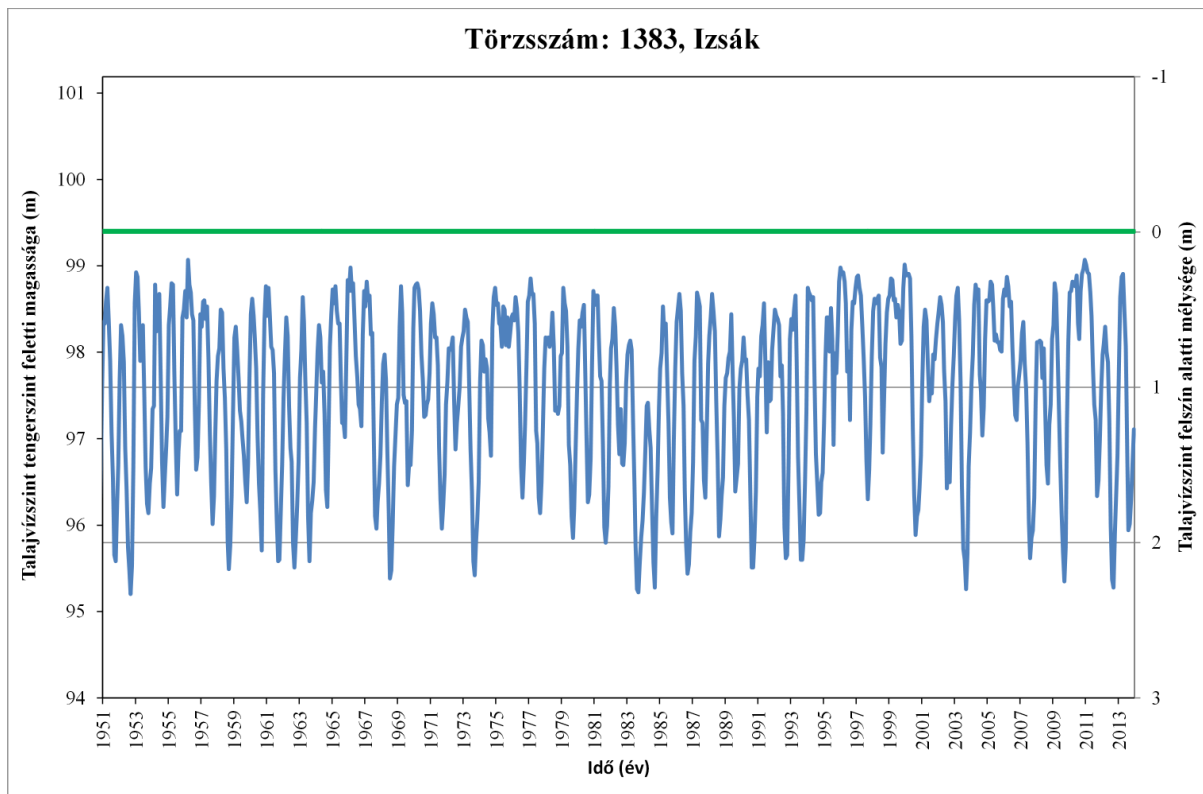
Az előző két esettel szemben, egy másik többször bemutatott példa a Duna menti síkság keleti peremén, 93 m-es tengerszint feletti magasságban létesített 1401-es számú, Öregcsertő településtől nem messze lévő kút adatsora (3. ábra).



3. ábra: A 1401-es számú öregcsertői kút menetgörbéje

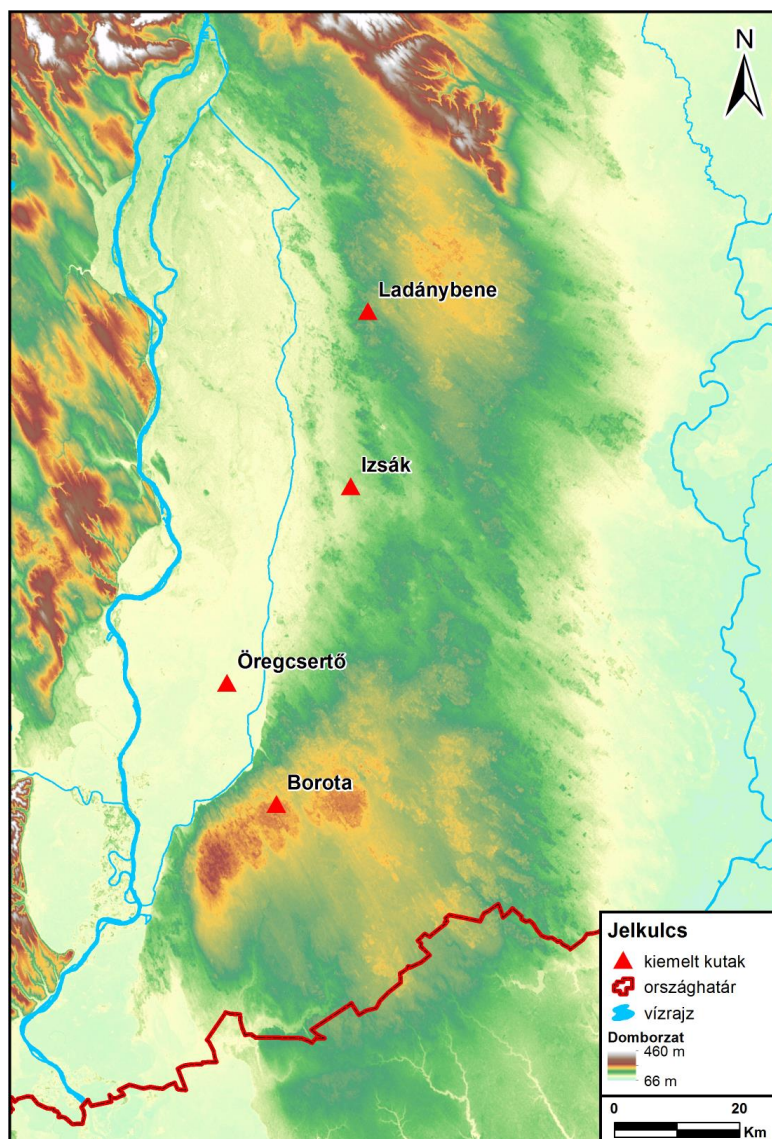
Itt a menetgörbe tanulmányozása során már egészen mást tapasztalhatunk. A talajvíz járása nagyjából szabályos évi menetet mutat, trend jellegű csökkenés csak az 1970-es évek vége és az 1990-es évek eleje közötti időszakban mutatható ki. A talajvízjáték a legtöbb esetben 150-200 cm közötti értékkel jellemezhető (az eddig mért legkisebb érték 73 cm, a legnagyobb 238 cm volt). Az észlelőkútban az eddigi abszolút maximumot 1999. december 30-án mérték (51 cm terep alatt, 92,40 m tengerszint felett), az abszolút minimumot pedig 2012 szeptemberében.

Az Izsák mellett 99,4 m-es tengerszint feletti magasságban létesített 1383-as számú kút menetgörbéje (4. ábra) is jó példa arra, hogy a tartós talajvízszint-csökkenés nem az egész Duna–Tisza közti homokhátságot érinti.



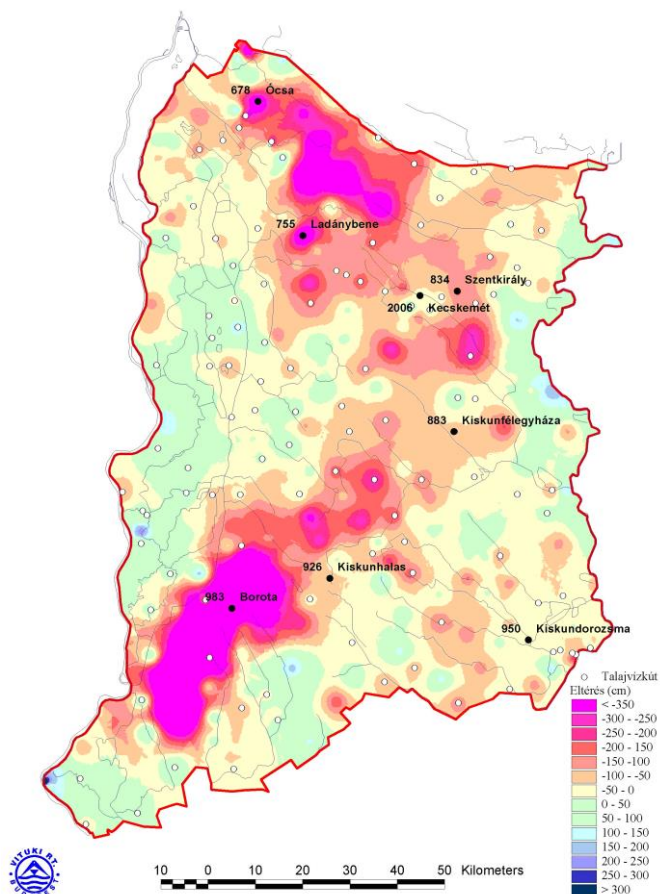
4. ábra: A 1383-as számú izsáki kút menetgörbéje

A talajvíz járása ebben az esetben is nagyjából szabályos évi menetet mutat, trend jellegű csökkenés itt is csak az 1970-es évek végétől az 1990-es évek közepéig tartó csapadékhiányos időszakban mutatható ki. Az átlagos terep alatti mélység 102 cm, a szórás 54 cm. Az eddigi abszolút maximumot, 0,18 cm-t 2010 decemberében, az abszolút minimumot, 238 cm-t pedig 1952 márciusában mérték. A négy kút elhelyezkedését az alábbi térkép ábrázolja (5. ábra)



5. ábra: A kiemelt kutak elhelyezkedése

A kiragadott, szélsőséges csökkenést mutató példák csak lokálisan fordulnak elő (a legmagasabban fekvő északi és délnyugati részeken), de a számítások szerint az 1956-1960 közötti bázisidőszak átlagához viszonyítva az 1990-es évek közepére a Duna–Tisza köze magasabban fekvő területein a talajvízszint átlagosan 250-300 cm-rel mélyebbre süllyedt (6. ábra). Ezzel együtt a peremi területeken, ahogy az öregcsertői és az izsáki kút példája is mutatja, a bekövetkezett változások lényegesen kisebbek voltak, illetve egyes térségekben nem tekinthetők számottevőnek (Kuti *et al.* 2002; Liebe 2000; Major & Neppel 1988; Pálfai 1994; Rakonczai & Bódis 2001; Rakonczai 2006; Szalai J & Nagy 2006; Szalai J 2004; VITUKI 2001-2002, 2005; Völgyesi 2006).



6. ábra: A 2000. évi átlagos talajvízszintek eltérése az 1956-1960 közötti évek átlagától (Szalai J & Nagy 2006)

Az 1990-es évtized második felének csapadékosabb évei (1995, 1998, 1999) miatt a korábban taglalt vízhiány mérséklődni látszott, a kutak többségében átmenetileg nőni kezdett a vízszint, de ez a folyamat sajnos rövid ideig tartott, a 2000-es évek elején újra csökkenni kezdett. A 2003-as aszályos évet követően a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (VITUKI) számításai szerint az 1956-1960 közötti évek átlagértékeinek alapján becsült vízmennyiséghez képest a hátság északi részén 1950 millió m^3 , míg déli részén 2050 millió m^3 víz hiányzott (VITUKI 2005). Az eddig is csökkenő tendenciát mutató észlelőkutak többségében a 2000-es évek második felében a csökkenés tovább folytatódott, amit a 2004-2006 között tartó csapadékosabb időszak és a 2010-es év rekordmennyiségű csapadéka tudott csak némileg ellensúlyozni. 2011-ben és 2012-ben a meteorológiai helyzet ismét nem alakult kedvezően, így megint csökkenés volt tapasztalható (Szalai J 2012).

A Duna-Tisza köze vízgazdálkodási problémája napjainkban is aktuális kérdés, megoldásának szükségessége nem vita tárgya. A probléma felismerése óta számtalan szakmai értékelés, politikai döntés született, ennek ellenére lényegi előrelépés alig történt a megoldás felé.

3. Kutatási előzmények

A talajvízszint süllyedő tendenciájára az 1970-es évek végén figyeltek fel először vízügyi, mezőgazdasági és természetvédelmi szakemberek a VITUKI Talajvízhidrológiai Osztálya által az 1960-as évektől havi rendszerességgel készített Talajvízállás Tájékoztató Térképek alapján (Buzetzký 1980). A jelenség okának tisztázására 1980-ban Kecskeméten a Kiskunsági Nemzeti Park igazgatóságának kezdeményezésére egy kerekasztal-beszélgetést rendeztek, amelyen elsősorban a vízrendezések természeti viszonyokra gyakorolt hatásáról volt szó. A természetvédők részéről már ekkor is elhangzottak feltételezések a süllyedés okaival kapcsolatban, miszerint ezt leginkább a csatornák talajvízelszívó hatása okozza, azonban a feltételezések mögött még nem álltak megalapozó vizsgálatok. Az 1980-as évek első felének aszályai (elsősorban az 1983-as) tovább rontották az addig is kedvezőtlen vízháztartási helyzetet.

Ezt követően kezdődtek azok a kutatások, amelyek célja a jelenség okainak feltárása, illetve mértékének becslése volt (Davideszné 1989; Major & Neppel 1988). Major Pál és Neppel Ferenc (1988) mérési adatokon nyugvó vízháztartási számításaik eredményei alapján a talajvízszint nagy területet érintő folyamatos csökkenését állapították meg, amelyet véleményük szerint a csapadékhiány, az erdők területének növekedéséből adódó évi tényleges párolgásnövekedés és a túlzott vízkivétel okozott. A vizsgálat szerint a meteorológiai és erdőhatások ilyen nagymérvű talajvízszint-csökkenést nem idézhetnek elő, de a vízkivétellel együtt jelentősen hozzájárultak ahhoz. Feltételezték, hogy a meteorológiai viszonyok kedvezőbb alakulásával önmaguktól nem állnak majd vissza az 1970-es évek előtti talajvízszintek, ehhez külső beavatkozás szükséges. Véleményük szerint a megoldások számbavételénél figyelembe kell venni, hogy a vízellátás és a mezőgazdasági termelés is veszélyben van. A probléma megoldásának érdekében javasolták a vízkivétel mértékének csökkentését, a rétegvíz pótlását, illetve az erdőterületek telepítésének korlátozását. Az utóbbi felvetés később vitákat indított el, az erdőszet és a vízügy érvei kerültek egymással szembe a Vízügyi Közlemények oldalain (Major & Neppel 1988, 1990; Szodfridt 1990). Szodfridt (1990) szerint az erdők és a talajvízszint csökkenésének területe láthatóan valóban egybeesik, de mivel a szerző eredményei nem számításokon alapultak, ebből nem lehetett messzemenő következtetéseket levonni. A probléma elég összetett, mivel a különböző fajtájú és korú egyedek, a különböző erdőszeti kezelési eljárások, illetve az egyéb antropogén beavatkozások mind-mind eltérő vízgazdálkodást eredményeznek (Szodfridt 1990, 1991, 1993).

1989-ben a VITUKI-ban Liebe Pál vezetésével egy másik kutatás, egy szimulációs modellvizsgálat is zajlott, amely a talajvízszintsüllyedés és a rétegvíz-kitermelés kapcsolatának feltárását célozta. Az eredmények alapján megállapították, hogy a rétegvíz túlzott kitermelése lehet a fő oka a talajvízszint csökkenésének, amit a száraz időjárás csak tovább fokozott, hiszen ilyen időszakokban még tovább nő az öntözési célból kitermelt rétegvíz mennyisége (Davideszné 1989). Ezt az eredményt később más kutatók elemzései is alátámasztották (Berényi & Erdélyi 1990). A talajvízszint csökkenésének szempontjából a rétegvíz-kitermelés hatása mellett természetesen közvetlenül a talajvízből történő kitermelés hatása is nagyon fontos tényező, amit szintén vizsgáltak (Csordás & Csatári 1990, VITUKI 1991). Az eddig szóba került okok mellett, elsősorban a hátság déli részén, Kiskunhalas–Szank térségében a szénhidrogén-bányászat hatása is a lehetséges okok közé sorolható, mivel megzavarhatja a felszín alatti vízrendszer működését, és hozzájárulhat a talajvízszint csökkenéséhez (Kovács Gy 1984).

A különböző tudományterületek előbb felsorolt aggasztó eredményei miatt az egykori Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Minisztérium Vízgazdálkodási Főosztálya 1989-ben szükségesnek látta egy átfogó vizsgálat elvégzését, amelyet több tudományterület képviselőinek bevonásával kell megvalósítani, ezért egy előtanulmányt rendelt meg a MTESZ Csongrád Megyei Szervezeténél. Az előtanulmány célja az volt, hogy feltárja és értékelje a térség vízgazdálkodási problémáit, ismertesse a kérdést érintő korábbi terveket, koncepciókat, valamint tegyen a probléma megoldására irányuló intézkedési javaslatokat. A tanulmányt készítő munkacsoportban a Duna–Tisza közének vízgazdálkodási problémáit jól ismerő, de különböző tudományterületeken (földtan, hidrológia, hidrogeológia, mezőgazdaság, erdőgazdálkodás, természetvédelem, tájértékelés, településfejlesztés) jártas szakértők vettek részt (Pálfai 1990). A munka 1990 tavaszán készült el, s vizsgálta a talajvízszintsüllyedés lehetséges okait, valamint becsülte a befolyásoló tényezők hatásának arányait is. Az eddigi tanulmányok eredményeinek megerősítése, illetve kiegészítése érdekében több mint száz észlelőkút adatai alapján végeztek számításokat. A csökkenés mértékét 1989-re, az 1956-1975 közötti periódus középértékéhez képest adták meg. Eredményeik szerint értéke területenként eltérő (a két folyó mentén és a hátság szélein 0-1 m, a hátság lejtőjén 1-2 m, a hátság tetején 2-3 m, de helyenként több is lehet), átlagosan 1,5 m. A vizsgálatok eredményének összegzésekképpen korábbi szakirodalmi adatok, saját (pl. regressziós) vizsgálatok és szóbeli konzultációk alapján a befolyásoló tényezők között a következő arányokat becsülték:

időjárás (csapadék és párolgás):	50%
rétegvíz-kitermelés:	25%
talajvíz-kitermelés:	6%
területhasználatban bekövetkezett változások:	10%
vízrendezésben bekövetkezett változások:	7%
egyéb tényezők (pl. szénhidrogén-bányászat, stb.):	2%

A természetes és az antropogén tényezők tehát szerintük körülbelül fele-fele arányban felelősek a talajvízszint-csökkenésért. (Pálfai egy későbbi tanulmányában (Pálfai 2010) az időjárási és az antropogén tényezők hatásának arányát már kétharmad-egyharmadra módosította.)

A kutatások ezután főként a legnagyobb feltételezett hatással bíró tényezők részletes vizsgálatára irányultak. Berényi és Erdélyi (1990) a rétegvíz-kitermelés hatásával foglalkoztak. A rétegvízszint süllyedésének feldolgozásához az 1972-es nyugalmi vízszinteket és a mérőkutak rétegsorát vették alapul, ehhez viszonyították a rétegvíz nyugalmi szintjének emberi eredetű változásait. Megállapították, hogy a vezetékes vízellátás kiépítése óta a szintsüllyedés katasztrofális méreteket öltött. A vízkitermelés mennyisége már többszöröse a természetes utánpótlódásnak. A vizsgálatokat vízművek kútjai alapján végezték, a vízműveken kívüli kitermelésről nem rendelkeztek adatokkal.

Szilágyi és Vörösmarty (1993) egy fizikai alapú, osztott paraméterű vízmérleg-talajvízmodell segítségével a talajvízszint-süllyedést kiváltó lehetséges tényezők hatását modellezték 1960-1987 között. A korábban felsorolt tényezők közül az időjárás, az erdősültség és rétegvíz-kitermelés hatásaival számoltak. Eredményeik szerint az 1960. évi állapotból kiindulva az 1961-1987 között tapasztalható talajvízszint-süllyedést 70%-ban a rétegvíz-kitermelés, 15%-ban a kedvezőtlen időjárás és 15%-ban az erdőterületek növekedése okozta. A modell segítségével ezen tényezők arányának területi eloszlását is vizsgálták. Megállapították, hogy a hátsági területek szélei felé haladva az időjárás hatása növekszik, míg a vízkivétel és az erdők talajvízszint-csökkentő szerepe leginkább a hátsági területekre korlátozódik.

Az 1990-es évek végétől a szárazodással kapcsolatos kutatások fókuszába a klímaváltozás került. A 2003-ban induló VAHAVA- program (Változás-Hatás-Válaszadás) keretében több száz kutató elemezte a magyarországi klímaváltozás természetére, társadalomra, gazdaságra gyakorolt hatásait (Láng *et al.* 2007), amelyek közül számos kutatás mintaterülete a Homokhátság volt. Elsősorban modellszámítások alapján több kutató is arra a következtetésre jutott, hogy a Duna–Tisza közén tapasztalható talajvízszint-süllyedés

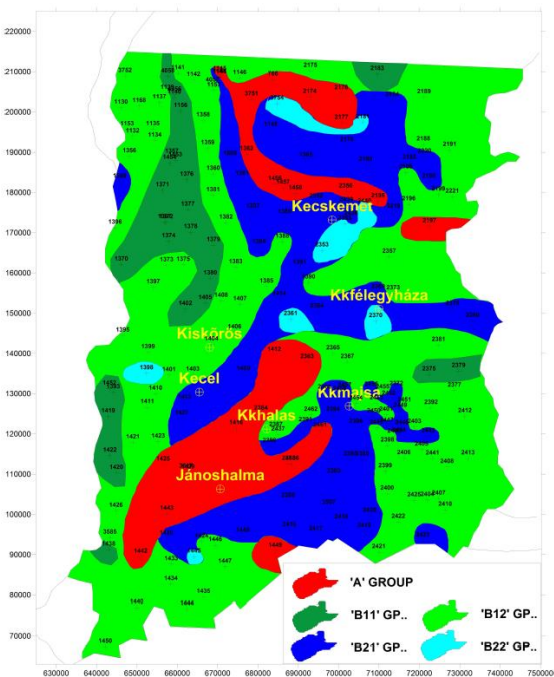
háttérben fő faktorként a csapadékhiány áll (Rakoncai 2011; Rakonczai & Bódis 2002; Szanyi & Kovács B 2009; Völgyesi 2006). Völgyesi (2006) áramlásmodellező szoftver (MODFLOW) segítségével végzett modellszámításokat, s modelljének eredményei alapján megállapította, hogy a hátsági területeken az időjárás 80%-ban, az erdőterületek növekedése 13%-ban, a belvízelvezető-csatornák 5%-ban, a vízkitermelés pedig 2%-ban járulhatott hozzá a csökkenéshez. Véleménye szerint nem sok lehetőség van a csatornák által befolyásolni a talajvízszinteket, a nagyobb területű felszíni vizek (tavak) hatása valamivel jobban érvényesül. A korábbi kutatásokhoz képest feltűnően alacsony hatást tulajdonított a vízkitermelésnek, sőt hozzáteszi, hogy az 1990-es évek végétől 2%-nál is kisebb a részaránya. Szerinte ennek a faktornak a hatása az 1960-as évektől az 1990-es évek elejéig volt jelentős, amikor a termelés volumene szinte nulláról indulva 30 év alatt maximálisra nőtt (Pálfai (1995) korábbi tanulmánya szerint a rétegvíz-kitermelés 1960-1990 között nyolcszorosára emelkedett). Szanyi és Kovács (2009) szintén modellszámítások alapján megállapították, hogy a hátság legmagasabb részein a vízhiány 80%-ban a klímaváltozás hatására kialakult csapadékhiánynak köszönhető.

Az elmúlt néhány évben a széles körben elterjedő nagy teljesítményű számítógépeknek, a térinformatikai szoftvereknek, a nagy térbeli felbontású, pontosabb adatoknak (elsősorban digitális domborzatmodelleknek) és a geomorfológiai szemléletű kutatásoknak köszönhetően a talajvíz és a formakincs kapcsolata is jobban feltárhatóvá vált. A domborzat és a részben ezzel összefüggő vízföldtani adottságok (nyomásviszonyok) kiemelkedő szerepét már a kutatások kezdeti szakaszában felismerték (Pálfai 1990), azonban a nagyobb felbontású területi különbségek feltárására akkor még nem volt lehetőség. Rakonczai és Geiger (2006), majd Ladányi és szerzőtársai (Ladányi *et al.* 2009, Ladányi 2010) az 1976-2003 közötti időszakra végeztek csoportosítást a kutak között (klaszteranalízist), elsősorban azért, hogy megvizsgálják, lehet-e a talajvízváltozások egyes kutakra vonatkozó adatai alapján változás-térképeket készíteni úgy, ha a kutak hatástávolságai gyakran kisebbek, mint a szomszédos kutak térbeli távolságai (Rakonczai 2013). A korábbi számítás (2006) alapján három, később pedig (2009) öt csoportot különítettek el (7. ábra). Véleményük szerint a klaszterek geomorfológiai szempontból jól értelmezhető csoportokat jelölnek ki a felszíni vízutánpótlódás és vízmozgások szerint, valamint jól tükrözik a felszín közeli földtani képződmények szerepét is. Megállapítják, hogy a térségben egy tartós csapadékhiányra visszavezethető, geomorfológia által vezérelt talajvíz-kiürülési folyamat zajlik, ami a legmagasabb térszíneken a leginkább szembetűnő (Ladányi 2010).

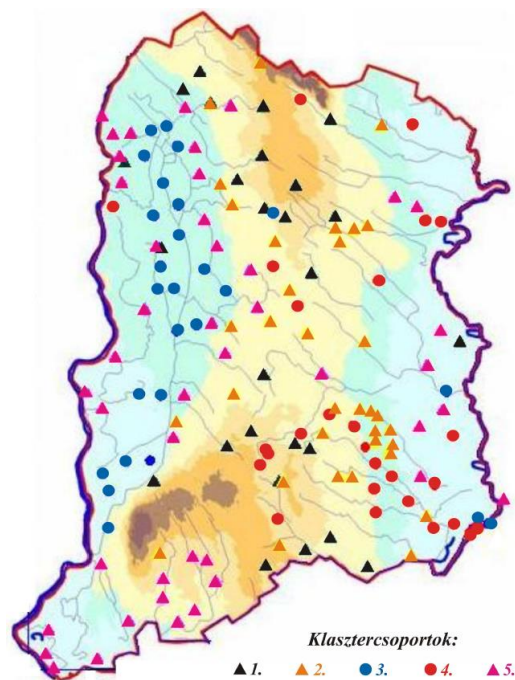
Szalai és szerzőtársai (2011) 185 észlelőkút adatai alapján végeztek klaszteranalízist, az 1970-2004 közötti időszakra. A vizsgálatok eredményeképpen a talajvízszint-változás szempontjából öt csoportot különítettek el. Az egyes csoportokba tartozó kutakat térképen is ábrázolták (7. ábra). Az elhelyezkedésük alapján megállapították, hogy az első klasztercsoport észlelőkútjai találhatóak a legmagasabb területeken. Véleményük szerint a környezetükben tapasztalható legnagyobb mértékű csökkenést több tényező együttesen okozhatta, amelyek közül a tartós csapadékhiányt, a felszín alatti vízkészlet kitermelését, az erdősítést és az összegyülekező vizek többnyire szabályozatlan elvezetését nevezték meg, de arányokat nem határoztak meg.

A második és negyedik csoport tagjairól megállapították, hogy többnyire csatornák közelében és a Fehértó–Majsai belvízöblözet területén helyezkednek el, illetve a második klasztercsoport állomásainak jelentős része az Ős-Duna pleisztocén kori medrét jelöli ki. Az ötödik csoportba tartozó néhány észlelőkút a Dunához közel, a part menti térszíneken helyezkedik el. Véleményük szerint ezek vízjárását a Duna mindenkori vízállása befolyásolja. A harmadik csoport többitől való eltérését más kutatók eredményeivel (Erdélyi 1975; Mádlné_Szőnyi *et al.* 2005; Tóth J & Almási 2001) magyarázták, miszerint ez a csoport a hátság területén beszivárgó vizek feláramlási területén, és a mélységi vizek feláramlási zónájában helyezkedik el.

a)



b)



7. ábra: Az egyes klasztercsoportok elhelyezkedése Rakonczai & Geiger (2006) vizsgálatai (a), valamint Szalai *et al.* (2011) szerint (b)

Kovács és munkatársai egy későbbi munkájukban (Kovács J *et al.* 2012) a területen három háttérhatást becsültek, amelyek közül az első azonosítását végezték el. Az eredmény szerint az első faktor (mint legfontosabb háttértényező) megfelel a csapadékatlagtól való integrált eltérésnek. További háttértényezők azonosítására a területen nem került sor, ugyanakkor más területeken, más hidrogeológiai helyzetekben a módszer alkalmazása jelentős sikerrel járt.

4. Anyag és módszer

4.1. A vizsgált terület lehatárolása és jellemzése

A Duna–Tisza köze területét északon a Gödöllői-dombság, nyugaton a Duna, keleten a Tisza határolja. Déli irányban Szerbia területén folytatódik, ezért itt határa a mesterségesen meghúzott magyar-szerb államhatár (Dövényi *et al.* 2010). A csaknem 15 000 km² kiterjedésű, változatos felszínformákkal tagolt hordalékkúpsíkságot a természetföldrajzi tájbeosztás szerint nyugat-keleti irányban haladva négy nagyobb középtáj: a Duna menti síkság, a homokháttakkal tagolt Duna–Tisza közti hátság, a Bácskai löszös síkság és az Alsó-Tisza-vidék alkotja (Hajdú-Moharos & Hevesi 1999; 8. ábra).

A tájak párhuzamos, észak-déli rendezettséget mutatnak. A Duna menti síkság – a nyugati peremterület – Váctól a déli országhatárig húzódó 90-100 m magasságú, mintegy 240 kilométer hosszúságú, 20-25 kilométer szélességű hordalékkúpsíkság. Területén a legösszetettebb felszínformák a főváros térségében fordulnak elő. Itt a magasabb térszíneket teraszmaradványok alkotják, az alacsonyabbak pedig a szabályozások befejezéséig ténylegesen is ártéri területek voltak. A teraszokon löszös homok és futóhomok, az ártéri területeken pedig finomszemcsés folyóvízi hordalék települt. Délebbre a felszín elsősorban mikroformákkal tagolt tökéletes síkság. Az alacsonyártéri felszíneket vízzáró iszapos-agyagos hordalék, a magas árteret öntésiszap, öntéshomok és helyenként futóhomok fedi. Sajátos formakincsként jelennek meg az elhagyott, többé-kevésbé feltöltődött, lefolyástalan medermaradványok, amelyekben szikes tavak alakultak ki, illetve maradtak fenn. További sajátosság, hogy a felszíni képződmények alatt északon 10-20 m vastagságú, déli irányban fokozatosan elvékonyodó, a Kalocsai-Sárköz területén kiékelődő kavicsösszlet helyezkedik el (Bulla 1962; Neppel *et al.* 1999; Pécsi 1959).

A Duna–Tisza köze délnyugati részén, kissé elkülönülten helyezkedik el a 100-175 m magas, Szerbiában löszplatóként folytatódó, nyugat-keleti irányban aszimmetrikus

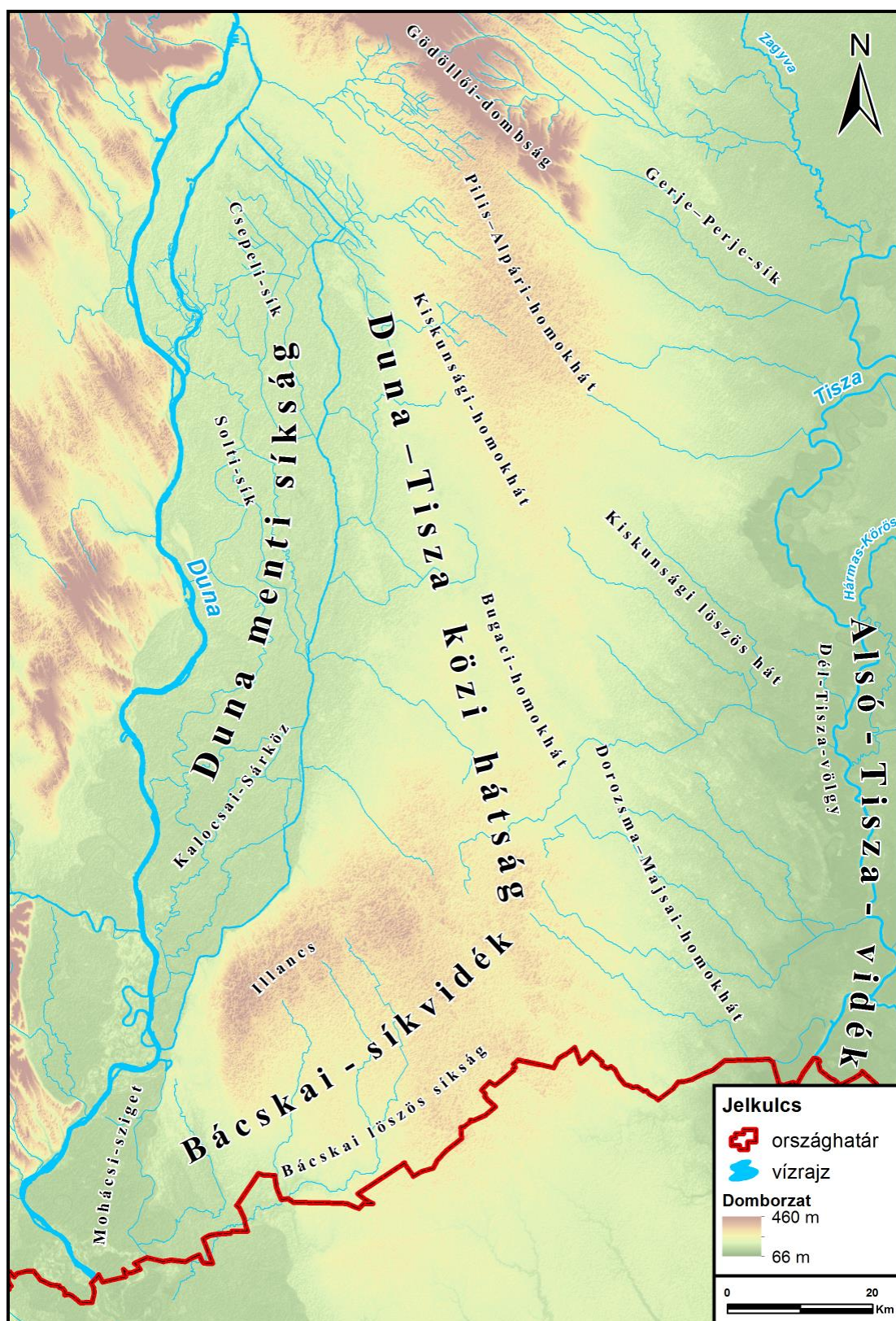
hordalékkúpsíkság, a Bácskai löszös síkság. A Duna völgsíkjából meredek peremmel kiemelkedő tájegység felszíne kelet felé, a Tisza völgye irányában fokozatosan lejt. Felszínformái közül a változatos futóhomokformákat néhány méter vastag típusos, illetve homokos lösz fedi, amelyen kiváló minőségű, tápanyagokban gazdag mészlepedékes csernozjom talaj képződött (Lóki 1999a).

A Duna–Tisza köze keleti peremterülete a Tiszaföldvártól a déli országhatárig terjedő, igen alacsony, mindössze 79-85 méter tengerszint feletti magasságú, a Tiszántúl területére is átnyúló holocén alluviális síkság, az Alsó-Tisza-vidék. Ennek határát nyugaton a Duna–Tisza közti hátság pereme alkotja, keleten azonban kevésbé határozottan jelölhető ki. Felszínét morotvák, eróziós peremmel kiemelkedő, szél alkotta felhalmozódási formák teszik változatossá. A két kistáj (Marosszög, Dél-Tisza-völgy) alkotta Alsó-Tisza-vidék területének csak a nyugati, Tisza jobb parti völgsíkjja része a Duna–Tisza közének (Lóki 1999b).

A Duna–Tisza köze központi részén helyezkedik el a 100-130 m átlagmagasságú Duna–Tisza közti homokhátság. Alakja nyeregszerű, északkelet-délnyugati irányú gerince a Dunához közelebb fut végig, mintegy 1/3-2/3 arányban osztva fel az attól nyugatra, illetve keletre fekvő folyóközi részt. Északon 150 m körüli tengerszint feletti magasságnál válik el a Gödöllői-dombságtól, majd dél felé fokozatosan alacsonyodik. Orgovány, Bugac térségében átlagos tengerszint feletti magassága csupán 110 m, de innen újra emelkedni kezd, és az Illancs területén a 160-170 m magasságot is eléri. Itt „emelkedik” az egész hátság legmagasabb pontja, a 174 m magas Ólom-hegy.

A 7 400 km² kiterjedésű terület felszínformáinak kialakításában elsősorban a szél, kisebb mértékben a víz vett részt. A nyugati peremvidéken jellemző íves képződmények a Duna egykori mellékágainak máig fennmaradt lenyomatai. Ezeket a szabályozások és ármentesítések előtt gyakori árvizek által szállított finomszemcsés hordalék fokozatosan töltögette. A szél felszínformáló tevékenysége során változatos homokformák képződtek. A jelentős kiterjedésű lapos vagy enyhén hullámos felszínből szigetszerűen emelkednek ki a környezetüknél nagyobb reliefenergiájú homokbuckás felszínek, amelyek szélessége többnyire csak néhány kilométer, de a nagyobbaké akár a 10 km-t is meghaladhatja. A futóhomokkal fedett területeken szélbarázdák, garmadák, maradékgerincek alakultak ki, de előfordulnak parabolabuckák is. Az egyes buckák közötti, talajvízhez közeli mélyedésekben buckaközi semlyékek, illetve a csoportokba rendeződött buckák között vizes laposok, szikesedő rétek és időszakos szikes tavak alakultak ki, amelyek nagy része mára kiszáradt, vagy jelentős szárazodáson ment keresztül (Boros & Biró Cs 1999; Biró *et al* 2013b). A Duna–Tisza köze szikes tavainak száma a XVIII. század végén 174 db volt (összkiterjedésük

közel 7 000 hektárt tett ki), fennmaradásuk azonban a szárazodás miatt napjainkra veszélybe került (Boros & Biró Cs 1999; Iványosi Szabó 1994).



8. ábra: A Duna–Tisza köze áttekinthető térképe

A Duna–Tisza közti középtájak nem tagolódnak jól elkülöníthető, karakteres kistájakra. A jelentős vízfolyások hiánya, a középtájakon belül jobbra megegyező üledékjelleg, a hasonló formakincs, valamint a talaj- és vegetációs zónák egységes rendezettsége miatt a tagolás létjogosultsága megkérdőjelezhető. Ezért a tájrészletek lehatárolásában a terepi élőhelyfelméréseken alapuló vegetációs tájbeosztást használjuk (Molnár *et al.* 2008).

A terület a meleg mérsékelt zónában helyezkedik el, éghajlatában a közepesen száraz, erdőssztyepp klímájú évek gyakorisága meghatározó. Emellett a medencehelyzet miatt egy ÉNY-DK irányú szemiariditási gradiens is tapasztalható, amely a szubmediterrán csapadékeloszlású évek gyakoriságának kelet felé való csökkenésével párosul (Borhidi 1993; Kovács-Láng *et al.* 1998; Kun 2001).

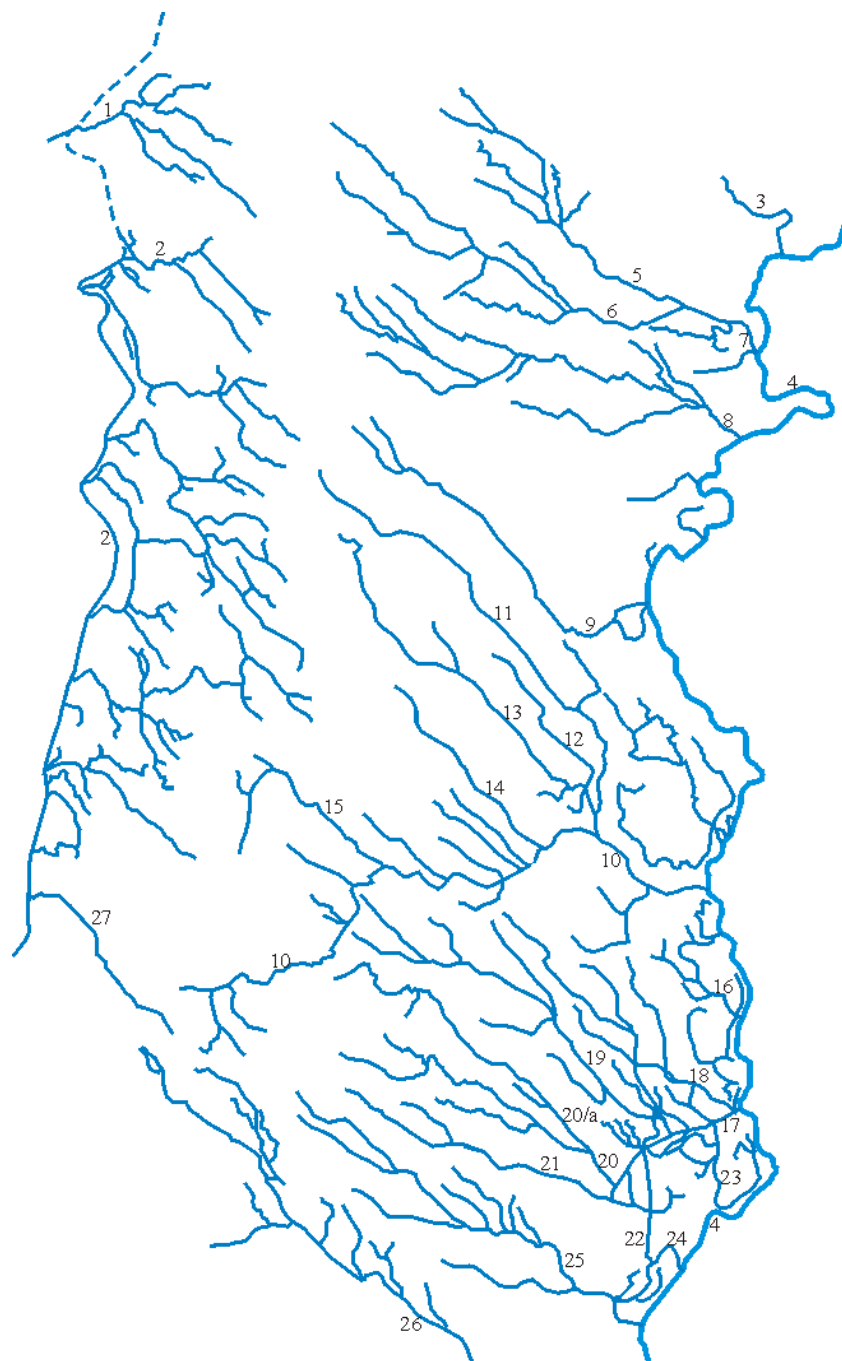
A térség évi középhőmérsékletei kis területi változékonyságot mutatnak: északnyugati tájain 10,3 °C, délkeleten kissé magasabb, 10,5-10,7 °C közötti értékek jellemzők. A januári középhőmérséklet -1 vagy -2 °C, míg júliusban délkeleten az átlaghőmérséklet 22 °C fölé is emelkedhet, így ez a térség egyike az ország legforróbb nyarú területeinek. Az évi közepes hőingás 22,5-24,8 °C. A tenyészidőszak hőmérsékleti átlaga pedig 16-17 °C közé esik.

A Duna–Tisza köze északi részén a napsütés időtartama átlagosan 2020-2040, a középső térszíneken 2070 óra/év, míg a déli részeken eléri, sőt akár meg is haladhatja a 2100 órát évente. Ez a vidék az ország napfényben leggazdagabb területe. Az uralkodó szélirány az északnyugati, ami a homokbuckák hossz tengelyének irányában is felfedezhető (Kiss T & Tornyánszki 2006).

A csapadék területi eloszlása viszonylag egyenletes, az évi átlagos csapadék mennyisége 520-560 mm, délnyugaton, leginkább a Bácskai löszös síkság területén 600 mm. A csapadékos napok száma 83-90 nap, tavaszi és őszi maximummal (Borhidi 1993; Mersich *et al.* 2003).

A Duna–Tisza köze jellemzően száraz, vízhiányos terület, amelynek természetes állandó felszíni vízfolyása nincs (9. ábra). Vízháztartásának legfőbb bevételi forrása a csapadékból származó vízmennyiség, amit a különböző vízhasználatok kibocsátása (tisztított szennyvizek), illetve a Dunából és a Tiszából öntözővízként kiemelt vízmennyiség egészít ki. A vízhiányos, gyakran szélsőségesen száraz állapotot a homok erős és gyors felmelegedése és nagy kisugárzó képessége tovább erősíti. Mivel a határoló folyók közötti vízváltató a táj nyugati peremén húzódik – emiatt lejtése uralkodóan DK-i irányú –, szinte az összes felszíni vizét a Tisza vezeti el. Közülük csak a Gerje–Perje-főcsatorna, a Körös-ér, illetve a Dongér-főcsatorna számottevő nagyságú. Vízhozamadataik nincsenek. E csatornák általában csak a tavaszi hóolvadás után vezetnek le vizet, és időnként az őszi-téli csapadékos időszakban

megemelkedett talajvizet csapolják le. A vízrendezések előtt a lefolyástalan területek mélyedéseiben számos időszakos kis tó tette változatossá a hátságot, amelyeket a nedves időszakokban megemelkedett talajvíz töltött ki. Ahogy arról korábban már szó esett, napjainkra szinte az összes kiszáradt.

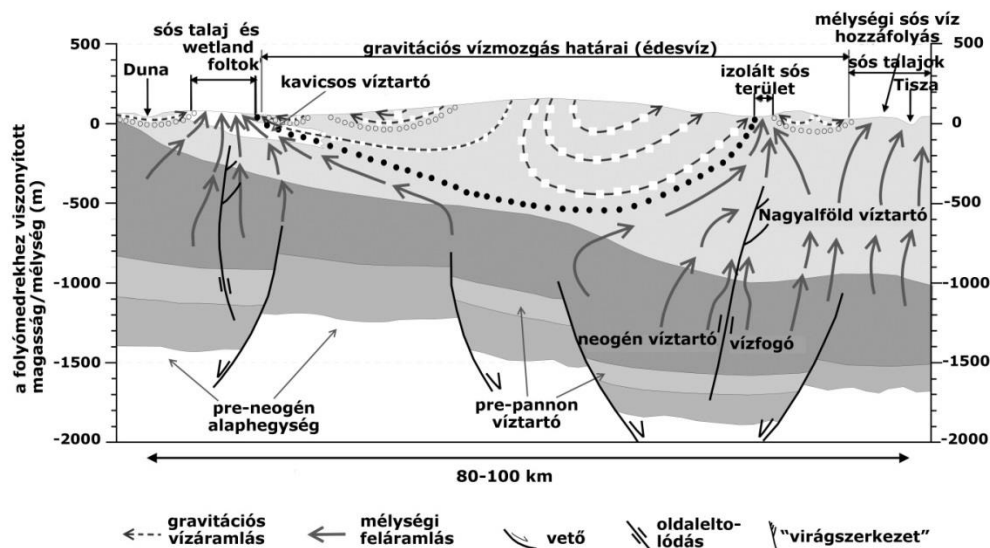


9. ábra: A Duna–Tisza köze fontosabb csatornáit és vízfolyásait

1 – Gyáli-főcsatorna; 2 – Duna-völgyi-főcsatorna; 3 – Zagyva; 4 – Tisza; 5 – Perje-főcsatorna; 6 – Gerje-főcsatorna; 7 – Gerje-Perje-főcsatorna; 8 – Körös-ér; 9 – Alpár-Nyárlőrinci-csatorna; 10 – Dong-ér-főcsatorna; 11 – Csukás-éri-főcsatorna; 12 – Gát-ér-főcsatorna; 13 – Félegyházi-vízfolyás; 14 – Kővágó-ér; 15 – Bócsai-csatorna; 16 – Percsorai-(Petresi-) főcsatorna; 17 – Algyői-főcsatorna; 18 – Nádastó-Nagyszéki-főcsatorna; 19 – Fehértó-Majsai-főcsatorna; 20 – Dorozsmai-Majsai-főcsatorna; 20/a – Dorozsma-Halasi-főcsatorna; 21 – Domaszéki-főcsatorna; 22 – Fehértó-Maty-főcsatorna; 23 – Baktó-Fehértói-főcsatorna; 24 – Gyálaréti-Holt-Tisza; 25 – Paphalmi-főcsatorna; 26 – Köröséri-főcsatorna; 27 – Rekettyés-Bogárzó-csatorna

A szóban forgó térség területén a pleisztocén és holocén folyóvízi tevékenység által lerakott rétegösszletben nincsenek összefüggő víztartó és vízzáró rétegek, a területet egységes vízármlási rendszer jellemzi (Almási 2001; Erdélyi 1967, 1979; Tóth 1963; Tóth 1995; Tóth & Almási 2001).

Két különböző származású vízrendszert különböztethetünk meg: egyrészt csapadék eredetű, gravitáció által mozgatott, másrészt a túlnyomás miatt a preneogén aljzatról felfelé tartó, magas sótartalmú mélységi vizeket (Mádlné Szőnyi *et al.* 2005). A Duna–Tisza köze hátsági területein (az ún. utánpótlási területen) beszivárgó víz a domborzati különbségek miatt a Duna, illetve a Tisza völgye felé áramlik (átáramlási terület). A gravitációs vizeket a mélységi vizek „hidraulikusan alátámasztják”, azonban utóbbiak a törésvonalak mentén nyomokban a hátságon is felszínre juthatnak. A Duna völgye felé haladva a hátsági térszínekről gravitációs áramlások útján érkező vízkészlet a megcsapolási területen áramlik ki, ahol jórészt csapdázódik, illetve befogadóba kerül (Mádlné Szőnyi & Tóth J 2007). A Duna–Tisza köze regionális vízármlási rendszerére intermedier és lokális vízármlási rendszerek hierarchikusan ráépülnek, amelyek esetében az áramlások irányát elsősorban a helyi geomorfológiai adottságok határozzák meg. A kiemelkedő buckák esetében a csapadékvíz beszivárgása, míg a szomszédos buckák közötti mélyedésekben a víz kiáramlása is megfigyelhető, így ez lokális szintű rendszernek tekinthető (10. ábra). Az összetett vízármlási rendszert a táj élőhelymintázata mindhárom szinten jól megfigyelhetően követi (Bíró *et al.* 2008).



10. ábra: A Duna–Tisza köze hidraulikai és vízrégtani szelvénye (Mádlné Szőnyi & Tóth J 2009)

Az áramlási rendszerek létezésének felismerése nyomán a talajvízkészlet fogalma is ártértékelődött, hiszen egy regionális feláramlási területen nagy mélységből származó vizek kerülhetnek a felszín közelébe. A témával foglalkozó szakemberek ezért a talajvíz kifejezés helyett szívesebben használják a sekély felszín alatti víz kifejezést.

A Duna–Tisza köze talajainak kialakulásában a talajképző kőzetnek és a terület felszín alatti vizeinek van elsődleges szerepe. A talajadottságok a talajképző tényezők és folyamatok változékonyságának megfelelően mozaikosak, változatosak, általában nincsenek nagy, egybefüggő, homogén talajú területek.

Aszerint, hogy a talajképző kőzet homok vagy lösz, a Duna–Tisza köze pozitív domborzati formáin változatos talajtípusok alakultak ki: a skála a futóhomoktól a humuszos és csernozjom jellegű homokok különböző változatain keresztül a csernozjomokig terjed. A mélyedésekben, homorulatokban, ahol a talajvíz szintje, ill. kapilláris zónája a felszínhez közel helyezkedik el, réti, láp- és szikes talajok képződtek. A táj északibb részeinek mélyedéseiben inkább a réti és láptalajok jellemzőek, míg dél felé haladva a szikesedés szerepe fokozatosan nő. A homokmozgás következményeként gyakori az eltemetett talajszintek előfordulása, a lepel- és kétrétegű homokok kialakulása. Ismeretük rendkívül fontos, hiszen – jobb kolloid állapotuk miatt – jobb termékenységűek lehetnek (Várallyay *et al.* 1984).

A hátság utolsó természetes növénytakarója az erdőssztyepp-vegetáció volt, a folyók menti síkságokon pedig ártéri puha- és keményfás ligeterdő (Biró 2008; Boros 1952, 1958; Járai-Komlódi 1966; Móricz *et al.* 2005; Simon 1979; Soó 1965; Zólyomi 1958; Zólyomi 1989). Sok helyen azonban – elsősorban a homokkal borított felszíneken, annak rossz vízgazdálkodása miatt – a talajvíz mélységétől függő intrazonális vegetáció fejlődött ki (Fekete 1992).

4.2. A talajvízszint-csökkenés kutatási módszertana

A talajvízszint-csökkenés mértékének meghatározására a legkézenfekvőbb módszer az észlelőkutak idősorának vizsgálata. Az idősorokat gyakran alkotóelemeikre (trend, periódus, zaj) bontják, és külön-külön elemzik. A trendvizsgálatok körébe tartozik a vízszintek kisebb-nagyobb mértékű csökkenésének elemzése, és ezek térbeli kiterjesztése (inter- és extrapolálása) is, például adott időintervallum talajvízszint-különbségeinek interpolálása és térképeken történő megjelenítése. Az ilyen típusú vizsgálatokat a témával foglalkozó, korábban említett kutatók szinte kivétel nélkül elvégezték (pl. Pálfi 1990; Rakonczai & Bódis 2002; Szalai *et al.* 2008, 2011), elsősorban az érintett területek lokalizálása és a vízhiány mennyiségének becslése céljából. A kutak menetgörbéit összehasonlítva a csökkenés mértékének szempontjából, mint már korábban láthattuk (2. fejezet), igen nagy eltérések tapasztalhatók. A különbségek abból fakadnak, hogy a kutak környezetének földtani felépítése, orográfiai helyzete, felszínborítási típusa, a befolyásoló antropogén hatások típusa, mennyisége, intenzitása és a felsorolt tényezők kölcsönhatása nagyon eltérő lehet (Kovács J *et al.* 2004a), de ilyen nagy területen még az éghajlati tényezők is mutatnak kismértékű eltéréseket. A Duna–Tisza közének 15 000 km² nagyságú területén hozzávetőlegesen mindössze 398 talajvízszint-figyelőkút működik, így átlagosan 25,1 km²-re jut egy ilyen mérőhely. A megfigyelőkutak adatait összehasonlítva esetenként néhány kilométeren belül is már jelentős eltérések tapasztalhatók.

Abban az esetben, amikor ilyen ritkán mintavételezett, de térben változó paraméter alapján kell egy becsült felületet létrehozni, az egyszerűbb, determinisztikus interpolációs eljárások általában nem használhatók, mert a mért adatok térbeli struktúráját nem veszik figyelembe és nem lehet megadni a becslés bizonytalanságát sem. A talajvízszint-felület becsléséhez ezért olyan eljárást érdemes használni, amely az alapadatokban meglévő térbeli összefüggések felhasználásával határozza meg az interpoláció paramétereit. Ezen szempontokat figyelembe véve a talajvízszinttérképek interpolációjához a leggyakrabban használt eljárás a krigelés (pl. Cressie 1990; Krige 1951; Rakonczai & Bódis 2002; Szalai 2003). Több esetben azonban ez sem kielégítő pontosságú. Ilyenkor érdemes a többváltozós módszereket használni, amelyek egyike a co-krigelés. A módszert Aboufirassi és Marino (1984) alkalmazta először a hidrogeológiában. A vizsgált kaliforniai területen a transzmisszibilitás értékét becsülték co-krigelés módszerével a transzmisszibilitás és az azzal korreláló tárolási tényező adatok alapján. Talajvíz-adatok interpolációjánál történő alkalmazására azonban kevés példát találunk (Kohán 2014; Rakonczai 2013).

A menetgörbék elemzése és a különböző mintarealizációk alapján interpolált felületek összehasonlítása mellett több kutató sokváltozós adatelemző módszerek használatával (is) vizsgálta a terület talajvízszint-ingadozásának mintázatát, valamint annak térbeli elterjedését. A számtalan eszköz közül leggyakrabban a klaszter-, diszkriminancia-, faktor- és a főkomponens-analízis, valamint a sokdimenziós skálázás használatos (Rakonczi & Geiger 2006; Szalai J *et al.* 2011). A hasonló lefutású menetgörbék alapján történő csoportosítással (klaszterezés) területi analógiák ismerhetők fel. A klaszteranalízis térinformatikai megoldásokkal kiegészítve a talajvízszint-csökkenést fenntartó folyamatok azonosításában is nagy segítséget nyújt. Ahhoz, hogy a feltételezett háttértényezők (faktorok) közül kiszűrjük azokat a folyamatokat, amelyek valóban hatással vannak a talajvízszint csökkenésére, a rejtett háttérhatások meghatározására van szükség, aminek hagyományos eljárása a faktoranalízis (vagy a főkomponens-analízis). Mivel ez független megfigyelésekre kidolgozott módszer – ami viszont a sekély felszín alatti vízszintidősorok esetében nem áll fenn, hiszen azok dinamikus szerkezetét figyelembe kell venni –, faktoranalízis helyett a dinamikus faktoranalízist kell alkalmazni (Kovács J *et al.* 2002).

A Duna és a Tisza mentén elhelyezkedő területeken, ahol a talajvízszint nem mutat csökkenő tendenciát, a trend eltávolítása után a maradékokra a periódusok vizsgálatát érdemes elvégezni. A periódus vizsgálatára a vízszintcsökkenést megelőzően, már az 1950-es években található példák. Az Alföldön megismert legkisebb (éves) perióduson kívül kimutatható 14-16 éves (Kovács J *et al.* 2011; Rétháti 1974; Rónai 1985; Szabó Gy 1959, 1960; Ubell 1953), sőt ennek kétszerese, 28-30 éves periódus is (Rónai 1953, 1956). Rétháti (1977) autokorreláció-függvény felhasználásával a hidrológiai periódusok hosszát 12-14, illetve 25-26 évre becsülte. A periodikus változásokat mutató jelenségek sajátossága, hogy a várt „ismétlődések” elmaradhatnak, azaz egyes periódusok kimaradhatnak. Az éves periódusok elsősorban a mezőgazdasági termelés biztonsága szempontjából rendkívül fontosak, ezért szükséges és indokolt a talajvízszintadatokat olyan módszerrel, módszerekkel is elemezni, amelyek a periódusok meglétének, vagy esetleges kimaradásának meghatározására alkalmasak. A periódusok időbeli változékonyságának alakulására a wavelet-spektrumbecsléssel lehet megbízható és pontos választ adni (Kovács J *et al.* 2004, 2010).

4.3. A talajvízszint ingadozását befolyásoló háttértényezők

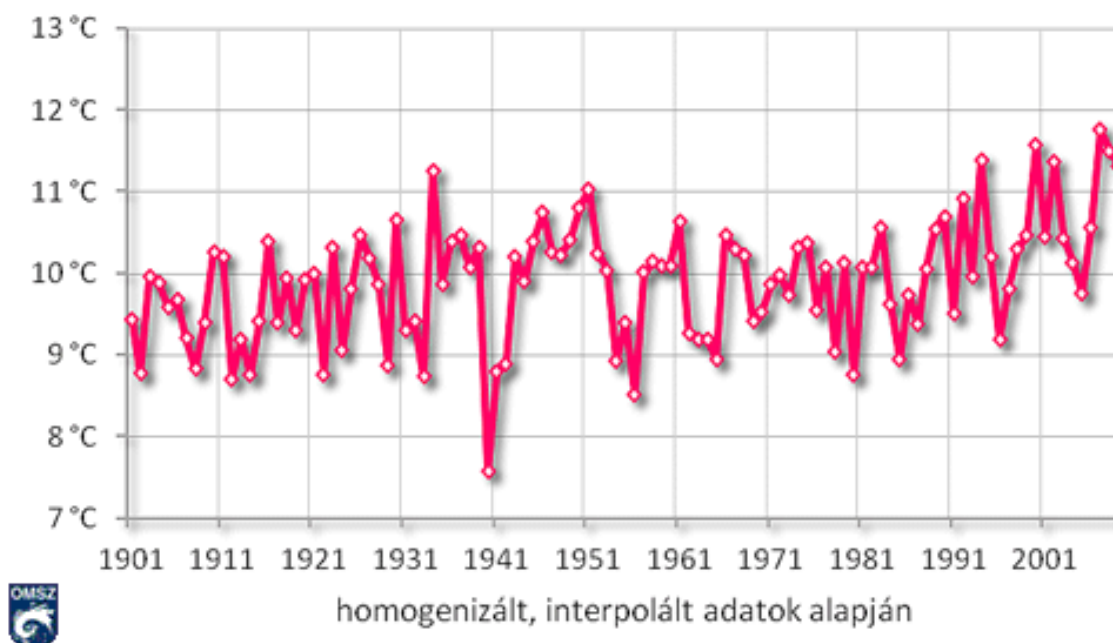
A Duna–Tisza köze vízháztartásában bekövetkezett változások okait a befolyásoló természeti adottságok megváltozásában és a különböző antropogén hatásokban kell keresni. A korábbi kutatások eredményei szerint a legfontosabb befolyásoló tényezők: az (1) időjárási tényezők (csapadék, párolgás), a (2) az erdőterületek növekedése, a (3) vízkitermelés (réteg- és talajvíz), a (4) vízrendezés (főként a belvízelvezető csatornák létesítése), továbbá (5) egyéb tényezők (pl. a szénhidrogén-bányászat).

4.3.1. Időjárási tényezők

Az időjárási tényezők súlya a hatótényezők között a mai napig az egyik legvitatottabb kérdés a kutatók körében. A kutatások kezdeti időszakában 50%-ban (Pálfai 1995), napjainkban többen 80%-ban (Rakoncai 2011; Szanyi & Kovács B 2009; Völgyesi 2006.) ennek tulajdonítják a talajvízszint csökkenését. A hátsági beszivárgási zónában, ahol a legnagyobb mértékű csökkenés tapasztalható, a talajvíz utánpótlódása szinte kizárólag a csapadékból történik. A talajvízmérleg bevételi oldalának szempontjából ezért kulcsfontosságú, hogy mekkora a területre érkező csapadék éves mennyisége, illetve ennek hány százaléka képes elérni a kétfázisú zónát. Mivel a területen a felszíni lefolyás mértéke elhanyagolható, a beszivárgó mennyiség elsősorban a párolgástól függ, amit a felszínborítás típusa is nagymértékben befolyásol (lásd Az erdők hatása a talajvízkészletre alfejezet). A vízhiány értékelését, elsősorban a jövőben várható tendenciák szempontjából fontos áttekinteni, hogyan alakult a talajvízszint a csapadék és a párolgás mennyiségének függvényében a vizsgált időszakban.

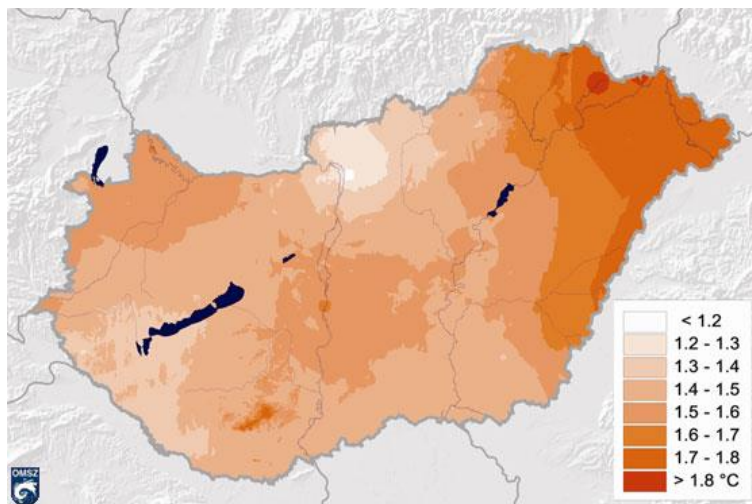
A regionális klímamodellek a hőmérséklet tekintetében egyértelmű tendenciákat mutatnak. Magyarország éves középhőmérsékletének idősora a globális tendenciákkal összhangban alakul, azonban a kisebb terület miatt nagyobb változékonyságot mutat. A felmelegedés tényét az Országos Meteorológiai Szolgálat több mint 100 éves adatsora is megerősíti (Bartholy et al. 2011). Az évi középhőmérséklet az 1980-as évektől kezdődően trendszerű növekedést mutat, 9,5 °C-ról 11 °C fölé emelkedett (11. ábra).

Országos évi középhőmérsékletek 1901-2009



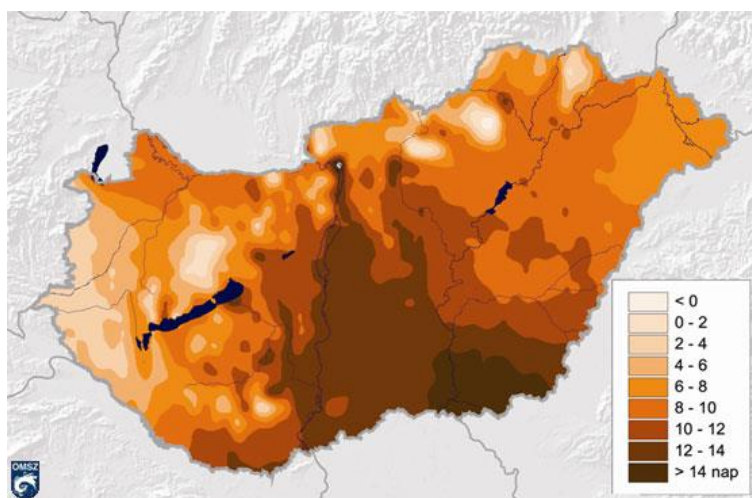
11. ábra: Országos évi középhőmérsékletek Magyarországon 1901-2009 között (Bartholy et al. 2011)

Az 1980-2009 között mért adatok alapján végzett becslések eredménye szerint a tavaszi középhőmérséklet országosan 1,75 °C-kal nőtt ($p < 0,05$). A melegedést leginkább a nyarak hőmérséklete tükrözi, a múlt század elejétől napjainkig az emelkedés körülbelül 1,17 °C volt. A nyarak átlaghőmérséklete 1971-2000 között 19,7 °C körül alakult. Az utóbbi évtizedben is előfordult egy-egy hűvösebb nyár, de az alacsony értékek inkább az előző század első felét jellemezték. A legutóbbi 30 évben csaknem 2 °C-ot emelkedett a nyári középhőmérséklet. Az őszi és a téli középhőmérséklet változásának esetében azonban a növekedési trend nem szignifikáns (Bartholy et al. 2011). Az évi középhőmérsékletek változásának területi eloszlása (12. ábra) szerint a mintaterületen az 1980-as évekhez képest ez az érték 1,4-1,6 °C-kal nőtt.



12. ábra: Az éves középhőmérsékletek változásának területi eloszlása az 1980-2009 időszakban (Bartholy et al. 2011)

A hóhullámos napok (13. ábra) számának növekedése a mintaterületen kiemelkedően nagy: 10-12 nap 30 év alatt, ami természetesen együtt jár a potenciális evapotranspiráció értékének növekedésével.

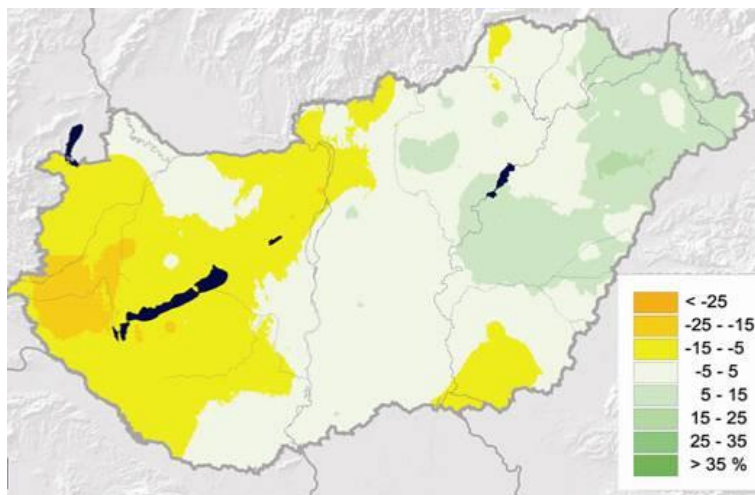


13. ábra: Hóhullámos napok száma (napi középhőmérséklet > 25°C) az 1980-2009-es időszakban, rácsponti trendbecslés alapján (Bartholy et al. 2011)

„A csapadék mennyisége térben és időben jóval változékonyabb, mint a hőmérséklet, így a tendenciákat nehezebb kimutatni. A csapadék változása az 1960-2009 közötti 50 évet felölelő időszakban sem mutatható ki egyértelműen. Ez az egyik oka annak, hogy a csapadék esetében nagyobb eltérés mutatkozik az egyes elemzők, modellezők, éghajlatkutatók előrejelzéseiben.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ) adatai alapján az évi csapadékmennyiség az elmúlt 100 évben nem változott érzékelhetően. 1931-2005 között 1 mm év⁻¹ átlagos csökkenés volt kimutatható.

A csapadék térbeli eloszlása azonban jelentős eltéréseket mutat (14. ábra). Mennyisége az ország területének nagy részén jelentősen csökkent az elmúlt fél évszázadban, de éppen a Duna–Tisza közén a legkevésbé.



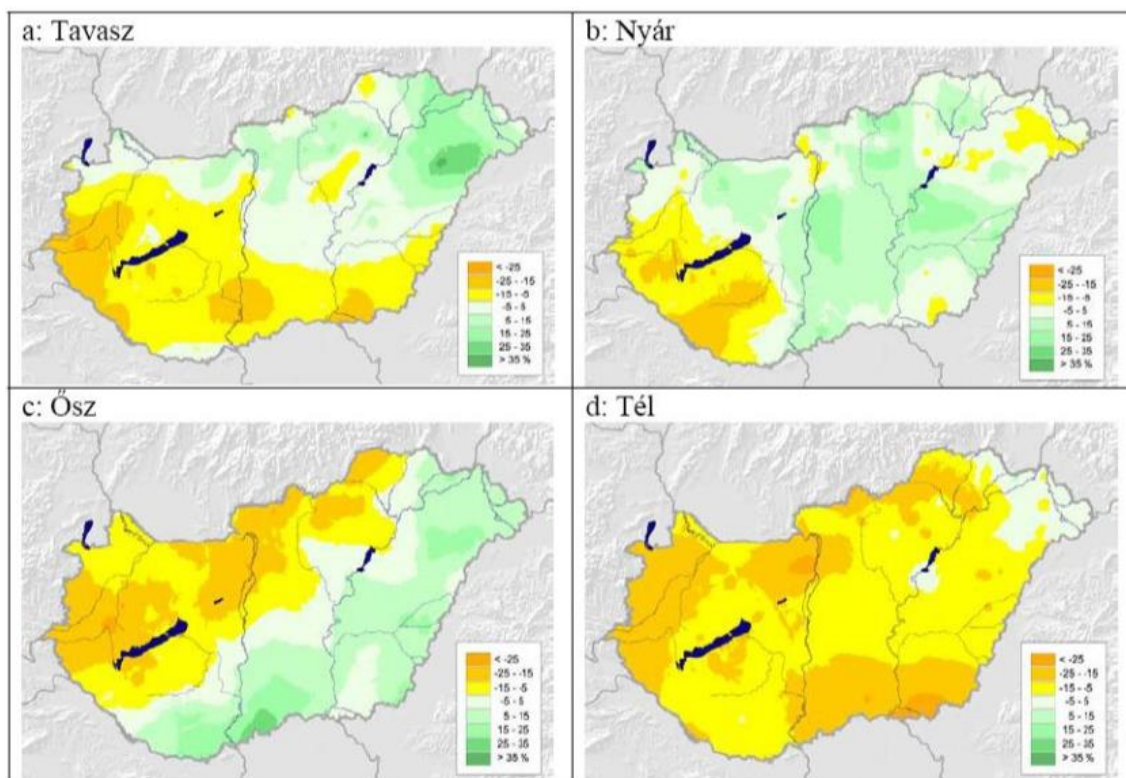
14. ábra: Az éves csapadékösszeg exponenciális trendillesztéssel számított százalékos változása 1960 és 2009 között (Bartholy et al. 2011)

Az évszakos csapadékváltozások pedig (15. ábra) sokkal nagyobb időbeli változékonyságot mutatnak, mint az éves idősorok. A tavaszi csapadék 1971-2000-es átlaga 136 mm. A négy évszak összehasonlításában a legnagyobb csapadékcsökkenés tavasszal következett be, értéke megközelíti a 20%-ot a több mint egy évszázadot átívelő idősor alapján.

A nyarak sokéves országos csapadékátlaga 1971-2000 között 189 mm volt. A száraz nyarak előfordulása a múlt század kezdetétől viszonylag egyenletes. Ez arra utal, hogy az aszály hazánk éghajlatának a mérések kezdete óta is rendszeresen ismétlődő tulajdonsága volt. A nyári csapadék változása növekedő tendenciára utal, de a változás nem szignifikáns.

Az ősz 1971 és 2000 közötti átlagos csapadéka 138 mm. A változás jelentős, a csökkenés irányába mutat, de ebben az évszakban sem egyértelmű a tendencia.

A tél a legszárazabb évszakunk, átlagosan 104 mm csapadék hullott az 1971-2000 közötti teleken. A múlt század elejétől a téli csapadék szintén csökkent, de nem számottevő mértékben” (Bartholy et al. 2011). A téli csapadék halmazállapotára vonatkozólag már kevésbé megbízható adatok állnak rendelkezésre. A téli csapadék talajvízszintre gyakorolt hatása kapcsán az is kulcsfontosságú információ lenne, hogy a lehulló csapadék mekkora hányada volt képes hasznosulni, erről pedig szintén nem rendelkezünk megbízható mérési adattal.



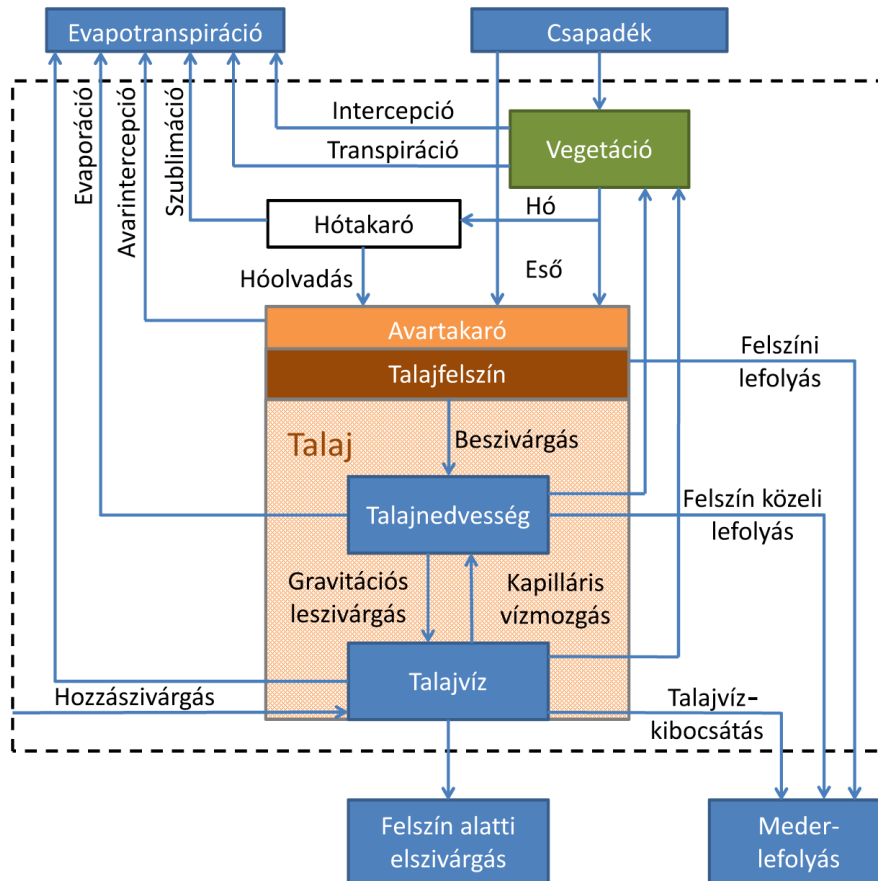
15. ábra: Az évszakos csapadékösszeg százalékos változása 1960 és 2009 között (Bartholy et al. 2011)

A levegő páratartalma a térségben nagyon alacsony (nyáron 64% alatti). Ez nagyban hozzájárul a párolgás intenzitásának növekedéséhez, és ennek révén a nagyobb mértékű szárazodáshoz. A levegő relatív nedvességtartalmának értéke a levegő hőmérsékletének változását követi, a sokéves nyári félév havi átlaga 65%, míg a téli félévé 85% körüli. A párolgás a szabad vízfelületek vízháztartására jelentős veszteségtényező, évi tényleges összege a kecskeméti mérőállomás adatai szerint 1950-2000 között átlagosan 500-650 mm volt (Bartholy et al. 2011).

4.3.2. Az erdők hatása a talajvízkészletre

A Duna–Tisza közén bekövetkezett talajvízszint-csökkenés feltételezett okai közül a XX. század közepétől napjainkig tartó erdőtelepítések hatása is nagyon vitatott kérdés (lásd Major, Neppel és Szodfridt vitája a Vízügyi Közlemények hasábjain (Major & Neppel 1988, 1990; Szodfridt 1990). Az erdők vízháztartásban betöltött szerepe rendkívül összetett, elsősorban a párolgási és lefolyási viszonyok megváltoztatásán keresztül hatnak a talajvízre. Ahhoz, hogy az erdősítés hatását a területen tapasztalható talajvízszint-csökkenés szempontjából objektíven lehessen értékelni, az erdők talajvízkészletre gyakorolt pozitív és negatív hatásait, valamint ezek területi különbségeit egyaránt vizsgálni kell.

Az erdők vízmérlegének bevételi forrása a csapadékból, szivárgó vizekből, a talajvízből vagy a folyóvizek kiöntéseiből származhat, míg a rendszert a víz; párolgás, felszíni illetve felszín alatti lefolyás és elszivárgás révén hagyhatja el (16. ábra).



16. ábra: Az erdők vízháztartása (Kucsara 1996 nyomán)

A párolgás három összetevője a növények felületéről elpárolgó csapadék, az intercepció, a vízfelületekről és a talajfelszínről közvetlenül elpárolgó víz, az evaporáció és a növények élettevékenysége során felszabaduló vízmennyiség, a transpiráció. A három összetevő együttesen az evapotranspiráció, ami gyakorlatilag az erdő ökológiai vízigényével egyenlő.

Az erdők vízkészletre gyakorolt hatását a dombsági, hegységi térszínek kisebb vízgyűjtőterületein általában páros vízgyűjtő kísérletekkel, síkvidéki erdők esetében pedig pontszerűen vízforgalmi modellek segítségével lehet vizsgálni.

A páros vízgyűjtő kísérletek lényege, hogy kiválasztanak két egymáshoz hasonló kisebb vízgyűjtőt. A kalibrációs periódusban hosszan tartó monitoring vizsgálattal feltárják a lefolyásbeli különbségeket. Ezután az egyik vízgyűjtőn módosítják a felszínborítást (pl. kitermelik az erdőt), majd tovább folytatják a megfigyelést és a különbségeket regisztrálják

(Andressian 2004). Az ilyen típusú vizsgálatok során a hatásokat elsősorban a lefolyási viszonyok változása szempontjából vizsgálták, de az eredményekből az is kiderült, hogy az erdők vízfogyasztása általában nagyobb, mint más felszínborításoké, azonban ennek mértékében jelentős szórás volt tapasztalható (Móricz 2011).

A Duna–Tisza közti homokhátság szempontjából inkább a lokális összehasonlító vízforgalmi kutatások eredményei relevánsak, mivel kis területű, egymáshoz közel elhelyezkedő vízgyűjtők nincsenek. Az ilyen típusú vizsgálatok célja leginkább a párolgási és a talajvíz-használati különbségek kimutatása talajvízhatástól független és talajvízfüggő termőhelyek esetében.

Az USA keleti partvidékén Finch (1998) egy erdő és egy gyepterület mélybeszivárgását hasonlította össze, ahol az évi átlagos csapadékmennyiség 587 mm, az átlagos potenciális evapotranszpiráció pedig 601 mm volt. Kísérletének eredménye szerint az erdő gyökérszónája alá jutó vízmennyiség a gyepfelszín esetében becsült mennyiségnek csupán 55%-a volt. Ladekarl és munkatársai (2005) egy Dániában végzett vizsgálat során egy tölgyes és egy hanga vegetáció vízforgalmát hasonlították össze. Annak ellenére, hogy a mintaterületen az éves csapadékösszeg (880 mm) jóval meghaladta a potenciális evapotranszpiráció (553 mm) értékét, hasonló eredményre jutottak, mint Finch. Az erdő alatt itt is kisebb volt a mélybeszivárgás mennyisége, a hanga vegetáció alatt becsült érték alig 65%-a. A németországi St. Arnold közelében végzett mérések is azt támasztották alá, hogy az erdő alatti mélybeszivárgás jelentősen elmarad a gyepterületen mért értéktől. Az eredmények szerint a lombos erdő átlagos évi párologtatása 352 mm, a tűlevelű erdő esetében ez 448 mm volt, míg a gyepfelszínen 288 mm (Harsch *et al.* 2008). A vizsgálat mintaterületén mért évi középhőmérséklet 9,0 °C, az évi csapadékösszeg pedig 800 mm volt.

Magyarországon is folytak és jelenleg is folynak lokális összehasonlító vízforgalmi kutatások, közülük néhány éppen a Duna–Tisza közti homokhátságon.

Egy Bugac mellett fekvő mintaterületen Gácsi (2000) egy erdei fenyves és egy növényzet nélküli talajfelszín mélybeszivárgását hasonlította össze. A mérések szerint átlagos csapadékmennyiséggel számolva a fenyves alatt a mélybeszivárgás a növényzet nélküli területen mért érték 64%-a volt.

Járó és Sitkey (1995) szintén a Duna–Tisza közén, de egy talajvízfüggő területen, egy Lajosmizse mellett fekvő nemesnyárasban végeztek méréseket. Eredményeik alapján megállapították, hogy az olasznyaras, gyep és a szántó átlagos evapotranszpirációja nem tér el jelentősen egymástól. A vizsgálat gyenge pontja, hogy a talajvíz vegetációs időszakban

bekövetkezett süllyedésével tették egyenlővé a párolgást, de a többi vízháztartási komponenssel, főként az oldalirányú talajvízáramlással nem számoltak (Móricz 2011).

Móricz (2011) 2007-2008 között egy terepi méréssel ellenőrzött komplex vízforgalmi modellezést végzett egy nyírségi mintaterületen. Munkájában egy kocsányos tölgyes és egy közeli parlagterület vízforgalmát hasonlította össze egy-egy numerikus egydimenziós modell kalibrálásával. Az eredmények szerint a tölgy mintahelyen becsült evapotranspiráció 30%-kal, a talajvízfogyasztás pedig közel háromszor több volt, mint a parlagterületen. Továbbá megállapította, hogy a talajvízfogyasztás aránya a teljes transpirációból a száraz 2007-es évben lényegesen nagyobb volt, mint a nedves 2008-asban, annak ellenére, hogy a talajvíz felszín alatti mélysége a szárazabb évben mindkét mintahelyen nagyobb volt.

Gribovszki és szerzőtársai (2014) egy Jászfelsőszentgyörgy melletti mintaterületen egy kocsányos tölgyes és egy szomszédos legelő talajvíz-felhasználását és sófelhalmozódásra gyakorolt hatását hasonlították össze. A vizsgálatok eredményei alapján megállapították, hogy az erdő durván fél méterrel csökkenti a talajvízszintet a felszínhez képest, és több mint kétszeres a talajvízből történő vízfelvétele, mint a gyepterületnek.

Bolla B. (2014) a Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatóság Bugac-Bócsai homokpuszta elnevezésű területén lévő erdei fenyő és szürke nyár főfafajú telepített erdőállományokban vizsgálta meg az erdei vízháztartás egyik fontos elemét, a koronaintercepció és a törzsi lefolyás mértékét a 2013. március 15. és 2014. február 1. közötti időszakban. Mérései szerint az erdei fenyves intercepció vesztesége átlagosan 23%, a törzsi lefolyás aránya 6%, szürke nyáras faállományban az intercepció veszteség 19%, a törzsi lefolyás pedig 15% volt.

A vizsgálatok többsége tehát megállapította, hogy az erdők esetében a vegetációs időszak alatt a párolgás, így a vízigény is nagyobb, mint a szomszédos gyepterületek esetében, a megnövekedett levél- és lombfelület, illetve a nagyobb gyökerezési mélység miatt (Szodfridt 1996). Az eltérő vízforgalmi eredményeket szolgáló összehasonlítások értékelésénél azonban mindig figyelembe kell venni a helyi klimatikus jellemzőket, elsősorban a csapadékmennyiséget és a hőmérsékletet, valamint az erdőalkotó fafajokat.

Magyarországon „az erdők természetes előfordulásához legalább évi 600 mm csapadék szükséges, ekkor, kedvező vízháztartással rendelkező talajok esetén, záródott erdők jöhetnek létre, ha nem is mindig a legjobb növekedéssel. Ha ennél kevesebb a csapadék, ráadásul a talaj is kedvezőtlen víztartó képességű, akkor az erdő természetes megjelenésére egyéb vízforrás nélkül nincs esély” (Szodfridt 1996). A Duna–Tisza közén az átlagos évi csapadék 500-600 mm, de nem ritkák az olyan évek, amikor ez az érték csupán 400 mm körül mérhető, amely a nyílt, vagy zárt homokpusztai gyepek fenntartásához elegendő. A potenciális

növénytakaró, az erdőssztyepp korábban is csak ott fordult elő, ahol vízigényüket más forrásból ki tudták egészíteni, elsősorban az akkor még sok helyen jellemző közeli talajvízből (Ijjász 1938; Magyar 1961).

A Duna–Tisza közén jellemző erdőalkotó fajok vízigényéről csak kevés, méréssel alátámasztott vizsgálati eredmény áll rendelkezésre (1. táblázat).

Fafaj	Évi vízigény (mm ha ⁻¹)
Kocsányos tölgy	441
Akác	273
Nemes nyár	680
Hazai nyár	800
Erdeifenyő	205
Feketefenyő	185

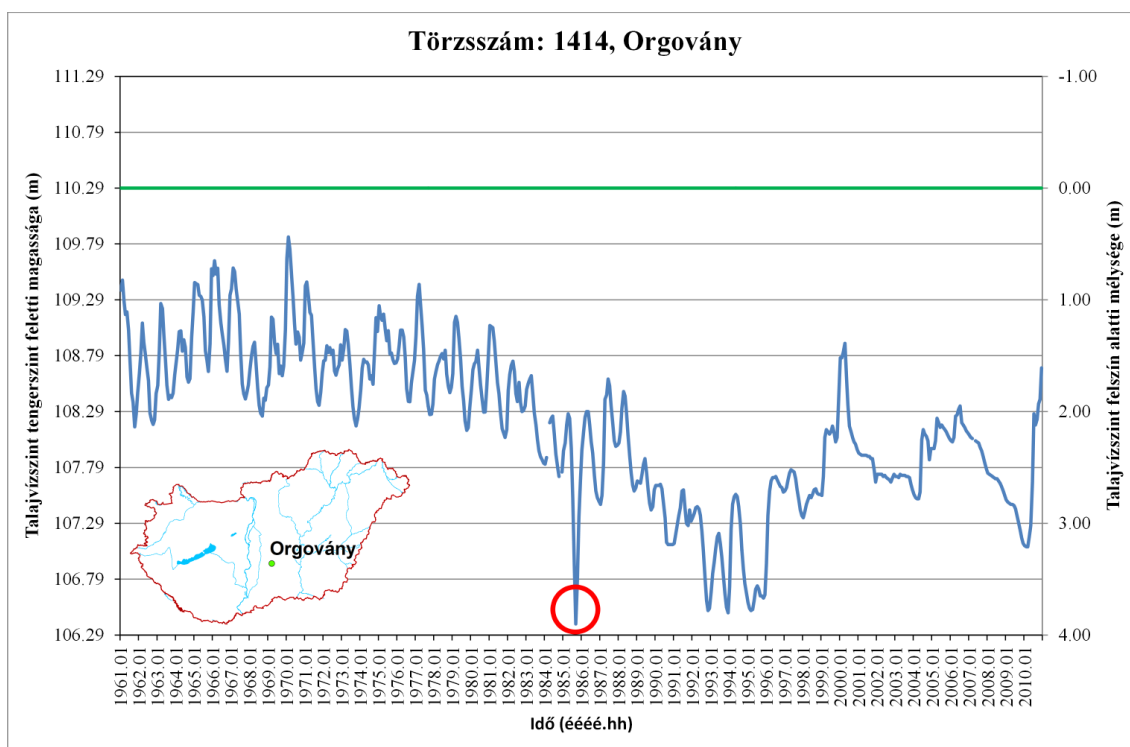
1. táblázat: Alföldi fajok évi vízigénye (Járó 1981)

Az eddigi kutatások közül csak néhány vállalkozott arra, hogy az erdők talajvízszint-csökkenésben betöltött szerepét számszerűsítse. A Pálfai-féle tanulmány (1990) a területhasználatban bekövetkezett változások arányát 10%-ra becsülte. Mivel az elemzés csupán az erdőterületek nagyságának növekedésével számolt, ez az érték valószínűleg az erdőkre vonatkozik. Szilágyi és Vörösmarty (1993) már konkrétan az erdőkre 15%-os értéket becsültek, Völgyesi (2006) pedig 13%-ot.

4.3.3. Vízkitermelés

A talajvíz nagy volumenű kitermelése, ami általában a száraz periódusokhoz köthető, közvetlenül és nagymértékben hozzájárult a talajvíz szintjének csökkenéséhez. Jó példa erre az Orgovány mellett található, 1414-es számú kút, ahol 1985 nyarán csaknem 2 m-t csökkent a talajvíz szintje (17. ábra), valószínűleg azért, mert magát a mérőkutat, vagy egy mellette fűrt másik kutat használták öntözésre. A talajvízhasználat kapcsán a legnagyobb problémát az jelenti, hogy az illetékes hatóságok számára gyakorlatilag ellenőrizhetetlen a talajvízkutakból és az öntözőödrökből történő vízkiemelések mennyisége. Talán ennek köszönhető, hogy Pálfai és munkatársai (1990) mindössze 6%-ban tartják felelősnek a közvetlenül talajvízből

történő kitermelést a talajvízszint csökkenéséért. A vizsgálatok ezért főleg a rétegvízből való kitermeléssel számoltak és számolnak jelenleg is.



17. ábra: Az Orgovány határában található 1414-es számú kút menetgörbéje: 1985. május-augusztus között 2 m-t csökkent a vízszint, majd rövid időn belül visszaállt

Az 1960-as évektől a mezőgazdaság, az ipar és a lakosság növekvő vízigénye túlzott mértékű felszín alatti vízkitermeléshez vezetett, ami elsősorban a rétegvizeket érintette. A lakosság vízellátását biztosító, vízművek által kitermelt vízmennyiség a 1965-1990 közötti időszakban közel ötszörösére emelkedett. Major és Neppel (1988) elsőként vetették fel, hogy a talajvízszint süllyedésének oka a rétegvíz-kitermelés hatására megnövekedett talajvízből történő leszivárgás is lehet. A talajvíz és a rétegvizek közötti hidraulikai kapcsolatot már több kutató felvetette. A legátfogóbb vizsgálat Erdélyi (1979) nevéhez fűződik. A talajvíz és a rétegvizek közötti hidraulikai kapcsolatot a vízművek depressziós terének elemzésével Liebe és Székely (1980) igazolták. A rétegvíz-kitermelés hatásának vizsgálata céljából a VITUKI kidolgozta a terület numerikus számítógépes szimulációs modelljét (Davideszné 1989). A modell eredményeként kapott depressziók a mért értékekkel nagyjából megegyeztek. Kimutatták, hogy a kitermelt rétegvíz készlet több mint 90%-ban talajvízből, vagy a talajvízbe történő felszivárgás megszűnéséből táplálkozik. A túlzott vízkitermeléssel – elsősorban a tiszavölgyi területeken – a feláramlásokat megcsapolták, sőt azok jelentős részének megszűnését okozták. A rétegvizek potenciáltöbblete a talajvízhez képest itt megszűnt, az

eredeti hátsági beszivárgási területeken pedig néhány méterrel nőtt a talajvíz és a rétegvíz szintje közötti különbség, ami megnövelte a talajvíztartóból történő leszivárgást (Deák & Liebe 2007).

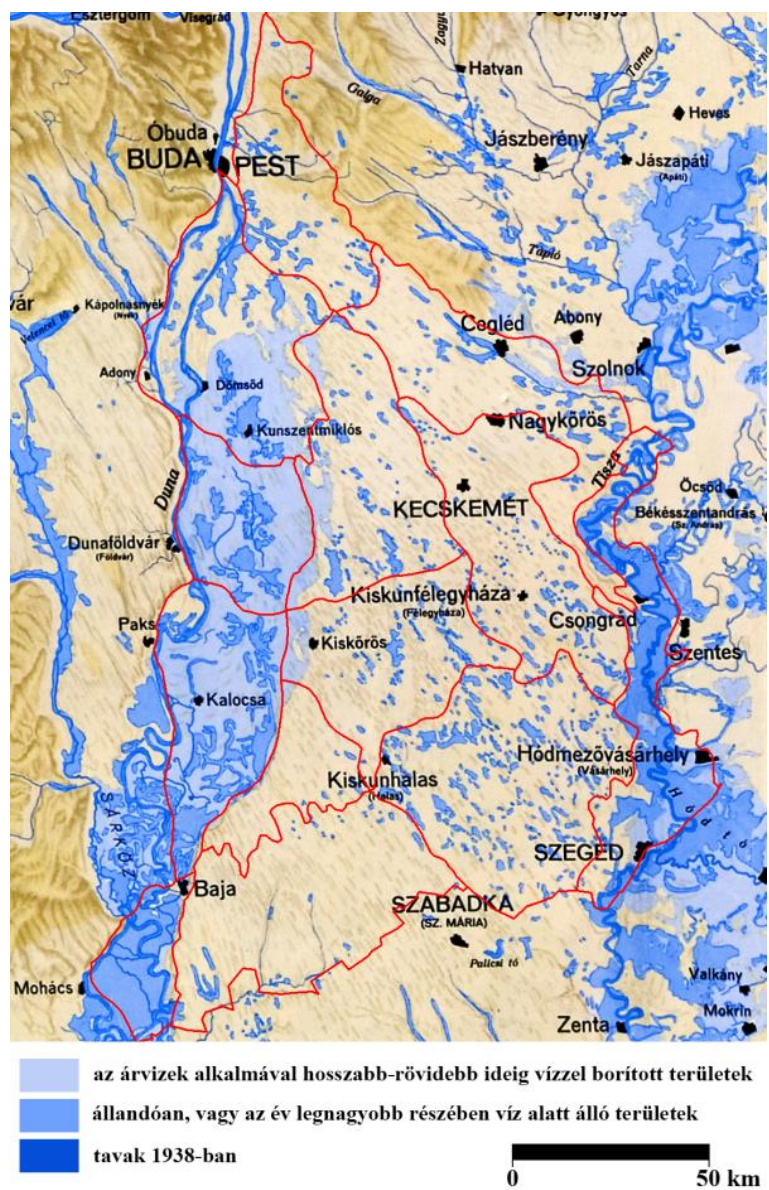
A rétegvíz-kitermelés szerepének megítélése szintén vitatott kérdés. Pálfai (1990) 25%-ban, Szilágyi és Vörösmarty (1993) 70%-ban, Völgyesi (2006) mindössze 2%-ban tartja felelősnek a túlzott vízkitermelést a talajvízszint-csökkenéséért. Deák és Liebe (2007) a rétegvíz-kitermelés hatását a csapadékhiány okozta beszivárgáscsökkenés felére becsülték, de a többi feltételezett tényező hatását nem számszerűsítették.

4.3.4. Vízügy

Az összes tényező közül a vízügy hatásának értékelése, modellezése a legnehezebb feladat egyrészt az adathiány, másrészt a bonyolult hatásmechanizmus miatt. A talajvízszint-csökkenést előidéző folyamatok a két folyó kanyarulatainak levágásával, a védgátak megépítésével és az árterek lecsapolásával már a XIX. században elkezdődtek, de rendszeres talajvízszint-észlelésből származó adatok csak az 1930-as évektől állnak rendelkezésre. Ezért nehéz rekonstruálni például azt, hogy az ártereken létesített elvezető csatornák milyen hatással lehettek a magasabb térszínnek vízszintjeire.

Az Alföld képe a vízügy hatására teljesen megváltozott. A lecsapolások előtt az árterületek nagy részét állandóan vagy időszakosan víz borította. Az I. katonai felmérés (1783-1784) és a Kárpát-medence vízborította és árvízjárta területei, az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt című térkép (Magyar Királyi Földművelésügyi Minisztérium Vízügyi Intézete 1938) szerint a lecsapolások előtt a mai Magyarországnak kb. 28%-a árterület volt, de az ármentesítési munkálatok befejeztével mindössze 1,4% hullámtér maradt fenn (Kákonyi 2014). A Duna–Tisza közén, a Duna mente mélyártéri területén hatalmas kiterjedésű mocsárvidék volt, amely bőséges felszíni vízutánpótlást kapott az áradó folyóból (18. ábra). A védgátak megépülésének és a lecsapolási munkálatok hatását jól szemlélteti a III. katonai felmérés (1881-1884), valamint az 1898-as állapotot tükröző, A Dunavölgy átnézeti térképe (Vályi 1900) című munka (Mészáros 2012). Néhány évtized leforgása alatt a vízterek jelentősen csökkentek, számos ér, meander, mocsár vize időszakossá vált vagy elapadt. Az ármentesítés hatására a terület legmélyebb pontjain már csak a csapadék gyűlt össze, és megnőtt a felszín alatt érkező talaj-, illetve rétegvíz-feláramlás jelentősége. A nagy párolgás hatására emelkedett a talajok sótartalma, így egyre nagyobb területeken volt jellemző a szikesedés. A felső-kiskunsági mocsárvidék szétszakadozott, és a pangó vizek

miatt a megmaradt víztestek fehér vizű, meszes-szódás nyíltvizű tavakká alakultak át (Boros & Biró Cs 1999).



18. ábra: A Duna–Tisza köze víz borította és árvízjárta területei, az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt (Magyar Királyi Földművelésügyi Minisztérium Vízirajzi Intézete 1938 nyomán)

Az árvízvédelmi töltések mentesítették ugyan az árterületeket a folyók árvizeitől, de a síkvidéki területek nagy része a csapadékosabb években továbbra is víz alá került, mivel az árvédelmi töltések útját állták a belvizek lefolyásának. A Duna menti mocsárvilág felszámolása és a belvízveszély csökkentése érdekében az árvízvédelmi töltések kiépítését követően, az 1800-as évek közepétől a belvízelvezető csatornákat is elkezdték kialakítani. A Duna–Tisza közti mocsarak lecsapolásáról 1860-ban Klasz Márton, 1878-ban és 1883-ban pedig a Budapesti Folyammérnöki Hivatal készített tervet, de ezek nem valósultak meg. A

belvizeket egységesen összefogó csatorna tervét 1899-ben Zlinszky Elek királyi kultúrmérnök készítette el (Zlinszky 1899). A terv szerint az összegyülekező belvizeket egy 150 km hosszúságú főcsatorna gyűjti össze, amely Inárc községből kiindulva Ócsa, Bugyi, Kunszentmiklós, Fülöpszállás és Akasztó községeken keresztül a terület legmélyebb pontjain áthaladva Bajánál torkollik a Dunába. A terv a szikes területek vízpótlása érdekében egy öntözőcsatorna kiépítését is javasolta (ami később nem valósult meg). A lecsapoló hálózat kivitelezése 1912-ben kezdődött, Zlinszky – Kultúrmérnöki Hivatal által módosított – tervei alapján. Az építkezés az első világháború és az azt követő gazdasági visszaesés miatt hosszú ideig szünetelt, a Duna-völgyi-főcsatorna átadására így csak 1929-ben került sor. Ám az 1936-tól kezdődő nedves időszak során kiderült, hogy a csatorna nem képes kellő hatékonysággal levezetni az összegyülekező belvizeket. Bővítése helyett azonban keresztirányú árapasztó csatornák építése mellett döntöttek. Ebből a célból épült meg 1942-1943 között a Dömsödi árapasztó csatorna (I. sz. Árapasztó) a Szúnyogpusztai szivattyúteleppel, majd elkészült a Csorna-foktői árapasztó csatorna is.

A kialakulóban lévő nagyüzemi mezőgazdaság öntözővízigénye és az 1940-es évek második felétől kezdődő száraz időszak miatt a belvízelvezetés problémája háttérbe szorult, helyette intenzív öntözésfejlesztés indult meg. Ennek keretében 1947-1953 között, elsősorban vízellátási célból megépült a Duna–Tisza-csatorna első, azóta is folytatás nélküli 22 km hosszúságú szakasza, amely a vízellátás mellett árapasztási lehetőséget is biztosít. Az öntözéses gazdálkodás 1960-tól ismét lendületet kapott, ebben az időszakban az öntözővízszint-szabályozás biztosítása érdekében átépítették a belvízelvezető csatornák vízkormányzó műtárgyait, és számos új öntözőtelep is létesült. Az alsó szakasz vízellátása érdekében 1962-ben kiépült a Kiskunsági-főcsatorna is.

Az öntözésfejlesztés intenzív időszaka azonban (a viszonylag rövid aszályos periódus elmúltával) 1964-ben lezárult. Majd az 1966-1970 között tartó nedves periódust követően újból a vízelvezetés vált hangsúlyossá. Ebben az időszakban számos árapasztó, szivattyútelep és műtárgy is felújítására került. Az 1965-1966 és az 1969-1970 közötti évek belvízi tapasztalatai alapján a meglévő rendszert kiegészítették az ún. fennsíki területek vízrendezésével. Ennek keretében megépítették a ma is működő övcsatornás, szükségtározós létesítményrendszert. Ez öt, korábban létesített főcsatornából (I-es, II-es és III-as övcsatornák, a Kondor-tó–Kurjantó összekötő csatorna és a VII. sz. csatorna), valamint 12 jelentősebb tározóból áll. Az 1971-1980 között elvégzett munkálatok során az itt található természetes tározókat is csatornákkal kötötték össze.

A Duna-völgyi belvízcsatorna-rendszer hazánk legnagyobb kiterjedésű összefüggő vízrendszere, amely Soroksártól Bajáig egy vízrajzi egységet képez 4 440 km² területen.

A Duna vízgyűjtőjének belvízrendezésével párhuzamosan az 1880-as években a Tisza mentén is megkezdtek a belvízelvezető munkálatokat. A kezdeti beavatkozások során a természetes ereket és valamikori folyómedreket tették vízelvezetésre alkalmassá, valamint zsilipeket és szivattyútelepeket létesítettek. Ebben az időszakban építették meg a Peitsik-, és a Tasi-éri-csatornát, a Dong-éri-, Gát-éri-, Csukás-éri-főcsatornát és a Vidra-éri összekötő csatornát. 1890-re 3851 km csatorna és 12 szivattyútelep szolgálta a Tisza-völgy belvizeinek levezetését. 1892-től kezdődött meg a főcsatornák bővítése és a mellékálózat kiépítése, amelynek eredményeképpen a XIX. század végére már tulajdonképpen kiépültek azok a fő belvízelvezető csatornák, amelyek a mai hálózat gerincét képezik. A Dong-érhez hasonlóan csatornává átépített valamikori természetes vízfolyások voltak például a Gerje- és a Perje-, a Kőrös-ér, a Peitsik-ér, a Csukás-ér, a Vidre-ér, a Gát-ér, a Sia-ér és a Maty-ér. Az 1940-1942 közötti hatalmas belvizek után a szivattyútelepek építése gyorsult fel.

A második világháború után elsősorban a károk helyreállítása történt meg, ezért ebben az időszakban nem volt jelentős vízrendezési beruházás. Ezt követően, az 1950-es évek aszályos éveiben itt is inkább az öntözés kapott nagyobb prioritást. Az 1960-as évek második felének hatalmas károkat okozó belvizeit követően azonban a Duna–Tisza közti hátság keleti lejtőjén is megindultak a magasabb térszínekre is kiterjedő belvízrendezési munkák. Ezek a területeken a beavatkozások előtt a felszín alatti és az időszakos felszíni vizek az egymásba fűződő északnyugat-délkeleti irányú völgyekben elhelyezkedő semlyékek sorozatain át jutottak a Tiszába (Biró 2008). A belvízrendezés során az így összegyülekező vizeket a természetes erekbe mélyített csatornákkal összegyűjtötték, és a főcsatornákon át levezették a Tiszába. A legnagyobb ilyen rendszer a Dong-éri főcsatornához kapcsolódik, amelynek hossza 84 km, a hozzá tartozó vízgyűjtő terület nagysága pedig 2 127 km². (Kákonyi 2014)

A vízrendezések alkalmával elsősorban a mezőgazdaság érdekeit vették figyelembe, így kizárólag a felesleges víz elvezetésére és nem vízszintszabályozásra törekedtek (Thyll 1997). Ennek köszönhetően a Kiskunsági Nemzeti Park területén lévő vizes élőhelyek nagy része az 1976-os védetté nyilvánítás előtt végzetesen károsodott. A magasabban fekvő lefolyástalan területeken mélyített övcsatornák lecsapoló hatása, valamint a vízzáró karbonátiszap, illetve réti mészkő szint átvágása miatt a szikes tavakban a vízborítottság mértéke, gyakorisága és tartóssága jelentősen csökkent (Kákonyi 2014).

Míg a mentesített árterületeken egyértelmű, addig a magasabban fekvő hátsági (fennsíki) térszínnek csatornáinak tartós talajvízszint-csökkentő hatása vitatott kérdés. A Fülöpháza

környékén található szikes tavak kiszáradását és a talajvízszint csökkenését a helyiek leginkább a belvízelvezető csatornák megépítésének tulajdonítják (szóbeli közlés alapján). A természetvédelem részéről már az 1980-as évek elején elhangzottak feltételezések a süllyedés okaival kapcsolatban, miszerint ezt leginkább a csatornák talajvízelszívó hatása okozza (Iványosi Szabó 1994), azonban a feltételezések mögött még nem álltak méréseken, modelleken alapuló vizsgálatok. A Pálfai-féle tanulmány (1990) már regressziós modell segítségével vizsgálta a problémát, és számításba vette a csatornasűrűség befolyásoló hatását is. Annak ellenére, hogy a modelltől végül ezt a tényezőt kihagyták, mert negatív előjellel szerepelt (minél több a csatorna, annál kisebb a süllyedés mértéke), a végeredményben mégis 7%-ban a vízrendezés hatásainak tulajdonították a talajvízszint süllyedését. A később született modellek közül a Völgyesi-féle (2006) 5%-ban tartja felelősnek a belvízelvezető csatornákat, mások ennek a faktornak a hatását már nem is számszerűsítették.

4.3.5. Egyéb tényezők hatása

Az egyéb tényezők közül a korábbi vizsgálatok gyakorlatilag csak a szénhidrogén-kutatás és -bányászat hatását említik meg. Kovács György (1984) szerint az egységes felszín alatti vízrendszer működését a szénhidrogén-bányászat is megzavarhatta. Elképzelhető, hogy ez a Duna–Tisza köze déli részén tapasztalható vízszintsüllyedéshez valamelyest hozzájárulhatott. A leginkább érintett térség Kiskunhalas–Szank környéke, ahol az 1970-es évek óta folyik szénhidrogén-kitermelés.

A lakosság egy része a Duna–Tisza közén egyértelműen a szénhidrogén-kutatásokat okolja a jelentős talajvízcsökkenésért. Egy Borota környékén élő gazda például azt tapasztalta, hogy a tanyája melletti geofizikai kutatórobbantás után az ásott kútjából egy nap alatt eltűnt a víz (a kút mélysége alapján a vízszint legalább 3 métert csökkent), és azóta sem „jött vissza” (Rakonczai 2013). Rakonczai szerint a jelenség hátterében az állhat, hogy az érintett területen egy lokálisan előforduló „lebegő talajvízből” táplálkozhatott az ásott kút. Amikor a robbantás során megsérült a vízrekesztő réteg, mint a kádból kihúzott dugó elengedte a felette összegyűlt vizet. Ez a jelenség azonban nem általános, így nem befolyásolja érdemben a térségre meghatározott vízhiány mértékét (Rakonczai 2013).

4.4. Az elvégzett elemzések módszertana

4.4.1. A variogramfüggvény és tulajdonságai

A változékonyságot leíró függvények közül a félvariogramot használtam, hogy a talajvízadatok térbeli összefüggéseit vizsgáljam. A függvény a következő módon értelmezhető (Füst 1997). Jelölje $Z(x)$ és $Z(x+h)$ valamely vizsgált paraméter egymástól h távolságban lévő értékeit. A $Z(x)$ és $Z(x+h)$ értékek különbségeinek szórásnégyzete:

$$D^2[Z(x) - Z(x+h)] = D^2[Z(x)] + D^2[Z(x+h)] - 2COV[Z(x), Z(x+h)]$$

Azonos sokaságba tartozó minták esetében feltételezhetjük, hogy

$$D^2[Z(x)] = D^2[Z(x+h)], \text{ így}$$

$$D^2[Z(x) - Z(x+h)] = 2D^2[Z(x)] - 2COV[Z(x), Z(x+h)] = 2\gamma(h)$$

A $2\gamma(h)$ függvényt a paraméter variogramjának, a $\gamma(h)$ függvényt pedig félvariogramjának nevezzük. Amennyiben bevezetjük a $D^2[Z(x)] = D^2(x)$ egyszerűsített jelölést, akkor felírható, hogy: $\gamma(h) = D^2(x) - g(h)$. Normális eloszlású paraméter diszkrét mintái esetén, ha az adatpárok száma N , az empirikus félvariogramot a következő, Matheron-féle algoritmussal számítjuk (Matheron 1965):

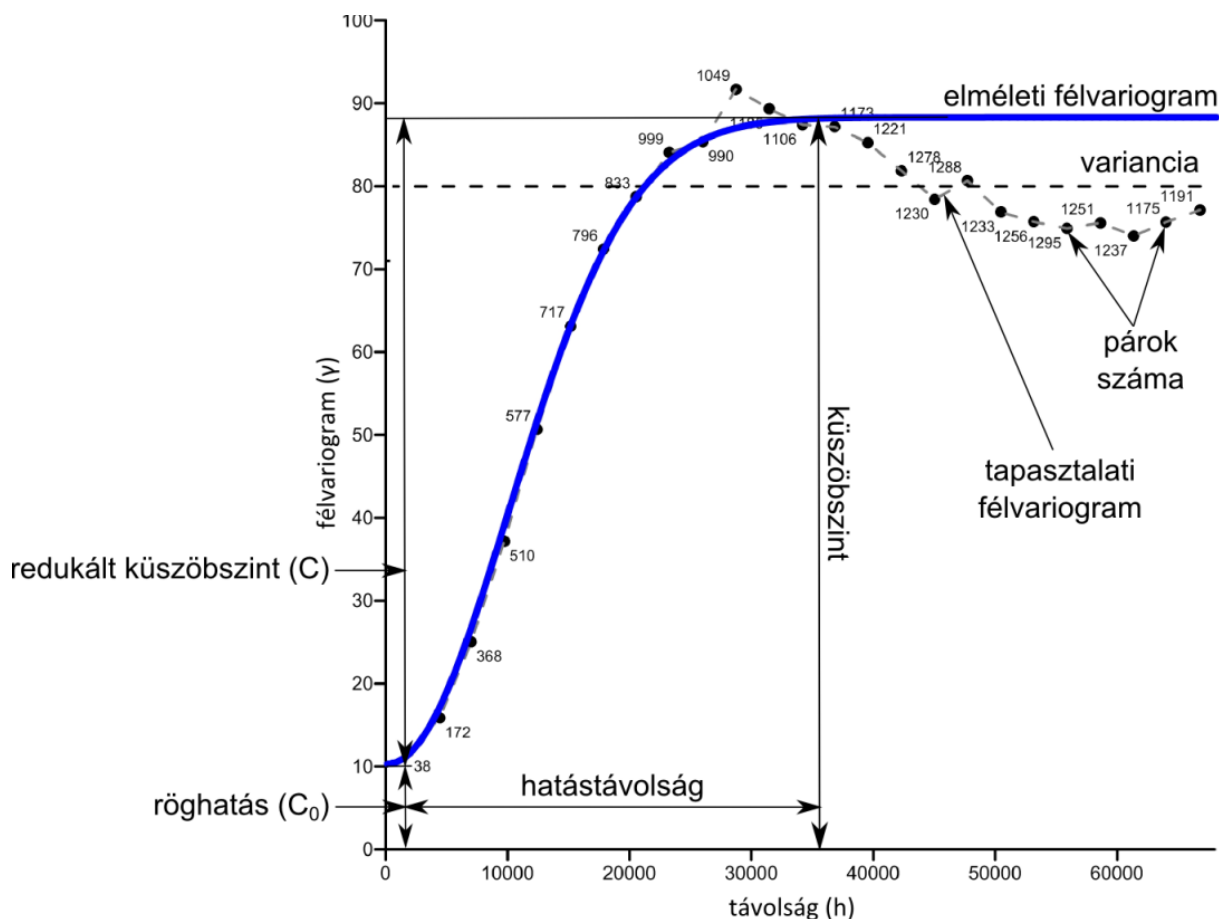
$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2$$

Nem normális eloszlás esetén, annak biztosítására, különböző transzformációk alkalmazására nyílik lehetőség, de ugyanakkor a geostatistikai irodalomban számos olyan publikáció olvasható, amely fölöslegesnek tartja az eloszlástípus figyelembe vételét (Clark 1979; Cressie 1993).

A gyakorlatban $Z(x_i) \geq 0$ ($i = 1, 2, \dots, n$) $\sigma^2[Z(x)] \geq g(h) \geq 0$, így a félvariogram elméletileg a $0 \leq \gamma(h) \leq \sigma^2[Z(x)]$ tartományban vehet fel értékeket. A függvény legfontosabb tulajdonságai (19. ábra):

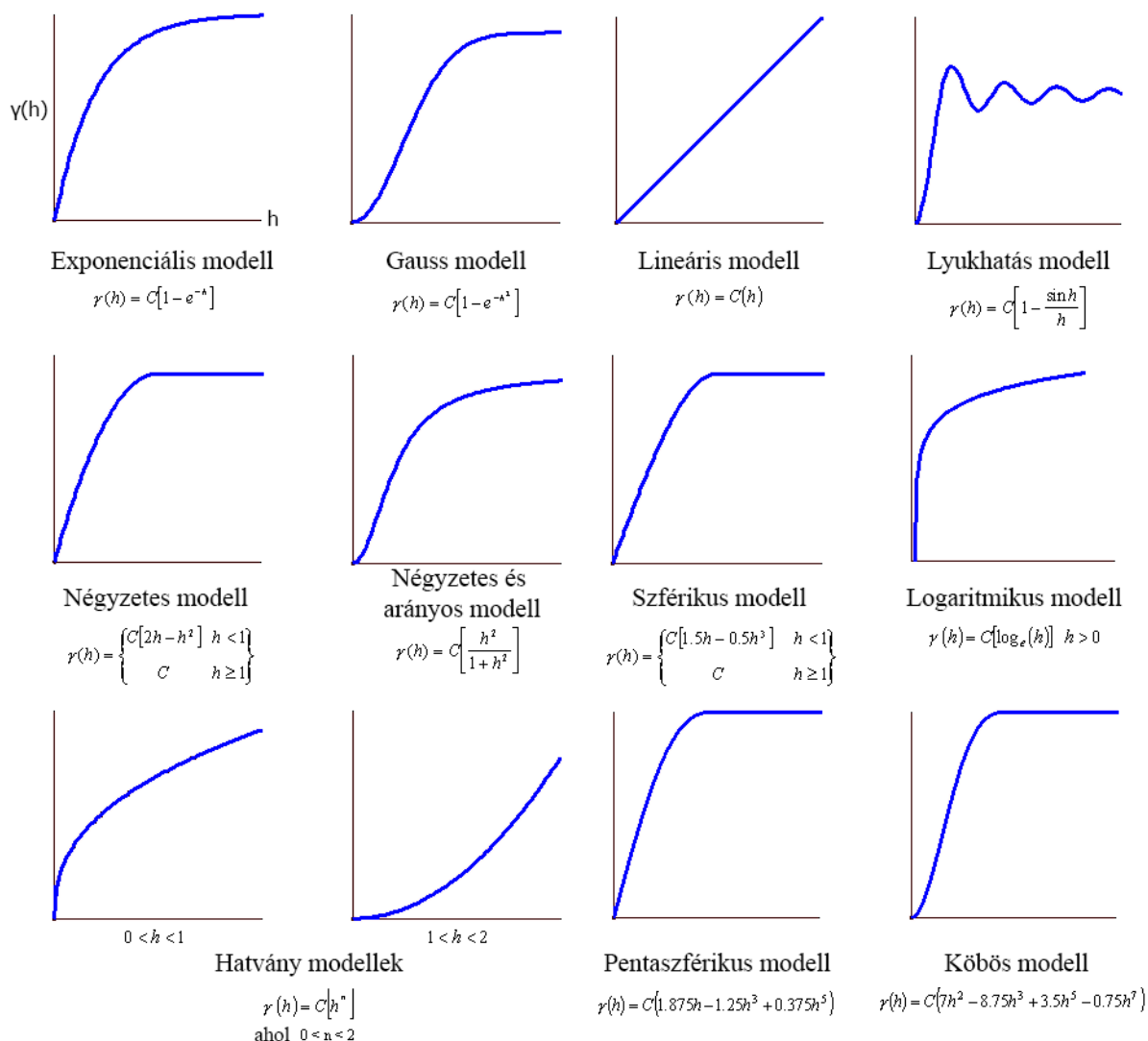
– *Folytonosság* a $\gamma(h)$ függvény növekedésének mértékéből látható. Abban az esetben, ha a vizsgált folyamatban gyors változások következnek be, a $\gamma(h)$ függvény nem az origóból, hanem $C_0 \geq 0$ értékről indul (neve *röghatás*), majd emelkedő tendenciát mutat.

- Ha a félvariogramnak nincs határozott felszálló ága, a tapasztalati félvariogram pontjai egy, a h tengellyel párhuzamos egyenes környezetében helyezkednek el.
- *Hatástávolság* alatt azt a távolságot értjük, amelyen belül a minta, az összefüggési struktúra sajátos jellemvonásai még érzékelhetőek. Ez annak a pontnak az abszcisszája, aminél a függvény értéke állandósul.
- Ha az adott paraméter térbeli viselkedése *stacionárius* akkor a félvariogram kezdeti emelkedés után $h \rightarrow \infty$ esetén állandósul. A $\gamma(h)$ függvény minden határon túli monoton emelkedése (ha $h \rightarrow \infty$ akkor $\gamma(h) \rightarrow \infty$) a paraméter *instacionaritására* utal. Megfelelő trendillesztés utáni maradék stacionárius lesz.
- A félvariogram $C + C_0$ értéke, amely megközelítőleg a szórásnégyzettel egyezik meg, a *küszöbszint*. Maga a C érték ugyanakkor a *redukált küszöbszint*.



19. ábra: A félvariogram tulajdonságai

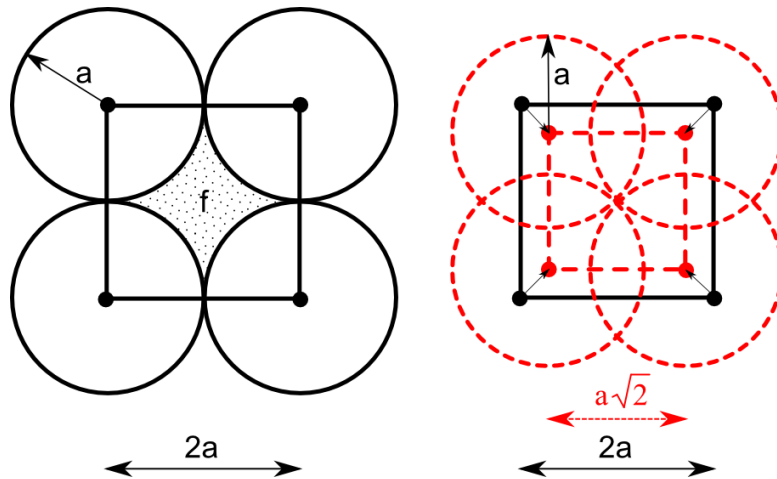
Az empirikus félvariogramok eltérő típusú elméleti függvényekkel közelíthetők. (Deutsch & Journel 1992; Wackernagel 2003, Webster & Oliver 2007, 20. ábra).



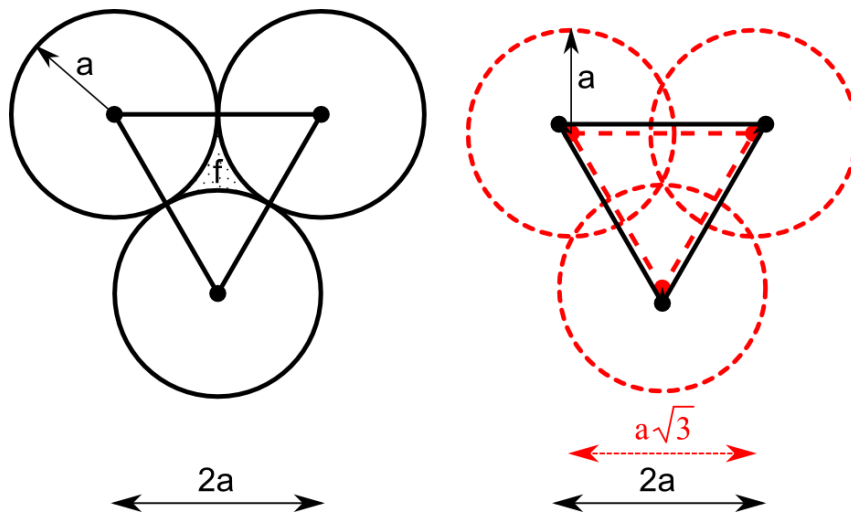
20. ábra: Elméleti félvariogram típusok (Golden Software, Inc. 2002)
 $\gamma(h)$ – szemivariancia C – küszöbszint h – pontpártávolság

A mintavételezés térbeli gyakoriságának vizsgálatára a függvény említett tulajdonságát, a hatástávolságot használtam fel. A hatástávolságon kívül eső minták korrelálatlanok (Chilès & Delfine 2012). Amennyiben a talajvízszint változásait okozó körülmények, folyamatok működéséről megfelelő információval akarunk rendelkezni, akkor a mintavételi helyek hálózatát úgy kell optimalizálni, hogy a hatástávolságok által a mérési pontok körül meghatározott területek, vagyis a hatásterületek uniója az egész kutatási mintaterületet lefedje (Füst & Geiger 2010; Füst 2011). Amennyiben a vizsgált paraméter hatástávolsága iránytól független, akkor izotróp jellegű és a hatásterülete kör lesz, ellenkező esetben anizotrópiáról beszélünk, és a hatásterület ilyenkor ellipszissel helyettesíthető. A mintavételi helyeket izotróp paraméterek esetében négyzet vagy egyenlő oldalú háromszög, anizotróp paraméterek esetében téglalap vagy egyenlő szárú háromszög hálózatban célszerű

telepíteni. Ahhoz, hogy a hatástávolság esetén ne maradjanak információmentes területek, négyzethálós telepítések nem elégséges, ha a cellák oldalhosszúsága az a hatástávolság kétszerese, hanem $a\sqrt{2}$ (21. ábra), háromszöghálónál pedig $a\sqrt{3}$ (22. ábra) kell, hogy legyen.



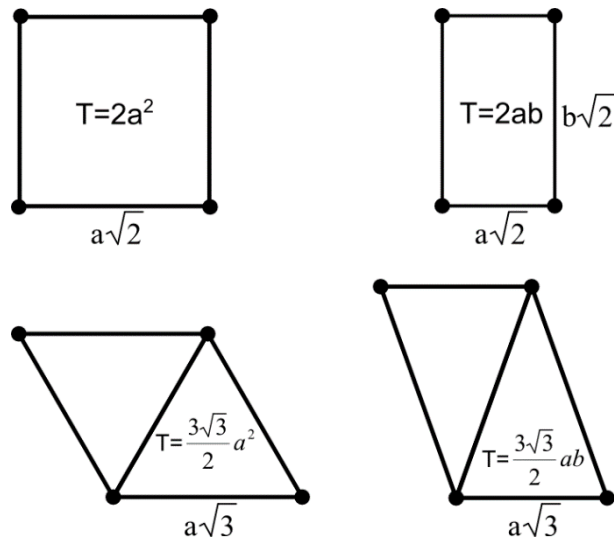
21. ábra: A hatástávolság és a mintavételi háló kapcsolata négyzethálós telepítésnél (Füst 1997 alapján)



22. ábra: A hatástávolság és a mintavételi háló kapcsolata háromszöghálós telepítésnél (Füst 1997 alapján)

Ugyanez az érték ellipszissel közelíthető hatásterület esetén, téglalaphálózat telepítésekor $a\sqrt{2}$ és $b\sqrt{2}$, illetve egyenlő szárú háromszöghálónál $a\sqrt{3}$ és $b\sqrt{3}$.

Két egymás mellé helyezett egyenlő oldalú háromszög rombuszt, két egyenlő szárú háromszög pedig romboldot alkot. Az ábrán jól látható (23. ábra), hogy ezek a fajta hálózatok kedvezőbbek, mint a négyzet, illetve a téglalap alakúak, mivel ugyanannyi ponttal nagyobb területet lehet lefedni, így a kijelölt mintaterület megkutatásához körülbelül 23%-kal kevesebb mintavételi pont szükséges.



23. ábra: Mintavételi háló alakzatok összehasonlítása (Füst 1997 alapján)

A téglalap, illetve a romboid alakú hálózatnál a cellák oldalai a kutatott paraméter legkisebb és legnagyobb hatástávolságának irányaihoz kell, hogy igazodjanak. (Füst 1997).

4.4.2. Térbeli interpoláció

A térbeli interpoláció egy olyan művelet, ami mintavételezett területeken, a közvetlenül nem mért vagy megfigyelt pontok tulajdonságának kiszámítására szolgál (Waters 1989, Füst 1997). Munkám során a térbeli interpolációt arra használtam, hogy a pontszerűen mért talajvízszintadatok alapján folyamatos talajvízszint-felületeket hozzak létre.

Napjainkban számos interpolációs módszer közül választhatunk, és a legnépszerűbb függvények szinte valamennyi térinformatikai alkalmazásban megtalálhatók. Ezek közül azonban nem könnyű eldönteni, hogy az adott feladathoz melyik használható a legjobb eredménnyel. Az ideális módszer kiválasztásához ismerni kell az egyes módszerek működési alapjait, előnyeit és hátrányait.

Az interpolációs eljárások egyik közös jellemzője, hogy a geográfia első törvényén (Tobler 1970) alapulnak, miszerint „azoknak a pontoknak (vagy térbeli entitásoknak) amelyek térben egymáshoz közel helyezkednek el, valószínűbb, hogy hasonló értékeik vannak, mint azoknak a pontoknak (entitásoknak), amelyek egymástól távol esnek.” (Tobler’s Law of Geography, Tobler 1970). Éppen ezért sok módszer közös alapja az, hogy egy távolsággal súlyozott átlagot számítsanak valahány szomszédos pont alapján. Az eljárások a súlyok elosztásában és a figyelembe vett pontok számában különböznek.

Az egyik leggyakrabban használt osztályozás aszerint csoportosítja az interpolációs technikákat, hogy milyen térbeli entitásokon (pont, vonal vagy terület) alapulnak.

A dolgozat szempontjából csak a pontokon alapuló interpoláció lényeges, ezért a továbbiakban csak ezzel foglalkozom.

A pontokon alapuló interpolációs módszerek a következők szerint kategorizálhatóak:

1. globális vagy lokális
2. egzakt vagy simító
3. folyamatos vagy szakadásos
4. determinisztikus vagy sztochasztikus

1. A globális és a lokális kifejezés azt jelenti, hogy egy interpolációs technika hogyan használja a több – földrajzilag kiterjedt – mérési ponton megfigyelt és összegyűjtött adatokat. Az adott pontokat támpontoknak is hívjuk, mert a függvények ezekre támaszkodnak. A *globális* interpolációs technika a rendelkezésre álló összes adatpontot figyelembe veszi az ismeretlen értékek kiszámításánál. Ilyen esetekben, ahogy Waters (1989) is rámutat, a változás egy támpontban hatással van az egész interpolációs folyamatra. A globális interpolátorok által létrehozott felszínben nincsenek hirtelen változások, mivel az átlagolással csökkentik az extrém értékek hatását. Ezek a módszerek akkor a legalkalmasabbak, amikor a modellezett felszínnek van egy általános trendje (Márkus 2010).

A *lokális* interpolációs technikák csak egy meghatározott környezetben veszik figyelembe az adatpontokat, így a felszínt a regionális megfigyelésekre (a környező támpontokra) alapozzák. A számításba bevont támpontok kiválasztása úgy történik, hogy az interpoláció paraméterezése során vagy a keresési sugarat, vagy a legközelebbi szomszédok számát adjuk meg. Különösen az utóbbi esetben vitatható kérdés, hogy mikor válik a lokális interpolátor globálissá, hiszen egy ritkán mintavételezett paraméter esetében a szomszédok számának növelésével a számítás az egész területre kiterjedhet.

2. Az *egzakt* interpolációk a bevitt adatpontok esetében mindig megőrzik az eredeti értéket. A *simító* interpolációk eredményeként létrehozott felület esetében a bevitt adatpontok helyén is kisebb-nagyobb mértékben eltérhet a bemenő adatok értékétől. A simítást használó technikák akkor megfelelőek, ha bizonytalan az adott mintavételi pontokon a megfigyelt érték.

3. A *folyamatos* és a *szakadásos* interpolátorok megkülönböztethetők a létrehozott felszín folyamatossága szerint. A folyamatos interpolációs technikák egyenletes felszínt fognak létrehozni, folyamatos változásokkal a támpontok között. A szakadásos interpolátorok

egy olyan felszín eredményeznek, ami lépcsőzetesnek tűnik, ilyen például a Thiessen-poligonok módszere, ami különálló területeket határoz meg a támpontokra.

4. *Determinisztikus* egy interpoláció, ha a támpontok alapján egyértelműen meghatározott matematikai függvények felhasználásával számítja ki az ismeretlen értékeket (pl. IDW, Radial Basis Function). A sztochasztikus modellek magukban foglalják a véletlenszerűség fogalmát, utalva arra, hogy az interpolált felszín értéke csak egy a számtalan közül, amelyek az ismert támpontokból levezethetők. A *sztochasztikus* interpoláció ezért nemcsak determinisztikus, hanem statisztikai függvényeket is felhasznál a becslés folyamán. Ezek a módszerek első lépésben a mért adatok közötti statisztikai kapcsolatokat határozzák meg, és ezeket használják a számításokban. A sztochasztikus módszerek (pl. krigelés) előnye, hogy figyelembe veszik a helyi adottságokat, és az interpoláció megbízhatóságára is becslést szolgáltatnak (Bárdossy et al. 2000).

A fentiek alapján a talajvízszintadatok térbeli interpolációjához egy lokális, egzakt, folyamatos sztochasztikus interpolátort érdemes használni. Az általam elérhető módszerek közül ezeknek a kritériumoknak a krigelés felelt meg.

A krigelés egy lineáris becslési eljárás, amelynek alapjait D. G. Krige dél-afrikai bányamérnök fektette le 1951-ben, majd Matheron G. francia geomatematikus és munkatársai fejlesztették tovább. Számos szerző bizonyította, hogy a ma ismert lineáris becslési eljárások közül a krigelés adja a legpontosabb eredményt (Füst 1997). A módszer használata során a térbeli interpoláció a meglévő adatok statisztikai vizsgálatával kezdődik, és erre épül maga az interpolációs számítás. Ezért nevezik a krigelést és a hozzá kapcsolódó elemzési eljárásokat összefoglalóan geostatisztikának (Telbisz et al. 2013).

A krigelés első lépése a trend (angolul drift) leválasztása (detrend). Ha nem látszik egyértelműen ilyen trend, akkor ezt a lépést el szokták hagyni, és a felszín átlagmagasságának megfelelő vízszintes síknak tekintik az első komponenst.

Második lépés a térben autokorreláló komponens meghatározása, a variogramszámítás (lásd 4.1.1. fejezet), amelynek során ki kell választani a legjobban illeszkedő elméleti modellt.

Utolsó lépés az interpoláció elvégzése. Ahogy a legtöbb módszer, a krigelés is távolsággal súlyozott átlagot számol, azzal a különbséggel, hogy a hatástávolságon kívül eső pontokat egyáltalán nem veszi figyelembe, a súlyok meghatározása pedig a variogrammodell alapján történik (Telbisz et al. 2013).

A krigelésnek számos fajtája létezik: pl. egyszerű (simple), szokványos (ordinary), univerzális (universal), együttes (Cokriging), indikátor (indicator), diszjunktív (disjunctive).

Az egyszerű krigelés módszere matematikailag a következőképpen értelmezhető:

Valamely általunk választott tetszőleges helyen a paraméter becsült $Z^*(x)$ értéke a környező minták $Z(x)$ adataiból a

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n a_i Z(x_i)$$

egyenlet szerint lehetséges, ahol a_i ($i=1, 2, \dots, n$) a súlytényezőket jelenti. Ezeket azzal a feltétellel számítjuk, hogy összegük 1, a becslési szórásnégyzet minimális, maga a becslés pedig torzítatlan legyen. A Lagrange-féle multiplikátor módszert felhasználva az a_i súlytényezők és a μ Lagrange-féle multiplikátor számítására felírt F Lagrange-függvény a következő:

$$F = \sigma_V^2 - 2 \sum_i a_i C_{V,x_i} + \sum_i \sum_j a_i a_j C_{x_i,x_j} + 2\mu \left(\sum_i a_i - 1 \right)$$

Az összefüggésben:

σ_V^2 - a vizsgált V helyre vonatkozóan a paraméter szórásnégyzete: $\sigma^2[Z(V)]$;

C_{V,x_i} - a krigelendő V hely és a becslésbe bevont $Z(x_i)$ minták paraméter értékei közötti kovariancia: $COV[Z(V), Z(x_i)]$;

C_{x_i,x_j} - az x_i és x_j helyen lévő minták $Z(x_i)$, $Z(x_j)$ értékei közötti kovariancia: $COV[Z(x_i), Z(x_j)]$

Az F függvényt az a_i és μ ismeretlenek szerint parciálisan deriválva a

$$\sum_j a_j C_{x_i,x_j} + \mu = C_{V,x_i}$$

$$\sum_i a_i = 1$$

egyenletrendszerhez jutunk. Ha bevezetjük a következő jelöléseket:

$$A = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1n} & 1 \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2n} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & 1 \\ C_{n1} & C_{n2} & \dots & C_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}; \quad B = \begin{bmatrix} C_{V1} \\ C_{V2} \\ \dots \\ C_{Vn} \\ 1 \end{bmatrix}; \quad X = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_n \\ \mu \end{bmatrix}$$

akkor az egyenletrendszer mátrix formában: $X = A^{-1}B$

A krigelés szórásnégyzete, vagy más néven a becslési szórásnégyzet a következő összefüggéssel fejezhető ki:

$$\sigma_e^2 = \sigma_V^2 - \sum_i a_i C_{V,x_i} + \mu$$

Vagy a krigelés egyenletében szereplő mátrixok felhasználásával:

$$\sigma_e^2 = \sigma_V^2 - [a_1 a_2 \dots a_n - \mu] \cdot \begin{bmatrix} C_{V,x1} \\ C_{V,x2} \\ \dots \\ C_{V,xn} \\ 1 \end{bmatrix}$$

Az együtes vagy co-krigelés olyan matematikai eljárás, amely lehetővé teszi, hogy valamely tulajdonság pontbeli becslését egy másik tulajdonságnak a becslésbe történő bevonásával javítsuk. Az eljárás során lineáris sztochasztikus kapcsolatot tételezünk fel a becslendő paraméter és egy másik, általában „jobban ismert”, például sűrűbben mintavételezett paraméter között. A két adatsor felhasználásával azokon a területeken, ahol a becslendő paraméter interpolálásához szükséges információ hiányzik, a másik adatsor segítségével történhet a keresett paraméter becslése.

Jelöljük az egyik paraméter mérési eredményeit $Z_A(x_i)$ -vel, a másikat $Z_B(x_i)$ -vel!

Jelölje $\gamma_A(h)$ az egyik, $\gamma_B(h)$ a másik és $\gamma_{AB}(h)$ a két paraméter kereszt félvariogramját! A becsült érték valamely tetszőleges helyen a

$$Z^*(x) = \sum_i a_i Z_A(x_i) + \sum_i b_i Z_B(x_i)$$

összefüggéssel számítható, ahol az a_i és b_i súlytényezőket a következő egyenletrendszerből nyerjük:

$$\sum_i a_i C_{Aij} + \sum_i b_j C_{ABij} + \mu_1 = C_{AVi}$$

$$\sum_i a_i C_{ABij} + \sum_i b_j C_{Bij} + \mu_2 = C_{ABVi}$$

$$\sum_i a_i = 1$$

$$\sum_i b_j = 1$$

ahol C_{Aij} és C_{Bij} az A és B paraméterek mért értékei közötti kovarianciákat, C_{AVi} az A paraméter mért értékei és a krigelendő hely közötti kovarianciákat, C_{ABVi} pedig a mért értékek és a krigelendő hely közötti keresztkovarianciákat jelenti. A co-krigelést a fenti

egyenletrendszerrel általában normális eloszlású stacionáris jellegű paraméterekre szokták alkalmazni (Füst 1997).

4.4.3. *Többváltozós regresszióanalízis*

A Duna–Tisza köze szárazodásával foglalkozó munkák nagy része ma is a korában már többször említett tanulmány eredményére hivatkozik (Pálfai 1990). A szóban forgó munka végkövetkeztetése is szakértői vélemények, szóbeli konzultációk, illetve korábbi szakirodalmi és mért adatok alapján született, amit regressziós vizsgálatokkal is támogattak. Véleményem szerint a közvetlenül letölthető vagy más alapadatok (pl. topográfiai térképek) felhasználásával származtatott térinformatikai adatbázisok és az egyre fejlődő, térinformatikai szoftverekben is elérhető algoritmusok és statisztikai szoftverek felhasználásával – az eddigi tanulmányok szakvéleményeire és módszertanára építve – pontosabban becsülhető az egyes tényezők szerepe.

A regressziószámítást jelen dolgozatban számos valószínűségi változó idősoraival végeztem el. A módszer lehetőséget kínál arra, hogy a változók közötti lineáris kapcsolatot függvények formájában fejezzük ki. A specifikáció során a talajvíz felszín alatti mélységét – mint függő változót – a korábban tárgyalt hatótényezők (független változók) függvényeként határoztam meg annak érdekében, hogy ezen tényezők talajvízszint-változásra gyakorolt hatását értékelni tudjam.

A specifikáció során a talajvízszint-változással kapcsolatos összefüggések feltárására a lineáris modell kielégítőnek bizonyult. A regressziós modell:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 t + \varepsilon_t \quad -T \leq t \leq T$$

ahol t az időváltozó, β_0 és β_1 pedig a lineáris függvény ismeretlen paraméterei. Az ε_t a t -edik időponthoz tartozó véletlen komponens, amiről feltételezzük, hogy várható értéke 0. A feladat megoldása során a β_0 és β_1 paramétereket becsüljük. A gyakorlatban általában nem elégséges egyetlen magyarázóváltozó segítségével leírni a vizsgált jelenséget. A regressziós modell leíró „erejének” javítása, illetve a regressziós együtthatók torzítatlan becslése érdekében valamennyi relevánsnak vélt változót célszerű felhasználni a modellben. A több magyarázóváltozót tartalmazó modelleket többváltozós lineáris regressziós modellnek nevezzük, amely a következőképpen írható fel:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon$$

ahol $\beta_0, \beta_1, \beta_2 \dots \beta_k$ a regressziós együtthatók

ε a regressziós modell hibatagja

A regressziós együtthatókat a mért valószínűségi változókból becsüljük, úgy, hogy a becült függvény értékei a lehető legkisebb mértékben térjenek el a mért értékektől. Más szavakkal ez azt jelenti, hogy a hibatag minimalizálására törekszünk (legkisebb négyzetek elve).

$$\sum [y - (\beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_k x_k)]^2 \rightarrow \min$$

A $\beta_0, \beta_1, \beta_2 \dots \beta_k$ paraméterek becsléseit jelölje: $b_0, b_1, b_2 \dots b_k$.

A becült lineáris regressziós egyenes egyenlete:

$$\hat{y} = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_k x_k$$

A regressziós paraméterbecsléshez az alábbi feltételek teljesülése mellett a legkisebb négyzetek módszerét használjuk fel: a magyarázó változók nem sztochasztikusak, tehát mérési hibát nem tartalmaznak, és lineárisan függetlenek egymástól (nincs multikollinearitás), a hibatényezők (hibatagok, reziduumok) várható értéke 0, varianciájuk konstans, normális eloszlásúak, és nem autokorreláltak.

A többváltozós regresszió elvégzéséhez egyszerűsége miatt kezdetben az Excelt használtam, de néhány hiányossága miatt (pl. multikollinearitás, parciális együtthatók számítása) az SPSS-ben is elvégeztem. A többváltozós regresszió használatához az Excel esetében először aktiválni kell az Adatelemzés ToolPaket. Itt hasonlóan más programcsomagokhoz, meg kell adni a bemeneti y (függő változó) és x (független változók) tartományokat. A számítások eredménye alapján történhet meg a modell feltételrendszerének ellenőrzése. Ez a munkafázis visszahat mind a specifikációra, mind a paraméterbecslésre. A modellezésnek ebben a fázisában állapíthatjuk meg azt, hogy egy adott szignifikanciaszinten mennyire fogadható el a feltételezett modell. A fontosabb hipotézisellenőrzések: a regressziós modell paramétereinek globális és parciális tesztelése (a paraméterbecslés pontosságának vizsgálata, a paraméterek standard hibája, konfidenciaintervalluma stb.), valamint a reziduumok vizsgálata: az autokorreláció és a homoszkedaszticitás tesztelése, a magyarázó változók közötti kapcsolat szorossága, a multikollinearitás ellenőrzése. A próbákkal nyert eredmények mérlegelése alapján tudunk döntést hozni a modell esetleges megváltoztatásáról, vagy a becslési módszer módosításáról. A döntések természetesen visszahatnak a specifikációra és indokolt esetben az egész eljárás (specifikáció, becslés, hipotézisellenőrzés) megismétlését is maga után vonhatja. Sajnos a felsorolt próbák egy részét az Excel a regresszió során nem végzi el, így ezeket vagy nekünk kell kiszámítani függvények

segítségével, vagy a műveleteket egy másik programban hajtjuk végre. Munkám során az utóbbi lehetőséget választva elsősorban a multikollinearitásra vonatkozó számítások miatt használtam az SPSS-t is.

Az Excelben a regresszió lefuttatása után – a beállításoktól függően – új munkalapon érhető el a számítás részleteit tartalmazó eredmény, amely tartalmazza:

- a regressziós statisztikát: többszörös korrelációs együttható (R), többszörös determinációs együttható (R^2) korrigált determinációs együttható (\tilde{R}^2), modell standard hibája (s), megfigyelések száma (n),
- a varianciaanalízis-táblát,
- a regressziós együtthatók tábláját: együtthatók értéke és standard hibája, t-értékei, p-értékei.

A regressziós statisztika elemei

A többszörös korrelációs együttható (R): azt mutatja meg, hogy a magyarázóváltozók együttesen milyen szoros kapcsolatban vannak az eredményváltozóval.

$$R = \sqrt{1 - \frac{1}{q_{yy}}}, \text{ ahol } q_{yy} \text{ a korrelációs mátrix inverzéből } (R^{-1} = Q) \text{ nyerhető.}$$

A többszörös korrelációs együttható négyzetét többszörös determinációs együtthatónak nevezzük (R^2). Értéke azt fejezi ki, hogy a magyarázóváltozók együttesen hány százalékban magyarázzák meg az eredményváltozó szórásnégyzetét (varianciáját). Másképpen fogalmazva: a függő változó teljes szórásnégyzetéből mekkora a regresszió tulajdonítható, tehát a tényezőváltozókkal megmagyarázható hányad. Képlete:

$$R^2 = 1 - \frac{1}{q_{yy}}$$

De kifejezhető a varianciaanalízis során számított eltérés-négyzetösszegek segítségével is:

$$R^2 = \frac{\sum (\hat{y} - \bar{y})^2}{\sum (y - \bar{y})^2}$$

- értéke 0 és 1 között lehetséges,
- a maximális értéket akkor veszi fel, ha az X változók determinisztikusan meghatározzák Y-t,
- 0 az értéke, ha az Y szóródását teljes egészében a véletlen magyarázza,
- %-os formában értelmezzük.

A korrigált determinációs együttható (\tilde{R}^2) összehasonlíthatóvá teszi a többszörös determinációs együtthatót a sokaságon belül. Kiszűri a különböző nagyságú mintákból eredő, különböző függő változó számú, különböző elemszámú (n) és független változó számú (k) sokaságokból eredő hibákat.

$$\tilde{R}^2 = 1 - \frac{n-1}{n-k-1}(1-R^2)$$

A modell általános standard hibája (s) jelzi az illeszkedés jóságát. A modellünk annál pontosabban illeszkedik, minél kisebb ez az érték. Meghatározása a regressziós paraméterek ismeretében lehetséges.

$$s = \sqrt{\frac{\sum (y - \hat{y})^2}{n - k - 1}}$$

A varianciaanalízis

A regressziós modellt F-próbával teszteljük. A próbafüggvény értékének kiszámítása varianciaanalízis-tábla eredményei alapján történik. Nullhipotézisünk az, hogy a magyarázó változók regressziós együtthatói mind 0-k, az alternatív hipotézis szerint pedig létezik legalább egy 0-tól eltérő együttható.

$$H_0 : \beta_1 = \beta_2 = \dots \beta_k = 0$$

$$H_1 : \exists \beta_j \neq 0$$

Az ellenhipotézis elfogadása esetén azt állíthatjuk, hogy van legalább egy olyan magyarázó változó, amely szignifikáns hatással rendelkezik, tehát létezik legalább egy nullától eltérő értékű paraméter. A nullhipotézis a lineáris regresszió fennállásának tagadását jelenti, és amennyiben igaz, úgy az eredményváltozó kizárólag a véletlen hatására szóródik; az alternatív hipotézis fennállása esetén a regressziós modell elfogadható. A számításokat a varianciaanalízis tábla (2. táblázat) alapján végezhetjük el.

	Szabadságfok (df)	Eltérés- négyzetösszeg (SS)	Átlagos négyzetösszeg (MS)	F-érték
Regresszió (R)	k	$SSR = \sum (\hat{y} - \bar{y})^2$	$MSR = \frac{SSR}{k}$	$F = \frac{MSR}{MSE}$
Hibatényező (E)	n-k-1	$SSE = \sum (y - \hat{y})^2$	$MSE = \frac{SSE}{n-k-1}$	
Teljes (T)	n-1	$SST = \sum (y - \bar{y})^2$	-	

2. táblázat: A varianciaanalízis (ANOVA) tábla

SST = Total Sum of Squares – a függő változó átlagtól vett eltérés-négyzetösszege

SSR = Sum of Squares due to Regression – a regressziós becslések átlagtól vett eltérés-négyzetösszege

SSE = Sum of squares due to error - a reziduális négyzetösszeg

MSR = mean square due to regression – átlagos regressziós eltérés-négyzetösszeg

MSE = Mean Square due to Error– átlagos reziduális eltérés-négyzetösszeg

Az F-próbával az egész modellt teszteljük, és arra a kérdésre keressük a választ, hogy érdemes-e a regressziószámítást mint elemzési módszert alkalmazni.

A próbafüggvény:

$$F = \frac{\frac{\sum (\hat{y} - \bar{y})^2}{k}}{\frac{\sum (y - \hat{y})^2}{n-k-1}} = \frac{\frac{SSR}{k}}{\frac{SSE}{n-k-1}} = \frac{MSR}{MSE}$$

A varianciaanalízis jobb oldali próba, tehát ha a tapasztalati F-érték kisebb az adott szignifikanciaszinthez tartozó kritikus értéknél, akkor a nullhipotézist (az adott szignifikanciaszint mellett) elfogadjuk, ami azt jelenti, hogy a vizsgált modell nem alkalmas a megfigyelt jelenség elemzésére.

Elfogadjuk a regressziós modellt pl. 5%-os szignifikanciaszinten, ha:

$$F = \frac{MSR}{MSE} > F_{0,05[k,(n-k-1)]}$$

Nem fogadjuk pl. 5%-os szignifikanciaszinten, ha:

$$F = \frac{MSR}{MSE} < F_{0,05[k,(n-k-1)]}$$

A statisztikai próbáknál kiszámítjuk az empirikus szignifikanciaszintet (a p-értéket) is. A 0-hoz közeli p-értékek a nullhipotézis elutasítását, az 1 közelében lévő p-értékek a nullhipotézis elfogadását javasolják.

A regressziós együtthatók

A regressziós együtthatók egy-egy tényezőváltozó részleges hatását mutatják, ezért ezeket parciális regressziós együtthatóknak nevezzük.

A b_0 a konstans, az $x_1=x_2=\dots=x_k=0$ helyen vett függvényérték, ha ott értelmezve van. Értelmezése logikailag nem indokolt a legtöbb esetben. A b_1, b_2, \dots, b_n parciális regressziós együtthatókat a következőképpen értelmezzük: Ha x_i értéket egy egységgel növeljük, miközben a többi x_i értéket változatlanul hagyjuk, akkor az eredményváltozó (y) becült értéke (\hat{y}) átlagosan b_i egységgel változik. (A változás b_i előjelétől függően növekedés vagy csökkenés lehet.)

A regressziós együttható tehát kifejezi, hogy egy adott tényezőváltozó egységnyi növekedése mekkora növekedést (vagy csökkenést) okoz az eredményváltozó becült értékében, miközben a többi tényezőváltozó értéke változatlan.

Az Excel a regressziós paraméterek (együtthatók) konfidenciaintervallumait (Alsó 95%) (Felső 95%) is kiszámítja, alapesetben a konfidenciaintervallum 95% és $t_{krit}=5\%$. Ezt az értéket a regresszió beállításainál át lehet állítani, de a vizsgálat során az alapértelmezett 5%-kal dolgoztam.

A b_j regressziós paraméter $(1-\alpha) \cdot 100$ %-os megbízhatósági szintű konfidenciaintervalluma

$$b_j \pm t_{(1-\alpha/2)(n-k-1)} s_{b_j}$$

ahol:

s_{b_j} - a j -ik paraméter standard hibája,

$t_{(1-\alpha/2)(n-k-1)}$ - a Student-féle t-eloszlás kritikus értéke.

A paraméterek szeparált tesztelésénél a nullhipotézisünk az, hogy a j -edik ($j=1,2,\dots,k$) regressziós paraméter értéke 0, az alternatív hipotézisünk pedig az, hogy nem, azaz

$$H_0 : \beta_j = 0$$

$$H_1 : \beta_j \neq 0$$

A nullhipotézis elfogadása azt jelenti, hogy a j -edik magyarázó változó nem magyarázza az eredményváltozót, tehát a modellben való megtartása felesleges, esetleg káros.

A próbafüggvény értékének számítása:

$$t = \frac{b_j}{s_{b_j}}$$

ahol

b_j - j-edik regressziós együttható becslt értéke,

s_{b_j} - j-edik regressziós együttható becslt standard hibája

Ha $t = \frac{b_j}{s_{b_j}} < t_{(1-\alpha/2)(n-k-1)}$ akkor a nullhipotézist elfogadjuk, azaz a β_j paraméter nem

szignifikáns.

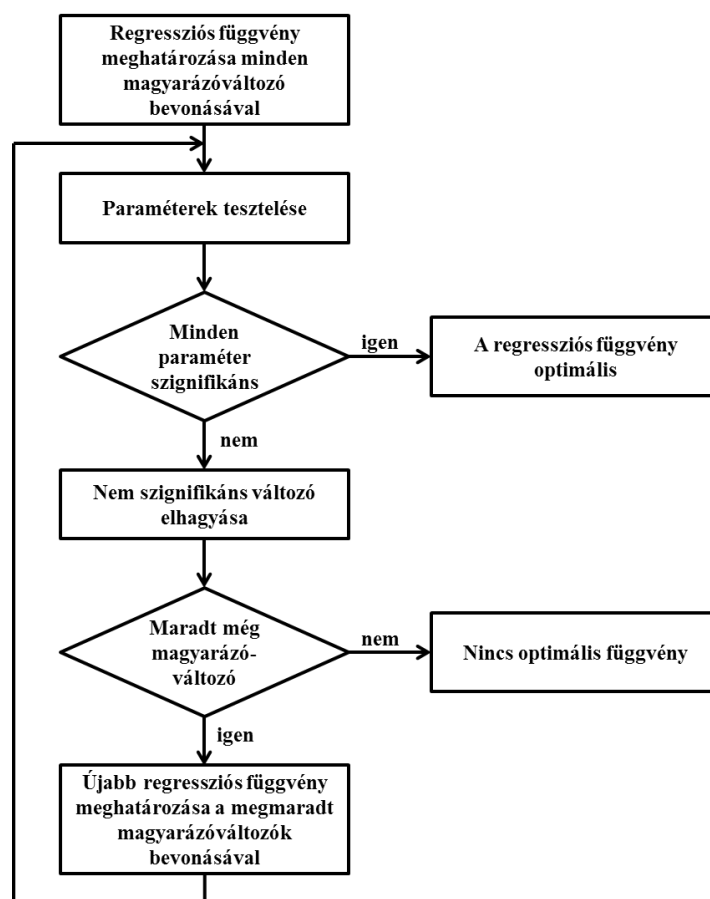
Ha $t = \frac{b_j}{s_{b_j}} > t_{(1-\alpha/2)(n-k-1)}$ a nullhipotézist elutasítjuk, azaz a β_j paraméter szignifikáns.

Ezt a próbát parciális t-próbának, vagy röviden regressziós t-próbának hívjuk. A vizsgálatot külön-külön mindegyik regressziós becslt paraméterre el kell végezni, és ennek alapján képet kapunk arról, hogy az egyes változók lényeges mértékben járulnak-e hozzá az eredményváltozó magyarázatához, vagyis az eredményváltozó reziduális varianciájának csökkentéséhez.

Az optimális regressziófüggvény meghatározás backward eliminációs módszerrel

Az optimális regressziófüggvény meghatározásának célja az, hogy a modell által becslt értékek a megfigyelt értékekhez jól illeszkedjenek úgy, hogy ehhez a lehető legkevesebb, de szignifikáns paraméterekkel rendelkező változókat használjuk fel. Ezzel a módszerrel olyan modell építhető, amely a függő változó várható értékére jó közelítést ad, s egyben gazdaságos is. Az optimális regressziófüggvény meghatározásának több módja ismert, jelen dolgozatban ezek közül a backward eliminációs módszert használtam, amely az SPSS-ben is elérhető, de a t-próba vagy az F-próba eredménye alapján Excelben is kivitelezhető.

A módszer lényege, hogy első lépésben minden változót bevonunk a modellbe, és ha a p-értékek (szignifikancia-szint 5%) mindegyike 0,05-nél kisebb, akkor a regressziós függvényt optimálisnak tekintjük. Ha találunk olyan paramétert, ahol a p érték nagyobb, mint 0,05, akkor dönthetünk a változó kihagyásáról, ha pedig több ilyen paraméter található, akkor célszerű először azt a változót kihagyni, amelyiknél a p értéke a legnagyobb. Ezt addig folytatjuk, amíg a p értékek mindegyike 0,05-nél kisebb lesz, és a modell az elméleti feltételeknek is megfelel (24. ábra).



24. ábra: A backward eliminációs módszer folyamatábrája

Multikollinearitás

A lineáris regressziós modell feltétele, hogy az $[n(p + 1)]$ -ed rendű X mátrix rangja $p + 1$ legyen, tehát a magyarázó változók lineárisan függetlenek legyenek egymástól. Ennek a magyarázata, hogy a legkisebb négyzetek módszere segítségével becsült regressziós együtthatók ($b_i; i = 1, 2, \dots, p$) meghatározásához szükség van az $X'X$ mátrix inverzére. Az $X'X$ mátrix csak abban az esetben invertálható, ha az X mátrix és az $X'X$ mátrix rangja $p + 1$, tehát megegyezik a változók számával. Amennyiben az $X'X$ szinguláris, vagyis az X mátrix rangja kisebb, mint $p + 1$, a modell együtthatói ebben az esetben nem becsülhetők. Ez akkor áll fenn, ha a magyarázó változók egyike kifejezhető a többi magyarázó változó lineáris kombinációjaként. Ezt az esetet teljes, vagy extrém multikollinearitásnak nevezzük. A multikollinearitás másik esete, amikor a magyarázó változók között lineáris összefüggés van, de ez nem egzakt lineáris függvénykapcsolatban, hanem sztochasztikus kapcsolatban fejeződik ki. Ezt a jelenséget az is okozhatja, hogy az adatokban mérési, megfigyelési hiba is jelen van.

A multikollinearitás lehetséges káros hatásai:

- zavarja a modell specifikálását,
- általában csökkenti a modelltől nyerhető információ minőségét,
- növeli a paraméterek varianciáját,
- miatta indokolatlanul kihagyunk egyébként releváns változókat,
- nem lehetséges az egyes tényezőváltozók hatásának elkülönítése, szeparált vizsgálata.

A multikollinearitás tesztelése az SPSS-ben a varianciainfláló faktor (VIF-mutató) segítségével végezhető el.

$$VIF_j = \frac{1}{1 - R_j^2}$$

A variancia infláló faktor mutatja meg, hogy a j-edik változó becsült együtthatójának tényleges varianciája hányszorosa annak, ami a multikollinearitás teljes kizárásával lenne. Ha valamely változó VIF mutatója 1 és 2 között van, akkor gyenge, ha 2 és 5 között van, akkor erős, zavaró, ha pedig 5 felett van, akkor nagyon erős, káros a multikollinearitás van jelen a modellben.

4.5. Az alapadatok előkészítése a vizsgálatokhoz

4.5.1. A talajvízadatok előkészítése a variográfiai vizsgálatokhoz

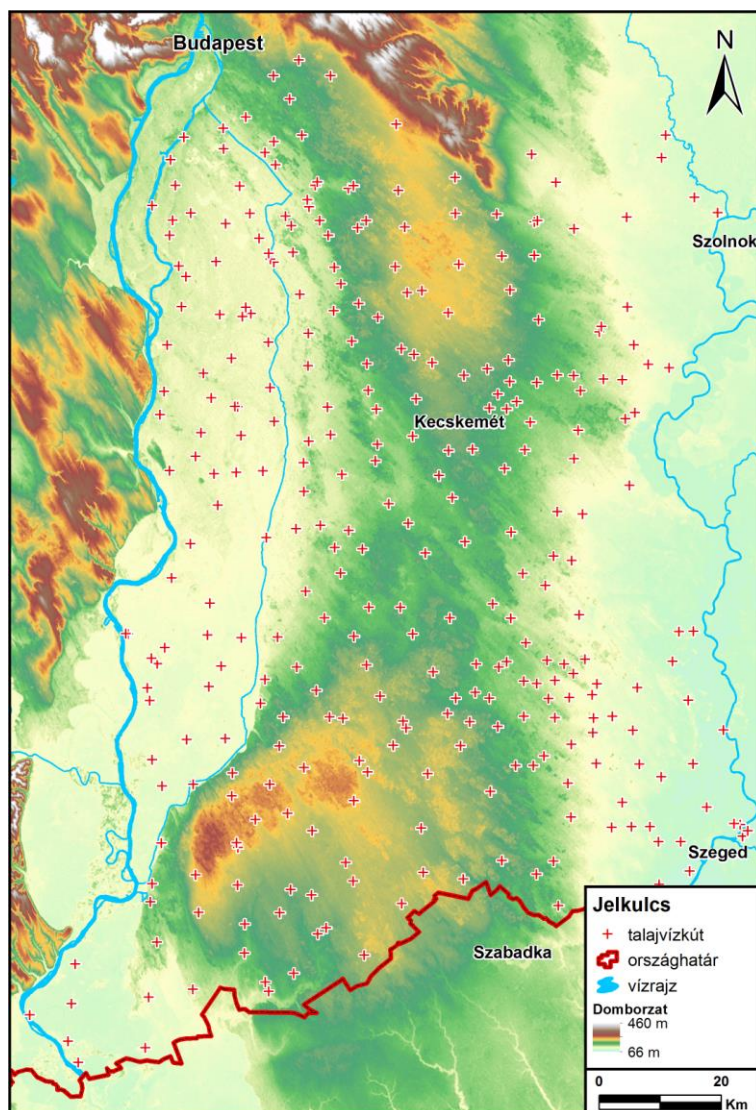
A geostatisztikai elemzésekhez a Duna–Tisza közti hátság területén illetékes négy vízügyi igazgatóság kezelésében lévő talajvízszint-észlelőhálózat 398 kútjának havi átlag adatsora állt rendelkezésemre az 1980-2010 közötti időszakra, különböző időintervallumokra. Az adatállomány olyan kutak mérési adatait is tartalmazta, amelyekben az észlelést időközben – különféle okok miatt – nem folytatták. Ennek oka például, hogy a kút környezetében a talajvíz annyira lesüllyedt, hogy elérte a szűrőzött szakasz alsó síkját, azaz a kút „kiszáradt”, rendszeres mérések végzésére alkalmatlanná vált. Ezekben a térszíneken több kút utódállomás nélkül szűnt meg (Szalai J 2003, VITUKI 2006; Szalai & Nagy 2006).

Az adat-előkészítés időben igen változó hosszúságú és minőségű vízszintidősorra terjedt ki. Ez az adatleválogatáson, adatszűrésen kívül a hidrográfok (menetgörbék) elkészítését jelentette, amelyek alapján minden egyes kút adatsorából ki kellett szűrni az

egyértelműen hibás vagy hiányos adatokat (nyilvánvaló elírások, számjegyek elcsúszása a számítógépes adatbevitel során, stb.). Egyes hidrográfokat módosítani kellett, mert a csőperem változtatását figyelembe kellett venni. Ilyen esetekben a törzskönyvi bejegyzésekre lehetett támaszkodni. Azon észlelőkutakat, amelyek esetében ezeket a hibákat nem lehetett egyértelműen javítani, kihagytam a további vizsgálatokból.

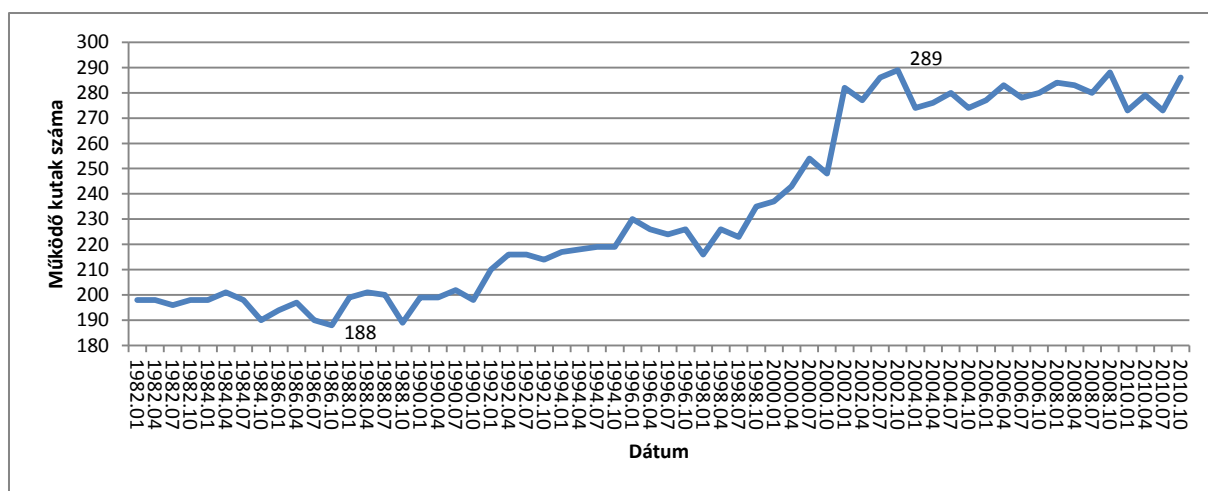
A térbeli hibaszűrésnél első lépésben a vizuális megjelenítés kapta a legnagyobb hangsúlyt. A Golden Software Surfer 11 programjának és az automatizálására használatos Scripter segítségével, „inverse distance to a power” interpolációval izovonalas térképeket készítettem, amelyeken a kiugró értékeket (csúcsokat, mélyedéseket) jelző „bikaszemeket” („bull’s eye”-effektus) vizsgáltam. A forrásadatban megkerestem az ezekhez tartozó értékeket, és ha ez egyértelműen hiba volt vagy lehetett, akkor javítottam, ha nem, akkor ezeket a kutakat is kihagytam a további számításokból. A vizuális interpretáció után a megmaradt észlelőkutak adatainak felhasználásával a Surferben újból rasztereket interpoláltam és keresztvalidációt végeztem. Ahol a becült és a mért értékek között még mindig nagy különbségek voltak, ott tovább vizsgáltam, hogy ezt extrém értékek vagy mérési hibák okozhatják. Ahol mérési hiba okozta az eltérést, ha lehetett, javítottam az adatokat, ha nem, ezeket az állomásokat is kihagytam a további számításokból.

A javítás és szűrés után 321 észlelőkút maradt (25. ábra). A kutak elhelyezkedése nem egyenletes, az egymáshoz legközelebb telepített két kút távolsága mindössze 3,61 m, a legnagyobb távolság ezzel szemben majdnem 12 km, az átlag 8 186,56 m, a szórás pedig 2 645,74 m.



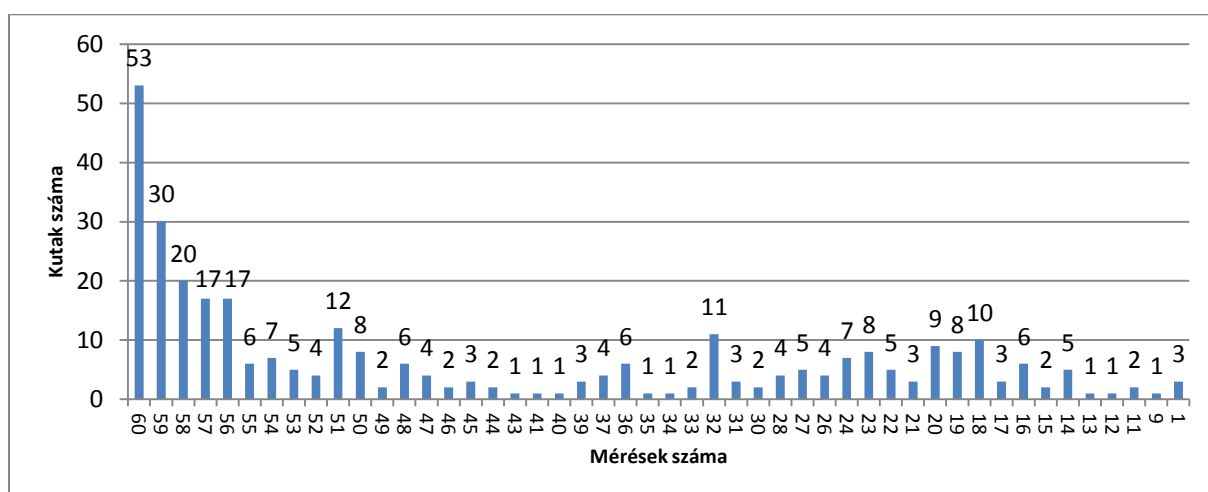
25. ábra: A vizsgálatokhoz felhasznált talajvízszint-megfigyelőkutak elhelyezkedése a Duna–Tisza közén

Az adatok térbeli összefüggésének vizsgálatához szükséges félvariogramok alapjául az 1981 és 2010 között mért havi átlagokból 60 mintarealizációt választottam ki úgy, hogy minden második évből, januárral kezdve, minden harmadik hónap mérési adatait használtam fel. Ennek a kiválasztásnak az volt az alapja, hogy az éves periódust, ami jellemző a talajvizek vízjárására (Kovács J et al. 2011, Kovács J et al. 2004b) követni lehessen, továbbá minden második év elegendő arra, hogy az idősorokban bekövetkező változások kellő mértékben megfoghatók legyenek. Az előállt adatbázisban 321 kút szerepelt, de a korábban említett problémákból adódó hiányos idősorok miatt a 60 kiválasztott hónapban átlagosan 234 állomással tudtam csak számolni. A legkedvezőbb időszakban (2002-2004) is maximum 289 észlelőkút esetében állt rendelkezésre mérési adat. Az 1990-es évekig az állomásszám jellemzően kevesebb mint 200, de a legkevesebb 188 volt (26. ábra).



26. ábra: A variogramszámításhoz felhasználható kutak száma a vizsgált időszakban

Az állomások a figyelembe vett 60-ból átlagosan 44 hónapban rendelkeznek mérési adattal. Az állomások közül 53-nak (16,5%) teljes a mérési adatsora. A középítő érték 51 db, a szórás 16,87 (27. ábra).



27. ábra: A mérések számának eloszlása a vizsgált időtartamban

4.5.2. Adatok előkészítése a co-krigeléshez és a vízhiány becsléséhez

A talajvízszint becsléséhez a vizsgált területen létesített talajvízszint-észlelőhálózat kútjainak, pontosabban csőperemeinek pontos helye (EOV $x;y;z$) és mérési időszora állt rendelkezésemre. Mivel a mérési adatok a kút peremétől mért mélység-értékek voltak, ezért a terep alatti mélység és a talajvízszint tengerszint feletti magasságának kiszámításához a csőperem adott időpontra vonatkozó magassága is szükséges volt. Sajnos ez az érték a legtöbb kút esetében az idők folyamán többször változott, ezért érdemes volt ezt is időszorként kezelni.

Az interpolációhoz éves átlagokat használtam. Azokra az évekre, ahol nem állt rendelkezésre legalább 10 hónapban mérési adat, nem számoltam átlagot.

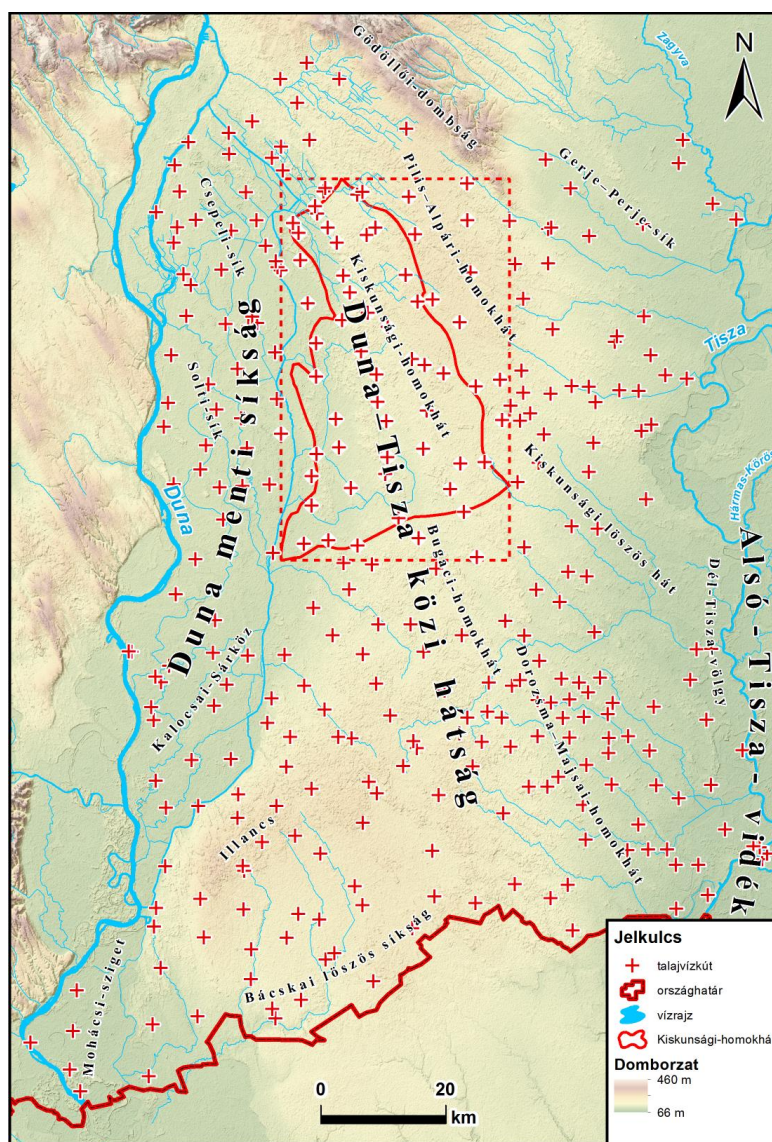
A vízhiány becslését a Duna–Tisza köze egyik kistájára, a Kiskunsági-homokhát területére végeztem el. A mintaterület szűkítésére egyrészt azért került sor, mert (1) a co-krigeléshez használt nagy felbontású digitális domborzatmodell miatt az egész terület a rendelkezésre álló számítástechnikai erőforrásokkal már nem volt kezelhető, másrészt (2) mert a két folyó mentén húzódó síkságok területén minimálisan még nőtt is a vízszint. A választás a Kiskunsági-homokhátra esett, mert nagy része a magasabban fekvő hátsági beszivárgási zónába esik, amely a tartós talajvízszint-csökkenés által leginkább érintett terület. Ennek megnyilvánulási formája, hogy az említett kistáj szikes tavai az 1980-as évek óta szinte egytől-egyig kiszáradtak.

A *.xlsx formátumban lévő adatokat a kutak EOVS-koordinátáinak felhasználásával geodatabázisba importáltam, majd ArcGIS-ben a mintaterület határának befoglaló poligonjával az interpolációhoz szükséges pontokat leválogattam (28. ábra). A mintaterületre 63 pont esett. Az egymáshoz legközelebb telepített két kút távolsága kevesebb, mint 700 m, a legnagyobb távolság ezzel szemben majdnem 7 500 m, az átlag 3 700,67 m, a szórás pedig 1 731,25 m volt. A számításhoz az 1981-es és 2010-es évek átlagai alapján interpolált felszín különbségét képeztem. A két mintarealizáció mintaelemszáma nagyon eltérő volt. 1981-ben 38, 2010-ben 60 mintavételi pontban állt rendelkezésre mérési adat, ami azt jelenti, hogy 1981-ben átlagosan 58,64 km²-re, 2010-ben viszont 37,14 km²-re jutott egy kút. Ahhoz, hogy a ritkán elhelyezkedő mérőpontok között is megfelelő pontosságú becslést tudjak végezni, a sűrűbben mintavételezett módosító tényezők hatását is figyelembe kellett venni. Ilyenkor érdemes többváltozós geostatistikai módszert használni, aminek egyik legismertebb típusa a co-krigelés. Ez egy olyan matematikai eljárás, amely lehetővé teszi, hogy valamely tulajdonság pontbeli becslését egy másik tulajdonságnak a becslésbe történő bevonásával javítsuk. Ahogy arra a korrelációs számítások és a variográfiai vizsgálatok is rámutattak (lásd 5.1.1. fejezet), a talajvízszint alakulása nagymértékben függ a domborzati adottságoktól, ezért a becslést egy 50 m/pixel terepi felbontású digitális domborzatmodell felhasználásával végeztem el.

A digitális domborzatmodell előállításához a területet lefedő EOVS térképek szintvonal-adatbázisa alapján ArcGIS környezetben, a Topo to Raster eljárás használatával 50 m-es rácsot interpoláltam.

Az alapadatok térbeli összefüggéseinek feltárását az ArcGIS Geostatistical Analyst Explore Data eszköztárának segítségével, a co-krigelést pedig a Geostatistical Wizard

használatával végeztem el. A két bemeneti adatbázis a talajvízszint tengerszint feletti magasságait tartalmazó geoadatbázis, valamint a korábban interpolált 50 m/pixel felbontású domborzatmodell voltak. Mivel a mintaterületen belül túl kevés mintavételi pont állt rendelkezésre ahhoz, hogy iránymenti félvariogramokat számoljak, a krigeléshez az egész Duna–Tisza közére korábban meghatározott félvariogram-paramétereket használtam fel (lásd: 5.1.1. fejezet). A két időpontra elkészített felszínt ezután Raster Calculatorral kivontam egymásból, majd az eredményt előjel szerint szétválasztottam, és így megkaptam, hogy hol csökkent, illetve nőtt a talajvízszint. A pozitív és negatív előjelű változás összegét külön-külön megszorozva a felbontás által meghatározott 2500 km²-es alapterülettel számítottam térfogatot. Ahol csökkent a térfogat, ott a különbséget a porozitásértékkel megszorozva becsültem a hiányzó víz mennyiségét.



28. ábra: A Kiskunsági homokhát területére eső, a vízhányászat során felhasznált kutak elhelyezkedése

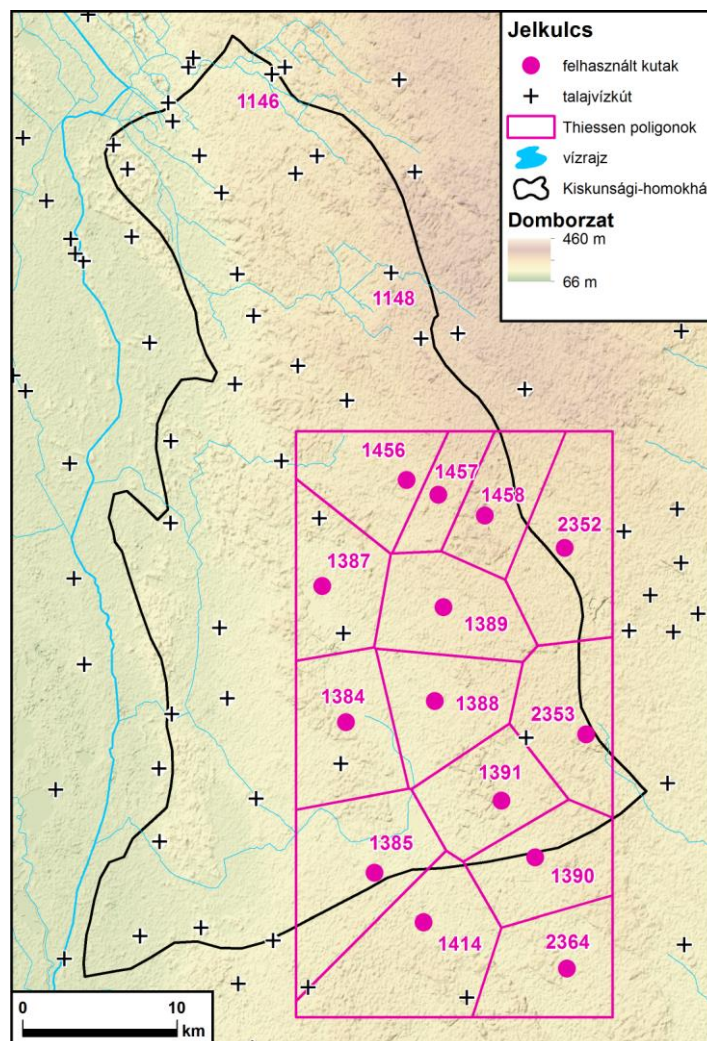
4.5.3. Adatok előkészítése a többváltozós regresszióvizsgálathoz

A mintaterület lehatárolása a geomorfológiai sajátosságok és a vízföldtani adottságok alapján

Az egyik fő célkitűzésem az volt, hogy a korábban ismertetett kutatási eredmények alapján azonosított befolyásoló tényezők talajvízszint-változásokra gyakorolt hatását elemezzem. A természetes és antropogén tényezők szerepét többváltozós regresszió segítségével próbáltam kimutatni. A befolyásoló tényezők alapvetően három csoportba sorolhatók:

1. közel állandó természetes okok (geomorfológiai sajátosság, vízföldtani adottságok),
2. időben és térben változó természeti adottságok (időjárás),
3. időben és térben változó antropogén beavatkozások (belvízelvezető csatornák létesítése, vízkitermelés, erdőtelepítés).

Az első csoportba tartozó két legfőbb tényező, a domborzat és az ezzel részben összefüggő vízföldtani adottságok talajvízszint-süllyedéssel való szoros kapcsolatát, már több megfigyelés és modellszámítás is bizonyította (Liebe 2000; Pálfai 1990; Rakonczai 2006; Rakonczai 2013; Szalai *et al.* 2011; Szilágyi & Vörösmarty 1993). A Duna–Tisza közén található kutak tengerszint feletti magasságának és a csökkenés mértékének figyelembevételével végzett korrelációs számítás, valamint a vízhiánybecslés eredményei alapján erről magam is meggyőződtem. A többváltozós regresszióvizsgálathoz egy olyan mintaterületet választottam, ahol az első csoportba tartozó tényezők nagyjából azonosak, tehát a hátsági beszivárgási zónába esik. A módszer szempontjából az is fontos volt, hogy a területen minél több mintavételi pont legyen, amelyeknek hosszú, legalább 50 éves viszonylag teljes időszora van. A követelményeknek megfelelő pontok kiválasztása úgy történt, hogy a vízhiányszámításokhoz korábban felhasznált adatbázisból leválogattam azokat a kutakat, amelyek hátsági területre esnek és 1961-2010 között folyamatosan mértek. Az eredményül kapott 16 kútból kettő (1146 Újhartyán, 1148 Táborfalva) területileg jelentősen kívül esett, ezért azokat elhagyva a maradék 14-gyel dolgoztam tovább (1384 Ágasegyháza, 1385 Orgovány, 1387 Kerekegyháza, 1388 Ballószög, 1389 Kerekegyháza, 1390 Jakabszállás, 1391 Kecskemét, 1414 Orgovány, 1456 Méntelek, 1457 Méntelek, 1458 Méntelek, 2352 Kecskemét, 2353 Kecskemét–Törökfái, 2364 Bugac). A pontok érvényességi területét, így a mintaterület határait is Thiessen-poligonok szerkesztésével határoztam meg (29. ábra).



29. ábra: A többváltozós regresszióvizsgálathoz felhasznált kutak elhelyezkedése és a belőlük levezetett Thiessen-polygonok által meghatározott mintaterület

A csapadék és a potenciális evapotranspiráció változása

Az időben és térben változó természeti adottságok közül a talajvízhatás szempontjából szerepet játszó időjárási tényezők közül a legfontosabb két paraméternek a csapadék és a párolgás bizonyult. A regressziós modellszámításhoz az éves csapadékösszeg és a potenciális evapotranspiráció éves összegének súlyozott területi átlagaira volt szükség.

A kapcsolat feltárása szempontjából az egyik legfőbb problémát az jelenti, hogy a talajvízszint-mérőkutak közvetlen szomszédságában – ritka kivételektől eltekintve – nem működik e célból létesített meteorológiai állomás. Ahhoz, hogy a talajvízszint-idősorok mellé releváns meteorológiai idősorokat rendeljünk, alapvetően két lehetőség kínálkozik. Az egyszerűbb, a kutatások kezdeti szakaszában alkalmazott módszer az volt, hogy az adott kúthoz a legközelebb működő meteorológiai állomás mérési idősorát használták fel. Ez a módszer semmilyen módon nem veszi figyelembe az adott paraméter térbeli sajátosságait,

könnyen előfordulhat, hogy például anizotrópia miatt a legközelebbi állomás értéke kevésbé releváns, mint egy valamivel távolabbié. A másik, ennél sokkal pontosabb eredményre vezető módszer, ha elvégezzük a meteorológiai adatok térbeli interpolációját, és a becslés eredményét használjuk a kérdéses pontokban. Napjainkban a korszerű térinformatikai programok nagy részében már elérhetőek azok az interpolációs eljárások, amelyekkel – ha az alapadatok rendelkezésünkre állnak – az első módszernél jobb kiindulási alapot állíthatunk elő. Azonban a matematikai szempontból korrekt determinisztikus vagy sztochasztikus eljárások nem képesek a hosszú adatsorokból kinyerhető éghajlati információk figyelembevételére, így meteorológiai szempontból nem tekinthetők optimálisnak (Szentimrey & Bihari 2006a). Ezért az Országos Meteorológiai Szolgálatnál a meteorológiai elemek földfelszíni értékeinek interpolációjára kifejlesztették az úgynevezett MISH-rendszert (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis) (Szentimrey & Bihari 2006b, 2007). A program és a hozzá tartozó dokumentáció az OMSZ oldaláról szabadon letölthető, így az alapadatok birtokában az interpolációt bárki el tudja végezni (www.carpatclim-eu.org). Az alapadatokhoz való hozzájutás azonban kutatási célra is nagyon drága. A térítésmentes keretbe maximum egy állomás kb. 30 éves havi hőmérséklet- és csapadékösszeg-adatsora fért volna bele, ezért úgy döntöttem, hogy a számításokhoz a CARPATCLIM-projekt (Szalai S *et al.* 2012) keretében, az 1961-2010 közötti időszakra előállított 0,1 fokos térbeli felbontású rácsponti adatbázist használom. A projekt célja a Kárpát-régió – országhatárokon átívelő, homogenizált klímaadatok alapján interpolált – digitális klímaatlaszának létrehozása volt, amelyet nagy felbontású klímaadatokat igénylő kutatásoknál bárki szabadon használhat. Az Európai Unió támogatásával megvalósult projekt három fő részre osztható. Első lépcsőben adatmentéssel, és a Szentimrey-féle MASH-módszer (Szentimrey 2011) használatával (minőségellenőrzés, adathiányok kitöltése, homogenizálás) homogén és térben reprezentatív idősorokat állítottak elő. Második lépésben a kárpáti országok adatharmonizációja történt meg, valamint a már említett Szentimrey–Bihari által kifejlesztett MISH-módszer (Szentimrey & Bihari 2006b, 2007) segítségével az adatbázisok interpolációja. Végül az előállt rácsponti adatbázisok és metaadatok publikálásának biztosítása érdekében egy térinformatikai alapú weboldalt hoztak létre (CARPATCLIM 2012).

A weboldalról a megfelelő beállítások után *.asc formátumban letöltöttem a csapadék és a potenciális evapotranspiráció havi átlagait a maximális, 1961-2010-ig terjedő időszakra. A talajvízkút-hálózat koordinátáinak felhasználásával, ArcGIS-ben az Extract Multi Values to Points nevű eszköz segítségével kinyertem az egyes kutakra vonatkozó idősorokat. Az

eredményül kapott adatbázisok rekordjaiban a felhasznált kutak szerepeltek, az egyes mezőkben pedig az aktuális időjárási paraméter havi átlag értékei 1961. januártól 2010. decemberig. A geoadatbázisban tárolt adatokat a további számításokhoz ezután Excel formátumba exportáltam, mert az éves átlagok számítását az Excel kimutatás eszközének segítségével végeztem el. Mivel a talajvíztáplálás döntően a téli csapadékból származik, a téli félév csapadékait nagyobb súllyal vettem figyelembe és így számoltam a modellhez szükséges éves átlagokat. A súlyokat Pálfai (1990) munkája nyomán határoztam meg (3. táblázat).

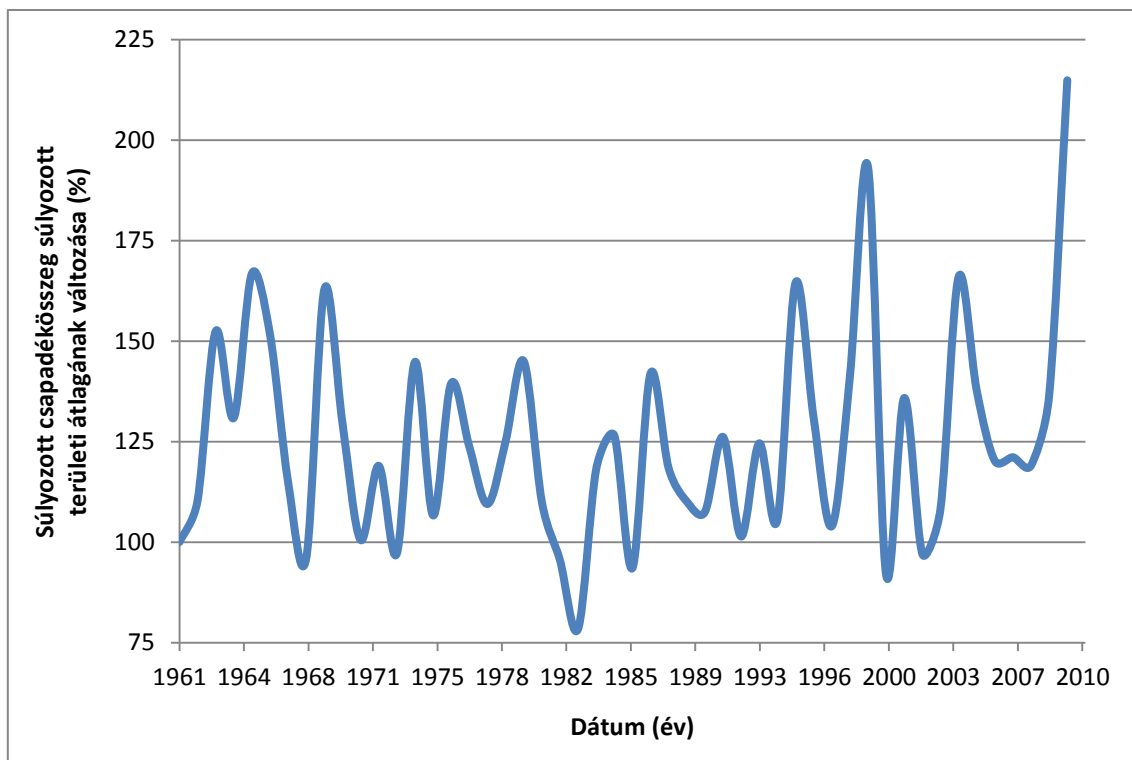
hónap	súlyozó tényező	hónap	súlyozó tényező
január	1,5	július	0,5
február	1,5	augusztus	0,5
március	1,25	szeptember	0,75
április	1	október	1
május	0,75	november	1,25
június	0,5	december	1,5

3. táblázat: A súlyozott csapadékátlag számításához használt tényezők (Pálfai 1990)

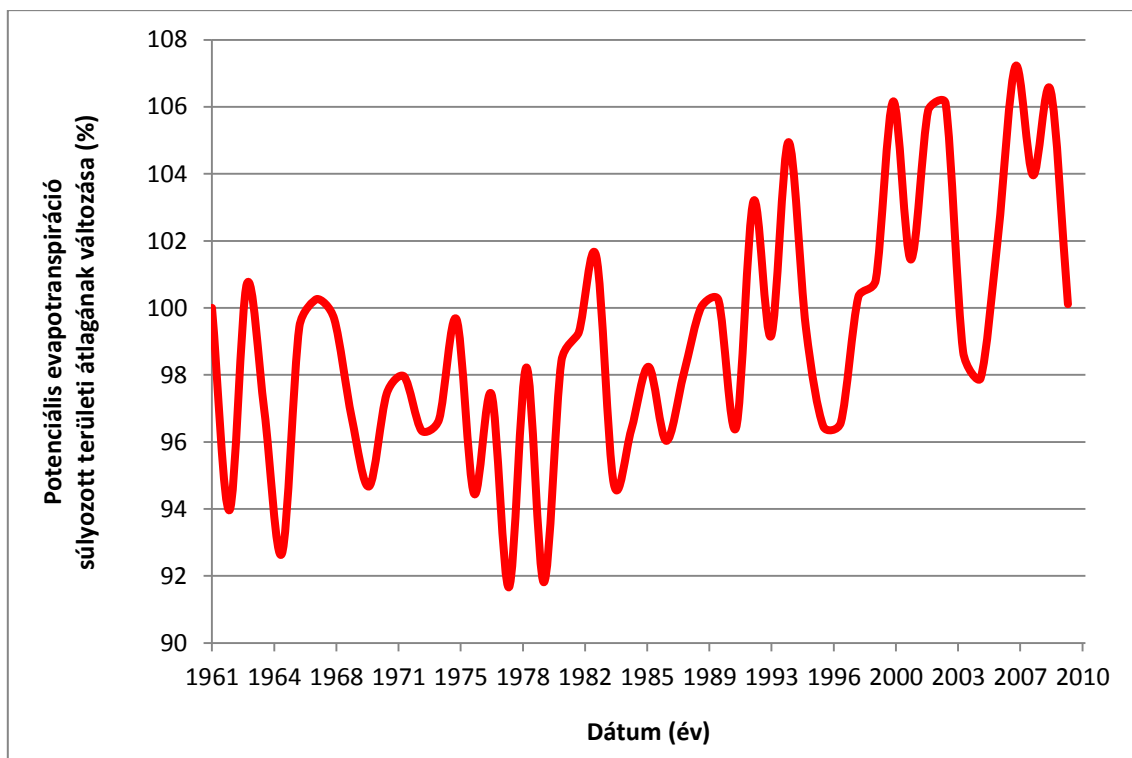
Utolsó lépésben a rendelkezésre álló 14 pont adatai alapján a hozzájuk tartozó Thiessen-poligonok segítségével számoltam ki mindkét paraméterre a súlyozott területi átlagokat. Az előálló két Excel-táblában tehát a 14 kúthoz tartozó súlyozott évi csapadékösszegek súlyozott területi átlagai, valamint az éves potenciális evapotranspiráció-összegek súlyozott területi átlagai szerepeltek 1961-2010 között.

Amiatt, hogy később a különböző mértékegységű tényezőket egy koordinátarendszerben tudjam ábrázolni, a csapadék (30. ábra) és a potenciális evapotranspiráció (31. ábra) milliméterben megadott értékeit az 1961-es érték százalékában fejeztem ki.

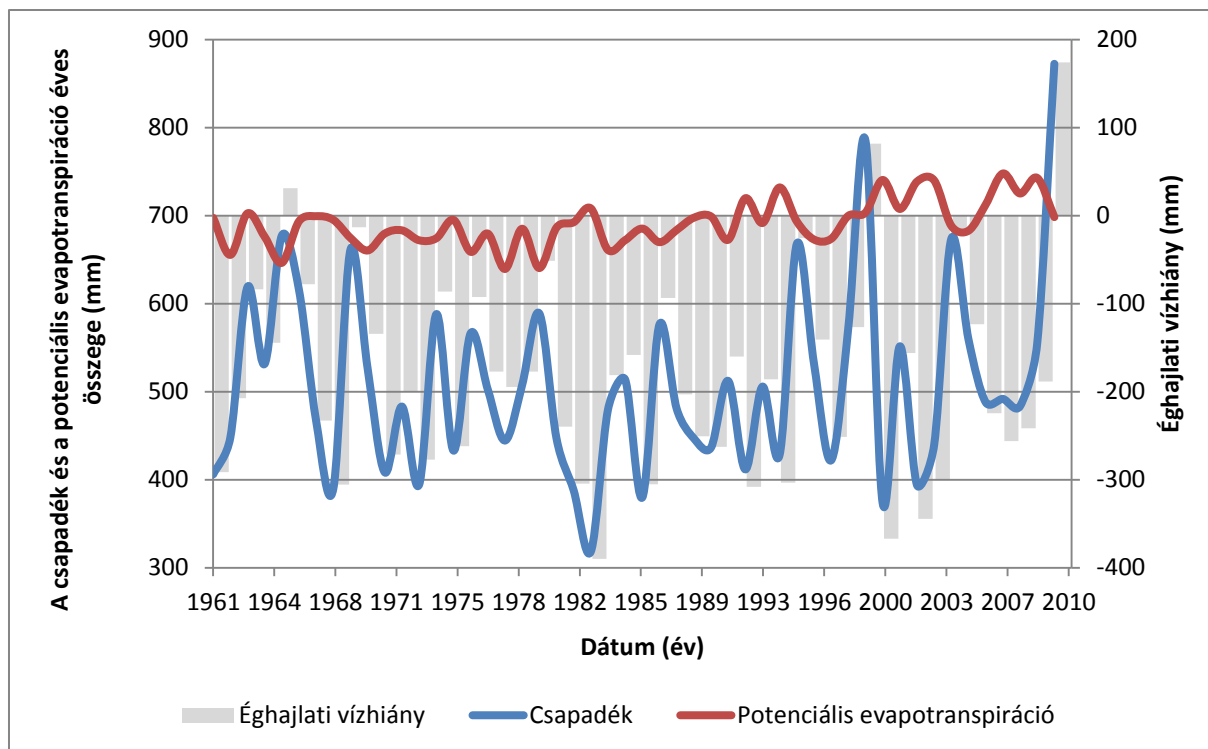
A letöltött adatok alapján a mintaterületre érvényes éghajlati vízhiányértékeket is számoltam (32. ábra), valamint elkészítettem a csapadékidősor 50 éves átlagához viszonyított kumulált csapadékhiány görbáját (33. ábra). Ennek számítása úgy történik, hogy az aktuális év csapadékának mennyiségéből kivonjuk az idősor átlagának értékét, majd az így kapott különbségeket előjelhelyesen összegezzük.



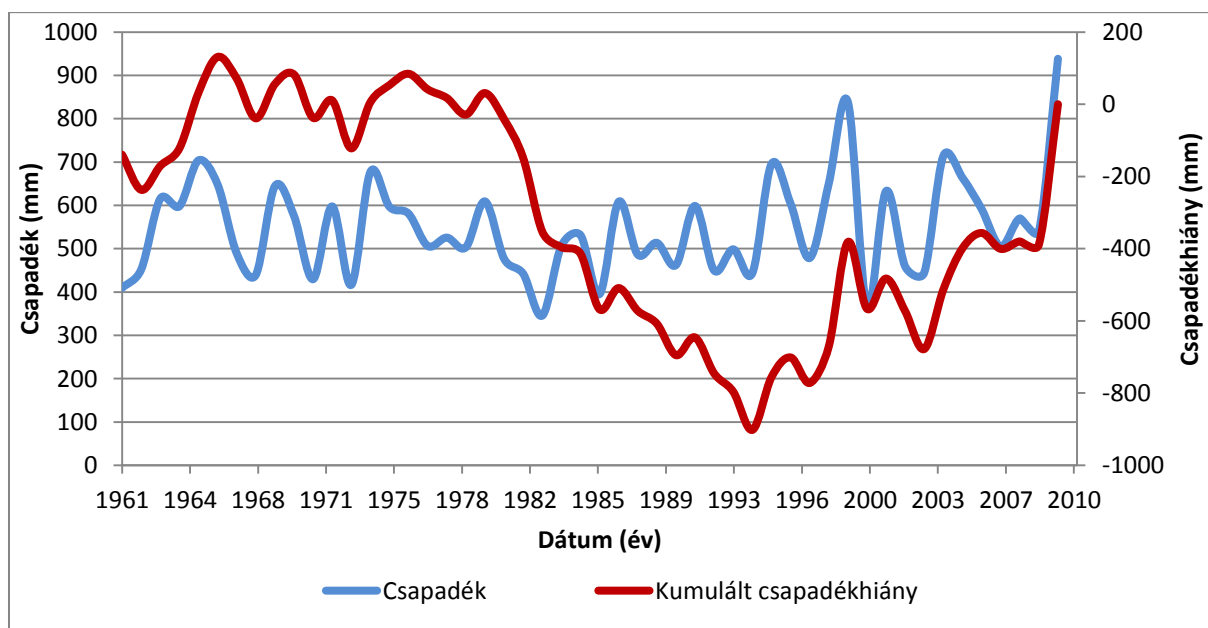
30. ábra: A csapadék mennyiségének változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve



31. ábra: A potenciális evapotranspiráció mennyiségének változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve



32. ábra: A csapadék és a potenciális evapotranspiráció mennyiségének változása és a belőlük származtatott éghajlati vízhiány értékei a mintaterületen 1961-2010 között



33. ábra: A csapadék mennyiségének változása és a kumulált csapadékhiány a mintaterületen 1961-2010 között

Nagyon fontos, hogy a két tényező talajvízszintre, illetve annak változására gyakorolt hatását együttesen kell vizsgálni, valamint figyelembe kell venni, hogy a felhalmozódási és kiürülési folyamat miatt nem csak az adott évben beszivárgó víz mennyisége számít, hanem a megelőző években halmozódó többlet vagy hiány. Annak érdekében, hogy megállapítsam azt,

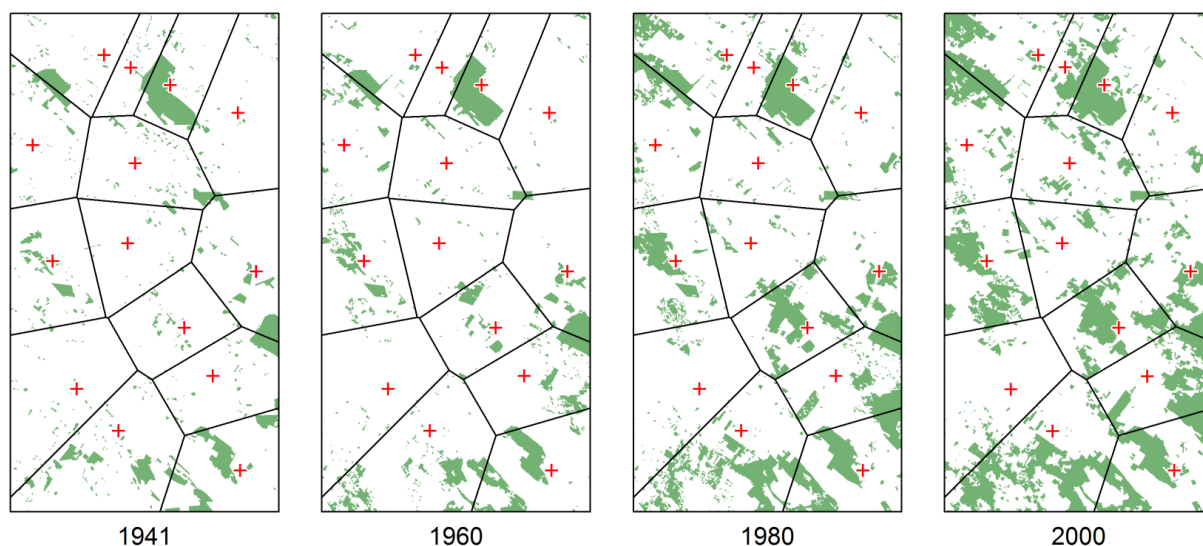
hogy hány évre visszamenőleg érdemes a csapadék, illetve a potenciális evapotranspiráció értékeit figyelembe venni, többváltozós regresszióanalízist végeztem. Az eredmények alapján a csapadék esetében a tárgyéven kívül a megelőző két évet, a potenciális evapotranspiráció esetében pedig egy évet érdemes figyelembe venni. Mivel szakirodalom szerint (Pálfai 1990) a csapadékat öt évre visszamenőleg érdemes felhasználni, a későbbiekben, a többváltozós regresszióvizsgálat elvégzésekor ezzel a lehetőséggel is számoltam.

Erdőterületek változása

A területen található természetes és telepített erdők területének megállapításához a Corine Land Cover 1:50 000-es méretarányú fedvényeiből indultam ki (FÖMI, Budapest). A CLC 50 kiskunsági poligonhálóójából leválogattam a zárt erdőket tartalmazó poligonokat (kód: 3111, 3112 (zárt lombkoronájú, természetes lombhullató erdők nem vizes és vizes területeken), 3113 (nyílt lombkoronájú, természetes lombhullató erdők), 3115, 3125, 3139 (lombos erdő ültetvények, tűlevelű ültetvények, elegyes ültetvények) és 3241 (fiatalos erdők és vágásterületek)). A nyílt, de cserjésedő, borókás-nyáras vagy galagonyás-nyáras homokbuckások területét képviselő cserjések poligonjait nem gyűjtöttem ki. Ezután a Duna–Tisza köze élőhelytérképe alapján ellenőriztem a fedvényt, és kitöröltem (vagy elvágtam és a nem szükséges részein kitöröltem) azokat a CLC-ben szereplő poligonokat, amelyek valójában cserjés homokbuckásra vagy természetközeli nyílt erdőssztyepek és cserjések területére estek (általában ezek a poligonok a CLC szerint nyílt lombkoronájú természetes lombhullató erdők, fiatalos erdők voltak). Ezután a fedvényt kiegészítettem a CLC-ben nem szereplő, 4 ha-nál kisebb erdőkkel, amelyhez 1999-2000 során készült Landsat-5 műholdfelvételeket használtam.

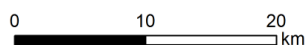
Az így kapott poligonhálózathoz kiindulva készítettem el a megelőző időszakok erdőfedvényeit is az egyes, korábban még nem létező erdőterületek törlésével, illetve – ahol szükséges volt – hozzáadásával. Meg kell jegyezni, hogy viszonylag kicsi volt azoknak az erdőknek a kiterjedése, amelyek a 2000-es poligonhálón már nem szerepeltek, de korábban igen. A hozzávetőleg 20 évenkénti időszakokat reprezentáló fedvényeket az országos, DVD-n kiadásra került 1941-es háborús katonai felmérés (Hadtörténeti Múzeum Térképtára; Arcanum Kft.), valamint az 1956-1959 közötti és az 1980-as évek elejének Gauss-Krüger katonai térképezései alapján készítettem el (Hadtörténeti Múzeum Térképtára). A fedvényeket a Thiessen-poligonokkal összemetszve kaptam meg az egyes kutak környezetében található

erdők területének változását (34. ábra). A 2010-es évre vonatkozó különbségértékeket a MePAR adatbázis alapján a FÖMI bocsátotta rendelkezésemre.



Jelkulcs

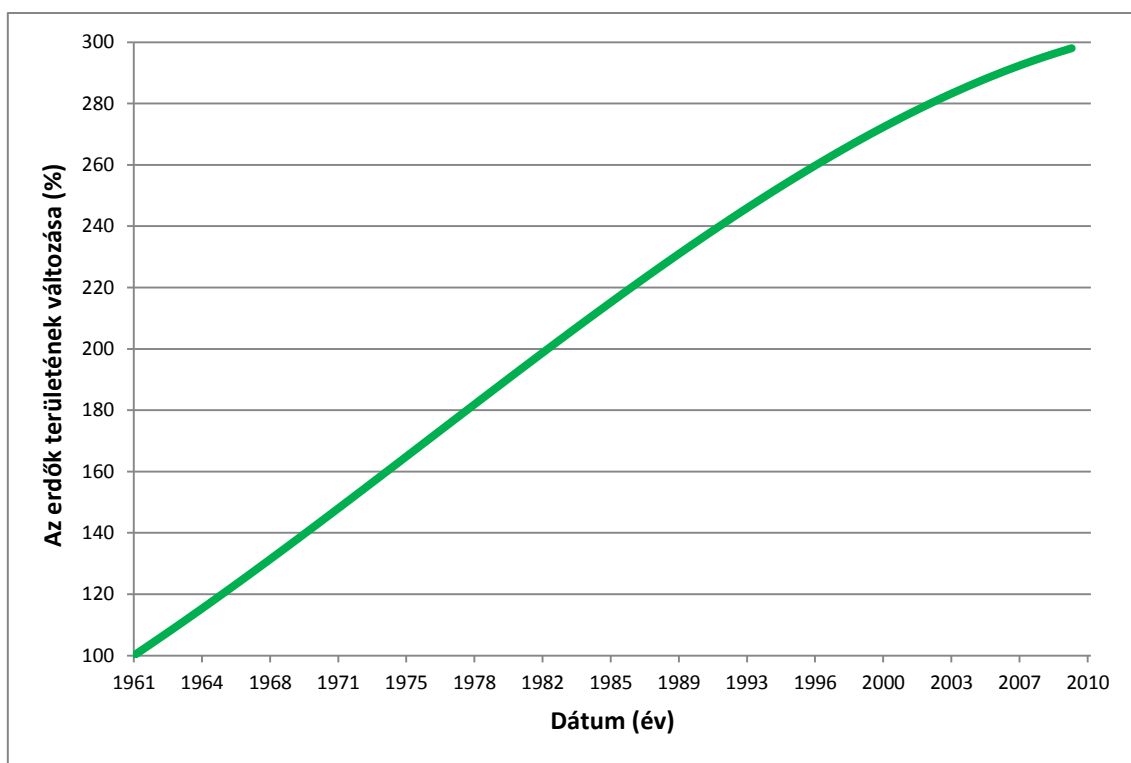
- + felhasznált kutak
- Thiessen-polygonok
- erdők



34. ábra: Az erdőterületek változása a mintaterületen a rendelkezésre álló négy időpontban

A polygonok digitalizálásával kapott öt területértékre harmadfokú polinomot illeszttem, és a kapott egyenlet segítségével pótoltam a hiányzó adatokat.

Az időjárási adatokhoz hasonlóan az erdőterületek növekedését is az 1961-es érték százalékában adtam meg (35. ábra).



35. ábra: Az erdőterületek változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve

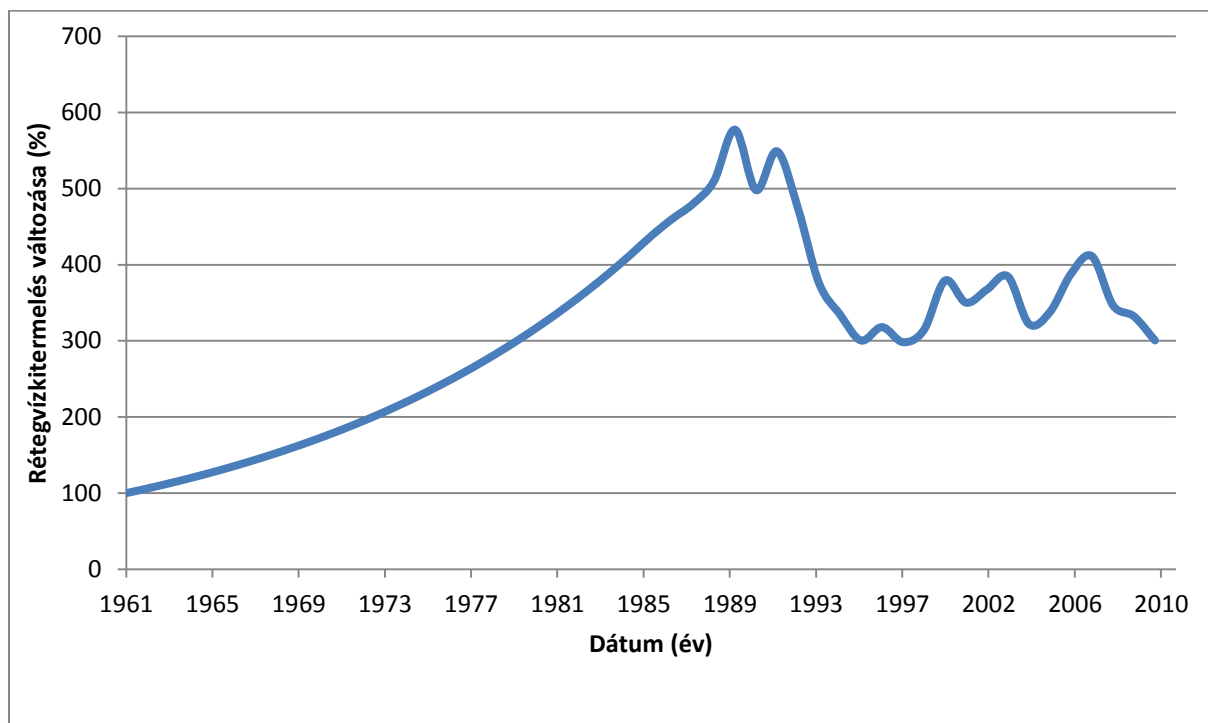
A vízkivétel változása

A vízkivétel mennyiségére vonatkozó megbízható mérések nem állnak rendelkezésre, ezért ennek a tényezőnek a figyelembevétele főként a rendszerváltás előtt becsléseken alapult. A modellhez felhasznált idősorhoz (36. ábra) 1961-1989 között a Pálfi-féle tanulmány (1990) mellékletében szereplő értékeket, 1990-2010 között pedig a TeIR-en keresztül hozzáférhető „összes szolgáltatott víz mennyisége” nevű adatbázist használtam fel (TeIR, KSH-TSTAR).

A TeIR (Országos Területfejlesztési és Területrendezési Információs Rendszer) széleskörű statisztikai és térképi adattartalommal nyújt korszerű térinformatikai szolgáltatásokat, és kínál teljesen testre szabható, egyedi elemzések végrehajtására lehetőséget a felhasználók számára. A működtetésének jogszabályi keretét a Területfejlesztéssel és területrendezéssel kapcsolatos információs rendszerről és a kötelező adatközlés szabályairól szóló 31/2007. (II. 28.) Kormányrendelet adja. A jogszabály 8. § (2) pont s) alpontja kimondja, hogy a települési önkormányzatok és hivatalaik a TeIR szolgáltatásait térítésmentesen vehetik igénybe. A rendszert jogszabályi rendelkezés alapján a VÁTI Nonprofit Kft. üzemelteti.

A TeIR nyilvános és regisztrációhoz kötött alkalmazásokból áll, amelyeket a TeIR honlapján (<http://teir.hu>) lehet elérni. A nyilvános alkalmazások mindenki számára hozzáférhetők, míg a

regisztrációhoz kötöttek használatához megfelelő jogosultság kell. Az általam használt adatbázis letöltéséhez kutatói hozzáférés szükséges!

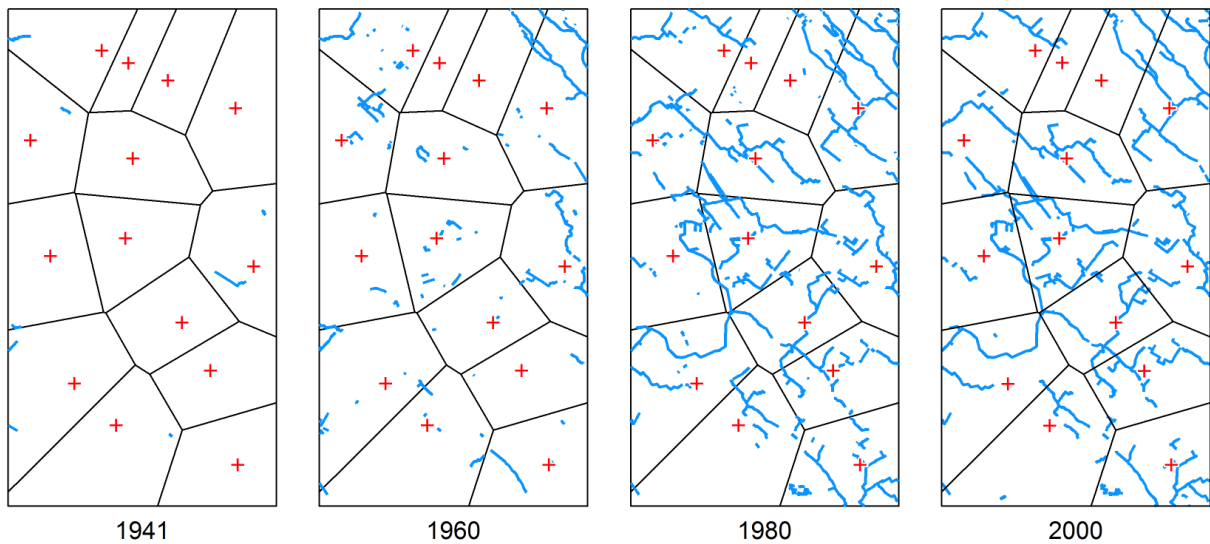


36. ábra: A vízkitermelés változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve

A csatornák hosszának változása

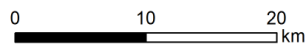
A területen található csatornák hosszának változásvizsgálatát a HM Zrínyi Nonprofit Kft. kezelésében lévő Digitális Térképészeti Adatbázis (DTA50) 1990-es évek végén kiadott csatornarétege alapján végeztem el (MH TÉHI). Ennek vonalhálózatából kiindulva készítettem el a megelőző időszakok csatornafedvényeit is az egyes, korábban még nem létező csatornaszakaszok törlésével. A hozzávetőleg 20 évenkénti időszakokat reprezentáló rétegeket az országos, DVD-n kiadásra került 1941-es háborús katonai felmérés (Hadtörténeti Múzeum Térképtára; Arcanum Kft.), valamint az 1956-1959 közötti és az 1980-as évek elejének Gauss-Krüger katonai térképezései alapján készítettem el (Hadtörténeti Múzeum Térképtára; MH TÉHI).

A fedvényeket a Thiessen-poligonokkal összemetszve kaptam meg az egyes kutak környezetében található csatornák hosszának változását a mintaterületre (37. ábra).



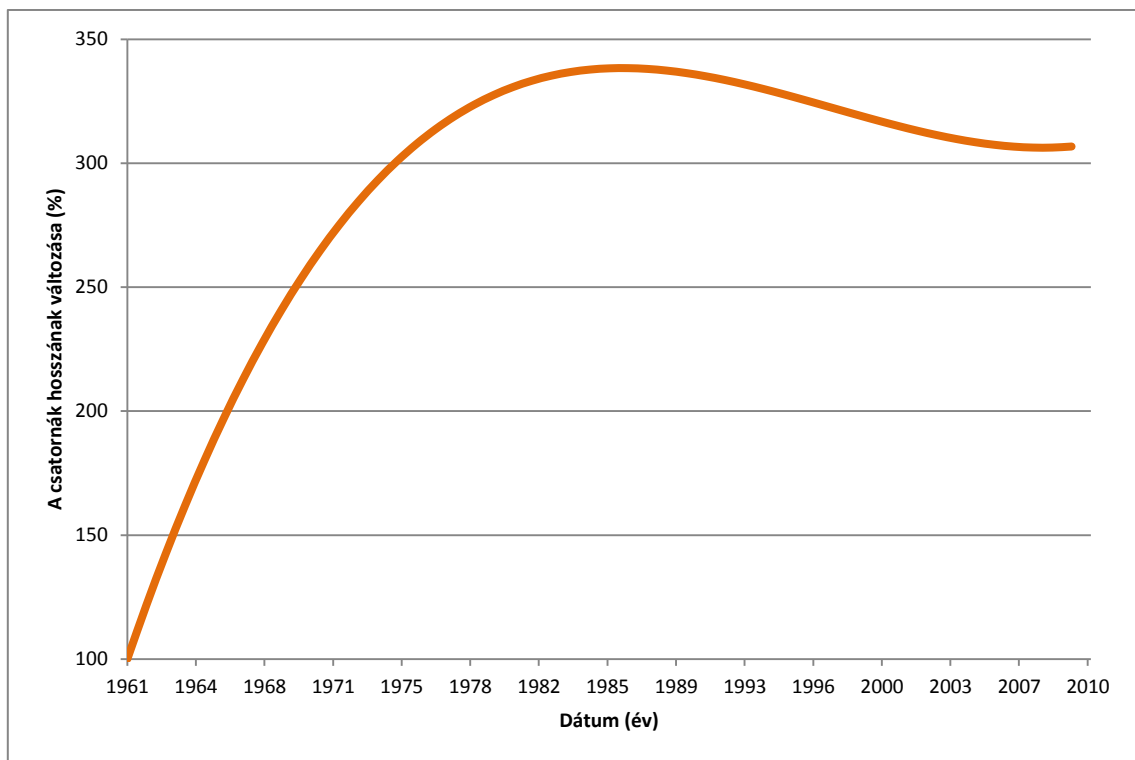
Jelkulcs

- + felhasznált kutak
- Thiessen-polygonok
- csatornák



37. ábra: A csatornák változása a mintaterületen a rendelkezésre álló négy időpontban

A csatornák digitalizálásával kapott hosszúsági értékekre is harmadfokú polinomot illeszttem, és az így kapott egyenlet segítségével pótoltam a hiányzó adatokat (38. ábra).



38. ábra: A csatornák hosszának változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve

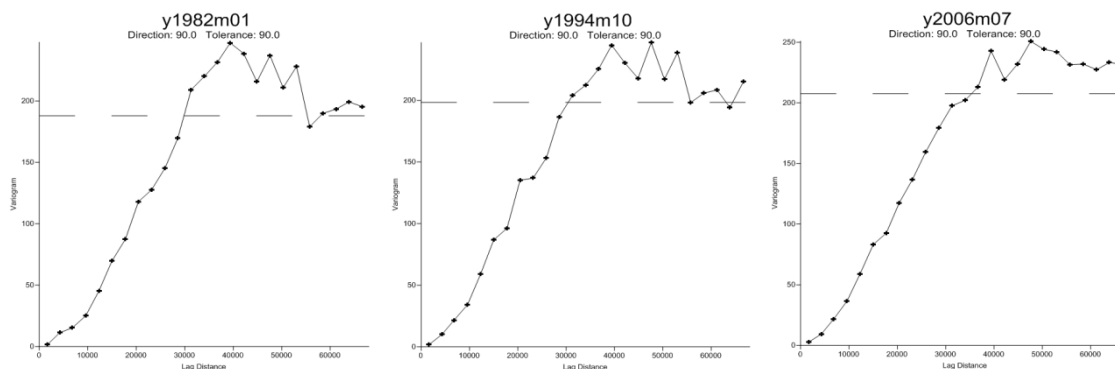
5. Eredmények

5.1. A variogramszámításhoz kapcsolódó eredmények

5.1.1. Jellemző példák a vizsgált terület empirikus és elméleti félvariogramjaiból

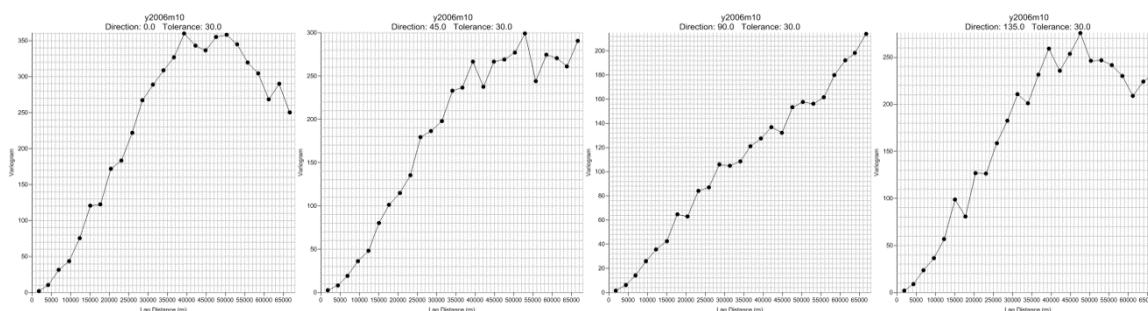
A variogramok számításához is a korábban előkészített adatsort, valamint a Surfer 11 programcsomagot használtam. Mivel minden kiválasztott időpontra egymás után hatvanszor ugyanazt a műveletet kellett elvégezni, célszerű volt ezt a műveletsort kötegelni, és ehhez egy rövid programot írni. Ezt a Surfer részeként elérhető Scripter nevű alkalmazás használatával valósítottam meg (x. melléklet). Az elkészített, Multivario nevű program egy x , y , z_1 , z_2 , ... z_n szerkezetű szöveges bemeneti fájl, és a beállított paraméterek alapján n darab variogramot generál. A beállítható paraméterek a következők voltak: a pontpárok maximális távolsága, az eltolás mértéke (number of lags), a pontpárvektorok iránya, a pontpárkeresési tolerancia (tolerance), a trendlevétel típusa, a kimeneti fájlok elérési útja. Eredményül n darab *.dat kiterjesztésű szöveges állomány *.jpg kiterjesztésű képfájl jött létre. A szöveges állományok a variogramok x , y koordinátáit (h , γ) tartalmazzák, a képfájlok pedig az n darab variogram adatait grafikusán ábrázolják (<http://webgis.elte.hu/variogram>).

Először a Surfer által alapértelmezésben felkínált értékek beállításával futtattam le a programot. A pontpárok maximális távolsága 68 000 m, eltolás mértéke 25 db, pontpárkeresési tolerancia 90° (nem irány menti) volt, és nem választottam le a trendet. Az eredményül kapott függvények mindegyikénél azt tapasztaltam, hogy 40 km-es távolság és 200 m^2 -es szórásnégyzetértékek körül érték el a küszöbszintet (39. ábra).



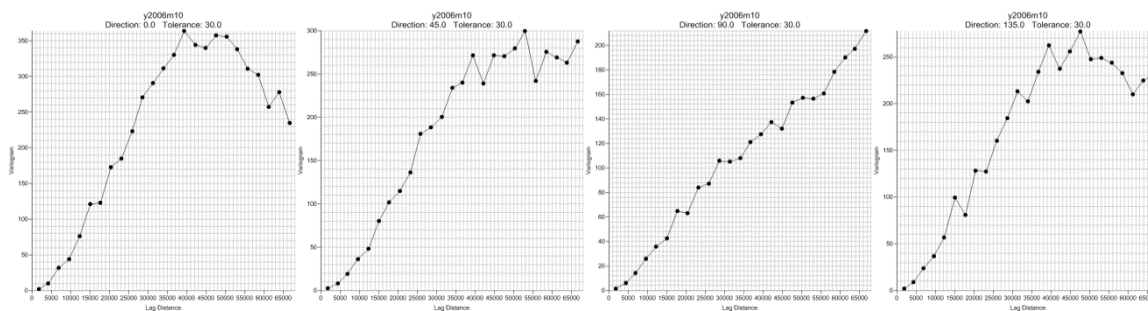
39. ábra: A véletlenszerűen kiválasztott félvariogramok három különböző időpontban mutatnak be irányfüggetlen eseteket.

A talajvíz felszíne többé-kevésbé a topográfiai felszínhez igazodik, ezért a terület geomorfológiai sajátosságai miatt (hátságjelleg) a paraméterek anizotrópiáját feltételeztem. Mivel a mintarealizációk mintaelemszámai elég nagyok voltak ahhoz, hogy irány menti empirikus félvariogramokat számoljak, ezért a négy főirányban (Ny–K, ÉNy–DK, É–D, ÉK–DNy) ezt megvizsgáltam. A beállítások úgy módosultak, hogy a keresési toleranciát 30°-os értékre állítva a pontpárvektorok irányát 0°-ra (Ny–K) változtatva futtattam a programot, majd ugyanezt 45°-ra (ÉNy–DK), 90°-ra (É–D) és 135°-ra (ÉK–DNy) is elvégeztem. Az eredményül kapott 240 függvény tanulmányozása során a feltételezésem beigazolódott (40. ábra).



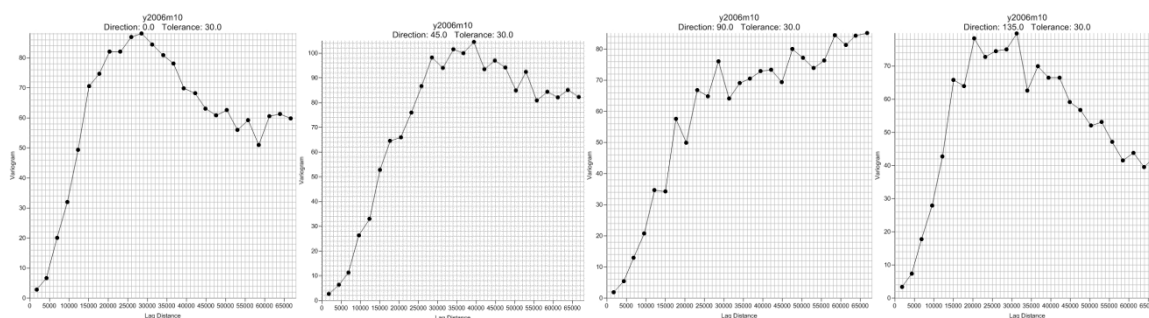
40. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján

A példaként kiemelt 2006. októberi talajvízszintek alapján számított irány menti félvariogramokon is jól látszik, hogy a függvények között mind a hatástávolság, mind a szórásnégyzetek tekintetében eltérés tapasztalható (anizotrópia). A legszembevetőbb azonban az, hogy az É–D-i irány félvariogramja minden határon túli monoton növekedést mutat, ami az esetek döntő többségében trend jellegű változásra vezethető vissza. Amennyiben ezt a trendet sikerül leválasztani, akkor – megfelelő fokszámú trend leválasztása esetén – a maradékok félvariogramja már stacionárius jellegű lesz, aminél a szórásnégyzet, így a hatástávolság is meghatározható (Füst 1984). Ennek megfelelően a következő lépésben hasonló beállítások mellett leválasztottam a lineáris trendet (41. ábra).

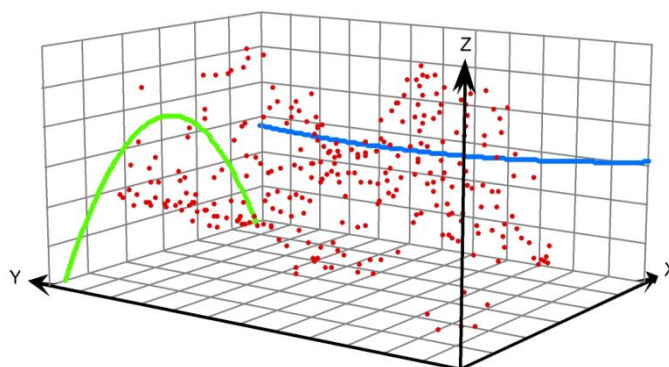


41. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján lineáris trend leválasztása után

Az eredmény gyakorlatilag változatlan maradt, ezért a következő lépésben másodfokú trendet választottam le (42. ábra).



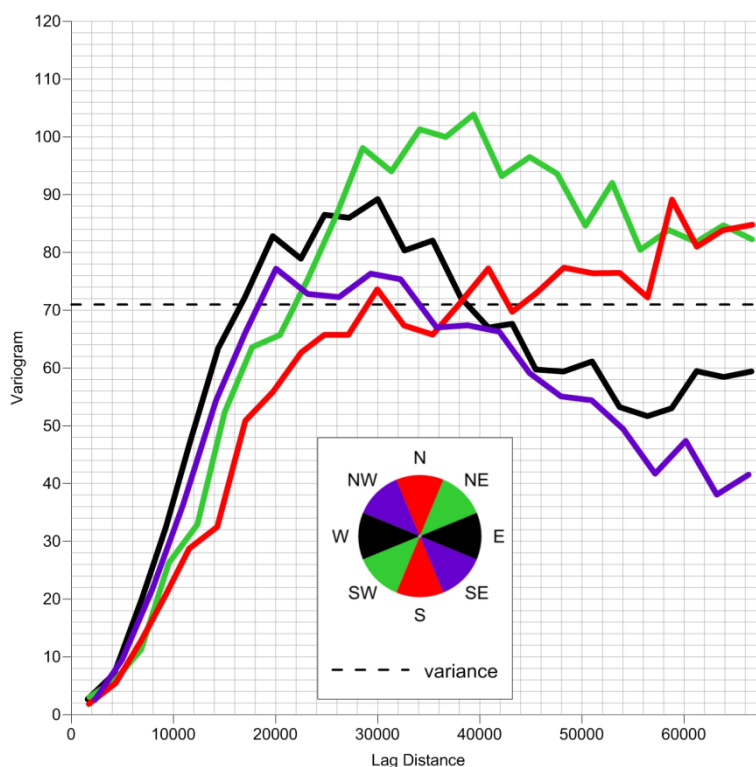
42. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján másodfokú trend leválasztása után



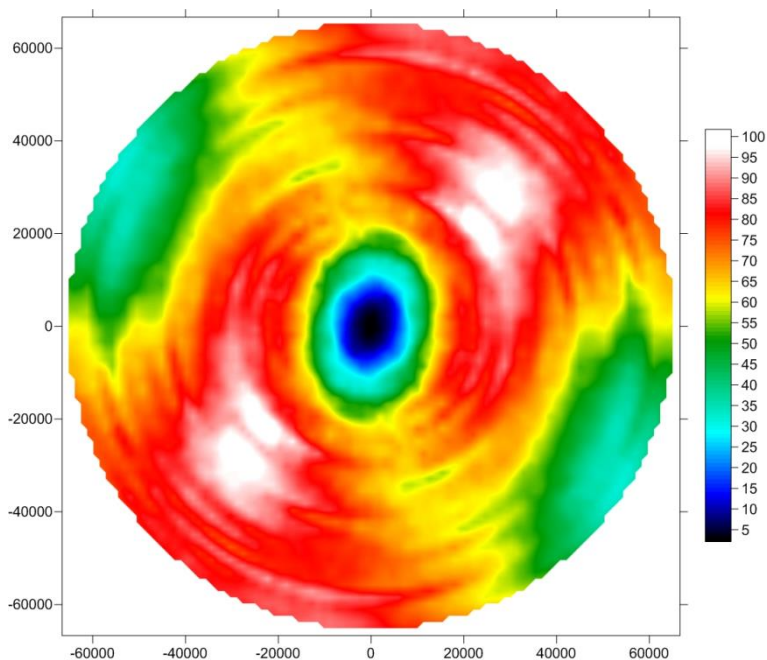
43. ábra: A 2006. októberi adatok 3D-s pontfelhője és a pontok síkvetületeire illesztett trendek

A fenti ábrán (43. ábra) a 2006. októberi adatok 3D-s pontfelhője és a pontok síkvetületeire illesztett másodfokú trendek láthatók. Az X (zöld) és Y (kék) irányú trendek a lineárisal szemben jó közelítéssel modellezik a Duna–Tisza közti homokhátság általános lejtési viszonyait, ennek köszönhető, hogy a másodfokú trend leválasztása után mind a négy főirányban meghatározhatóvá vált a hatástávolság. Az ezt követő vizsgálatokban ezt a lépést minden alkalommal automatikusan elvégeztem.

Az eredményül kapott irány menti félvariogramokat ezek után közös koordináta-rendszerben ábrázoltam, hogy az anizotrópia felismerése és a hatástávolságok meghatározása könnyebb legyen (44. ábra), valamint ugyanebből a célból félvariogram-felületet is létrehoztam (45. ábra). Ezek alapján egy ÉÉK–DDNy irányú anizotrópia ismerhető fel, kb. 30 és 20 km-es hatástávolságokkal.



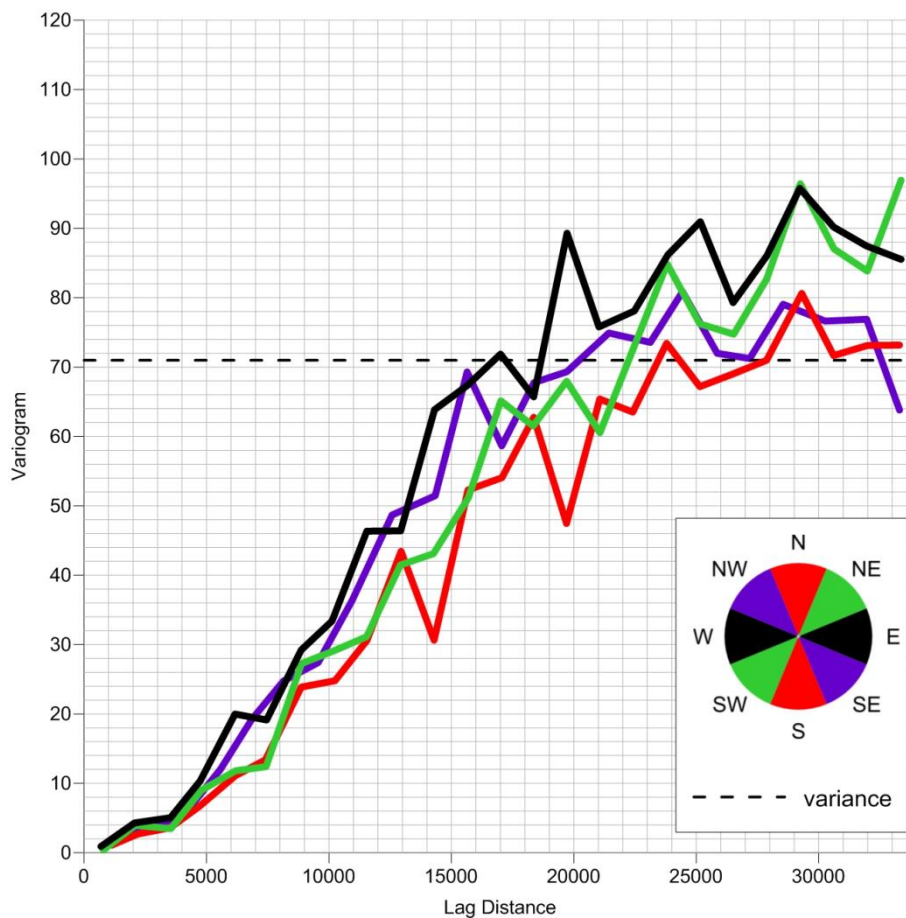
44. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramjai egységes koordináta-rendszerben



45. ábra: A 2006. októberi adatok alapján szerkesztett regionális félvariogram-felület színátmenetes megjelenítése

Ahhoz, hogy a talajvízszintnek a legkisebb nagyságrendű térbeli struktúrájára is rálátásunk legyen, olyan kúthálózat-sűrűséget kell meghatározni, hogy a mintavételezések helyei a kisebb nagyságrendű folyamatokhoz kapcsolódjanak. Ezért az empirikus

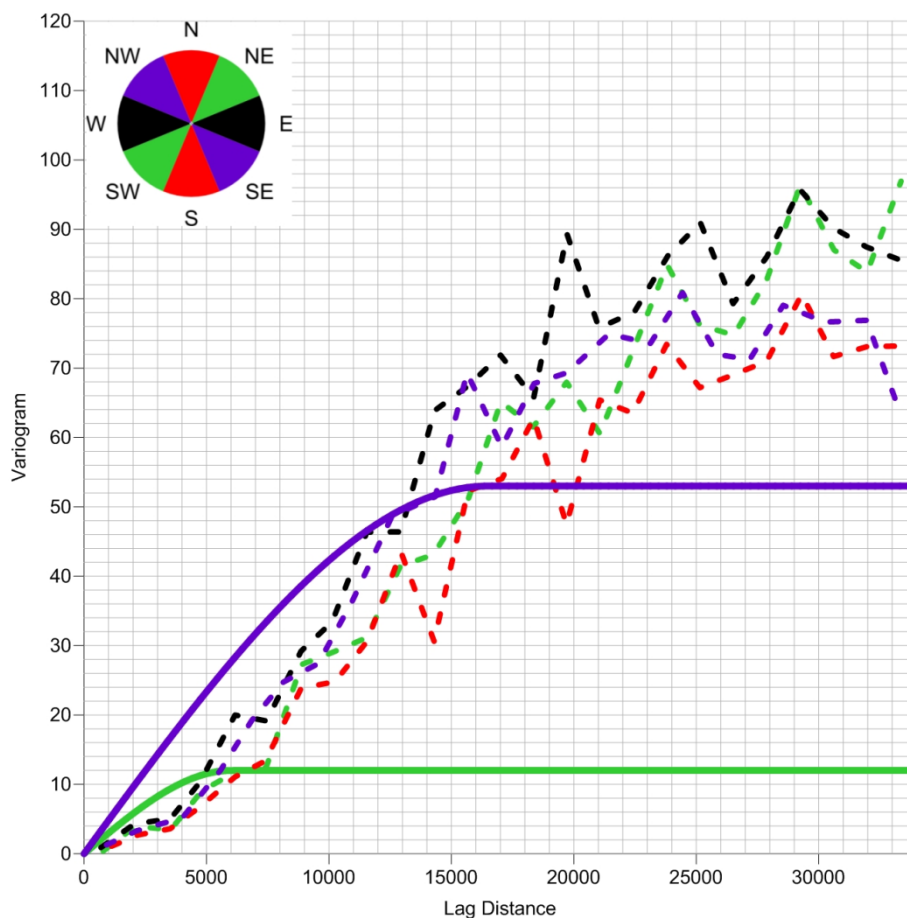
félvariogramból a legkisebb hatástávolságot kell becsülni. Ahhoz, hogy az esetlegesen létező kisebb hatástávolságokat fel tudjam ismerni, meg kellett növelni a félvariogram felbontását. Ennek elérése érdekében a pontpárok maximális távolságát lehet csökkenteni, vagy az eltolás mértékét növelni, esetlegesen mindkettőt egyszerre. A program beállításait ezért úgy változtattam, hogy a pontpárok maximális távolságát 34 000 m-re csökkentettem, az eltolás mértékét pedig 25 db-on hagytam, ami így kétszeres felbontást eredményezett. Ennél a részletességnél már több hatástávolság is felismerhető volt (46. ábra).



46. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramjai 2006. októberi adatok alapján kétszeres felbontásban

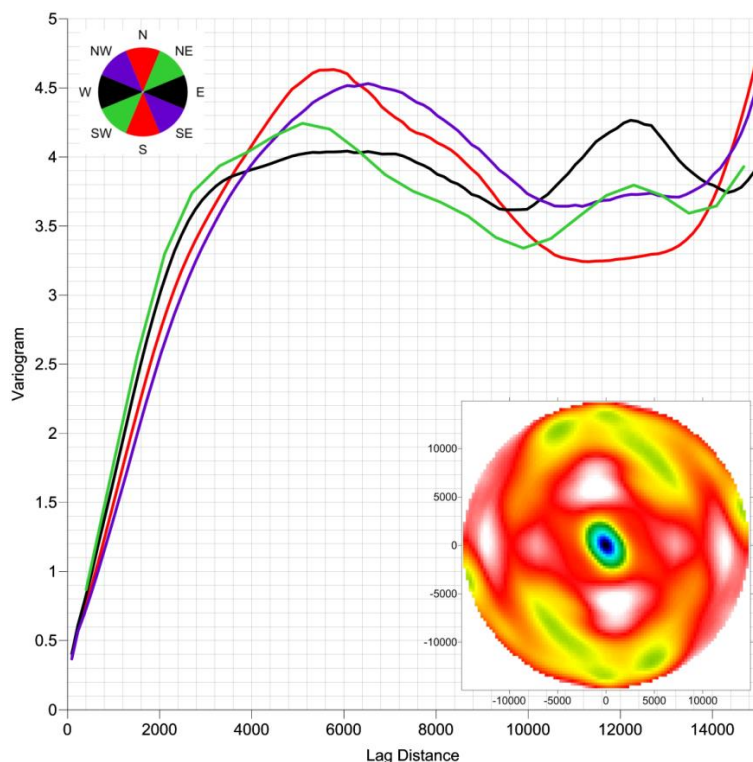
A több küszöbös struktúrát több, egymásra épülő folyamat hozza létre. Ilyen esetben ún. több küszöbös félvariogram illesztését kell elvégezni, erre azonban a jelenleg elérhető alkalmazások még nem nyújtanak lehetőséget, így ezt csak az empirikus félvariogramra manuálisan illesztett elméleti félvariogram segítségével tudtam meghatározni (47. ábra). Az ábráról az is jól látszik, hogy az anizotrópia iránya is változik. Míg regionális léptékben a nagytengely ÉK-i irányba mutatott, addig a lokális szinten már DK-i irányba mutat. Azokban a mintarealizációkban, amikor 250 vagy annál több kútdat áll rendelkezésre, a legkisebb

hatástávolság már 3000 m körüli távolságnál megjelenik. Azonban ilyen kis keresési távolság esetén ezeknél sem áll rendelkezésre elegendő számú mintapár ahhoz, hogy a becslés eredménye statisztikai értelemben nagy valószínűséggel létezzon. Ezért a legkisebb hatástávolságot ezen félvariogram esetében az ÉK-i irányban a második „lépcsőnél” 6 km-ben, a rá merőleges DK-i irányban pedig 14 km-ben határoztam meg. Ezzel a módszerrel vizsgálva a többi évet is 16,6%-os szórás mellett hasonló eredményt kaptam, a biztos lefedés érdekében a hatástávolságokat a legkisebb értékeknek megfelelően csökkentettem. A továbbiakban az így eredményül kapott 5 és 11,67 km-es értékekkel végeztem a számításokat.



47. ábra: A legkisebb hatástávolságra illesztett szférikus elméleti félvariogramok

A domborzat által determinált legkisebb hatástávolság meghatározásához egy nagy felbontású domborzatmodell felhasználásával elkészítettem a Fülöpházi-buckavidék irány menti félvariogramjait és félvariogram-felületét (48. ábra).



48. ábra: A Fülöpházi-buckavidék iránymenti empirikus félvariogramjai a négy főirányban és a variogram felülete

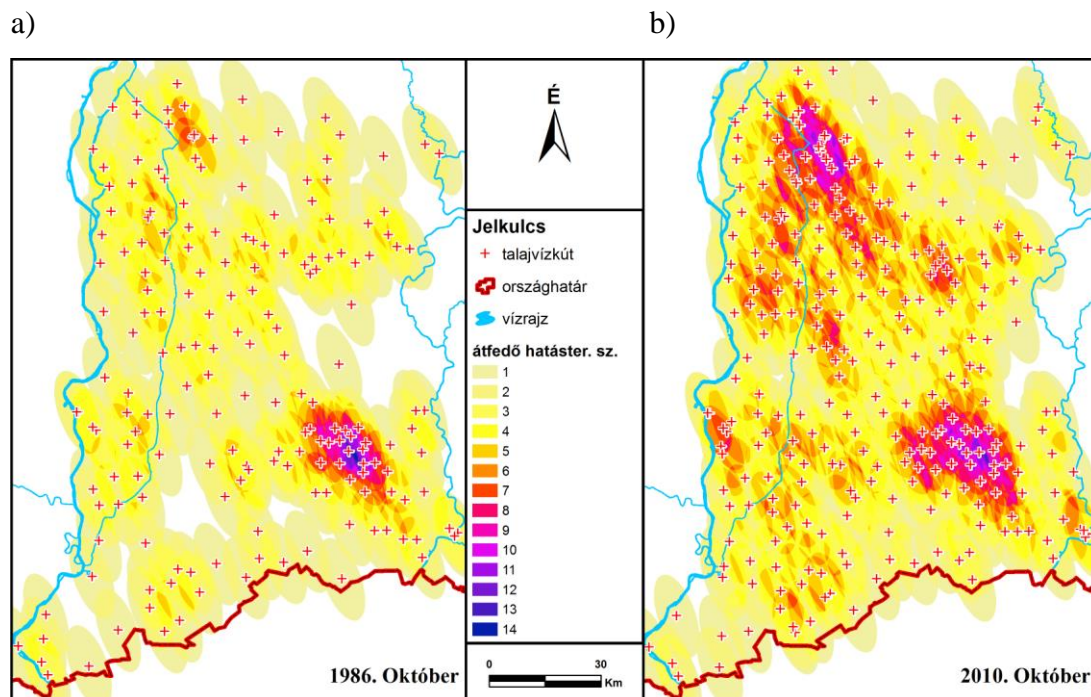
Az ábráról leolvasható, hogy a tengelyek aránya és az irányuk nagyjából egybeesik a talajvízszint esetében megállapított paraméterekkel, de a hatástávolságok kisebbek. Valószínűsíthető, hogy a talajvízszintek esetén is léteznek ezek a kisebb hatástávolságok, de pont ezeken a változékony domborzatú területeken a pontpárok távolsága kevés kivételtől eltekintve nagyobb, mint a feltételezett legkisebb hatástávolság.

5.1.2. Hatásterületek vizsgálata

A vizsgált időszakban az egyes időpontokban mérési adattal rendelkező észlelőkutak síkkoordinátáinak felhasználásával elhelyeztem a meghatározott hatásterületeket (ellipsziseket) azért, hogy feltárjam, hogy különböző múltbeli időpontokban mennyire volt ideális a hátság kúthálózata a kellő pontosságú becslés szempontjából. Ezáltal kideríthető, hogy voltak-e adathiányos területek, amelyek egyik kút hatásterületére sem estek, így nem rendelkezhattünk róluk kellő információval.

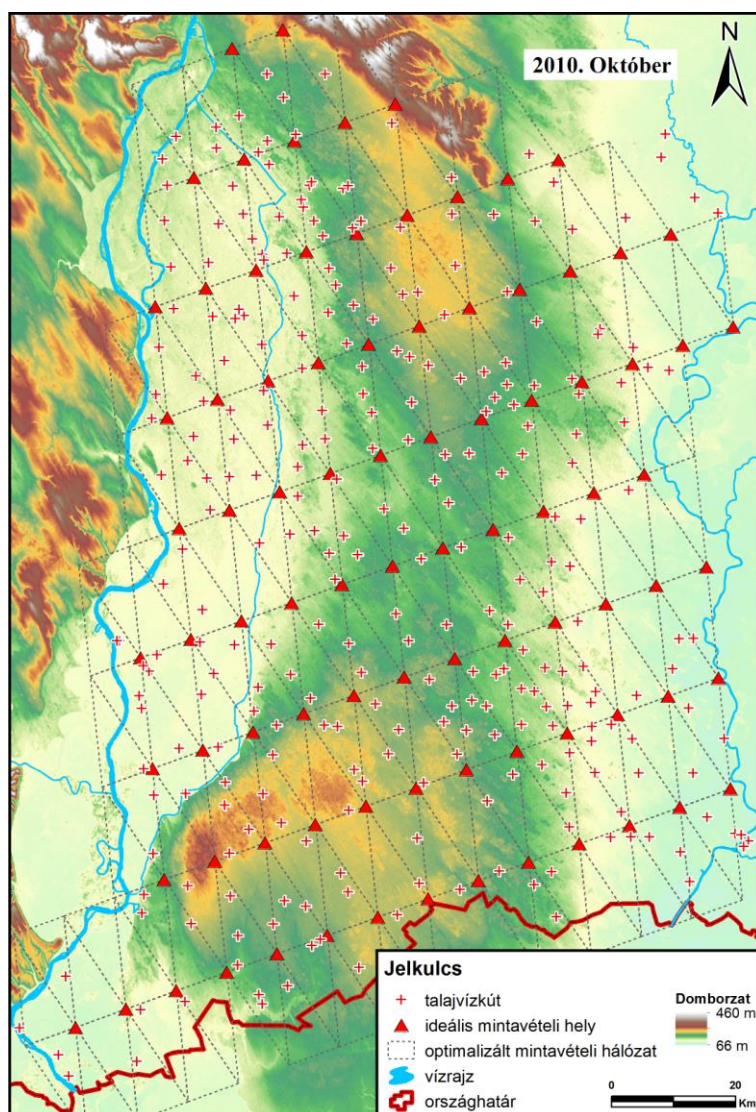
A jelent és a jövőt érintő legfőbb kérdés pedig az, hogy a jelenlegi kúthálózat kellően lefedi-e a hátság teljes területét, illetve hogy hol helyezkednek el azok a térségek, amelyeken esetleg ritkítani lehetne a hálózatot.

Adatsűrűség szempontjából a legkedvezőtlenebb állapotot 1982. októberében (49. ábra), míg a legkedvezőbbet 2010. októberében tapasztalhattuk (49. ábra). A legszembetűnőbb az adathiányos területek, a fehér foltok nagysága. A legjelentősebb például Kéleshalom, Jánoshalma, Borota térségében található, ahol a mai napig a legnagyobb mértékű a talajvízszint süllyedése, de Baja, Bátmonostor, valamint Fülöpjakab, Bugac térségében is tekintélyes kiterjedésű fehér foltokkal találkozhatunk. Ezzel szemben Kömpöc, Balástya környékén a hálózat rendkívül sűrű, itt található olyan részterületek, amelyek 14 kút hatásterületébe is beleesnek. A 2010. októberi térkép a jelenlegihez közeli állapotot mutatja. Itt már a talajvízszint csökkenése szempontjából fontos területen, a Kiskunsági-homokvidéken elhanyagolható a fehér foltok nagysága, ennél a mintarealizációnál csak Mórahalom területén fedezhetünk fel adathiányt. Ezzel szemben megnőtt a több kút által reprezentált területek aránya. Kecskemét és Dabas környékén is jelentősen bővült a számításokhoz használható mérőhelyek száma. Az ábrán két szélsőérték példáját láthatjuk, de általánosságban elmondható, hogy amikor kevés kútadat áll rendelkezésre rossz a lefedettség is és fordítva. Ez főleg az 1980-as évekre és az 1990-es évek első felére volt jellemző. Az 1990-es évek második felétől a számításokba bevonható állomások számának növekedésével párhuzamosan a fehér foltok aránya minimalizálódott, illetve egyre nagyobb lett az aránya azoknak a területeknek, amelyek több, akár 10-14 pont hatásterületére estek.



49. ábra: Az átfedésben lévő hatásterületek száma a Duna–Tisza között (a) 1986. októberi és (b) 2010. októberi adatok alapján

A többküzöbű iránymenti empirikus félvariogramok alapján meghatározott hatásterület és a fentebb részletezett kutatási hálózat kapcsolata alapján, ArcGIS for Desktop szoftvercsomag nyújtotta lehetőségek segítségével megszerkesztettem a Kiskunsági homokvidék befoglaló poligonjára az ideális (minimális darabszámmal megvalósítható) kúthálózatot EOV-rendszerben (50. ábra). Az ábrán jól látszik, hogy a 2010. év végén működő kutak hálózata a legtöbb helyen jóval sűrűbb, mint a hatástávolságok figyelembevételével szerkesztett ideális mintavételezési háló, ezzel együtt előfordulnak már korábban is említett adathiányos területek.



50. ábra: A származtatott elméleti kutatási háló és a 2010. októberében mérő kutak viszonya a Duna – Tisza közti hátság területén

Természetesen ez egy elméleti, pusztán geometriai alapú modell, amit a szárazodás által érintett magasabb térszínre optimalizáltam az országhatár figyelembevételével, de nem számoltam a mérőkút telepítését kizáró egyéb tényezőkkel. Ahhoz, hogy a modellt kiterjeszthessem a hátságot szegélyező alacsonyabb fekvésű területekre is, esetleg szükséges lehet további köztes pontok meghatározása, hogy minden metszéspont a Duna–Tisza közére essen, és az ezekre szerkesztett hatásterület-ellipszisek teljes mértékben lefedjék a két folyó között elhelyezkedő területet. Csak a geometriai modell alapján tehát nem lehet kijelölni a mérőhelyek legideálisabb helyét. A vizsgálattal elsősorban az volt a célom, hogy megbecsüljem, hogy minimum mennyi mérőkútra van szükség ahhoz, hogy azok ideális elhelyezése esetén, azokat a térbeli folyamatokat még nyomon tudjuk követni, amit a jelenlegi hálózattal.

5.1.3. A variogramszámításhoz kapcsolódó eredmények összefoglalása

A talajvíz térbeli struktúráját iránymenti empirikus félvariogramok segítségével vizsgáltam. A rendelkezésemre álló harminc éves idősből kiválasztott hatvan mintarealizáció alapján végzett számításokból arra a következtetésre jutottam, hogy a félvariogramokban megjelenő több küszöbű struktúra különböző léptékű geomorfológiai egységekhez kötődik. A 20 és 30 km körüli hatástávolságokkal és ÉÉK–DDNy irányú anizotrópiával jellemezhető legnagyobb (regionális) struktúrában a hátság legmagasabb részeit összekötő „tengely” iránya fedezhető fel, a hatástávolságban pedig a hordalékkúp méreteihez igazodó változékonyság jelenik meg. A félvariogramokon azonosítható legkisebb hatástávolságok nagyon kevés pontpár alapján rajzolódtak ki, ezért azt a második küszöbnél, 5 és 11,67 km-ben határoztam meg. Ebben az esetben az anizotrópia azonban már ÉNy–DK irányú, ami a területen jellemző mezoformák hossz tengelyéhez (Kiss T & Tornyánszki 2006) és méretéhez igazodik.

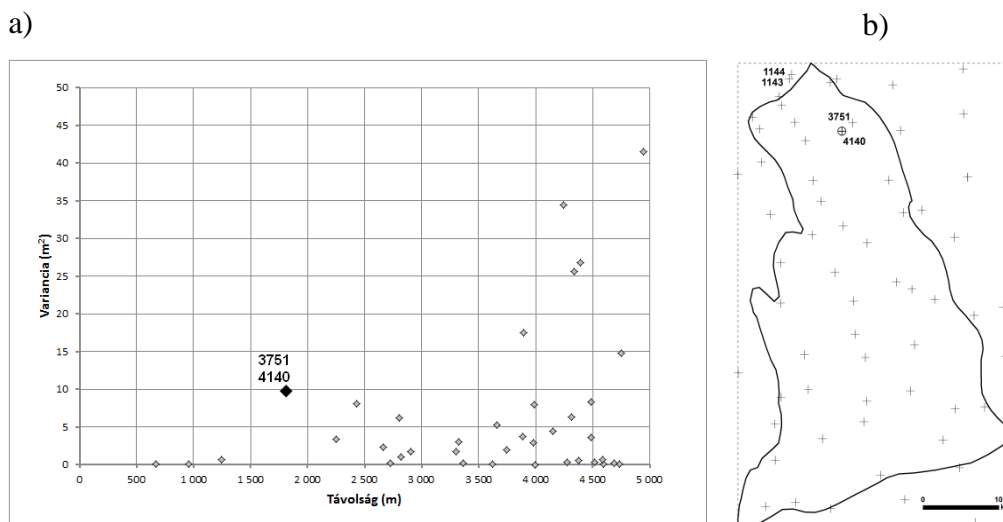
A talajvízszint és a felszín tengerszint feletti magassága között periodikusan változó, de nagyon erős (0,985–0,995) korrelációs kapcsolat áll fenn. Változékony domborzatú térszínen a talajvízszint is nagyobb változékonyságot mutat, így ha a legkisebb nagyságrendű térbeli struktúrájára is kíváncsiak vagyunk, a mintavételi pontok kijelöléséhez az adott területen elsősorban a geomorfológiai sajátosságokat kell figyelembe venni.

A korábbi megállapítások alapján úgy gondolom, hogy az 1980-as években és az 1990-es évek első felében a törzshálózat néhány helyen ahhoz is túlságosan ritka volt, hogy a mezoformák által determinált folyamatokat nyomon tudjuk követni, ezzel szemben bizonyos

helyeken túl sűrű volt. Az ezt követő időszakban az adathiányos területeken is sűrítették a mérőhálózatot, így a fehér foltok gyakorlatilag eltűntek, de ezzel párhuzamosan nőtt a túlreprezentált területek aránya is. Azokat a folyamatokat, amelyeket a jelenlegi hálózattal megfigyelhetünk, számításaim szerint nagyjából fele ennyi ideálisan elhelyezett észlelőkúttal is meg lehetne figyelni. Ugyanakkor a meglévők áthelyezésével, esetleg néhány új kút létesítésével valószínűleg a legkisebb térbeli léptékű folyamatokat is nyomon tudnánk követni, amivel a szárazodás folyamata esetleg jobban értelmezhetővé válna.

5.2. A talajvízszintadatok interpolációjának és a vízhiány becslésének eredményei

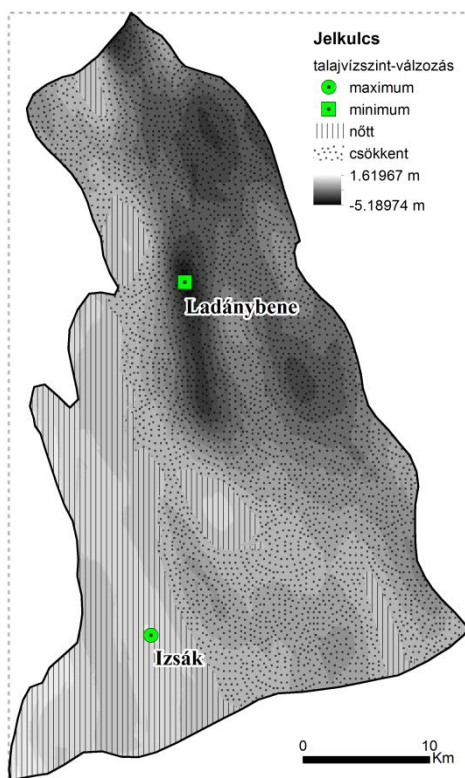
Az Arc GIS Explore Data eszközkészletének segítségével a talajvízszint tengerszint feletti magasságának és terep alatti mélységének térbeli összefüggéseit vizsgáltam. A félvariogram-pontfelhők tanulmányozásával olyan hibás adatokat találtam, amelyeket a hidrográfok vizsgálata során nem lehetett azonosítani. Ilyen volt például a 4518-as számú „Dabas-Mántelek” nevű kút adatsora, amelynél az okozta az eltérést, hogy a csőperem tengerszint feletti magassága rosszul volt megadva. Az ilyen típusú hibákat a topográfiai térkép szintvonal-adatbázisa alapján javítottam. A 4140-es számú „Hernád, vasútállomás” nevű kút esetében (51. ábra) azonban a rendelkezésre álló adatok alapján nem lehetett egyértelműen eldönteni a közeli kutak (pl. a 3751-es) értékeitől való extrém eltérés okát, ezért ezt a pontot később az interpoláció során kihagytam. A talajvíz felszín alatti mélységének adatsora alapján készített félvariogram-pontfelhő a kis távolságon belül bekövetkező változások vizsgálatára alkalmas. Ennek segítségével az előbb említett hibán kívül főleg a geomorfológiai sajátosságokból származó anomáliákat sikerült azonosítani, például az 1143-as és az 1144-es számú kutak esetében (51. ábra). A hátság peremén, egymástól nem egészen 700 m-re telepített két kút közti szintkülönbség 6,35 m, azonban a talajvíz felszíne nem követi a felszíni domborzatot. A magasabban fekvő kútban a talajvízszint tengerszint feletti magassága nagyjából ugyanannyi, mint amit az alacsonyabban elhelyezkedőben mértek, tehát a talajvízszint az ilyen térszíneken nem tudja követni a domborzat változékonyságát, és ezzel az interpolációs algoritmusok sem tudnak mit kezdeni.



51. ábra: A Hernád község területén található két kút 2010-es talajvízszint eltérésnégyzete a variogramfelhőn (a), és az említett kutak elhelyezkedése (b)

A co-krigeléssel számított 1981-es és 2010-es talajvízfelszínek különbsége alapján egyértelműen megállapítható, hogy a kistáj nagyobbik részén talajvízszint-csökkenés következett be (52. ábra). Annak ellenére, hogy a 2010-es évben az elmúlt harminc év átlagához viszonyítva 80%-kal több, 950 mm csapadék hullott, a hátsági térszíneken szinte mindenhol alacsonyabban volt a talajvízszint az 1981-es értékhez képest. A legnagyobb, több mint 5 méteres csökkenést a hátság nyugati peremvidékén, Ladánybene közelében létesített 1362-es számú kútban mérték. Ennek a kútnak az idősora jól mutatja, hogy a hátság peremén elhelyezkedő, nagyobb reliefenergiával bíró területek a legérzékenyebbek az aszályok és az emberi beavatkozások által okozott negatív hatásokra, ami a talajvízszint tartós csökkenésében manifesztálódik. Ezzel szemben a hátság nyugati „letörése” mentén kialakult lápi jellegű élőhelyek, a Turjánvidék és az Órjeg területén és ezektől nyugat felé a Duna irányában stagnálás vagy kismértékű növekedés volt tapasztalható. A legjelentősebb növekedést Izsák határában, az 1383-as számú kútban regisztrálták. Ezekre a területekre jellemző, hogy a hátságról viszonylag rövid úton és gyorsan ideérkező vizek állandó magas talajvizet eredményeznek.

A két becsült felszín különbségéből számított negatív térfogat eredménye $1,2999 \text{ km}^3$, a pozitív $0,1830 \text{ km}^3$ lett, tehát összesen $1,1169 \text{ km}^3$ különbség adódik. A kistájra jellemző porozitásértékek súlyozott átlagával (0,4390%) számolva 1981-hez viszonyítva 2010-ben körülbelül $0,4904 \text{ km}^3$ víz hiányzott a Kiskunsági-homokhát területéről. Ezt a mennyiséget elosztva a kistáj területével 400 mm-t kaptam eredményül, ami a vizsgált időszakban $13,33 \text{ mm év}^{-1}$ -es csökkenést jelent.

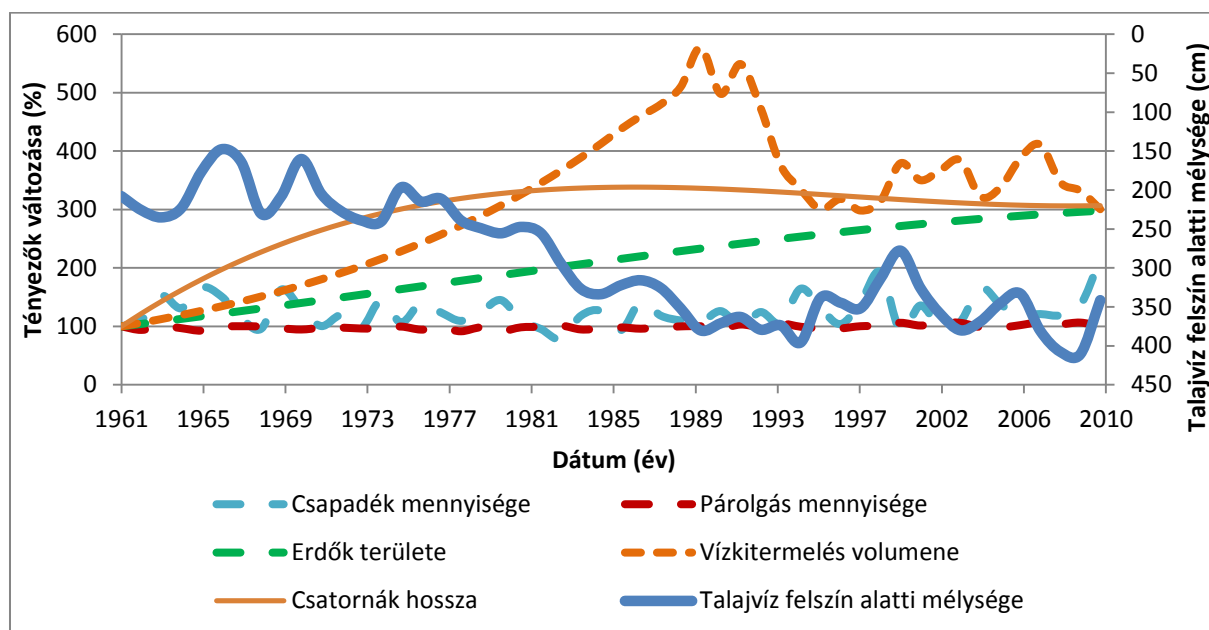


52. ábra: A talajvízszint csökkenés mértéke 1981-2010 között

5.3. A többváltozós regresszióanalízis eredményei

A vizsgálatot egy olyan mintaterületen végeztem el, amelynek határát tizennégy, hosszú időszorral rendelkező talajvízkút Thiessen-poligonjai jelölik ki (53. ábra). A kutakat úgy választottam ki, hogy azok mindegyike a regionális beáramlási területre essen, ahol a korábban meghatározott legfontosabb tényező, a tengerszint feletti magasság hatása nagyjából azonos. A kijelölt mintaterület nagy része (66,87%) a Duna vízgyűjtőjéhez tartozik, ezen belül a Duna-völgyi-főcsatorna tervezési alegységhez, kisebbik része (33,13%) pedig a Tiszához, az Alsó-Tisza jobb part elnevezésű alegységhez. A többváltozós regresszió során a CARPATCLIM-projekt (Szalai S *et al.* 2012) keretében 1961-2010 közötti időszakra előállított 0,1 fokos felbontású rácsponti adatbázisból kinyerhető csapadék- és potenciális evapotranspiráció-adatokat, a topográfiai térképek felhasználásával általam digitalizált erdőterület- és csatornahosszúság-adatokat, és a TeIR-rendszerből (TeIR, KSH-TSTAR) letölthető „összes szolgáltatott víz mennyiség” adatsorát használtam fel. A csapadékadatok esetében egy korábbi vizsgálat során (Pálfai 1990) meghatározott súlyok figyelembevételével súlyozott átlagot számoltam. Mivel a meteorológiai és a talajvízadatok egy része is csak az 1961-től 2010-ig terjedő időszakra állt rendelkezésemre, minden más paramétert is erre az időintervallumra válogattam le. A változás mértékének szemléltetése és az

összehasonlíthatóság érdekében a változókat az 1961-es érték százalékában fejeztem ki (53. ábra).



53. ábra: Az egyes tényezők változása 1961-2010 között, az 1961-es érték százalékában kifejezve

A térinformatikai programokban (elsősorban ArcGIS-ben) előkészített és feldolgozott adatokat exportáltam, hogy a számításokat Excelben végezhessem el. A választásom azért erre a szoftverre esett, mert a részeként elérhető „adatelemzés” eszköz könnyen kezelhető, elterjedt és a számítások részletei (regressziós statisztika, varianciaanalízis, maradékok) is láthatóak, könnyen közölhetőek, így saját magam és mások számára is ellenőrizhetővé válik a számítások pontossága.

Elsőként a tárgyévi csapadék és a talajvíz terep alatti mélységének függvénykapcsolatát próbáltam meghatározni a teljes, 50 éves időszorra nézve.

Korábban már említettem, hogy a felhalmozódási illetve kiürülési folyamat miatt nem csak az adott évben beszivárgó víz mennyisége számít, hanem a megelőző években halmozódó többlet vagy hiány. Egy korábbi, hasonló modell kapcsán Pálfai és szerzőtársai (1990) a visszamenőleges évek szerepének tisztázása céljából regresszióvizsgálatokat végeztek. A vizsgálat eredménye szerint a csapadék esetében a tárgyéven kívül a megelőző öt év adatát érdemes figyelembe venni, a párolgás esetében viszont csak a tárgyévit és az azt megelőző évet. A kérdés tisztázása érdekében én is megvizsgáltam, hogy a csapadék esetében különböző mértékű eltolások alkalmazásával hogyan változnak a regresszió „jószágát” jelző paraméterek értékei (4. táblázat).

	Csap	C_{Si-1}	C_{Si-2}	C_{Si-5}
R	0,02260369	0,25152427	0,32024973	0,35006165
R²	0,00051093	0,06326446	0,10255989	0,12254316
Korrigált R²	-0,02031176	0,02253683	0,04137079	-0,0160027
Standard hiba	75,0534613	73,2373395	72,6488739	73,6432056
Megfigyelések	50	49	48	45
F szignifikanciája	0,87618322	0,22242878	0,18591099	0,51568511

4. táblázat: A regresszió paraméterei egy, kettő illetve öt éves eltolás esetén

A táblázat tanulsága szerint a korrelációs együttható értéke a figyelembe vett évek számával egyenes arányban növekszik, azonban a szignifikancia értékek a két éves eltolás esetében a legjobbak, de ez a tényező önmagában a függő változó varianciának csak igen kis hányadát magyarázza.

Az 1970-es évek végén kezdődő és az 1990-es évek közepéig tartó nagymértékű talajvízszint-süllyedést a csapadékhiány önmagában nem okozhatta (Major & Neppel 1988). A szakirodalmi adatok (Liebe 2000; Major & Neppel 1988; Pálfai 1994) tanulsága szerint az 1970-es évek végéig elsősorban a klíma határozta meg a talajvízszintet, 1980 után már a nem időjárási okok is jelentősen közrejátszhattak a süllyedésben. A fenntartó tényezők megváltozása magyarázhatja azt, hogy a talajvízszint szempontjából rendkívül fontos csapadék tekintetében a korrelációs együttható értéke a teljes idősorra nézve igen alacsony. A feltételezésem alátámasztására a többváltozós regresszióvizsgálatot úgy is elvégeztem, hogy csak 1980-ig használtam fel az adatokat kettő illetve öt éves eltolással (5. táblázat).

	C_{Si-2}	C_{Si-5}
R	0,8187	0,8654
R²	0,6703	0,7488
Korrigált R²	0,5996	0,5605
Standard hiba	20,2802	22,0957
Megfigyelések	18	15
F szignifikanciája	0,0011	0,0382

5. táblázat: A regresszió paraméterei az 1966-1980-ig tartó időszakra

Az így kapott korrelációs együtthatók megfelelő szignifikanciaértékek mellett már erős összefüggésre utalnak mindkét esetben, a standard hiba pedig mindössze 20 cm körül alakul. A kapott együtthatók alapján a következő egyenleteket lehet felírni:

$$T_i = 463,9029 - 0,1113C_{s_i} - 0,2689C_{s_{i-1}} - 0,1082C_{s_{i-2}}$$

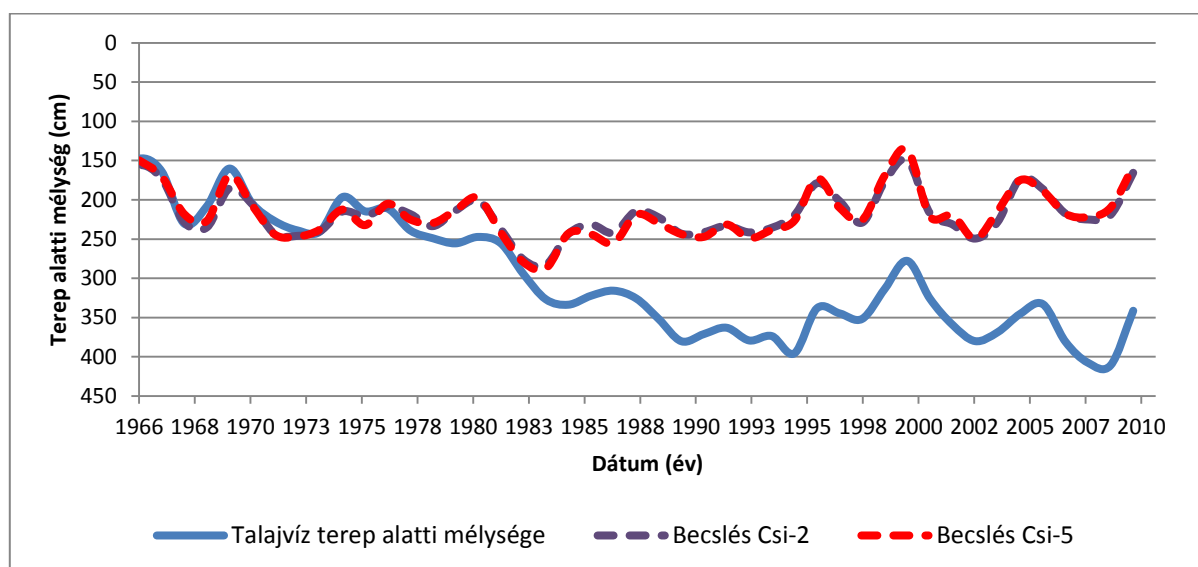
és

$$T_i = 533,2895 - 0,1205C_{s_i} - 0,3023C_{s_{i-1}} - 0,0961C_{s_{i-2}} - 0,0405C_{s_{i-3}} - 0,0208C_{s_{i-4}} - 0,0475C_{s_{i-5}}$$

ahol T_i – a talajvíz terep alatti mélysége az i -ik évben (cm)

C_{s_i} – súlyozott csapadékösszeg az i -ik évben (mm)

Az egyenlet felhasználásával kiszámoltam a talajvíz terep alatti mélységét 1966-2010 között és a mért értékekkel együtt diagramon ábrázoltam (54. ábra).



54. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenlet alapján becsült értékek

Az ábrázolt értékek szemléletesen igazolják azt a feltételezést, miszerint a talajvíz utánpótlása szempontjából nagy jelentőséggel bíró súlyozott csapadékátlagok értékei alapján 1966-1978 között néhány centiméter pontossággal becsülhető a talajvíz terep alatti mélysége. 1978 után azonban a mért és a becsült értékeket leíró görbék szétválnak. A legnagyobb eltérés 1995-ben tapasztalható: 176 cm ($C_{s_{i-2}}$), illetve 169 cm ($C_{s_{i-5}}$). Amennyiben a fenntartó tényezők nem változtak volna a számítás eredménye szerint a csapadékosabb években a 60-as évekhez hasonló magas talajvízszinteket kellett volna tapasztalnunk a beáramlási zónában is. Továbbá az is megfigyelhető, hogy 1995 után a mért és a becsült értékek újra hasonló fluktuáció mintát mutatnak, de a köztük lévő távolság továbbra is nő. Az ábrán az is jól látszik, hogy a két éves és öt éves eltolással számított értékek csak kis mértékben térnek el, így ez mutatja, hogy nem érdemes a csapadék esetében nagyobb eltolással dolgozni a modellben.

Az 1970-es évek végétől tehát az időjárási tényezők mellett más befolyásoló tényezők is szerepet játszottak a talajvízszint csökkenésében. Ahhoz, hogy az egyes tényezők szerepét értékelni lehessen, azokat felhasználva meg kell határozni az optimális regressziófüggvényt. A meghatározásának több módja ismert, a vizsgálat során én a Backward eliminációs módszert használtam. Ennek során először minden változót bevontam a modellbe, majd a p-értékek (szignifikanciaszint 5%) és egyéb próbák eredménye alapján, valamint szakmai indokok mentén szelektáltam azokat a változókat, amelyek nem járulnak hozzá szignifikánsan a reziduális négyzetösszeg csökkenéséhez (Mundruczó 1981).

Az első modell bemenő paraméterei a következők voltak:

C_s – tárgyévi csapadék súlyozott éves átlaga (mm)

C_{s-1} – a tárgyévet megelőző év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

C_{s-2} – a tárgyévet megelőző második év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

PET – a potenciális evapotranspiráció (PET) éves átlaga (mm)

PET_{i-1} – a PET súlyozott éves átlag a tárgyévet megelőző évben (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

V_{kt} – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m^3)

Csat – a belvízelvezető csatornák hossza (km)

A regressziós statisztika (6. táblázat) alapján megállapítható, hogy determinációs együttható és a korrigált determinációs együttható értéke nagyon magas, 93,33%, valamint 91,85%, továbbá az F szignifikanciája alapján a nullhipotézist elutasítjuk, tehát van legalább egy olyan magyarázó változó, amely szignifikáns hatással rendelkezik, létezik legalább egy nullától eltérő értékű regressziós paraméter.

	Regressziós statisztika
R	0,9661
R^2	0,9333
Korrigált R^2	0,9185
Standard hiba	20,8540
Megfigyelések	45
F-szignifikanciája	7,3840E-19

6. táblázat: Az első modell regressziós statisztikája

Az együtthatók táblája (7. táblázat) alapján azonban kitűnik, hogy a PET és a PET_{i-1} változók a hozzájuk tartozó p-értékek alapján nem szignifikánsak. Ráadásul a koefficiensek áttekintése után az is látszik, hogy a potenciális evapotranspiráció negatív előjellel szerepel, ami azt jelenti, hogy a talajvíz felszín alatti mélysége a párolgás növekedésével csökken, ami elképzelhetetlen. Az előző okok miatt a következő lépésben a PET és a PET_{i-1} változókat a modellből elhagytam. Itt jegyezném meg azt, hogy a párolgás a talajvízszint változása szempontjából nagyon fontos tényező, ezért kihagyása szakmailag nem lenne indokolt. A fordított előjel azonban multikollinearitásra utal, ami valószínűleg annak köszönhető, hogy a párolgás a modellben a csapadék súlyozásával már figyelembe lett véve. A varianciaanalízis eredménye alapján a csatorna együtthatója is a várttal ellentétes előjellel szerepel, tehát a modell szerint minél több a csatorna, annál magasabb a talajvízszint. Nyilvánvalóan ez sem lehetséges. Ennek oka az lehet, hogy a belvízelvezető csatornák hatása csak az 1980-as évekig érvényesült, amíg vizet vezethettek. Az 1980-as évektől az 1990-es évek közepéig tartó csökkenés a legtöbb helyen olyan talajvízmélységet eredményezett, hogy a vízszint a csatornák talpszintje alá került. Mivel azonban a hozzá tartozó p-érték alapján a változó szignifikáns, a következő modellben is szerepeltettem.

	Koefficiensek	Standard hiba	t érték	p-érték
Tengelymetszet	499,7217	237,8467	2,1010	0,0427
Cs (mm)	-0,0814	0,0399	-2,0407	0,0487
Cs_{i-1} (mm)	-0,2178	0,0429	-5,0700	0,0000
Cs_{i-2} (mm)	-0,1190	0,0368	-3,2327	0,0026
PET (mm)	-0,2328	0,2018	-1,1537	0,2562
PET_{i-1} (mm)	0,0006	0,1894	0,0029	0,9977
E (ha)	0,0181	0,0024	7,6835	0,0000
Vkt (1000 m³)	0,0746	0,0190	3,9234	0,0004
Csat (km)	-0,4763	0,1971	-2,4164	0,0209

7. táblázat: az első modell varianciaanalízis-táblája

A második modell bemenő paramétereit tehát a következők voltak:

Cs – tárgyévi csapadék súlyozott éves átlaga (mm)

Cs_{i-1} – a tárgyévet megelőző év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

Cs_{i-2} – a tárgyévet megelőző második év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

Vkt – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m³)

Csat – a belvízelvezető csatornák hossza (km)

A modellben az elsőhöz nagyon hasonló értékeket kaptam (8. táblázat), sőt a szabadságfok növekedése miatt a korrigált R^2 magasabb is lett. A csatornához tartozó együttható azonban továbbra is negatív előjellel jelent meg.

	Regressziós statisztika
R	0,9648
R^2	0,9309
Korrigált R^2	0,9200
Standard hiba	20,6705
Megfigyelések	45
F szignifikanciája	1,6474E-20

8. táblázat: A második modell regressziós statisztikája

A csatornák létesítése a hátsági területeken, így a kiválasztott mintaterületen is véleményem szerint biztosan hatással volt a talajvízszint csökkenésére, csak az egész időszoron ez nem kimutatható. Ennek a hátterében az állhat, hogy a csatornák megépítése után, ahogy említettem, a legtöbb helyen a talajvízszint tartósan a csatornák talpszintje alá került, és annak ellenére tovább csökkent, hogy az 1980-as évek után nem létesültek új csatornák. Éppen ezért 1980-ig a tárgyévi és az azt megelőző év súlyozott csapadékatlagával valamint a csatornák hosszának változásával is számoltam regressziót. Az eredmény alátámasztotta a feltételezést. A determinációs együttható és a korrigált determinációs együttható értéke (84,81%, valamint 80,66%) alapján erős az összefüggés, az F szignifikanciája szerint pedig a modell létezik. Megfelelő p-érték mellett (0,0035) ebben az esetben a csatorna már pozitív együtthatóval szerepelt a regressziós egyenletben. Mivel azonban az egész idősort tekintve ez a változó nem releváns, a következő lépésben kihagytam.

A harmadik modell bemenő paraméterei tehát a következők voltak:

C_s – tárgyévi csapadék súlyozott éves átlaga (mm)

$C_{s_{i-1}}$ – a tárgyévet megelőző év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

$C_{s_{i-2}}$ – a tárgyévet megelőző második év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

V_{kt} – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m^3)

A csatornák kihagyásával a regressziós statisztika értékei (9. táblázat) nem változtak jelentősen. A determinációs együttható és a korrigált determinációs együttható értéke továbbra

is magas volt, 92,04%, valamint 91,02%. Az F szignifikanciája szerint a modell létezik és az átlagos hiba kevesebb, mint 22 cm.

	Regressziós statisztika
R	0,9594
R ²	0,9204
Korrigált R ²	0,9102
Standard hiba	21,8968
Megfigyelések	45
F szignifikanciája	2,3446E-20

9. táblázat: A harmadik modell regressziós statisztikája

Az együtthatókat vizsgálva (10. táblázat) a legszembeűnőbb az, hogy ebben a modellben a tárgyévi csapadék a hozzá tartozó p-érték alapján már nem szignifikáns, ezért indokolt lenne ezt a független változót is elhagyni. Ennek a jelenségnek a háttérében az állhat, hogy az éves átlagok számítása nem hidrológiai, hanem naptári év szerint történt, azért mert a modellhez felhasznált adatok többsége csak így érhető el. Ennek következtében a tárgyévet megelőző év végén, októbertől december végéig hulló, jól hasznosuló csapadék általában már a tárgyévben emelte az egyre mélyebbre kerülő talajvízszintet. Az 1961-1980-ig tartó időszakban, amikor a talajvíz közel helyezkedett el a felszínhez, addig a csapadék hatása gyorsabban és jobban érvényesült, így a tárgyévi csapadék is nagyobb súllyal számított.

	Koefficiensek	Standard hiba	t érték	p-érték
Tengelymetszet	191,0560	39,2099	4,8726	0,0000
C_s (mm)	-0,0460	0,0353	-1,3048	0,1996
C_{s_{i-1}} (mm)	-0,1889	0,0362	-5,2251	0,0000
C_{s_{i-2}} (mm)	-0,0876	0,0364	-2,4055	0,0210
E (ha)	0,0155	0,0013	11,8733	0,0000
Vkt (1000 m³)	0,0469	0,0165	2,8421	0,0071

10. táblázat: a harmadik modell varianciaanalízis-táblája

A tárgyévi csapadékot elhagyva a negyedik modell bemenő paraméterei így a következők voltak:

C_{s_{i-1}} – a tárgyévet megelőző év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

C_{s_{i-2}} – a tárgyévet megelőző második év csapadékának súlyozott éves átlaga (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

Vkt – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m³)

A tárgyévi csapadék kihagyásával a regressziós statisztika értékei (11. táblázat) megint csak kis mértékben változtak. A determinációs együttható és a korrigált determinációs együttható értéke, 91,69%-ra, valamint 90,86%-ra csökkent. Az F szignifikanciája szerint ez a modell is létezik, az átlagos hiba pedig kicsivel nagyobb lett: 22, 0883 cm.

	Regressziós statisztika
R	0,9576
R ²	0,9169
Korrigált R ²	0,9086
Standard hiba	22,0883
Megfigyelések	45
F szignifikanciája	4,7600E-21

11. táblázat: A negyedik modell regressziós statisztikája

Az együtthatók táblájában (12. táblázat) szereplő p-értékek alapján a modell az együtthatók szignifikanciájának tekintetében is elfogadhatónak ítéltető.

	Koefficiensek	Standard hiba	t érték	p-érték
Tengelymetszet	159,2386	30,9732	5,1412	0,0000
C_{S_{i-1}} (mm)	-0,1799	0,0358	-5,0255	0,0000
C_{S_{i-2}} (mm)	-0,0751	0,0354	-2,1193	0,0403
E (ha)	0,0147	0,0012	12,5369	0,0000
V_{kt} (1000 m³)	0,0569	0,0148	3,8587	0,0004

12. táblázat: a negyedik modell varianciaanalízis-táblája

Az Excelben számolható próbák alapján a negyedik modell bizonyult a legmegfelelőbbnek, de mivel a tárgyévi csapadékhoz tartozó együttható a harmadik modell esetében annyira kicsi, hogy a becslés értékét jelentősen nem befolyásolja, és szakmailag nem indokolt a számításból kihagyni, ezért ezt a modellt sem vettem el. A továbbiakban tehát a harmadik és a negyedik modellel dolgoztam tovább.

A két becslőfüggvény egyenlete:

$$T_i = 191.0560 - 0.0461 Cs_i - 0.1889 Cs_{i-1} - 0.0876 Cs_{i-2} + 0.0155 E + 0.0469 Vkt$$

és

$$T_i = 159.2386 - 0.1799 Cs_{i-1} - 0.0751 Cs_{i-2} + 0.0147 E + 0.0569 Vkt$$

ahol

T_i – a talajvíz terep alatti mélysége az i -ik évben (cm)

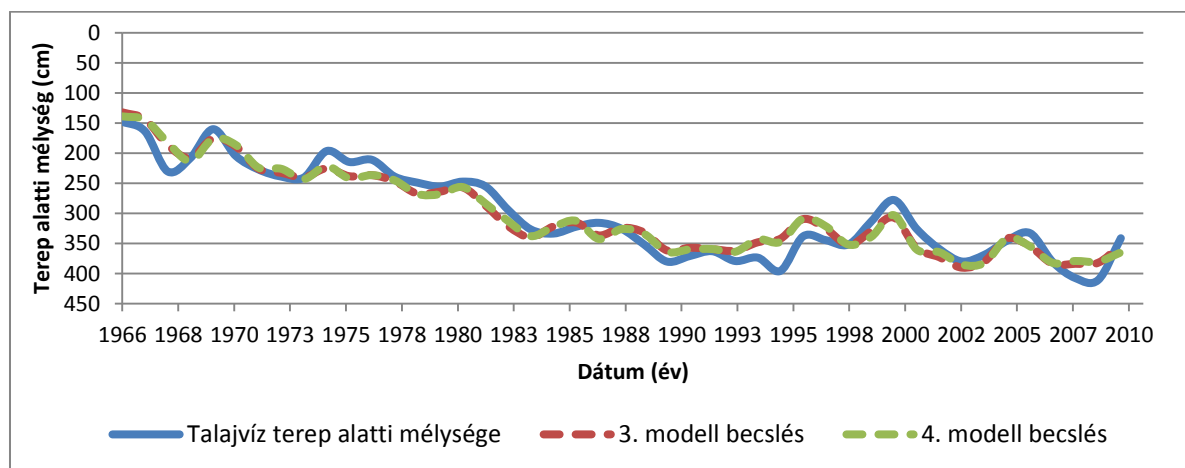
Cs_i – súlyozott csapadékösszeg az i -ik évben (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

Vkt – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m³)

A megmaradt két modell vizsgálatát a továbbiakban SPSS-ben folytattam, hogy az esetleges multikollinearitást kizárjam. Ez azért fontos, mert ha a magyarázóváltozók egymástól lineárisan nem függetlenek, a becslés és az előrejelzés torzított marad, regressziós együtthatók standard hibái nőnek, bizonytalanná, instabillá válhat a becslés, az egyes magyarázóváltozók hatásainak szeparált vizsgálata nem lehetséges, illetve a parciális regressziós együtthatók helyes értelmezése lehetetlenné válik. Az SPSS segítségével számolt variancia infláló faktor értékei mindkét modell esetében minden független változó tekintetében jóval 5 alatt maradtak, ami azt jelenti, hogy egyik modell esetében sincs multikollinearitás. A szakirodalmi adatok alapján 10-es érték fölött kell elhagyni az illető változót (Kovács P 2008).

A kiválasztott két modell egyenletének segítségével kiszámoltam és a mért értékekkel együtt diagramon ábrázoltam a talajvíz felszín alatti mélységének becsült értékeit a vizsgált időszakban (55. ábra).

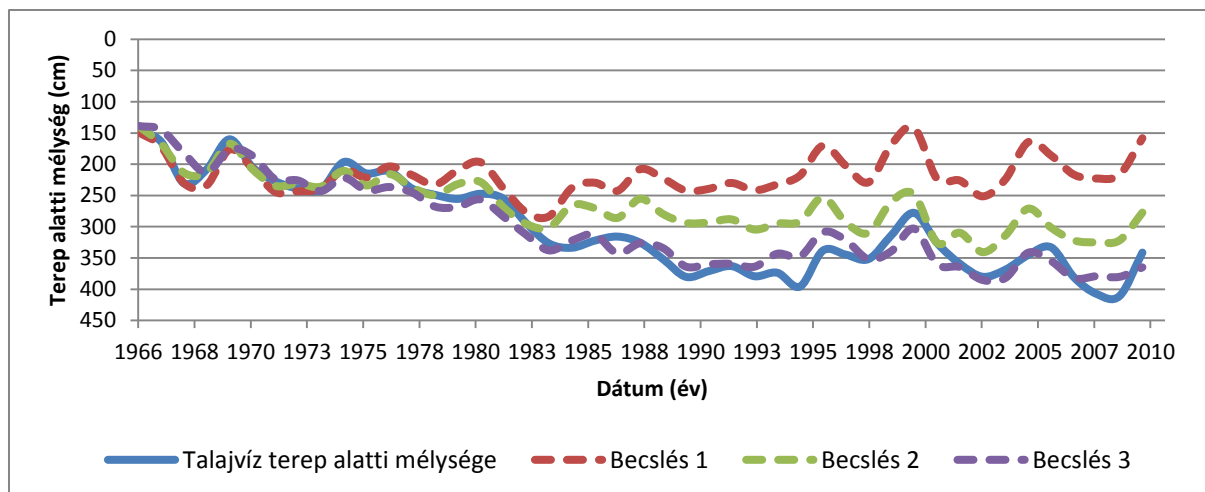


55. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenletek alapján becsült értékek

A két modell felhasználásával becsült értékek nem térnek el jelentősen egymástól. A legnagyobb különbség 2010-ben adódott 12,27 cm, de átlagosan mindössze 3,24 cm-es eltérés tapasztalható. A görbék lefutását tanulmányozva mindkét modell esetében megfigyelhető, hogy különösen az 1960-as és az 1970-es évek második felének csapadékos éveiben a becsült értékek a mért értékek alatt maradnak, az idősor második felénél azonban általában ennek fordítottja jellemző. Ennek az lehet az oka, hogy a talajvíz süllyedésével párhuzamosan a tárgyévet megelőző két év súlyozott csapadékának modellen belüli súlya is nőtt. Tehát az 1970-es évek végéig, amíg a talajvíz a felszínhez közel helyezkedett el, a tárgyévi csapadék szerepe is nagyobb volt, amit viszont az egész idősor alapján levezetett regressziós modell már jóval kisebb súllyal vesz figyelembe. Ezen hibaértékek azonban a regresszió standard hibájának értékétől (s) alig térnek el, ez az érték mindkét modell esetében körülbelül 22 cm. A mért és becsült értékek közötti legnagyobb különbség 1995-ben tapasztalható, ez mindkét modell esetében körülbelül 50 cm. Ebben az időszakban a talajvízszint annak ellenére tovább csökkent, hogy a csapadék mennyisége növekedni kezdett, a szolgáltatott víz mennyisége pedig hirtelen visszaesett. Ez az átlagosnál nagyobb különbség, ha nem mérési hibának, esetleg az áremelkedés miatt meginduló illegális vízhasználatnak köszönhető.

A modellek tesztelésének céljából úgy is elvégeztem a regresszió számítást, hogy az alapadatokat csak 1966-2000-ig terjedő időszakra használtam fel, és a kapott egyenletek segítségével becsültem a fennmaradó idősokra az értékeket, majd összehasonlítottam a mért adatokkal. A harmadik modell egyenletének segítségével becsült értékek 2001-2010 között átlagosan 21,67 cm-el, a negyedik modell felhasználásával becsült értékek pedig 22,12 cm-el térnek el a mért értékektől. A regresszió során számolt standard hibák is hasonló értéket adtak eredményül (22,15 cm és 21,90 cm), ami nagyjából megegyezik a harmadik és a negyedik modell standard hibájának értékével.

Az egyes tényezők szerepének értékelése céljából, a regressziószámítást úgy is elvégeztem, hogy az adatokat 1980-ig használtam fel. A független változók számát növelve a kapott egyenletek segítségével a teljes idősorra becsültem az értékeket, és ezt diagramok segítségével is ábrázoltam (56. ábra). Az első becsléshez csak a súlyozott csapadékatokat használtam fel, a másodikonál az erdőterületek növekedésével is számoltam, a harmadik becslésnél pedig a vízkitermelésre vonatkozó adatokat is figyelembe vettem. Utóbbi esetében végül a teljes idősorra számolt modellt (4. modell) használtam, mert 1989 után a vízkitermelés volumene drasztikusan csökkent, így az előrejelzést erősen torzította volna.



56. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenletek alapján becsült értékek
 Becslés 1: $C_{s_i}, C_{s_{i-1}}$ Becslés 2: $C_{s_i}, C_{s_{i-1}}, E$ Becslés 3: $C_{s_i}, C_{s_{i-1}}, E, V_{kt}$

Az első becslést már korábban elvégeztem, amikor arra voltam kíváncsi, hogy az ötven év során hogyan változott a súlyozott csapadék szerepe, illetve hány éves eltolással érdemes a modellben figyelembe venni. A számítások alapján megállapítható, hogy a tárgyévi és a tárgyévet megelőző két év csapadékához tartozó determinációs együtthatók értékei a figyelembe vett időszak hosszával egyenes arányban csökkennek, tehát a csapadék mennyiségének változása az 1980-as évek után csak kis mértékben magyarázza a talajvízszint változását (csökkenését). Az 1970-es évek végéig elsősorban a lehulló csapadék mennyiségétől függött a talajvízszint. A modellszámítás eredménye szerint, ha a folyamatot fenntartó tényezők nem változtak volna, ezen a területen a csapadékos 2010-es évben átlagosan körülbelül 180 cm-rel magasabb talajvízszintet kellett volna mérni. 1981-2010 között az átlagos talajvízszint a modellterületen 341 cm volt, míg a súlyozott csapadéklaggal számoló modell eredménye alapján ugyanez az érték 218 cm lenne, tehát körülbelül 123 cm-rel magasabb a mértnél.

Az egyik folyamatosan változó tényező az erdőtelepítés. A mintaterületen az erdők aránya 1960-2010 között nagyjából lineáris tendenciát követve a háromszorosára nőtt. A második becslés a súlyozott csapadék mennyisége mellett az erdőterületek növekedésével számol. Az így becsült értékek már jobban közelítik a mért értékeket, 2001-ben például 50 cm körül tér el csak a kettő. Az idősor egészét tekintve azonban az 1980-as évek második felétől általában nagy különbség tapasztalható. 1981-2010 között az átlagos talajvízszint a modellterületen 341 cm volt. Az erdőterületek növekedésével számoló második becslés eredménye alapján ugya ez az érték 288 cm, tehát körülbelül 53 cm-el magasabb a mértnél.

A harmadik (a 4. modellel megegyező) becslés a vízkitermelés mennyiségének változásával is számol. Ez a modell az 1980-2010 között átlagosan mért 341 cm-rel szinte teljesen megegyező értéket adott eredményül.

Jelen dolgozatban nem törekedtem az összes tényező szerepének százalékos értékelésére, mert a természetes tényezők (elsősorban a klíma) alakulására nincs hatásunk. Ehelyett inkább a természetes tényezők alapján becsült értékekhez képest becsültem az antropogén tényezők hatását. A modellszámítás eredménye szerint tehát az erdőtelepítések körülbelül 53 cm-rel (43%), a vízkitermelés pedig nagyjából 70 cm-rel (57%) járulhatott hozzá az átlagos talajvízszint csökkenéséhez a vizsgált területen 1981-2010 között. Minden kétséget kizáróan az 1960-as években történt hátsági vízrendezésnek (belvízelvezetés) is volt szerepe, de ennek hatása mára inkább a visszapotlódás gátolásában, és nem közvetlenül a talajvízszint csökkentésében manifesztálódik, mert a csatornák talpszintje többnyire még a legcsapadékosabb időszakokban sem éri el a talajvíz szintjét.

A két becslőfüggvényben szereplő, az erdőterületek változásához tartozó együtthatóértékek: 0,0155 és 0,0147. Ez azt jelenti, hogy a talajvíz felszín alatti mélysége nagyjából 0,015 cm-rel nő, ha az erdőterületek nagysága 1 ha-ral növekszik. Tehát 1000 ha új erdő telepítése körülbelül 15 cm-rel alacsonyabb talajvízszintet eredményezne, ha az összes többi magyarázóváltozó nagysága változatlan marad.

A vízkitermeléshez tartozó együtthatóértékek: 0,0469 és 0,0569. Ez azt jelenti, hogy ha a kitermelés volumene 1000 m³-rel növekszik, a talajvíz felszín alatti mélysége nagyjából 0,05 cm-rel nő. Tehát ha 100 000 m³-rel nő a vízkitermelés volumene, az körülbelül 5 cm-rel alacsonyabb talajvízszintet eredményezne (ha az összes többi magyarázóváltozó nagysága változatlan marad).

A különböző tényezők talajvízszintre gyakorolt hatása – elsősorban a geomorfológiai és földtani adottságoktól függően – a Duna–Tisza közén még egy kistájon belül is igen változó lehet. Ezért fontos kiemelni, hogy az eredmények a 14 kút által kijelölt hatásterületre érvényesek, a számításokat ezért más területeken is érdemes lenne elvégezni, ahol a szükséges adatok és feltételek rendelkezésre állnak. Valamint fontos kihangsúlyozni azt is, hogy az egyenletek felhasználásával, egy-egy tényező mennyiségének változásával extrapolált eredmények csak abban az esetben érvényesek, ha az adott időintervallumon belül a folyamatot fenntartó tényezők, valamint a többi magyarázóváltozó nagysága nem változik, ami a természetes tényezők (csapadék, párolgás) esetében nem lehet reális elvárás. Éppen ezért az ilyen és ehhez hasonló modelleket előrejelzésre használni csak kellő körültekintéssel és kikötésekkel lehet!

6. Következtetések

Az értekezés fontosabb megállapításait a bevezetésben feltett kérdések megválaszolásával ismertetem.

1. *Az elmúlt több mint 30 év során a témával foglalkozó kutatók milyen módszerekkel értékelték, illetve milyen háttértényezőkkel hozták összefüggésbe a talajvízszint csökkenését?*

A munkám során feldolgozott szakirodalmi adatok alapján elmondható, hogy a talajvízszint süllyedésének témakörével számos kutató foglalkozott. A kutatási eredmények a Duna–Tisza közének vízgazdálkodási problémáit jól ismerő, de különböző tudományterületeken jártas szakemberek tollából származnak, ebből fakadóan a probléma megközelítése és a kutatás módszertana is rendkívül sokféle. A tapasztalati megfigyelésektől a sokváltozós adatelemző módszereken alapuló szimulációs modellekig bezárólag rengeteg eszköz szerepel a palettán (lásd 3. és 4.2. fejezet), ezért ezek felsorolásától itt eltekintenek.

Már a kutatás korai szakaszában, az 1990-es évek elején megnevezték (Pálfai 1990) azokat a természetes és antropogén tényezőket, amelyek a probléma hátterében állhatnak. Ezek a következők: csapadékhiány és a felmelegedés miatt növekvő párolgás (időjárás), az erdők területének növekedéséből adódó évi tényleges párolgásnövekedés (erdők), a túlzott vízkivétel (vízkitermelés), vízrendezések, szénhidrogén-bányászat hatása (egyéb). Jellemzően a kutatók nagy része egy-egy tényező hatásával foglalkozott részletesen, a háttértényezők szerepének számszerűsített értékelésére csak kevesen vállalkoztak. Alapvetően három olyan modellszámítás látott napvilágot, ahol legalább három tényező esetében a szerzők százalékban megadták ezek arányait (13. táblázat).

Kutató(k)	Időjárás	Víztermelés		Erdők	Vízrendezés	Egyéb
		Talajvíz	Rétegvíz			
Pálfai 1990, 1995	50%*	6%	25%	10%	7%	2%
Szilágyi & Vörösmarty 1993	15%	n.a.	70%	15%	n.a.	n.a.
Völgyesi 2006	80%	n.a.	2%	13%	5%	n.a.

* Pálfai későbbi munkájában (Pálfai 2010) az időjárási és az antropogén tényezők hatásának arányát kétharmad-egyharmadra módosította, de ezen belül az antropogén hatások arányát nem részletezi.

13. táblázat: Az egyes befolyásoló tényezők aránya a három modell szerint

A talajvízszint süllyedésének tényét mindhárom modell alátámasztotta, azonban a fentebb felsorolt tényezők között eltérő arányokat becsültek. A vizsgálatok alapját minden esetben a Duna–Tisza köze területén illetékes négy vízügyi igazgatóság kezelésében lévő talajvízszint-észlelőhálózat mérései adták, de a terület lehatárolásában, a befolyásoló tényezők hatásának értékeléséhez felhasznált alapadatokban és az elemzés módszertanában eltérések tapasztalhatók. Általánosságban elmondható, hogy az 1990-es évek végétől a szárazodással kapcsolatos kutatások fókuszába a klímaváltozás került. Saját eredményeik mellett – elsősorban a Völgyesi-féle (2006) modellre hivatkozva – a kutatók manapság 80-90%-ban a klímaváltozás hatásait tartják a talajvízszint-süllyedés legfőbb okának (Ladányi *et al.* 2009, Ladányi 2010, Rakoncai 2011, 2013, Szanyi & Kovács B 2009).

A modellek nagyon érzékenyek a mintaterület lehatárolására, a felhasznált alapadatokra és azok pontosságára. Az elkészült modellek ebben a tekintetben pedig nagyon különbözőek, így nehéz megítélni, hogy melyik eredmény áll legközelebb a valósághoz. A probléma gyakorlati megoldásának szempontjából azonban nagyon fontos alapkérdés, hogy természetes folyamattal állunk szemben, vagy az emberi hatások káros következményeivel. Mivel a Duna–Tisza közén a vízhiány problémája elsősorban a magasabb térszíneket érinti és ezeket is különböző mértékben, arra a következtetésre jutottam, hogy a háttértényezők hatását lokálisan kell becsülni ahhoz, hogy a legmegfelelőbb beavatkozási módot kiválaszthassuk.

2. *A talajvízszint-észlelőhálózat alkalmas-e arra, hogy a pontszerű mérések alapján a talajvízfelszínt megfelelő pontossággal becsülni lehessen?*

A talajvízszint-csökkenés mértékének meghatározására a legkézenfekvőbb módszer az észlelőkutak idősorának vizsgálata. Az ilyen típusú vizsgálatok azonban csak azokra a pontokra, illetve azok bizonytalan területű közvetlen környezetére érvényesek, ahol a mérés történt. A modellvizsgálatok, számítások (pl. vízhiány becslése), térbeli műveletek nagyrésze azonban szükségessé teszi a pontszerű mérések térbeli kiterjesztését (inter-, ill. extrapolációját).

A kérdés eldöntésének érdekében a Duna–Tisza közén működő talajvízszint-észlelőhálózat 321 kútjának adatsorát felhasználva a talajvíz térbeli struktúráját irány menti empirikus félvariogramok segítségével vizsgáltam. A rendelkezésemre álló harminc éves idősből kiválasztott hatvan mintarealizáció alapján levezetett variogramok anizotrópiát és többküszöbű struktúrát mutattak. A variogramok alapján becsülhető legkisebb szignifikáns hatástávolság ÉK-DNy-i irányban jelenik meg és körülbelül 5 km, míg a rá merőleges DK-

ÉNy-i irányban körülbelül 11,67 km. A hatástávolságok ismeretében megszerkeszthető hatásterületek ÉNy-DK irányban megnyúlt ellipszisek. A vizsgált időszakban az egyes időpontokban mérési adattal rendelkező észlelőkutak síkkoordinátáinak felhasználásával elhelyeztem a meghatározott hatásterületeket (ellipsziseket) azért, hogy feltárjam, hogy különböző múltbeli időpontokban mennyire volt ideális a hátság kúthálózata a kellő pontosságú becslés szempontjából. Arra a következtetésre jutottam, hogy az 1990-es évek második felét megelőzően nem volt teljes a lefedettség, sok adathiányos terület volt, elsősorban a legnagyobb talajvízszint-süllyedést mutató hátsági térszíneken, ugyanakkor voltak túlreprezentált területek is.

3. *Hogyan lehetne optimalizálni a jelenlegi hálózatot?*

A többküszöbű, irány menti empirikus félvariogramok alapján meghatározott hatásterület és a 4.4.1. fejezetben részletezett kutatási hálózat kapcsolata alapján az ArcGIS for Desktop szoftvercsomag nyújtotta lehetőségek segítségével megszerkesztettem a Kiskunsági homokvidék befoglaló poligonjára az ideális (minimális darabszámmal megvalósítható) kúthálózatot EOVS vetületi rendszerben. Arra a következtetésre jutottam, hogy azokat a mezo léptékű folyamatokat, amelyeket a jelenlegi hálózattal megfigyelhetünk, nagyjából fele ennyi ideálisan elhelyezett észlelőkúttal is meg lehetne figyelni. Ugyanakkor a lokális léptékű folyamatok megfigyelése céljából a problémás régiókban érdemes lenne sűríteni a mintavételi helyeket.

4. *A talajvízszint-észlelőhálózat adatai alapján milyen geomorfológiai összefüggések nyomozhatók?*

A korábban említett többküszöbű struktúra, különböző léptékű geomorfológiai egységekhez kötődik. Véleményem szerint a felismerhető legnagyobb 20 és 30 km körüli hatástávolságokkal és ÉÉK–DDNy irányú anizotrópiával jellemezhető (regionális) struktúrában a hátság legmagasabb részeit összekötő „tengely” iránya látható, a hatástávolságban pedig a hordalékkúp méreteihez igazodó változékonyság jelenik meg. A félvariogramokon azonosítható legkisebb hatástávolságok nagyon kevés pontpár alapján rajzolódtak ki, ezért azt a második küszöbnél, 5 és 11,67 km-ben határoztam meg. Ebben az esetben anizotrópia azonban már ÉNy–DK irányú, ami a területen jellemző meziformák hossz tengelyéhez (Kiss T & Tornyánszki 2006) és méretéhez igazodik. A talajvízszint és a

felszín tengerszint feletti magassága között a területen nagyon erős korrelációs kapcsolat jellemzi ($R > 0,9$). Változékony domborzatú térszínen a talajvízszint is nagyobb változékonyságot mutat, így a talajvízszint pontosabb becslésének érdekében a felszín domborzatát érdemes figyelembe venni.

5. *A sűrűbben mintavételezett domborzat segítségével, co-krigelés használatával milyen mértékben lehet javítani a talajvízszint becslésének pontosságát?*

Akár egymástól néhány kilométerre elhelyezkedő szomszédos kutak mérési adatait összehasonlítva is esetenként igen nagy eltérések tapasztalhatók. A különbségek abból fakadnak, hogy a kutak környezetének földtani felépítése, orográfiai helyzete, felszínborítási típusa, a befolyásoló antropogén hatások típusa, mennyisége, intenzitása és a felsorolt tényezők kölcsönhatása nagyon eltérő lehet (Kovács J *et al.* 2004a). A becslést nagymértékben pontosítja, ha a módosító tényezőket figyelembe tudjuk venni az eljárás során. A felsorolt tényezők közül az orográfiai helyzet figyelembevétele viszonylag egyszerűen megoldható, ha az interpolációhoz felhasználjuk a terület digitális domborzatmodelljét. A vizsgálat során elvégzett keresztvalidációk alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a co-krigelés használatával a mintaterület nagy részén lehet javítani a becslés pontosságát, de azokban az esetekben, amikor a talajvízszint nem követi a felszíni domborzatot (pl. a hátság meredekebb peremi területein) ez a módszer is nagyobb hibával becsül.

6. *A domborzati adatok felhasználásával készített becslés alapján mekkora vízhiány halmozódott fel a Kiskunsági-homokhát területén a vizsgált időszakban?*

A kistájra jellemző porozitásértékek súlyozott átlagával (0,4390%) számolva 1981-hez viszonyítva 2010-ben körülbelül 0,4904 km³ víz hiányzott a Kiskunsági-homokhát területéről. Ezt a mennyiséget elosztva a kistáj területével 400 mm-t kaptam eredményül, ami a vizsgált időszakban 13,33 mm év⁻¹-es csökkenést jelent. A co-krigeléssel számított 1981-es és 2010-es talajvízfelszínkülönbsége alapján egyértelműen megállapítható, hogy a kistáj nagyobbik részén talajvízszint-csökkenés következett be. Annak ellenére, hogy a 2010-es évben az elmúlt harminc év átlagához viszonyítva 80%-kal több, 950 mm csapadék hullott, a hátsági térszíneken szinte mindenhol alacsonyabban volt a talajvízszint az 1981-es értékhez képest.

7. A korábbi kutatások által megnevezett háttértényezők: időjárás, vízkitermelés, erdőtelepítés, vízrendezés, stb. milyen mértékben lehetnek hatással a talajvízszint csökkenésére?

A korábbi vizsgálatok ellentmondásai miatt többváltozós regresszióanalízist végeztem annak érdekében, hogy az egyes háttértényezők hatását becsülni tudjam. A mintaterület a Kiskunsági-homokhát keleti részén található, határát a felhasznált tizennégy, hosszú időszorral (1961-2010) rendelkező talajvízkút Thiessen-poligonjai jelölik ki.

A többváltozós regresszióanalízis alapján az alábbi következtetéseket vontam le:

- A korábbi vizsgálatokkal ellentétben (Pálfai 1990), miszerint a talajvízszint alakulásának szempontjából a tárgyévi és a tárgyévet megelőző öt év csapadékát érdemes figyelembe venni, a saját számításaim arra engednek következtetni, hogy elég csak a megelőző két évvel számolni.
- Az 1970-es évek végéig elsősorban a klíma határozta meg a talajvízszintet, 1980 után már a nem időjárási okok is jelentősen közrejátszhattak a süllyedésben.
- Amennyiben az 1980-as évek után is elsősorban a klíma határozta volna meg a talajvízszintet, úgy a számítás eredménye szerint a csapadékosabb években a 60-as évekhez hasonló magas talajvízszinteket kellett volna tapasztalnunk a beáramlási zónában is.
- Az 1960-1980-ig terjedő időszakban, amíg a talajvízszint elérte a csatornák talpszintjét, azok kimutathatóan csökkentették a talajvízszintet, az ezt követő időszakban azonban ez nem kimutatható.
- A backward eliminációs módszerrel kapott eredmény alapján a tárgyévet megelőző két év csapadéka, az erdőterületek változása és a vízkitermelés volumenének változása azok a független változók, amelyek szignifikánsan befolyásolják a talajvízszint változását. Mivel a tárgyévi csapadékot szakmailag nem indokolt a számításból kihagyni, ezért ezzel a tényezővel is számoltam. A felhasznált két modell egyenlete:

$$T_i = 191.0560 - 0.0461 C_{S_i} - 0.1889 C_{S_{i-1}} - 0.0876 C_{S_{i-2}} + 0.0155 E + 0.0469 V_{kt}$$

és

$$T_i = 159.2386 - 0.1799 C_{S_{i-1}} - 0.0751 C_{S_{i-2}} + 0.0147 E + 0.0569 V_{kt}$$

ahol

T_i – a talajvíz terep alatti mélysége az i -ik évben (cm)

C_{S_i} – súlyozott csapadékösszeg az i -ik évben (mm)

E – az erdőterületek kiterjedése (ha)

Vkt – az összes szolgáltatott víz mennyisége (1000 m³)

A két modell tesztelése során a mért értékekhez képest az előrejelzett értékek átlagosan kb. 22 cm-rel tértek el.

- Az erdők és a vízkitermelés talajvízszint-csökkentő hatását a klímaadatokból extrapolált vízszintekhez képest becsültem. Az eredmények szerint az erdőtelepítések körülbelül 43%-kal, a vízkitermelés pedig körülbelül 57%-al járulhatott hozzá az éghajlati hatással magyarázható változáson felüli átlagos talajvízszint csökkenéséhez a vizsgált területen 1981-2010 között.

8. A 7. pontban felsorolt tényezők jövőbeli változása esetén milyen talajvízszintek várhatók?

A becslőfüggvényekben szereplő együtthatók alapján a talajvíz felszín alatti mélysége körülbelül 0,015 cm-el nő, ha az erdőterületek nagysága 1 ha-ral növekszik, feltéve, ha az összes többi magyarázóváltozó nagysága változatlan marad. Ha a vízkitermelés volumene 1000 m³-rel növekszik, a talajvíz felszín alatti mélysége nagyjából 0,05 cm-el nő (ha az összes többi magyarázóváltozó nagysága változatlan marad). Tehát például 1000 hektár új erdő telepítése esetén körülbelül 15 cm-rel csökkenne a modell szerint a talajvízszint. Fontos azonban megjegyezni, hogy az eredmények csak a 14 kút által kijelölt hatásterületre érvényesek, és csak abban az esetben helytállóak, ha az adott időintervallumon belül a folyamatot fenntartó tényezők valamint a többi magyarázó változó nagysága nem változik!

9. Az eredmények alapján milyen gyakorlati megoldások lehetségesek a vízhiány mérséklésére?

Mivel a természetes tényezőkre, elsősorban a csapadék mennyiségére nincs ráhatásunk, így véleményem szerint a szélsőséges klímához alkalmazkodva az antropogén tényezők változtatásán keresztül kell mérsékelni a vízhiányt. Ennek fontos eszköze az illegális vízkivételek megszüntetése és a legális kivételek optimalizálása (pl. vízvisszaforgatással, modern, víztakarékos öntözési technikák alkalmazásával, tisztított szennyvizek felhasználásával), a vizek gyors levezetése helyett a vizek helyben tartása és szikkasztása (tározók létesítésével, a meglévő csatornák műtárgyainak fejlesztésével), a kisebb vízigényű,

természeti viszonyokhoz jobban alkalmazkodó tájgazdálkodás elterjesztése, és ahol gazdaságosan kiépíthető és hosszú távon fenntartható, lokális vízpótlórendszerek létesítése. A legfontosabb szempont tehát az, hogy a probléma megoldására olyan koncepciót kell kidolgozni, ami az időjárási szélsőségekhez alkalmazkodva hosszú távon tudja biztosítani a térségben élő lakosság és az ott működő ipar és mezőgazdaság optimális vízigényét.

7. Összefoglalás

Az Alföld egyik kiemelt és problematikus térségével foglalkozó kutatás célja az volt, hogy gyakorlatban hasznosítható módon segítse a talajvízszint süllyedése miatt bekövetkezett jelentős természeti és mezőgazdasági károk mérséklését.

A vízhiány problémájához kapcsolódó kutatási előzmények áttekintése után részletesen bemutattam a mintaterületet, és körbejártam a korábbi kutatások által is vizsgált, talajvízszintre ható háttértényezőket. A dolgozat kutatási módszertana három pillérré támaszkodott: 1. variográfiai vizsgálatokra, 2. többváltozós geostatistikára (co-krigelésre), 3. többváltozós lineáris regresszió analízisre. A módszertani fejezetben ezeket ismertettem.

A variográfiai vizsgálatok során azt kutattam, hogy a talajvízszint hogyan függ össze a felszíni morfológiával, illetve azt, hogy a térbeli mintavételi gyakoriság alkalmassá teszi-e az aktuálisan felhasznált hálózatot, hogy a pontszerű mérésekből felszintet interpoláljak. A félvariogramokban megjelenő többküszöbű struktúra véleményem szerint különböző léptékű geomorfológiai egységekhez kötődik. A legnagyobb (regionális) struktúrában a hordalékkúp méreteihez igazodó változékonyság jelenik meg, az azonosítható legkisebb struktúra pedig a területen jellemző meziformák hossz tengelyéhez és méretéhez igazodik. A hatásterületek vizsgálata alapján elmondható, hogy az 1990-es évek előtt a törzshálózat sok helyen nem volt alkalmas arra, hogy a meziformák által determinált folyamatokat nyomon tudjuk követni, ezzel szemben bizonyos helyeken túl sűrű volt. Az 1990-es évek második felétől már csaknem teljes volt a lefedettség, de azokat a folyamatokat, amelyeket a jelenlegi hálózattal megfigyelhetünk, számításaim szerint nagyjából fele ennyi ideálisan elhelyezett észlelőkúttal is meg lehetne figyelni. Ugyanakkor a lokális léptékű folyamatok megfigyelése céljából a problémás régiókban érdemes lenne sűríteni a mintavételi helyeket, így a szárazodás folyamata jobban értelmezhetővé válna.

A variográfiai vizsgálat eredményeit és a terület 50 m-es digitális domborzatmodelljét felhasználva co-krigeléssel előállítottam az 1981-es és a 2010-es talajvízfelszín modelljét a Kiskunsági-homokhát területére. Ezek különbségét és a területre jellemző porozitás értékeket felhasználva vízhiánybecslést végeztem. A számítások alapján 1981-hez viszonyítva 2010-ben körülbelül 0,4904 km³ víz hiányzott. Ezt a mennyiséget elosztva a kistáj területével 400 mm-t kaptam eredményül, ami a vizsgált időszakban 13,33 mm év⁻¹-es csökkenést jelent.

Annak érdekében, hogy a talajvízszint süllyedésének háttérben álló tényezők hatását becsülni tudjam, egy hátsági mintaterületen az 1961-2010 közötti időszak adatsora alapján többváltozós regresszióanalízist végeztem. Az eredmények alapján arra a következtetésre jutottam, hogy az 1970-es évek végéig elsősorban a klíma határozta meg a talajvízszintet, de 1980 után már a nem időjárási okok is jelentősen közrejátszottak a süllyedésben. Ezek részarányát a természetes tényezők által meghatározott becslőfüggvény egyenlete alapján előrejelzett értékekhez képest számoltam. A számítás eredménye szerint az erdőtelepítések körülbelül 43%-kal, a vízkitermelés pedig nagyjából 57%-kal járulhatott hozzá az átlagos talajvízszint csökkenéséhez a vizsgált területen 1981-2010 között. Az egyenlet szerint, ha az erdőterületek nagysága 1 ha-ral növekszik, a talajvízszint nagyjából 0,015 cm-rel csökken, ha a vízkitermelés volumene 1000 m³-rel növekszik, a talajvízszint körülbelül 0,05 cm-rel csökken (ha az összes többi magyarázóváltozó nagysága változatlan marad). Mivel a természetes tényezőkre, elsősorban a csapadék mennyiségére nincs ráhatásunk, így véleményem szerint a szélsőséges klímához alkalmazkodva az antropogén tényezők változtatásán keresztül kell mérsékelni a vízhiányt. Ennek fontos eszköze az illegális vízkivételek megszüntetése és a legális kivételek optimalizálása (pl. vízvisszaforgatással, modern, víztakarékos öntözési technikák alkalmazásával, tisztított szennyvizek felhasználásával), a vizek gyors levezetése helyett a vizek helyben tartása és szikkasztása (pl. tározók létesítésével, a meglévő csatornák műtárgyainak fejlesztésével), a kisebb vízigényű, természeti viszonyokhoz jobban alkalmazkodó tájgazdálkodás elterjesztése, és ahol gazdaságosan kiépíthető és hosszú távon fenntartható, lokális vízpótlórendszerek létesítése. A legfontosabb szempont tehát az, hogy a probléma megoldására olyan koncepciót kell kidolgozni, ami az időjárási szélsőségekhez alkalmazkodva hosszú távon tudja biztosítani a térségben élő lakosság és az ott működő ipar és mezőgazdaság optimális vízigényét.

8. Summary

The aim of the present study dealing with one of the most problematic areas of the Great Hungarian Plain was to prevent further environmental and agricultural damages caused by the decrease of the groundwater level.

The review of the previous research connected to the issue of the lack of water is followed by the detailed description of the study area and by the presentation of the side factors that influence the level of the groundwater, analysed in previous studies, too. The methodology presented in the thesis is based on three pillars: 1. Variogram analyses, 2. Multivariate geostatistics (co-kriging), 3. Multivariate linear regression.

The aim of the variography was to (i) detect the extent to which the groundwater level correlates with the surface morphology, and to (ii) define whether the existing groundwater level monitoring network enables the correct interpolation of the surface of the groundwater level. In my opinion the multiple sill structure shown by the semivariograms originates from the geomorphological units on different scales. The largest regional structure is characterized by ranges reflecting the variability related to the alluvial cone, while the smallest identifiable regional structures are adjusted to the longitudinal axes and to the extension of the mezo-forms characteristic to the area. The analysis of the spatial range reveals that before 1990 the sampling network – in many areas – was not dense enough to enable the detection of the processes determined by the mezo-forms, while in other areas it was too dense. Since the second part of the 1990s the coverage has become almost complete. However, the processes detectable by the present sampling network could be traced with half as many ideally located wells. In order to recognize the local processes, it would be necessary to establish more detecting wells in the study area thus the interpretation of aridification would become more exact.

Using the results of the variogram analysis together with the 50 m resolution digital elevation model, I created the groundwater level model for years 1981 and 2010 of the Kiskunsági-homokhát using co-kriging. By applying the different values of the two years and the porosity value characteristic of the area, I estimated the quantity of the lack of water. The results show that in 2010 – compared to 1981 – there was a lack of 0.4904 km³ water. If we divide this value with the surface area of the Kiskunsági-homokhát, the result is 400 mm, which means that in the observed period the groundwater level depleted by 13.33 mm yearly.

In order to estimate the extent to which the different factors influence the depletion of the groundwater level, I carried out multivariate linear regression in a sample area of the ridge. Based on the results I concluded that until the end of 1970s the level of the groundwater was mainly governed by the climate, but after 1980 other factors became dominant in determining the depletion of the groundwater level. Their percentage – with respect to the forecasted values – was calculated using the equation of the estimation coefficients determined by the natural phenomena. The results pointed out that between 1981-2010, in the sample area the afforestation influenced the depletion of the groundwater level by 43%, while the water exploitation influenced it by 57%. Based on the equation, if the forest area grows by 1 ac, the level of the groundwater depletes by 0.015 cm, while if the volume of the water exploitation increases by 1000 m³, the level of the groundwater depletes by 0.05 cm (if all the other variables are fixed). Natural factors, such as the volume of the precipitation cannot be influenced. Therefore I consider that the problem of the groundwater level depletion could be handled by modifying the anthropogenic factors. This should be done by the following means: ceasing the illegal water exploitation and optimizing the legal water exploitation (e.g. by water recycling, improving irrigation methods, applying wastewater cleaning); instead of increasing the surface runoff, increase of the residence time and infiltration (e.g. establishing water reservoirs, improving the existing water governing objects); spreading farming methods that require less water and are adapted to the natural conditions; establishing local water supply systems at places where they are sustainable. The most important aspect is that the problem should be solved by such a conception that is adapted to extreme weather conditions and would provide the water demand of the local people, agriculture and industry in the long run.

Köszönetnyilvánítás

Közel tíz éve, 2005 óta foglalkozom a Duna–Tisza közti homokhátság szárazodásának vizsgálatával. A kutatással töltött évek során számos kiváló szakembert ismerhettem meg, akiktől rengeteget tanultam. Ezúton is szeretném megköszönni a sok segítséget és a hasznos tanácsokat témavezetőmnek, Dr. Papp Sándornak és a két konzulensemnek, Dr. Biró Mariannának és Szalai Józsefnek. Szintén köszönettel tartozom Dr. Hatvani Istvánnak, Dr. Kern Zoltánnak, Kojcsa Gergelynek, Dr. Móricz Norbertnek, Ónodi Zsoltnak, Dr. Sik Andrásnak, Dr. Sütő Lászlónak, Dr. Telbisz Tamásnak, Dr. Varga Györgynek, és Vas-Lőrincz Zoltánnak a szakmai útmutatásaikért. A terepen végzett munkában nyújtott segítségért, Fehér Katalinnak, Janata Károlynak, Árvai Mátyásnak, Deák Mártonnak, Mészáros Jánosnak és az összes – a terepgyakorlatokon részt vevő – egykori és jelenlegi hallgatónak. Köszönöm Dr. Boros Emilnek és a Kiskunsági Nemzeti Parknak, Dr. Kristóf Dánielnek és a FÖMI-nek, Prajczner Tamásnak és a GeoX kft-nek, hogy adatokkal segítették a kutatást. Köszönöm az együttműködést az egykori és a jelenlegi tanszékvezetőmnek, Dr. Szabó Máriának, Dr. Szalai Zoltánnak továbbá az ELTE Környezet- és Tájföldrajzi, valamint Természetföldrajzi Tanszékén dolgozó minden kollégámnak. Hálás vagyok Balogh József polgármester úrnak és Fülöpháza lakosságának a vendégszeretetükért. Végül, de nem utolsósorban szeretnék köszönetet mondani a családomnak és barátaimnak is a folyamatos támogatásukért.

A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program–Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos TÁMOP 4.2.4.A8 program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Aboufirassi, M. & Marino, M. A., 1984, Cokriging of Aquifer Transmissivity from Field Measurements of Transmissivity and Specific Capacity, *Journal of Mathematical Geology* 16(1), 19-35.
- Almási, I., 2001, *Petroleum hydrogeology of Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary*, PhD thesis. University of Alberta, US.
- Andressian, V., 2004, Waters and forests: from historical controversy to scientific debate, *Journal of Hydrology* 291, 1-27.
- Bárdossy, Gy., Fodor, J., Molnár, P. & Tungly Gy., 2000, A bizonytalanság értékelése a földtudományokban, *Földtani Közlöny* 130(2), 291-322.
- Bartholy, J. & Pongrácz R., 2008, Regionális éghajlatváltozás elemése a Kárpát-medence térségére, in: Z., Harnos & L., Csete (eds.), *Klímaváltozás: környezet – kockázat – társadalom*, pp.15-53, Szaktudás Kiadó Ház Zrt.
- Bartholy, J., Bihari, Z., Horányi, A., Krüzselyi, I., Lakatos, M., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G. & Torma, Cs., 2011, Hazai éghajlati tendenciák, in: J., Bartholy, L. & Bozó, Haszpra L., (eds.), *KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011, Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére*, pp. 151-169, MTA - ELTE Meteorológiai Tanszéke, Budapest
- Berényi, P. & Erdélyi, M., 1990, A rétegvíz szintjének süllyedése a Duna–Tisza közén, *Vízügyi Közlemények* 72(4), 377–397.
- Biró, M., Révész A., Molnár Zs., & Horváth F., 2007, Regional habitat pattern of the Danube-Tisza interfluvium in Hungary I. The landscape structure and habitat pattern; the fen and alkali vegetation, *Acta Botanica Hungarica* 49(3-4), 267-303.
- Biró, M., 2008, A Duna–Tisza köze fásszárú vegetációjának átalakulása a 18. század óta, különös tekintettel a száraz homokterületekre, in: Gy. Kröel-Dulay, T. Kalapos & A. Mojzes (eds.), *Talaj-vegetáció-klíma kölcsönhatások. Köszöntjük a 70 éves Láng Editet*, pp. 23-38, Vácrátót, MTA Ökológiai és Botanikai Kutatóintézete.
- Biró, M., 2011, Változástérképek használata tíz év alatt bekövetkezett élőhelypusztulási tendenciák kimutatására a Kiskunsági-homokhátság területén, *Tájökológiai Lapok* 9, 357–374.

- Biró, M., Czucz, B., Horváth, F., Révész, A., Csatári, B., & Molnár, Zs., 2013a, Drivers of grassland loss in Hungary during the post-socialist transformation (1987– 1999), *Landscape Ecology* 28(5), 789-803.
- Biró, M., Szitár, K., Horváth, F., Bagi, I., & Molnár, Zs., 2013b, Detection of long-term landscape changes and trajectories in a Pannonian sand region: comparing land-cover and habitat-based approaches at two spatial scales, *Community Ecology* 14(2), 219-230.
- Bolla, B., 2014, 'Intercepció vizsgálata homokhátsági erdőállományokban', *Doktoranduszok Országos Szövetsége Tavaszi szél (nemzetközi) konferencia kötet*, Debrecen, 2013, március 21
- Borhidi, A., 1993, Characteristics of the climate of the Danube-Tisza Mid-Region, in: J., Szujkó-Lacza & D., Kováts (eds.), *The Flora of the Kiskunság National Park*, pp. 9-20, Budapest, Magyar Természettudományi Múzeum.
- Boros, Á., 1952, A Duna–Tisza köze növényföldrajza, *Földrajzi Értesítő* 1, 39-53.
- Boros, Á., 1958, A magyar puszta növényzetének származása. *Földrajzi Értesítő* 7, 33-52.
- Boros, E. & Biró, Cs., 1999, A Duna–Tisza-közi szikes tavak ökológiai állapotváltozásai a XVIII-XX. Századokban, *Acta biologica Debrecina, Supplementum oecologica Hungarica*, suppl. ser. 9.
- Bulla, B. 1962, *Magyarország természeti földrajza*, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Buzetzký, Gy. (ed.), 1980, *A vízrendezések hatása a Duna–Tisza köze természeti viszonyaira*. Kerekasztal beszélgetés, Kecskemét, p 90.
- CARPATCLIM, 2012, www.carpatclim-eu.org.
- Chilès, J.P. & Delfiner, P., 2012, *Geostatistics*, Wiley, Canada.
- Clark, I., 1979, *Practical geostatistics*, Applied Science Publishers LTD, London.
- Cressie, N., 1990, The origins of kriging, *Mathematical Geology* 22, 239-252.
- Cressie, N., 1993, *Statistics for Spatial Data*, Revised Edition, Wiley, New York.
- Csatári, B., 2004, Indulatos írás a Duna–Tisza közti Homokhátság ügyéről, in B., Csatári, *Homokhátság: Szembesítések, lehetőségek, teendők*, MTA RKK ATI, <http://www.alfoldinfo.hu/homokhatsag/homokhatsag.html>
- Csordás, L. & Csatári, B., 1990, *Népesség és településföldrajzi változások és azok hatása a vízkivételre a Duna–Tisza közén*, Kutatási Jelentés, Kecskemét.
- Davideszné, D. K., 1989, *A Duna–Tisza közti talajvízszint-süllyedés és a rétegvízkitermelés kapcsolatának modellezése*. Vituki témajel.

- Deák, J. & Liebe, P., 2007, A felszín alatti víztestek mennyiségi és kémiai állapota a Duna–Tisza közén. *Magyar Hidrológiai Társaság XXV. Országos Vándorgyűlése*, Tata, 2007. július 4-5.
- Deutsch, C.V. & Journal, A.G., 1992, *GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide*, Oxford University Press, New York, Oxford.
- Dóka, R., Alexa, R., Kőhalmi, F. & Keveiné Bárány, I., 2006, A vizes élőhelyek és a szántógazdálkodás tájhasználati konfliktusa a Duna–Tisza közén, in A., Kiss, G., Mezősi, G. & Z., Sümegi (eds.), *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*, pp. 155–165, Szeged.
- Dövényi, Z. (ed.), 2010, *Magyarország kistájainak katasztere*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Erdélyi, M., 1967, A Duna–Tisza közének vízföldtana, *Hidrológiai Közöny* 6, 331-340.
- Erdélyi, M., 1975, A magyar medence hidrodinamikája, *Hidrológiai Közöny* 4, 147-155.
- Erdélyi, M., 1979, A magyar medence hidrodinamikája, *Vituki Közöny* 18, 82.
- Fekete, G., 1992, The holistic view of succession reconsidered, *Coenoses* 7, 21-30.
- Finch, J.W., 1998, Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to and surface parameters. *Journal of Hydrology* 211, 112-125.
- Füst, A., 1984, Adalékok az instacionárius paramétermezők kutatási optimumának meghatározásához, *BKL-Bányászat* 32(1-4), 93-112.
- Füst, A., 1997, *Geostatistika. Egyetemi jegyzet*, Eötvös Kiadó, Budapest.
- Füst, A. & Geiger, J., 2010, Monitorigtervezés és –értékelés geostatisztikai módszerekkel I. Szakértői véleményen alapuló, "igazoló" mintázás geostatisztikai támogatása, *Földtani Közöny* 140(3), 303-213.
- Füst, A., 2011, A természeti folyamatok monitoring hálózatainak tervezése és működtetése. *BKL-Bányászat* 144(2), 19-25.
- Gácsi, Zs., 2000, A talajvízszint észlelés, mint hagyományos, s a vízforgalmi modellezés, mint új módszer alföldi erdeink vízháztartásának vizsgálatában, *Doktori értekezés*, Sopron, NyME.
- Golden Software, Inc., 2002, Surfer: User's Guide Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers, www.goldensoftware.com.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Balog, K., Szabó, A. & Tóth, T., 2014, Comparison of an Oak Forest and of a Pasture Groundwater Uptake and Salt Dynamics on the Hungarian Great Plain, *Acta Silvatica*, megjelenés alatt, <http://aslh.nyme.hu/index.php?id=3919&L=1>.

- Hajdú-Moharos, J. & Hevesi, A., 1999, The land that is Hungary – geology, geography and cartography of Hungary and its surroundings, in: D., Karátson (ed.), *Pannon Encyclopaedia*, pp. 274-284, Budapest, Kertek 2000 Publishing House.
- Harsch, N., Brandenburg, M. & Klemm, O. 2008, Large-scale lysimeter site St. Arnold, Germany: analyses of 40 years of precipitation, leachate and evapotranspiration, *Hydrology and Earth System Sciences* 5, 2623-2656.
- I.Katonai Felmérés, 1783-84, Országos Hadtörténeti MúzeumTérképtára, Budapest. Méretarány: 1: 28800.
- II.Katonai Felmérés, 1861-64, Országos Hadtörténeti MúzeumTérképtára, Budapest. Méretarány: 1: 28800.
- III.Katonai Felmérés, 1883-84, Országos Hadtörténeti MúzeumTérképtára, Budapest. Méretarány: 1: 25000.
- Ijjász, E., 1938, Az erdő szerepe a természet vízháztartásában, *Hidrológiai Közöny* 18, 416–445.
- Iványosi Szabó, A., 1994, A Duna–Tisza közti hátságon bekövetkezett talajvízszint-süllyedés hatása természetvédelmi területeinkre, in: I., Pálfai (ed.), *A Duna–Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái*, pp. 77-87, Budapest, Nagyalföld Alapítvány.
- Járai-Komlódi, M., 1966, Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez, *Botanikai Közlemények* 53, 191-201.
- Járó, Z., 1981, A hazai erdők vízfogyasztása, *Agrártudományi közlemények*, 40(2-4), 353-356.
- Járó, Z. & Sitkey, J., 1995, Az erdő és a talajvíz kapcsolata, *Erdészeti kutatások*, 85(1), 35-49.
- Kákonyi, Á., 2014, A Kiskunsági Nemzeti Park 40 éve, kézirat, megjelenés alatt.
- Kiss, T. & Tornóvári, É., 2006, Futóhomok területek geomorfológiai vizsgálata a Duna–Tisza közén, in *III Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei*, CD. MTA FKI, Budapest.
- Kiss A., 2004, Hogyan tovább tanyavilág?, in B., Csatári & A., Kiss A. (eds.), *Tanyai kaleidoszkóp*, pp. 39-63, MTA RKK ATI, Kecskemét.
- Kohán, B., Ádám, E. & Sik, A., 2011, Weben publikált térképek alkalmazása a hallgatók kutatási eredményeinek bemutatásában, in J., Lóki (ed.), *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában: II. Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás Debrecen*, konferencia kötet, pp. 179-184, Debrecen, Magyarország, 2011.05.19-2011.05.20.
- Kohán, B. & Balázs, B., 2014, A talajvízhiány becslése a Kiskunsági-homokháton co-krigéléssel, ArcGIS környezetben, in B., Balázs (ed.), *Az elmélet és a gyakorlat*

- találkozása a térinformatikában: V. Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás Debrecen”, konferencia kötet, pp. 165-172, Debrecen, Magyarország, 2014.05.29-2014.05.31.
- Kovács, Gy., 1984, Az ásványi nyersanyagtermelés hatása a felszíni és felszínalatti vizekre, *Időjárás* 88 (5-6), 345-358.
- Kovács, J., Szabó, P., Czéh, R., Szalai, J. & Varga, Gy., 2002, Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna–Tisza közén II. — Dinamikus faktoranalízis alkalmazási lehetőségei, in *IX. Konferencia a felszín alatti vizekről*, p. 17, Balatonfüred, Magyarország, Március 19-20, 2002.
- Kovács, J., Márkus, L. & Halupka, G., 2004a, Dynamic Factor Analysis for Quantifying Aquifer Vulnerability, *Acta Geologica Hungarica* 47(1), 1-17.
- Kovács, J., Szabó, P. & Szalai, J., 2004b, Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna–Tisza közén, *Vízügyi Közlemények* 86(3-4), 607-624.
- Kovács, J., Reskóné Nagy, M. & Kovácsné Székely, I., 2005, Mintavételezés gyakoriságának vizsgálata tér–statisztikai függvénnyel a Velencei-tó példáján, *Hidrológiai Közlöny* 85(6), 68-71.
- Kovács, J. & Kovácsné Székely, I., 2006a, A minta értelmezési problémái: elmélet és gyakorlat, *Földtani Közlöny* 136, 139-146.
- Kovács, J. & Kovácsné Székely, I., 2006b, 'A földtani adatok adatelemzésének nehézségei', in M., Veress (ed.), *Karsztfelődés XI. Konferencia*, Berzsényi Dániel Főiskola Természetföldrajzi Tanszék. Szombathely, pp. 25-35.
- Kovács, J., Hatvani, I. G., Korponai, J. & Kovácsné Székely, I., 2010, Morlet wavelet and autocorrelation analysis of long-term data series of the Kis-Balaton water protection system (KBWPS), *Ecological Engineering* 36, 1469-1477.
- Kovács, J., Kiszely-Peres, B., Szalai, J. & Kovácsné Székely, I., 2011, Periodicity in shallow groundwater level fluctuation time series on the Trans-Tisza Region, Hungary, *Acta Geographica Geologica et Meteorologica Debrecina* 4-5, 65-70.
- Kovács, J., Márkus, L., Szalai, J., Barcza, M., Bernáth, Gy., Kovácsné Székely, I. & Halupka G., 2012, Exploring Potentially Hazardous Areas for Water Quality Using Dynamic Factor Analysis, in K., Voudouris & D., Voutsas (eds.), *Water Quality Monitoring and Assessment*, pp. 228-256, Rijeka, InTech Open Access Publisher.
- Kovács, P., 2008, A multikollinearitás vizsgálata lineáris regressziós modellekben, *Statisztikai szemle* 86(1), 38-67.

- Kovács-Láng, E., Fekete, G. & Molnár, Zs., 1998, Mintázat, folyamat, skála: hosszú távú ökológiai kutatások a Kiskunságban, in G., Fekete (ed.), *A közösségi ökológia frontvonalai*, pp. 209–224, Budapest, Scientia.
- Krige, D.G., 1951, A Statistical Approach to Some Mine Valuation and Allied Problems on the Witwatersrand, *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa* 52, 119-139.
- Kucsara, M., 1996, Az erdő vízháztartása (terv), in Cs., Mátyás (ed.), *Erdészeti ökológia*, p 218, Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- Kun, A., 2001, Analysis of precipitation year-types and their regional frequency distributions in the Danube-Tisza Mid region, Hungary, *Acta Bot. Hung* 43(1-2), 175-187.
- Kuti, L., Vatai, J., Müller, T. & Kerék, B., 2002, A talajvíztükör mélységeinek változása a Duna–Tisza közti hátságon, *Földtani Közlöny* 132, 317–325.
- Ladányi, Zs., Rakonczai, J., Kovács F., Geiger, J. & Deák, J. Á., 2009, The effect of recent climatic change on The effect of recent climatic change on the Great Hungarian Plain. *Cereal Research Communications* 37, suppl. ser. 1, 477-480.
- Ladányi, Zs., 2010, *Tájváltozások értékelése a Duna–Tisza közti homokhátság egy környezet-és klímaérzékeny kistáján, az Illancson*, PhD értekezés, SZTE Környezettudományi Doktori Iskola, SZTE, Szeged.
- Ladekarl, U.L., Rasmussen, K.R., Christensen, S., Jenen, K.H. & Hansen, B., 2005, Groundwater recharge and evapotranspiration for two natural ecosystems covered with oak and heather, *Journal of Hydrology* 300, 76-99.
- Láng, I., Csete, L. & Jolánkai, M., (eds.), 2007, *A globális klímaváltozás – hazai hatások és válaszok – A VAHAVA jelentés*. Szaktudás Kiadó, Budapest.
- Liebe, P. & Székely, F., 1980, A rétegvizek utánpótlódásának vizsgálata víztermelési és nyomásadatok alapján. *VITUKI Közlemény* 23.
- Liebe, P., 2000, Az Alföld felszín alatti vízkészlete, in: I., Pálfai (ed.), *A Nagyalföld Alapítvány kötetei 6. A víz szerepe és jelensége az Alföldön*, pp. 105-117.
- Lóki, J., 1999a, A tiszai Alföld, , in. D., Karátson (ed.), *Pannon Encyclopaedia: The land that is Hungary – geology, geography and cartography of Hungary and its surroundings*, pp. 300-301, Budapest, Kertek 2000 Publishing House.
- Lóki, J., 1999b, A dunai Alföld, , in. D., Karátson (ed.), *Pannon Encyclopaedia: The land that is Hungary – geology, geography and cartography of Hungary and its surroundings*, pp. 300-301, Budapest, Kertek 2000 Publishing House.

- Mádlné Szőnyi, J., Simon, Sz., Tóth, J. & Pogácsás, Gy., 2005, Felszíni és felszín alatti vizek kapcsolata a Duna–Tisza közti Kelemen-szék és Kolon-tó esetében, *Általános Földtani Szemle* 30, 93-110.
- Mádlné Szőnyi, J. & Tóth, J., 2007, „A Duna–Tisza köze vízföldtani típuszelvény” és a szikesedés összefüggései, *Földrajzi közlemények*, 131(55), 343-360.
- Mádlné Szőnyi, J. & Tóth, J., 2009, A hydrogeological type section for the Duna–Tisza Interfluve, Hungary, *Hydrogeology Journal* 17, 961-980.
- Magyar Királyi Földművelésügyi Minisztérium Vízzrajzi Intézete, 1938, A Kárpát-medence víz borította és árvízjárta területei, az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt.
- Magyar, P., 1961, *Alföldfásítás II*, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Major, P. & Neppel, F., 1988, A Duna–Tisza közti talajvízszint süllyedések, *Vízügyi Közlemények* 70(4), 605–626.
- Major, P. & Neppel, F., 1990, VITA: Válasz Szodfridt István hozzászólására (Megjelent a *Vízügyi Közlemények* 1990. évi 3. füzetében a 287-291. oldalon.), *Vízügyi Közlemények* 70(4), 402-406.
- Major, P., 1994, Talajvízszint-süllyedések a Duna–Tisza közén. *A Nagyalföld Alapítvány kötetei* 3, 17-24.
- Margóczy, K., Rakonczai, J., Barna, Gy. & Majláth, I., 2008, Szikes növénytakaságok összetételének és talajának hosszú távú változása a Szabadkígyósi pusztán, *Criscium*, a Körös-Maros Nemzeti Park Igazgatóság időszaki kiadványa, Szarvas.
- Márkus, B., 2010, *Térinformatika 11. Interpoláció és domborzatmodellezés*, TÁMOP 4.2.5 Pályázat könyvei, www.tankonyvtar.hu.
- Matheron, G., 1965, Les Variables Regionalisées et leur Estimation. (in English: Regional variables and their distribution) *MaTSSn at Cie*, Editeurs, Paris.
- Mersich, I., Práger, T., Ambrózy, P., Hunkár, M. & Dunkel, Z. (eds.), 2003, *Magyarország éghajlati atlasza*, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Mészáros, J., 2012, Vályi Béla vízrajzi térképei és geoinformatikai rendszerbe integrálásuk, in J., Lóki (ed.), *Az elmélet és gyakorlat találkozása a térinformatikában III. – Térinformatikai konferencia és szakkiallítás*, pp. 253-258., Debrecen, Magyarország, 2012.05.24-2012.05.25. Debrecen: Debreceni Egyetemi Kiadó.
- Mika J., Ambrózy, P., Bartholy, J., Nemes, Cs. & Pálvölgyi, T., 1995, Az Alföld éghajlatának időbeli változékonysága és változási tendenciái a hazai szakirodalom tükrében, *Vízügyi Közlemények* 78, 261–283.

- Molnár, Cs., Molnár, Zs., Barina, Z., Bauer, N., Biró, M., Bodonczi, L., Csathó, A. I., Csiky, J., Deák, J. Á., Fekete, G., Harnos, K., Horváth, A., Isépy, I., Juhász, M., Kállayné Szerényi, J., Király, G., Magos, G., Máté, A., Mesterházy, A., Molnár, A., Nagy, J., Óvári, M., Purger, D., Schmidt, D., Sramkó, G., Szénási, V., Szmorad, F., Szollát, Gy., Tóth, T., Vidra, T. & Virók, V., 2008, Vegetation-based landscape regions of Hungary, *Acta Botanica Hungarica*, suppl. ser. 50.
- Molnár, Zs., Biró, M., Kröel-Dulay, Gy. & Török K., 2010, A Duna–Tisza köze ökológiai problémái, in F., Glatz, B., Csatári & T. Gémes (eds.), *A Magyar tanyás vidékek. Párbeszéd a vidékért - 2010*, pp. 63-70, Budapest, MTA Történettudományi Intézet – MTA Társadalomkutató Központ.
- Móricz, N., Mari, L., Mattányi, ZS. & Kohán, B., 2005, Modelling of Potential Vegetation in Hungary by using Methods of Gisgis Business, *Geoinformationstechnologie fur die Praxis* 11, 16-18.
- Móricz, N., 2011, *Egy erdő és parlagterület vízforgalmának összehasonlító vizsgálata*, Doktori (Ph.D) értekezés, NyME, 8-12.
- Mundruczó, Gy., 1981, *Alkalmazott regressziószámítás*, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Neppel, F., Somogyi, S. & Domokos, M. and the experts of the cooperating Danube Countries, 1999, in. Paleogeography of the Danube and its cathment, A hydrographic monograph, Follow-up volume V, The riverbed conditions of the Danube 2, Regional cooperation of the Danube Countries in the Framework of the International Hydrological Programme of UNESCO, VITUKI Rt.
- Pálfai, I. (ed.), 1990, *Alapozó szakvélemények a Duna – Tisza közti vízrendezések hatásvizsgálatához*, VITUKI, Budapest.
- Pálfai, I. (ed.), 1994, *A Duna–Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái*, A Nagyalföld Alapítvány kötetei 3, Békéscsaba.
- Pálfai, I. 1995, A Duna–Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái és megoldásuklehetséges útjai, *Vízügyi Közlemények* 76(1-2), 144-164.
- Pálfai, I. 2010, A Duna–Tisza közti hátság vízháztartási sajátosságai, *Hidrológiai Közöny*, 90(1), 40-44.
- Pécsi, M., 1959, A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana, *Földrajzi Monográfiák* 3, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Rakonczai, J. & Bódis K., 2001, 'A geoinformatika alkalmazása a környezeti változások kvantitatív értékelésében. A földrajz eredményei az új évezred küszöbén.' *A Magyar Földrajzi Konferencia anyaga*, CD-ROM, Szeged, p 19, <http://geograph>

y.hu/mfk2001/cikkek/RakonczaiBodis.pdf

- Rakonczai, J. & Bódis, K., 2002, A környezeti változások következményei az Alföld felszín alatti vízkészleteiben, in R., Mészáros, F., Schweitzer & J., Tóth (eds.), *Jakucs László, a tudós, az ismeretterjeszt és a művész*, pp. 227–232, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet - SZTE Gazdaság- és Társadalomföldrajzi Tanszék, Szeged.
- Rakonczai, J. & Geiger, J., 2006, 'A Duna–Tisza közti talajvízszint változások földtani és geomorfológiai kapcsolatai', Előadás ppt *X. Geomatikai Anként*, Mórahalom.
- Rakonczai, J., 2006, Klímaváltozás – Aridifikáció – Változó Tájak, in A., Kiss, G., Mezősi & Z., Sümeghy (eds.), *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*, pp. 593–603, Szeged, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék.
- Rakonczai, J., Bozsó, G., Margóczy, K., Barna, Gy. & Pál-Molnár, E., 2008, Modification of salt-affected soils and their vegetation under the influence of climate change at the steppe of Szabadkígyós (Hungary), *Cereal Research Communications* 36, 2047–2050.
- Rakonczai, J., 2011, Az Alföld tájváltozásai és a klímaváltozás, in J., Rakonczai (ed.), *Környezeti változások és az Alföld*, pp. 137-148, Békéscsaba, Nagyalföld Alapítvány.
- Rakonczai, J., 2013, *A klímaváltozás következményei a dél-alföldi tájon (A természeti földrajz változó szerepe és lehetőségei)*. Akadémiai doktori értekezés, p. 74-91, Budapest.
- Rétháti, L., 1974, Talajvíz-idősorok homogenitás vizsgálata, *Hidrológiai Közlöny*, 54 (1), 1-48.
- Rétháti, L., 1977, A talajvíz-idősorok autokorrelációs vizsgálata, *Műszaki tudomány*, 3-4.
- Rónai, A., 1953, Újabb adatok a Duna –Tisza közti talajvizekről, *Hidrológia Közlöny* 5-6, 211-227.
- Rónai, A., 1956, A magyar medencék talajvize, az országos talajvíztérképező munka eredményei, *MÁFI Évkönyv* 46 (1), 148-151.
- Rónai, A., 1985, Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica*, Series Geologica 21, 466.
- Simon, T., 1979, A Duna–Tisza köze növénytakarójának történeti kialakulása, in K., Tóth (ed.), *Nemzeti Park a Kiskunságban*, pp. 165-178, Budapest, Natura.
- Soó, R., 1965, *Növényföldrajz*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szabó, Gy., 1959, Pest belterületének hidrogeológiai viszonyairól, *Hidrológiai Közlöny* 59(6).
- Szabó, Gy., 1960, Talajvízszint változása Pest belterületén, *Hidrológia Közlöny* 60(2), 106-115.

- Szalai, J., 2003, Fejezetek a talajvízszint-észlelőhálózat kialakulásának és fejlődésének történetéből, *A Felszín Alatti Vizekért Alapítvány jubileumi konferenciájának kiadványa*.
- Szalai, J., 2004, A hidrológiai közelmúlt sajátosságai a talajvízszintekben, *Vízügyi Közlemények*, 2004(1-2), 155-166.
- Szalai, J., & Nagy, Gy., 2006, 'Az utóbbi évtized időjárási eseményeinek hatása a talajvízszintek alakulására a Duna–Tisza közén', *Magyar Hidrológiai Társaság XXVI. Hidrológiai Vándorgyűlése*, Pécs, from <http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/24/5szekcio/240506.htm>
- Szalai, J., Kovács, J., Kovácsné Székely, I., Lázár, M. & Molnár, M., 2008, A talajvízszint tér- és időbeli alakulása a Duna – Tisza közén a XX. század közepétől napjainkig, kilátások, in *MHT XXVI. Országos Vándorgyűlés*, p 26, 2008.07.02-2008.07.04, Miskolc, Magyarország.
- Szalai, J., Kovács, J. & Kovácsné Székely, I., 2011, A Duna – Tisza köze csapadék és talajvízszint-adatainak vizsgálata klaszteranalízissel, in J., Rakonczai (ed.), *Környezeti változások és az Alföld, Békéscsaba*, pp. 111-118, Nagyalföld Alapítvány, A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7.
- Szalai, J., 2012, Időjárási szélsőségek hatása a Duna–Tisza köze talajvízjárásának alakulására, in K., Nyári (ed.), *A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete*, 2012 Szegedi Tudományegyetem Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék.
- Szalai, S. & Szentimrey, T., 2001, Melegedett-e Magyarország éghajlata a XX. században?, in G., Szász (ed.), *Berényi Dénes születésének centenáris jubileumi tudományos ülése*, DE-MTA OMSZ.
- Szalai, S., Auer, I., Hiebl, J., Milkovich, J., Radim, T. Stepanek, P., Zahradnicek, P., Bihari, Z., Lakatos, M., Szentimrey, T., Limanowka, D., Kilar, P., Cheval, S., Deak, Gy., Mihic, D., Antolovic, I., Nejedlik, P., Stastny, P., Mikulova, K., Nabyvanets, I., Skyryk, O. & Krakovskaya, S., 2012, *Climate of the Greater Carpathian Region. Final Technical Report*, from www.carpatclim-eu.org.
- Szanyi, J. & Kovács, B., 2009: *Egyesített 3D hidrodinamikai modell a felszín alatti vizek használatának fenntartható fejlesztéséhez a magyar-szerb országhatár menti régióban*. Kézirat, INTERREG III/A HUSER0602/131).
- Szász, G. & Tőkei, L., 1997, *Meteorológia, mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek*, Mezőgazda Kiadó, Budapest.

- Szentimrey, T. & Bihari, Z., 2006a, Meteorológiai interpolációs rendszer (MISH) éghajlati információk felhasználásával, in Á., Kertész (ed.), *III. Magyar Földrajzi Konferencia előadásanyagai*, p. 10, CD-ROM, MTA FKI, Budapest.
- Szentimrey, T. & Bihari, Z., 2006b, MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis), in O. E., Tveito, M., Wegehenkel, F., van der Wel & H., Dobesch, *The use of GIS in climatology and meteorology*, pp. 54-56, COST Action 719 Final Report.
- Szentimrey, T. & Bihari, Z., 2007, 'Mathematical background of the spatial interpolation methods and the software MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis)', *Proceedings from the Conference on Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology*, pp. 17-27, Budapest, Hungary, 2004, COST Action 719, COST Office, 2007, <http://owww.met.hu/pages/seminars/seeera/downloads.htm>
- Szentimrey, T., 2011, Manual of homogenization software MASHv3.03, *Hungarian Meteorological Service*, pp.64.
- Szilágyi, J. & Vörösmarty, Ch., 1993, A Duna–Tisza közti talajvízszint-süllyedések okainak vizsgálata, *Vízügyi Közlemények*, 75(3).
- Szodfridt, I., 1990, Hozzászólás: Major Pál és Neppel Ferenc: A Duna–Tisza közti talajvízszint-süllyedése című cikkéhez. (Megjelent a *Vízügyi Közlemények* 1988. évi 4. füzetének 605-626. oldalán.), *Vízügyi Közlemények* 72(3), 287-291.
- Szodfridt, I., 1991, A talajvízsüllyedés és az erdők kapcsolata a Duna–Tisza közti homokon, *Erdészeti lapok* 126(1), 22–23.
- Szodfridt, I., 1993, Az erdő és a talajvizek kapcsolata a Duna–Tisza közti hátságon, *Hidrológia Közlöny* 1, 44-45.
- Szodfridt, I., 1996, Az erdő és víz, in Cs., Mátyás (ed.), *Erdészeti ökológia*, pp. 214-221, Budapest, Mezőgazdakiadó.
- Telbisz, T., Székely B. & Timár G., 2013, *Digitális terepmodellek*, <http://mek.niif.hu/12000/12042/>.
- Thyll, Sz., 1997, Síkvidéki vízrendezés, in Vermes (ed.), *Vízgazdálkodás*, pp. 197-241, Mezőgazdasági Szaktudás Kiadó, Budapest.
- Tobler W., 1970, A computer movie simulating urban growth in the Detroit region, *Economic Geography* 46(2), 234-240.
- Tooth, J., 1861, *Kis-Kun-Halás város története*, Nagy-Kőrös.
- Török, I. Gy., 1994, Hogyan küzd a magyarországi Duna–Tisza közti régió a 15 éve pusztító aszályal?, *Víztükör* 34(1),4-5.

- Tóth, J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, *Jurnal of Geophysical Research* 67, 4375-4387.
- Tóth, J., 1995, A nagy kiterjedésű üledékes medencék felszín alatti vizeinek hidraulikai folytonossága, *Hidrológiai Közlemények* 75, 153-160.
- Tóth, J. & Almási, I., 2001, Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian basin, *Geofluids* 1,11-36.
- Ubell, K., 1953, Talajvíztározódás a csapadék hatására, *Vízügyi Közlemények* 2.
- Ujházy, N., & Biró, M., 2013, A vizes élőhelyek változásai Szabadszállás határában, *Tájökológiai Lapok* 11(2), 291-310.
- Vályi, B., 1898, *A Dunavölgy átnézeti térképe*, <http://dunaiszigetek.blogspot.hu/2013/01/valyi-bela-dunavolgy-atnezeti-terkepe.html>.
- Várallyay, Gy., 1984, Magyarországi homoktalajok vízgazdálkodási problémái, *Agrokémia és Talajtan* 33, 159–169.
- VÁTI, 1994a, *Tézisek és megállapítások a homokhátság talajvízszint süllyedésének terület-, illetve településfejlesztési kölcsönhatásairól*, VÁTI Rt. Magyar Regionális Fejlesztési Urbanisztikai és Építészeti Részvénytársaság., Budapest.
- VÁTI, 1994b, *Kistérségek vízpótlásának megoldása, lokális vízpótlási rendszerek kistérségi fejlesztési feladatainak meghatározása*, VÁTI Rt. Magyar Regionális Fejlesztési Urbanisztikai és Építészeti Részvénytársaság, Budapest.
- VITUKI, 1989, *A Duna–Tisza közti talajvízszint-süllyedés és a rétegvíztermelés kapcsolatának modellezése*, Témabeszámoló, Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, Budapest.
- VITUKI, 1991, *A vízjogi engedélyek nélküli talajvízkivételek becslése*, Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, Budapest.
- VITUKI, 2005, *A Duna–Tisza köze hidrológiai – környezeti állapotértékelése*, Gy., Varga (ed.), VITUKI KHT, Budapest.
- VITUKI, 2006, *A Duna–Tisza közti hátság hidrometeorológiai, felszíni és felszín alatti vizeinek mennyiségére vonatkozó mérő- és megfigyelőrendszer működtetése és értékelése*, Zárójelentés, VITUKI Kht, Hidrológiai Intézet, Budapest.
- VITUKI., 2001–2002, *Régiók hidrológiai állapotértékelése: Duna–Tisza köze*, Budapest.
- Völgyesi, I., 2006, A Homokhátság felszín alatti vízháztartása – vízpótlási és vízvisszatartási lehetőségek. *MHT XXIV. Országos Vándorülés Kiadványa*. Pécs, from <http://volgyesi.uw.hu/dokuk/homokhatsag.pdf>.
- Wackernagel, H., 2003, *Multivariate Geostatistics*, Springer Verlag, Berlin.

- Waters, N. M., 1989, Expert systems within a GIS: Knowledge acquisition for spatial decision support systems, *Proceedings of the ACTES National Conference*, pp. 741-759, Otowa.
- Webster, R. & Oliver, M.A., 2007, *Geostatistics for Environmental Scientists*, 2nd ed. Wiley, USA.
- Zlinszky, E., 1899, *Műszaki leírás a Pest-megyei Dunavölgy lecsapolási és öntözési tervéhez*, Pátria Ny, Budapest
- Zólyomi, B., 1958, Budapest és környékének természetes növénytakarója, in M., Pécsi (ed.), *Budapest természeti képe*, pp. 508-642, Budapest, Akadémiai Kiadó.
- Zólyomi, B., 1989, Magyarország természetes növényzete, in M., Pécsi (ed.), *Magyarország Nemzeti Atlasza*, pp 89, Kartográfiai Vállalat, Budapest.

Ábrajegyzék

1. ábra: A 1362-es számú ladánybenei kút menetgörbéje	5
2. ábra: A 4520-as számú borotai kút menetgörbéje	6
3. ábra: A 1401-es számú öregcsertői kút menetgörbéje.....	7
4. ábra: A 1383-as számú izsáki kút menetgörbéje	8
5. ábra: A kiemelt kutak elhelyezkedése	9
6. ábra: A 2000. évi átlagos talajvízszintek eltérése az 1956-1960 közötti évek átlagától (Szalai J & Nagy 2006)	10
7. ábra: Az egyes klasztercsoportok elhelyezkedése Rakonczai & Geiger (2006) vizsgálatai (a), valamint Szalai <i>et al.</i> (2011) szerint (b).....	15
8. ábra: A Duna–Tisza köze áttekintő térképe	18
9. ábra: A Duna–Tisza köze fontosabb csatornái és vízfolyásai	20
10. ábra: A Duna–Tisza köze hidraulikai és vízrétegtani szelvénye (Mádlné Szőnyi & Tóth J 2009).....	21
11. ábra: Országos évi középhőmérsékletek Magyarországon 1901-2009 között (Bartholy et al. 2011).....	26
12. ábra: Az éves középhőmérsékletek változásának területi eloszlása az 1980-2009 időszakban (Bartholy et al. 2011).....	27
13. ábra: Hóhullámos napok száma (napi középhőmérséklet > 25°C) az 1980-2009-es időszakban, rácsponti trendbecslés alapján (Bartholy et al. 2011).....	27

14. ábra: Az éves csapadékösszeg exponenciális trendillesztéssel számított százalékos változása 1960 és 2009 között (Bartholy et al. 2011)	28
15. ábra: Az évszakos csapadékösszeg százalékos változása 1960 és 2009 között (Bartholy et al. 2011).....	29
16. ábra: Az erdők vízháztartása (Kucsara 1996 nyomán).....	30
17. ábra: Az Orgovány határában található 1414-es számú kút menetgörbéje: 1985. május-augusztus között 2 m-t csökkent a vízszint, majd rövid időn belül visszaállt.....	34
18. ábra: A Duna–Tisza köze víz borította és árvízjárta területei, az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt (Magyar Királyi Földművelésügyi Minisztérium Vízrajzi Intézete 1938 nyomán).....	36
19. ábra: A félvariogram tulajdonságai	41
20. ábra: Elméleti félvariogram típusok (Golden Software, Inc. 2002).....	42
21. ábra: A hatástávolság és a mintavételi háló kapcsolata négyzethálós telepítésnél (Füst 1997 alapján).....	43
22. ábra: A hatástávolság és a mintavételi háló kapcsolata háromszöghálós telepítésnél (Füst 1997 alapján).....	43
23. ábra: Mintavételi háló alakzatok összehasonlítása (Füst 1997 alapján).....	44
24. ábra: A backward eliminációs módszer folyamatábrája	56
25. ábra: A vizsgálatokhoz felhasznált talajvízszint-megfigyelőkutak elhelyezkedése a Duna–Tisza közén.....	59
26. ábra: A variogramszámításhoz felhasználható kutak száma a vizsgált időszakban.....	60
27. ábra: A mérések számának eloszlása a vizsgált időtartamban	60
28. ábra: A Kiskunsági homokhát területére eső, a vízhiányszámítás során felhasznált kutak elhelyezkedése.....	62
29. ábra: A többváltozós regresszióvizsgálathoz felhasznált kutak elhelyezkedése és a belőlük levezetett Thiessen-poligonok által meghatározott mintaterület.....	64
30. ábra: A csapadék mennyiségének változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve	67
31. ábra: A potenciális evapotranspiráció mennyiségének változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve	67
32. ábra: A csapadék és a potenciális evapotranspiráció mennyiségének változása és a belőlük származtatott éghajlati vízhiány értékei a mintaterületen 1961-2010 között.....	68
33. ábra: A csapadék mennyiségének változása és a kumulált csapadékhiány a mintaterületen 1961-2010 között.....	68

34. ábra: Az erdőterületek változása a mintaterületen a rendelkezésre álló négy időpontban .	70
35. ábra: Az erdőterületek változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve	71
36. ábra: A vízkitermelés változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve	72
37. ábra: A csatornák változása a mintaterületen a rendelkezésre álló négy időpontban	73
38. ábra: A csatornák hosszának változása a mintaterületen 1961-2010 között az 1961-es érték százalékában kifejezve	73
39. ábra: A véletlenszerűen kiválasztott félvariogramok három különböző időpontban mutatnak be irányfüggetlen eseteket.	74
40. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján	75
41. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján lineáris trend leválasztása után	76
42. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramja 2006. októberi adatok alapján másodfokú trend leválasztása után	76
43. ábra: A 2006. októberi adatok 3D-s pontfelhője és a pontok síkvetületeire illesztett trendek	76
44. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramjai egységes koordináta-rendszerben.....	77
45. ábra: A 2006. októberi adatok alapján szerkesztett regionális félvariogram-felület színátmenetes megjelenítése	77
46. ábra: A négy főirány iránymenti empirikus félvariogramjai 2006. októberi adatok alapján kétszeres felbontásban.....	78
47. ábra: A legkisebb hatástávolságra illesztett szférikus elméleti félvariogramok	79
48. ábra: A Fülöpházi-buckavidék iránymenti empirikus félvariogramjai a négy főirányban és a variogram felülete.....	80
49. ábra: Az átfedésben lévő hatásterületek száma a Duna–Tisza közén (a) 1986. októberi és (b) 2010. októberi adatok alapján.....	81
50. ábra: A származtatott elméleti kutatási háló és a 2010. októberében mérő kutak viszonya a Duna – Tisza közti hátság területén	82
51. ábra: A Hernád község területén található két kút 2010-es talajvízszint eltérésnégyzete a variogramfelhőn (a), és az említett kutak elhelyezkedése (b)	85
52. ábra: A talajvízszint csökkenés mértéke 1981-2010 között.....	86

53. ábra: Az egyes tényezők változása 1961-2010 között, az 1961-es érték százalékában kifejezve	87
54. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenlet alapján becsült értékek ...	89
55. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenletek alapján becsült értékek	95
56. ábra: A talajvíz terep alatti mélysége és a regressziós egyenletek alapján becsült értékek	97

Táblázatok jegyzéke

1. táblázat: Alföldi fafajok évi vízigénye (Járó 1981).....	33
2. táblázat: A varianciaanalízis (ANOVA) tábla.....	53
3. táblázat: A súlyozott csapadékátlag számításához használt tényezők (Pálfai 1990).....	66
4. táblázat: A regresszió paraméterei egy, kettő illetve öt éves eltolás esetén.....	88
5. táblázat: A regresszió paraméterei az 1966-1980-ig tartó időszakra	88
6. táblázat: Az első modell regressziós statisztikája	90
7. táblázat: az első modell varianciaanalízis-táblája	91
8. táblázat: A második modell regressziós statisztikája	92
9. táblázat: A harmadik modell regressziós statisztikája.....	93
10. táblázat: a harmadik modell varianciaanalízis-táblája	93
11. táblázat: A negyedik modell regressziós statisztikája	94
12. táblázat: a negyedik modell varianciaanalízis-táblája.....	94
13. táblázat: Az egyes befolyásoló tényezők aránya a három modell szerint	99

Rövidítések jegyzéke

ANOVA: Analysis of variance

ASC: ActionScript Communication File

CLC: Corine Land Cover

DDM: Digitális domborzatmodell

DTA50: 1:50000 méretarányú Digitális Térképészeti Adatbázis

EOV: Egységes Országos Vetület

FÖMI: Földmérési és Távérzékelési Intézet

GIS: Geographic information system

IDW: Inverse Distance Weighted

JPG: Joint Photographic Experts Group

KSH: Központi Statisztikai Hivatal

MASH: Multiple Analysis of Series for Homogenization

MePAR: Mezőgazdasági Parcella Azonosító Rendszer

MH TÉHI: Magyar Honvédség Térképészei Hivatal

MISH: Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis

MTESZ: Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetsége

OMSZ: Országos Meteorológiai Szolgálat

PET: Potenciális evapotranspiráció

SPSS: Statistical Package for the Social Sciences

TeIR: Országos Területfejlesztési és Területrendezési Információs Rendszer

TIF: Tagged Image File Format

T-STAR: Területi Statisztikai Adatok Rendszere

VAHAVA: Változás-Hatás-Válaszadás

VÁTI: Városépítési Tudományos és Tervező Intézet

VIF: Variance inflation factor

VITUKI: Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet

XLS: Excel Spreadsheet

Mellékletek jegyzéke

1. melléklet: Multivario 1.0 forráskód	126
2. melléklet: A kiválasztott kutak menetgörbéi.....	132

Mellékletek

1. melléklet: Multivario 1.0 forráskód

```

Dim fldr As FileDialog
Dim sItem As String
Dim DetrendMethod As Integer

Sub VarioFormInit ()
    cbDuplData.AddItem "All"
    cbDuplData.AddItem "None"
    cbDuplData.AddItem "First"
    cbDuplData.AddItem "Last"
    cbDuplData.AddItem "Minimum X"
    cbDuplData.AddItem "Maximum X"
    cbDuplData.AddItem "Median X"
    cbDuplData.AddItem "Minimum Y"
    cbDuplData.AddItem "Maximum Y"
    cbDuplData.AddItem "Median Y"
    cbDuplData.AddItem "Minimum Z"
    cbDuplData.AddItem "Maximum Z"
    cbDuplData.AddItem "Median Z"
    cbDuplData.AddItem "Sum"
    cbDuplData.AddItem "Average"
    cbDuplData.AddItem "Midrange"
    cbDuplData.AddItem "Random"
    cbDuplData = cbDuplData.List(0)
    cbExtension.AddItem ".jpg"
    cbExtension.AddItem ".tif"
    cbExtension.AddItem ".png"
    cbExtension = cbExtension.List(0)
    OptionButton1.Value = 1
    lblSelectedDir = ActiveWorkbook.Path + "\"
End Sub

Sub CreateDir(dirname As String)

Dim MyFile As String
MyFile = dir(dirname, vbDirectory)
If (Len(MyFile) = 0) Then
    MkDir dirname
End If
End Sub

Private Sub btnBrowseDir_Click()
    GetFolder (ActiveWorkbook.Path)
End Sub

Private Sub chkMaxLagDistEnable_Click()
    If (chkMaxLagDistEnable = True) Then
        txtMaxLagDist.Visible = True
    ElseIf (chkMaxLagDistEnable = False) Then
        txtMaxLagDist.Value = ""
        txtMaxLagDist.Visible = False
    End If
End Sub

```

```

Private Sub chkVertScaleEnable_Click()
    If (chkVertScaleEnable = True) Then
        txtVertScale.Visible = True
    ElseIf (chkVertScaleEnable = False) Then
        txtVertScale.Value = ""
        txtVertScale.Visible = False

    End If
End Sub

Private Sub cmdSurfer_Click()
    On Error GoTo err_handler

    Dim nVal As Long
    Dim SurferApp As Object
    Set SurferApp = CreateObject("Surfer.Application")
    SurferApp.Visible = False
    Dim InFile As String
    InFile = ActiveWorkbook.FullName

    Dim Variogram As Object
    Dim MapNumber As Integer

    Sheets("Data").Select
    Dim lColumn As Long
    lColumn = Range("A1").CurrentRegion.Columns.Count

    For MapNumber = 1 To lColumn - 2 Step 1

        Dim Plot As Object
        Set Plot = SurferApp.Documents.Add
        Dim Shapes As Object
        Set Shapes = Plot.Shapes

    If txtMaxLagDist.Visible Then
        If Not IsNumeric(txtMaxLagDist.Text) Then
            MsgBox "Invalid numeric value!", vbExclamation, "Error"
            With txtMaxLagDist
                .SetFocus
                .SelStart = 0
                .SelLength = Len(.Text)
            End With

            Exit Sub
        Else
            nVal = CLng(txtMaxLagDist.Text)
            If (nVal <= 0) Then
                MsgBox "Value must be > 0", vbExclamation, "Error"
                With txtMaxLagDist
                    .SetFocus
                    .SelStart = 0
                    .SelLength = Len(.Text)
                End With

                Exit Sub
            End If
        End If
    End If

    If Not IsNumeric(XTolerance.Text) Then
        MsgBox "Invalid numeric value!", vbExclamation, "Error"
    
```

```

With XTolerance
    .SetFocus
    .SelStart = 0
    .SelLength = Len(.Text)
End With

Exit Sub
Else
    nVal = CInt(XTolerance.Text)
    If (nVal < 0) Then
        MsgBox "Value must be >= 0", vbExclamation, "Error"
        With XTolerance
            .SetFocus
            .SelStart = 0
            .SelLength = Len(.Text)
        End With

        Exit Sub
    End If
End If

If Not IsNumeric(YTolerance.Text) Then
    MsgBox "Invalid numeric value!", vbExclamation, "Error"
    With YTolerance
        .SetFocus
        .SelStart = 0
        .SelLength = Len(.Text)
    End With

    Exit Sub
Else
    nVal = CInt(YTolerance.Text)
    If (nVal < 0) Then
        MsgBox "Value must be >= 0", vbExclamation, "Error"
        With YTolerance
            .SetFocus
            .SelStart = 0
            .SelLength = Len(.Text)
        End With

        Exit Sub
    End If
End If

If txtVertScale.Visible Then
    If Not IsNumeric(txtVertScale.Text) Then
        MsgBox "Invalid numeric value!", vbExclamation, "Error"
        With txtVertScale
            .SetFocus
            .SelStart = 0
            .SelLength = Len(.Text)
        End With

        Exit Sub
    Else
        nVal = CInt(txtVertScale.Text)
        If (nVal <= 0) Then
            MsgBox "Value must be > 0", vbExclamation, "Error"
            With txtVertScale
                .SetFocus
                .SelStart = 0
            End With
        End If
    End If
End If

```

```

        .SelLength = Len(.Text)
    End With

    Exit Sub
End If
End If
End If

Set Variogram = Shapes.AddVariogram(DataFileName:=InFile, _
    xCol:=1, yCol:=2, zCol:=MapNumber + 2, DetrendMethod:=DetrendMethod,
DupMethod:=cbDuplData.ListIndex + 1, _
    xDupTol:=XTolerance, yDupTol:=YTolerance,
NumAngularDivisions:=txtAngDiv, NumRadialDivisions:=txtRadDiv,
ShowReport:=True)

If (txtMaxLagDist.Visible) And (txtMaxLagDist <> "") Then
    Variogram.MaxLagDistance = txtMaxLagDist
End If

If (txtVertScale.Visible) And (txtVertScale <> "") Then
    Variogram.VerticalScale = txtVertScale
End If

Variogram.NumLags = txtNumLegs
Variogram.LagDirection = txtDir
Variogram.LagTolerance = txtTolerance
Variogram.ShowVariance = chkShowVariance

If (chkShowVarianceText = True) Then
    variText = Format(Variogram.Statistics(Statistic:=35), "##,##0.00")
    Plot.Shapes.AddText(Variogram.Left + Variogram.width / 2, _
        Variogram.Top - 5, "variance: " + variText).Font.Size = 14
End If

Variogram.ShowModel = False
Variogram.ShowExperimental = True
Variogram.ShowPairs = chkShowPairs
Variogram.ShowSymbols = chkShowSymbols
Variogram.ShowSubTitle = chkShowSubTitle

titleLength = Len(Variogram.Title)
colPlace = InStr(Variogram.Title, ":")
rNum = titleLength - colPlace - 1
Variogram.Title = Right$(Variogram.Title, rNum)
Variogram.TitleFont.Size = 25
Variogram.Symbol.Index = 2

Variogram.PairsFont.Face = "Times New Roman"
Variogram.PairsFont.Size = 6

If (chkExportDat = True) Then
    CreateDir (lblSelectedDir + "Dat")
    Variogram.Export (lblSelectedDir + "\Dat\" +
Right$(Variogram.Title, rNum) + ".dat")
End If

CreateDir (lblSelectedDir + "Images")
If (cbExtension = ".jpg" Or cbExtension = ".png") Then
    Plot.Export2 lblSelectedDir + "\Images\" + Right$(Variogram.Title,
rNum) + cbExtension, , "HDPI=" + txtDPI + ", VDPI=" + txtDPI + "txtDPI"
ElseIf (cbExtension = ".tif") Then

```

```

        Plot.Export2 lblSelectedDir + lblSelectedDir + "\Images\" +
Right$(Variogram.Title, rNum) + cbExtension, , "HDPI=" + txtDPI + ", VDPI="
+ txtDPI + "txtDPI, ColorDepth=24, Compress=1"
    End If

Next

    Dim curdir As String
    curdir = ActiveWorkbook.Path

    End

err_handler:
    MsgBox "Error while processing request!" & vbCrLf & "Error at line:
" & Erl & vbCrLf & "Message: " + Error, vbCritical

End Sub

Function GetFolder(strPath As String) As String
Set fldr = Application.FileDialog(msoFileDialogFolderPicker)
With fldr
    .Title = "Select a Folder"
    .AllowMultiSelect = False
    .InitialFileName = strPath
    If .Show <> -1 Then GoTo NextCode
    sItem = .SelectedItems(1)
    lblSelectedDir = sItem + "\"
End With
NextCode:
GetFolder = sItem
Set fldr = Nothing
End Function

Private Sub OptionButton1_Click()
    DetrendMethod = 1
End Sub

Private Sub OptionButton2_Click()
    DetrendMethod = 2
End Sub

Private Sub OptionButton3_Click()
    DetrendMethod = 3
End Sub

Private Sub spAngDiv_Change()
    txtAngDiv.Text = spAngDiv.Value
End Sub

Private Sub spDir_Change()
    txtDir.Text = spDir.Value
End Sub

Private Sub spDPI_Change()
    txtDPI = spDPI.Value
End Sub

Private Sub spNumLegs_Change()
    txtNumLegs.Text = spNumLegs.Value
End Sub

```

```

Private Sub spRadDiv_Change ()
    txtRadDiv.Text = spRadDiv.Value
End Sub

Private Sub spTolerance_Change ()
    txtTolerance.Text = spTolerance.Value
End Sub

Private Sub UserForm_Initialize ()
    VarioFormInit
End Sub

```

The screenshot shows the 'Multivario 1.0' application window. It features several configuration panels:

- Variogram Grid:** Max Lag Distance: 34000 (checked), Angular Divisions: 180, Radial Divisions: 100.
- Duplicate Data:** To Keep: All (dropdown), X Tolerance: 0, Y Tolerance: 0.
- Detrend:** Radio buttons for 'Do not detrend the data' (selected), 'Linear', and 'Quadratic'.
- Property manager:** Number of lags: 25, Vertical scale: 160 (checked), Direction: 90, Tolerance: 90. Checkboxes for 'Show variance' (checked), 'Show variance text' (unchecked), 'Show pairs' (unchecked), 'Show symbols' (checked), and 'Show subtitle' (checked).
- File and Output:** Current path: C:\Temp\, File type: .jpg, DPI: 150, 'Make DAT files' (unchecked), and 'Get Variograms' button.
- A 'Browse' button is located next to the file path.

2. melléklet: A kiválasztott kutak menetgörbéi

