

**TALAJVÍZSZINT-FLUKTUÁCIÓK KLÍMAELEMÉK TÜKRÉBEN
ALFÖLDI ESETTANULMÁNYOKON**

Doktori értekezés



Garamhegyi Tamás

Témavezető: **Kovács József Ph.D, habil**, egyetemi docens

Környezettudományi Doktori Iskola
Környezeti földtudomány doktori program

Doktori iskola vezetője

Jánosi Imre D.Sc.
egyetemi tanár

Programvezető

Szabó Csaba Ph.D, habil
egyetemi docens

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Budapest, 2020. június

TARTALOMJEGYZÉK

RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE	3
I. BEVEZETÉS	4
1. A TALAJVÍZSZINT-FLUKTUÁCIÓT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK.....	7
II. CÉLKITŰZÉSEK	10
1. A TALAJVÍZSZINT PERIODIKUS INGADOZÁSA ÉS KAPCSOLATA A KLÍMAELEMekkel	10
2. A TALAJVÍZSZINT TRENDJELLEGŰ VÁLTOZÁSAINAK ÉS A HIDRAULIKUS REZSIMTERÜLETEK KAPCSOLATA ...	11
III. AZ ANYAG	12
1. VIZSGÁLT IDŐINTERVALLUM	12
2. KUTATÁSI TERÜLET	12
3. FELHASZNÁLT ADATOK	16
3.1. <i>Talajvízszint-idősorok</i>	16
3.2. <i>Meteorológiai idősorok</i>	19
IV. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK.....	23
1. PERIODICITÁSVIZSGÁLATOK	23
1.1. <i>Wavelet spektrum-analízis (WSA)</i>	24
1.2. <i>Wavelet-koherencia (WTC)</i>	27
2. A TALAJVÍZSZINT TRENDJELLEGŰ VÁLTOZÁSAINAK ÉS A HIDRAULIKUS REZSIMTERÜLETEK KAPCSOLATA ...	28
2.1. <i>Adatelőkészítés</i>	30
2.2. <i>A talajvízszint ingadozását leíró statisztikák</i>	31
2.3. <i>A megfigyelőkutak csoportosítása és az eredmények validálása</i>	32
2.4. <i>Korrelációanalízis</i>	33
2.5. <i>Térbeli interpoláció, vizualizáció</i>	34
3. FELHASZNÁLT SZOFTVEREK	35
V. A TALAJVÍZSZINT PERIODIKUS INGADOZÁSA ÉS A KLÍMAELEMek KAPCSOLATA ..	36
1. EREDMÉNYEK	36
1.1. <i>Periodicitás a vízszintidősorokban</i>	37
1.2. <i>Éves perióduskimaradási csúcsok</i>	40
1.3. <i>Az éves periódusamplitúdó változásai</i>	43
1.4. <i>Lokális meteorológiai változók</i>	45
1.5. <i>Regionális meteorológiai változók</i>	47
2. DISZKUSSZIÓ	49
2.1. <i>Lokális vezérlőtényezők</i>	50
2.2. <i>Regionális vezérlőtényezők</i>	55

3. KÖVETKEZTETÉSEK.....	57
VI. HIDRAULIKUS REZSIMTERÜLETEK LEHATÁROLÁSA TALAJVÍZSZINT-IDŐSOROK GEOMATEMATIKAI VIZSGÁLATÁVAL	59
1. EREDMÉNYEK.....	59
1.1. <i>A talajvízszintek időbeli változékonyságának térbeli eloszlása</i>	<i>59</i>
1.2. <i>A talajvízszintmegfigyelő-kutak térbeli csoportjainak meghatározása és jellemzése.....</i>	<i>60</i>
1.3. <i>Korrelációanalízis meteorológiai paraméterekkel</i>	<i>64</i>
1.4. <i>A talajvíztükör és a tározott vízkészlet tér- és időbeli változásai.....</i>	<i>68</i>
2. DISZKUSSZIÓ.....	71
2.1. <i>A meghatározott klasztercsoportok összevetése a korábbi vizsgálatok eredményeivel.....</i>	<i>71</i>
2.2. <i>A talajvíztükör változásainak kapcsolata a topográfiával – a hidrogeológiai kontextus</i>	<i>73</i>
2.3. <i>Az eredmények validálása a korábbi hidrogeológiai tanulmányok tükrében</i>	<i>78</i>
2.4. <i>Kitekintés: a hosszú időn keresztül fennálló csapadékhiány hatásai a rezsimterületekre.....</i>	<i>82</i>
3. KÖVETKEZTETÉSEK.....	84
VII. ÖSSZEFOGLALÁS.....	86
VIII. TÉZISEK.....	87
1. A TALAJVÍZSZINT PERIODIKUS INGADOZÁSA ÉS A KLÍMAELEMELK KAPCSOLATA	87
2. HIDRAULIKUS REZSIMTERÜLETEK LEHATÁROLÁSA TALAJVÍZSZINT-IDŐSOROK GEOMATEMATIKAI ELEMZÉSÉVEL	88
SUMMARY.....	90
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	91
IRODALOMJEGYZÉK	93
ÁBRAJEGYZÉK	106
MELLÉKLETEK	110

RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE

AI	ariditási index (Aridity Index)
COI	konfidenciaintervallum/befolyásolt terület (cone of influence)
CPD	kumulált csapadékeltérés (Cumulative Precipitation Departure)
CPED	kumulált potenciális evapotranspiráció-eltérés (Cumulative Potential Evapotranspiration Departure)
DTk	Duna–Tisza köze
EOV	Egységes országos vetület
FAV	felszín alatti víz
HCA	hierarchikus klaszteranalízis (hierachical cluster analysis)
LDA	lineáris diszkriminanciaanalízis (linear discriminant analysis)
MSLP	átlagos tengerszinti légnyomás (mean sea-level pressure)
PSD	teljesítménysűrűség-spektrum (power spectral density)
scPDSI	Palmer-féle aszályindex (self-calibrated Palmer Drought Severity Index)
SPI	standardizált csapadékindex (Standardized Precipitation Index)
SPEI	standardizált csapadék-evapotranspirációs index (Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index)
Tt	Tiszántúl
WSA	waveletspektrum-analízis (wavelet spectrum analysis)
WT	wavelet-transzformáció (wavelet transformation)
WTC	wavelet-koherencia (wavelet transform coherence)

I. BEVEZETÉS

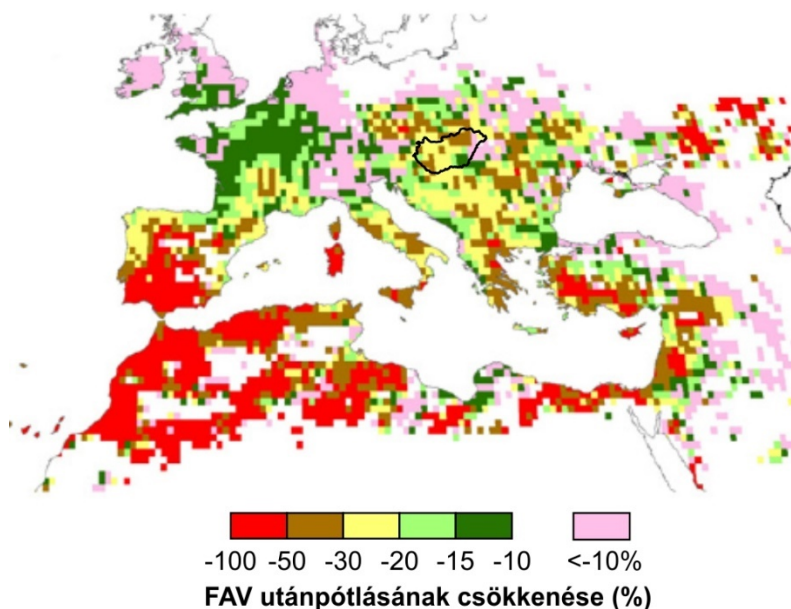
Széles körben elfogadott tény, hogy az édesvíz az egyik legfontosabb és legveszélyeztetettebb természeti erőforrás, amelynek elérhető mennyiségét a klímaváltozás is jelentős mértékben befolyásolja (Aeschbach-Hertig és Gleeson, 2012; Vörösmarty et al., 2000). Az édesvíz egyik legfontosabb forrása a felszín alatti víz (FAV), amely a második legnagyobb térfogatú vízkészletet – a fagyott állapotú vízkészletek után – a Földön (Aeschbach-Hertig és Gleeson, 2012), és a felszíni édesvízkészletekhez viszonyítva összességében kevésbé érzékeny az aszályra, valamint az antropogén szennyezésekre. Globálisan a FAV az öntözéshez felhasznált vízmennyiség ~40%-át teszi ki (Siebert et al., 2010), és jelentős részét adja az ivóvíz-ellátásnak is (Oki és Kanae, 2006). A Föld lakosságának közel a fele függ a felszín alatti vízkészletből származó ivóvíztől, miközben az egyre komolyabb vízkészletcsökkenés több mint 2 milliárd ember megfelelő minőségű ivóvíz- és öntözővíz-ellátását fenyegeti (Oki és Kanae, 2006).

Az elmúlt 50 évben a FAV kitermelésének részaránya globálisan elérte az összesen termelt víz 35%-át, és világszerte fontos vízforrássá vált az ipar (27%), a mezőgazdaság (42%) és a háztartások (36%) számára (Döll et al., 2012). Jelenleg számos régióban a FAV mennyiségének csökkenése a víztartó rétegek túlzott szivattyúzásával, víztelenítésével áll kapcsolatban (Hoque et al., 2007; Ta'any et al., 2009). A klíma fokozatos megváltozása azonban a vízigény további növekedését hozza magával (Gun, 2012).

A klímamodellek prognózisai alapján az éghajlatváltozás hatására 2050-re globálisan, számos régióban növekedni fog a csapadék és a megújuló édesvízkészlet mennyisége, ezzel párhuzamosan azonban lesznek olyan területek, ahol az utánpótlás jelentősen csökkenni fog (IPCC, 2007). Ezzel együtt a szélsőséges meteorológiai események valószínűségének növekedése is várható (IPCC, 2007; Oki és Kanae, 2006), ami számos régió FAV-utánpótlását érintheti negatívan. A klímaváltozás és a FAV kapcsolatát vizsgáló kutatók többsége egyetért abban, hogy az éghajlatváltozás miatt megnövekvő átlaghőmérséklet és a megváltozó csapadékeloszlás-mintázatok jelentős negatív hatással lesznek a felszín alatti vizek utánpótlására és azok elérhetőségére (Abou Zaki et al., 2019; Eslamian és Eslamian, 2017; Kundzewicz és Döll, 2009; Shahid et al., 2017).

Döll 2009-ben négy különböző – az IPCC CO₂-emisszió előrejelzésein alapuló – klímaszcenárió alapján vizsgálta globálisan a FAV-utánpótlás változásait 2050-ig. A különböző modellek eredményei bár globálisan nem mutattak egységes képet, mindegyik esetben az északi szélességek FAV-utánpótlásának növekedését jelezték előre, ugyanakkor 30–70% közötti utánpótlás-csökkenést jósoltak Északkelet-Brazília, Délnyugat-Afrika és a mediterrán térség területére, beleértve a Kárpát-medencét is (Döll, 2009).

A legpesszimistább modell (a CO₂-emisszió 11 Gt C év⁻¹ -ről (1990) 25 Gt C év⁻¹-re (2050) nő) alapján a Földközi-tenger térségében (1. ábra), Afrika északi részén FAV-utánpótlás akár 50–100% közötti csökkenése is várható, de a legtöbb területen 20% fölötti csökkenést prognosztizál a modell 2050-ig. Magyarország területén is jelentős lehet a csökkenés, 15 és 50% közé tehető (Döll, 2009).



1. ábra. A felszín alatti víz (FAV) utánpótlásának modellezett csökkenése 2050-re az 1961–1990 közötti referenciaidőszakhoz képest Döll, 2009 alapján.

A fenti, globális léptékű tanulmány eredményei egybevágóak a regionális léptékű, Kárpát-medencére készült klímamodellek eredményeivel is. Ezek a régióban az átlaghőmérséklet és az extrém klímaesemények gyakoriságának a megnövekedését jósolják a XXI. század végére. Meteorológusok a legnagyobb növekedést az extrém meleg napok számában prognosztizálják, ezeknek akár a megduplázódása is várható (Bartholy et al., 2011). Ezzel párhuzamosan a nyári csapadék mennyiségének csökkenését, az egyes csapadékesemények intenzitásának erősödését és a téli csapadék mennyiségének

növekedését jósolják a század végére (Bartholy és Pongrácz, 2007; Bartholy et al., 2011). A 2021–2050-re futtatott klímaszimulációk továbbá az aszályveszélyes időszakok 10–30%-os megnövekedését prognosztizálták 2100-ig (Mezősi et al., 2014). A modellek pontossága természetesen minden esetben megkérdőjelezendő, Molnár és Molnár 2012-es tanulmánya alapján a fenti modellek alábecsülik a várható változásokat, amelyekkel – többek között – a mezőgazdaságnak is szembe kell majd néznie (Molnár és Molnár, 2012).

Mindazonáltal a felszín alatti vízkészlet a víztartók túlzott szivattyúzása és a klímaváltozás hatására már az elmúlt néhány évtizedben is csökkenő trendet mutatott számos országban (Aeschbach-Hertig és Gleeson, 2012), például az Egyesült Államokban, Ausztráliában (Konikow és Kendy, 2005 19) és Kínában (Qi et al., 2018; Xia et al., 2019 48). A negatív hatások Európában is megfigyelhetők. Közép- és Kelet-Európában elsősorban az alacsonyabban fekvő zónákat, a síkságok területeit érinti (Alcamo et al., 2007). Magyarországon elsősorban az Alföld területén figyelhető meg a felszín alatti vízkészlet csökkenése (Ladányi et al., 2009; Rakonczai, 2013; Somlyódy, 2002).

Természetes körülmények között a felszín alatti víznek meghatározó szerepe van a folyók alaphozamának szabályozásában és a felszíni ökoszisztémák fenntartásában (Fan et al., 2013). A FAV-tól függő ökoszisztémák (állóvizek, lápok, nedves gyepek) esetében a talajvíztükör helyzete játszik fontos szerepet (Kløve et al., 2014), valamint a vízszint a kapilláris vízemelésen keresztül a felszíni vegetáció állapotát és a mezőgazdasági terméshozamokat is befolyásolja (Kroes et al., 2018; Mejia et al., 2000). Minőségét és mennyiségét azonban egyre inkább veszélyezteti az urbanizáció, az iparosodás és az éghajlatváltozás (Alcamo et al., 2007; Kundzewicz és Döll, 2009). A FAV számos régióban az öntözővíz elsődleges forrása, de sok esetben használják másodlagos vízforrásként is aszályos időszakok idején (Siebert et al., 2010), ezért bármilyen eredetű (természetes vagy antropogén) vízszintsüllyedés negatív hatással lehet a felszíni ökoszisztémákra. A terméshozamok csökkenésének és az öntözés költségnövekedésének továbbá súlyos gazdasági hatásai is lehetnek azokban a régiókban, ahol a FAV az öntözővíz elsődleges forrása (Abou Zaki et al., 2019; Salem et al., 2017). Fontos tehát meghatározni azt, hogy a külső (antropogén vagy természetes) hatások milyen rövid-, illetve hosszútávú vízszintváltozásokat eredményeznek, és azt is, hogy ezekre a hatásokra mely területek a legérzékenyebbek.

1. A talajvízszint-fluktuációt befolyásoló tényezők

A felszínen vagy felszínközélen lezajló környezeti folyamatok sok esetben periodikusak, amely alól a talajvízszint ingadozása sem kivétel. Ennek oka, hogy a fluktuációt jelentősen befolyásoló tényezők (pl. hőmérséklet, evapotranspiráció, légnyomás) szintén periodikus viselkedést mutatnak napi, éves és sokéves léptékben is (Freeze és Cherry, 1979). A szabályos periódus azonban meteorológiai vagy akár antropogén hatások miatt torzulhat, illetve kimaradhat. Például egy erősen aszályos, illetve extrém magas csapadéjú évben a szezonális periodikus mintázat gyakran felborul (Edossa et al., 2016; Fehér et al., 2016; Kovács et al., 2010a).

Rövid időskálán (egy éven belül) a talajvízszint periodikus változásait elsősorban az evapotranspiráció és a csapadék éven belüli eloszlása vezérli (Freeze és Cherry, 1979). Ezért a csapadékmennyiség és a talajvízszint közötti szignifikáns összefüggések feltárása segíthet meghatározni egy mintaterület rezsimerületeinek az érzékenységet is (Green et al., 2011). Alapvetően a csapadék és a párolgás mennyisége és éven belüli megoszlása a beáramlási területek vízmérlegében meghatározó, míg a kiáramlási területeken a felszín alatti utánpótlásból érkező víz képes kompenzálni egy időszakos csapadékhiány negatív hatásait (Lauffenburger et al., 2018; Tóth, 2009), azonban a periodikus változások ott is megjelennek. Egy adott mintaterületen tehát a periodikus jellegzetességek mögött rejlő háttér folyamatok megértése segítheti a meteorológiai extrém események hatásainak a megértését is.

A periodikus változásokon kívül trendjellegű változások is megfigyelhetők a talajvízszintek idősoraiban (Shumway és Stoffer, 2017). A hosszú (több évtizedes) időskálán fennálló külső hatás (pl. klímaváltozás) miatt bekövetkező talajvízszint-változás mértékét alapvetően a következő hidrogeológiai tényezők befolyásolják:

- (i) a felszín alatti vízrezsím típusa, mivel a beáramlási területek sokkal érzékenyebben reagálnak a meteorológiai kondíciók megváltozására, mint a kiáramlási területek (Lauffenburger et al., 2018; Salem et al., 2018; Smerdon, 2017; Solomon et al., 2007);
- (ii) Az érintett vízáramlási rendszer mérete, léptéke. A lokális áramlási rendszerek sokkal érzékenyebben reagálnak a beszivárgás megváltozására és a lokális klíma változásaira, mint a sokkal nagyobb térbeli tartományban működő regionális

áramlási rendszerek, amelyek méretüknél fogva sokkal hosszabb ideig képesek pufferelni a megváltozott külső hatásokat (Tóth, 2009);

- (iii) A felszín alatti víz áramlásának intenzitása, amely a hidraulikus gradienstől és a víztartó képződmény hidraulikai tulajdonságaitól függ (hidraulikus vezetőképesség, fedetlen víztartó esetében az effektív porozitás, fedett víztartó esetében pedig a fajlagos tározóképesség). Minél nagyobb az áramlás intenzitása, a változások annál gyorsabban zajlanak le az áramlási pálya mentén (Freeze és Cherry, 1979; Kløve et al., 2014; Lauffenburger et al., 2018; Salem et al., 2018; Tóth, 2009).

A fentiek alapján egy régió felszín alatti vízáramlási rendszereinek és rezsimterületeinek ismerete nagy mértékben hozzájárulhat ahhoz, hogy a külső hatásokra érzékeny területeket meghatározzuk (Kløve et al., 2014). Ehhez a modern hidrogeológiában széleskörű eszköztár áll rendelkezésre. Hidraulikus potenciáltérképek (adott mélységtartományban szűrőzött kutak vízszintjeiből készült térkép), hidraulikus keresztmetszelvények, p-z profilok, ökológiai térképek, numerikus szimulációk stb. kombinálása lehetővé teszi a vízáramlási irányok és a hidraulikus rezsimterületek (beáramlási és kiáramlási zónáinak) térbeli lehatárolását egy adott régióban (Freeze és Cherry, 1979; Tóth, 2009).

Az eszköztárból azonban feltűnően hiányoznak a modern geomatematikai módszerek, amelyek alkalmazhatóságának alapjait a különböző környezeti monitoringhálózatok globális elterjedése és az ezekből származó nagyszámú, jó minőségű adathalmaz teremti meg. Európai szinten a víz-keretirányelv kiemelten hangsúlyozza a mennyiségi és minőségi monitoring fontosságát és ezzel párhuzamosan a folyamatos kiértékelés szerepét annak érdekében, hogy a víztestek jó állapota hosszú távon fenntartható legyen (Water Framework Directive, WFD; 2000/60/EC). Következésképpen az egyes vízadók vízkészletének és sérülékenységének értékelésénél ez az integrált megközelítés alkalmazandó (Filippini et al., 2015; Hatvani et al., 2014b). A kiértékeléseknél nagyon fontos szempont az is, hogy olyan módszerek és eszközkészlet álljanak rendelkezésünkre, amelyekkel hatékonyan és gyorsan lehet a feladatot elvégezni. Az automatizált vízszintmonitoring-hálózatokból kinyerhető nagy adathalmazok alkalmasak arra is, hogy egy régió vízkészletváltozásait nyomon kövessük (Konikow és Kendy, 2005; van Bracht,

2001; Zhou et al., 2013). Megteremti továbbá a lehetőséget annak is, hogy egy mintaterület hidraulikai rezsimterületeit meghatározzuk adatelemzési módszerek segítségével.

II. CÉLKITŰZÉSEK

Vizsgálataim fő irányát a talajvízszintben különböző időskálán bekövetkező változások vizsgálatai adják, a gyakorlatban ez megfigyelőkutak vízszintidősorainak geometematikai vizsgálatát jelenti. Az idősorelemzés számos megközelítés alapján végezhető, a dolgozatban az additív idősori modellt (Shumway és Stoffer, 2017) követem, amely alapján egy idősor ($Y(t)$) alapvetően a trend ($T(t)$), a periódus ($P(t)$) és a zaj ($\varepsilon(t)$) összegeként képezhető (1. egyenlet):

$$Y(t) = T(t) + P(t) + \varepsilon(t) \quad (1)$$

Ekként külön-külön foglalkozom a talajvízszint-idősorok periodikus és trendjellegű komponenseivel és a változásokból kinyerhető információkkal.

A vizsgálatokat a Kárpát-medence olyan mintaterületein végzem, amelyek a mezőgazdaság szempontjából fontosak, víz- és környezetvédelmi szempontból pedig az erősen érzékeny kategóriába tartoznak, és kitettebbek a meteorológiai extrém események hatásainak is (pl. aszály).

1. A talajvízszint periodikus ingadozása és kapcsolata a klímaelemekkel

Ezek a vizsgálatok egyrészt a vízszint periodikus viselkedésének részletes megismerésére, másrészt pedig a periodicitás és a meteorológiai folyamatok kapcsolatának feltárására irányulnak. A vizsgálatok így három fő cél köré csoportosíthatók:

- Meghatározni, hogy a talajvízszint ingadozásában milyen periódusidők mutathatók ki, és ezek a periódusidők időben és térben változtak-e a vizsgált időintervallum alatt.
- Amennyiben a periodikus komponens az idősorokban nem volt szignifikáns a teljes időszakban, és/vagy a szabályos periódus időben torzult, szükséges megvizsgálni azt, hogy ez milyen változásokkal járt együtt (pl. amplitúdó-vagy periódushossz-változás, vízszintsüllyedés stb.)
- Ezeken túlmenően szükséges meghatározni a periodikus viselkedés dinamikáját irányító lokális és regionális meteorológiai háttérfolyamatokat a rendelkezésre álló meteorológiai adatbázisok (CarpatClim, ECMWF ERA-20C) elemzésének segítségével.

A periodikus jellegzetességek retrospektív vizsgálata és értelmezése segítheti a jövőbeli meteorológiai extrém események hatásainak a megértését is. A vizsgálatok várható eredményei így hozzájárulhatnak a jövőbeni aszályos időszakokra való felkészülési stratégiák kidolgozásához.

2. A talajvízszint trendjellegű változásainak és a hidraulikus rezsimerületek kapcsolata

A talajvízszint évtizedes léptékű, trendjellegű változásainak vizsgálata segíthet rámutatni egy mintaterület különböző zónáinak a külső hatásokkal szembeni érzékenységére. Az érzékeny zónák feltérképezése szintén hozzájárulhat a jövőbeli negatív hatások (pl. a klímaváltozás) kezelésére irányuló felkészüléshez is. A vizsgálatok így az alábbi célok elérésére irányulnak:

- A talajvízszint és a meteorológiai paraméterek több évtizedes hosszúságú idősorainak fölhasználásával, geomatematikai módszerek segítségével, azaz idősoros vizsgálatokkal lehatárolni egy választott mintaterület hidraulikus rezsimerületeit (a beáramlási és kiáramlási területeket).
- Továbbá, ha ez lehetséges, akkor egy egyszerűen használható, statisztikai módszerekből álló megközelítés kialakítása, amely egy mintaterület meglévő idősorai alapján a rezsimerületek elhelyezkedéséről gyors és robosztus képet adhat.
- Meghatározni, hogy a vízkészlet hogyan változott egy mintaterületen évtizedes léptékben, valamint azt, hogy ez a különböző karakterisztikájú rezsimerületeken hogyan jelent meg.
- Feltárni, hogy megfeleltethető-e egy mintaterület vízjárása hosszú időskálán valamilyen környezeti indexszel vagy meteorológiai paraméterrel. Ha igen, akkor megvizsgálni azt, hogy rezsimerületenként más-e az alkalmas leíró paraméter.

A fenti célok elérése és az eredmények validálása érdekében egy olyan mintaterület került kiválasztásra, amely megfelelő adatfelbontással rendelkezik, és már régóta a vizsgálatok keretében áll, így a korábbi hidrogeológiai vizsgálatok a hidraulikai rezsimerületeit is részletesen feltárták.

III. AZ ANYAG

Magyarországon a síkvidéki területeken, főképp az Alföldön – mezőgazdasági jelentősége miatt – kiterjedt, sekély mélységű megfigyelőkutakból álló talajvízszint-monitoringhálózat üzemel. A megfigyelőhálózat része a Magyar Vízirajzi Monitoring Hálózatnak, amelyet az Országos Vízügyi főigazgatóság (OVF) üzemeltet, regionális vízügyi igazgatóságok segítségével. A hálózatból rendelkezésre álló vízszintidősorok nagyfokú tér- és időbeli lefedettséget biztosítanak idősoros vizsgálatok elvégzéséhez. Jelen munka kitűzött céljaihoz azonban megfelelő hosszúságú, valamint egyenletes térbeli lefedettségű vízszintidősorból álló adathalmazra volt szükség.

1. Vizsgált időintervallum

Magyarországon a talajvízszint megfigyelésére vonatkozó első mérések a XIX. század végén történtek (Suess, 1866). A kiterjedt monitoringhálózat kiépülése azonban csak a múlt század 20-as és 30-as éveiben kezdődött, és a térbeli felbontás csak az 1960-as évekre nőtt meg számottevően. Jelenleg mintegy 1500 felszínközeli törzsállomáson és több mint 1300 üzemi állomáson történik talajvízszint-észlelés, melyből közel 400 kút távmért (Szalai, 2003).

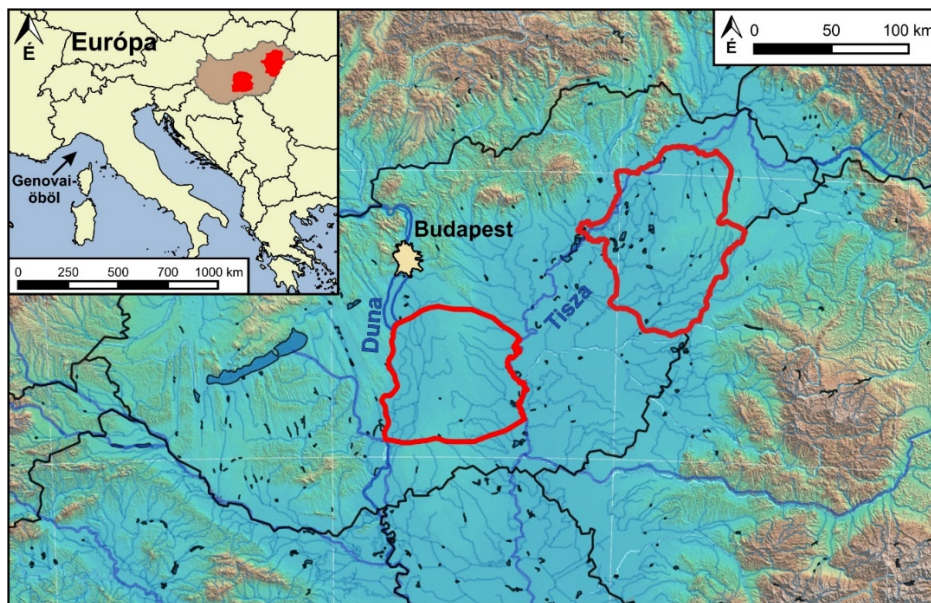
Vízszintidősorokon kívül a vizsgálatokhoz meteorológiai paraméterekre is szükség volt. A Kárpát-medence területére elérhető lokális klímaadatbázis (CarpatClim) az 1961 és 2010 közötti, míg a regionális (ECMWF ERA20C) adatbázis az 1900–2010 közötti időszakot fedi le. A fentiek alapján ezért a vizsgált időszakot az 1961 és 2010 közötti, 50 év hosszú időintervallumra szűkítettem le.

2. Kutatási terület

Az Alföldet intenzív mezőgazdasági termelés jellemzi (Burgerné Gimes, 2014), amely fontos szerepet tölt be a kelet-közép-európai térségben. A rendszerváltás előtt a mezőgazdaság az ország egyik legfontosabb gazdasági szektora volt. A vizsgált időtáv 60%-a ebbe az időszakba tartozik. A magyar mezőgazdaság az 1989–1990 között a bruttó nemzeti össztermék (GDP, Gross Domestic Product) 17%-át tette ki és a munkaerő 22%-át foglalkoztatta, továbbá a teljes export 22%-a származott a mezőgazdasági szektorból. Ezek az arányok azonban az 1990-es rendszerváltást követően szignifikánsan megváltoztak, a

GDP részesedése 3,3%-ra, a munkaerő 4,7%-ra és az export 7%-ra csökkent 2007-re (Burgerné Gimes, 2014).

Az Alföldön két mintaterület került kiválasztásra (2. ábra) annak érdekében, hogy a regionális klímafolyamatok hatásai is igazolhatók legyenek. Az egyik a Duna–Tisza közének központi részén (46,3-47,2°N – 18,9-20,2°E, továbbiakban Duna–Tisza köze, DTk), a másik a Tiszántúl északkeleti részén (47-48,2°N – 20,7-22,2°E, továbbiakban Tiszántúl, Tt) helyezkedik el.

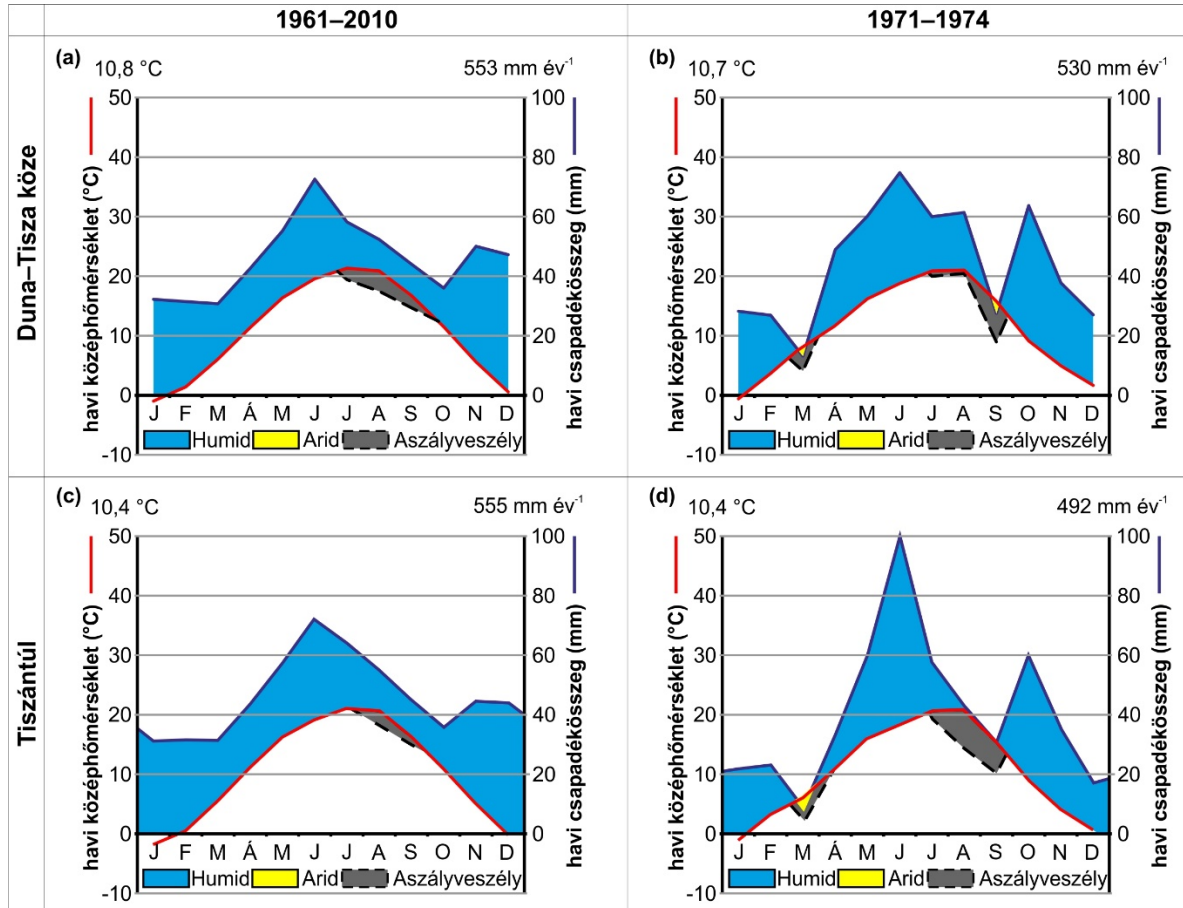


2. ábra. A kiválasztott mintaterületek elhelyezkedése Európában és a Kárpát-medencében.

A Duna–Tisza közü mintaterület kiterjedése ~8000 km² (5. ábra: a), nyugatról kelet felé haladva magában foglalja a Duna menti síkságot, a Duna–Tisza közü hátságot, valamint az Alsó-Tisza-vidéket. Keleti és nyugati határa a Tisza, illetve a Duna, északról a Gödöllői dombság, délről pedig a Bácskai löszös síkság határolja (Bulla, 1962). Felszíni morfológiáját a folyók mentén széles, lapos völgyek (80–95 mBf), központi részét a Központi-homokhátság adja (~100–130 mBf). Utóbbi alakja nyeregszerű, gerince a Dunához közelebb, északkelet–délnyugati irányban fut végig (Kuti és Körössy, 1989).

A Tiszántúli mintaterület kiterjedése ~9000 km² (5. ábra: b), a Nyírség központi és déli részét, a Hajdúságot, a Hortobágyot és a Berettyó–Körös-vidék északi részét foglalja magában (Bulla, 1962). Északnyugaton a Tisza, délkeleten az országhatár határolja. A felszíni topográfia a nyírségi homokhátság (110–160 mBf) irányából a Tisza (keleten), illetve a Berettyó felé (délen) csökken 85 mBf-ig (Kuti és Körössy, 1989).

A két mintaterület klímája nagy vonalakban hasonló, kontinentális. Az 1961 és 2010 közötti időszakban az éves átlaghőmérséklet $10,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (DTk), illetve $10,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tt), az évi átlagos csapadékösszeg pedig 553 mm év^{-1} (DTk), illetve 555 mm év^{-1} (Tt) volt. A csapadék, illetve hőmérséklet éven belüli eloszlása a Walter–Lieth diagrammokon (Walter és Lieth, 2019) látható (3. ábra: a, c).

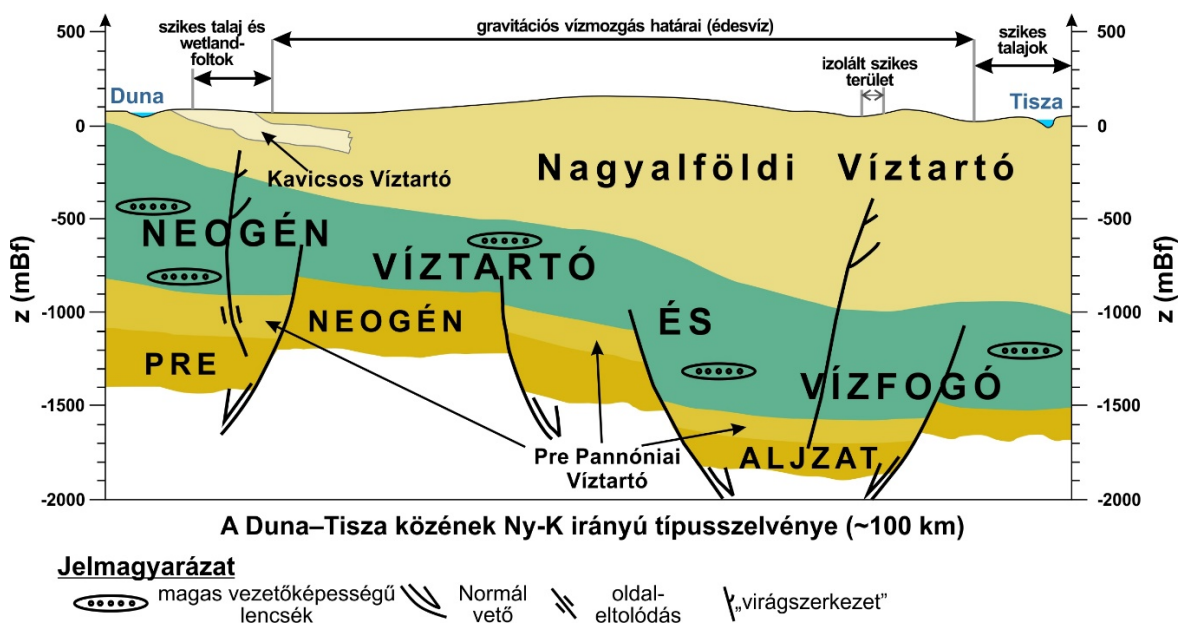


3. ábra. A Duna-Tisza köze és a Tiszántúl mintaterületek Walter–Lieth diagramjai 1961–2010 (DTk: a, Tt: c) és 1971-1974 (DTk: b, Tt: d) közötti időszakra. A tengelyek fölé írt értékek az éves átlaghőmérsékletet (bal) és az éves csapadékösszeget (jobb) mutatják. További jelmagyarázat a diagramokon.

A csapadék éves eloszlására korai nyári maximum jellemző (június), továbbá egy második maximum is azonosítható késő ősszel, amelyet az erős mediterrán hatás okoz (Péczely, 1961). A csapadékminimum télen, leggyakrabban februárban következik be. A késő nyári időszakban megnő az aszály valószínűsége, amelyet a magas hőmérséklet/párolgásértékek okoznak (3. ábra: a, c). Aszály azonban az év bármely hónapjában felléphet. 1971 és 1974 között (3. ábra: b, d) az 50 éves átlaghoz képest 23 mm -rel (DTk), illetve 63 mm -rel (Tt) volt kevesebb az éves csapadékösszeg. Ezzel együtt

a csapadék éven belüli eloszlása is megváltozott, amely így tavasszal és a nyár végén is aszályt okozott mindkét mintaterületen. A régió tehát általánosságban nincsen kitéve extrém aszálynak (3. ábra: a diagramokon „Arid”-ként jelölt részek), de amennyiben két-három egymást követő évben a lehulló csapadék mennyiségében és éven belüli eloszlásában enyhe változás következik be, az potenciálisan aszályt okozhat, amely egyben a talajvízszint süllyedését is eredményezheti.

Geológiai értelemben az Alföld a Pannon-medencéhez tartozik. A preneogén korú medencét erősen metamorfizálódott flis és karbonátok építik fel. A medencealjzat tektonikusan erősen deformált, kiemelt zónák (horstok) és árok szerkezetek (grabenek) tagolják, a medencetopográfia különbségei helyenként eléri a 3 km-t is (Royden et al., 2011). Példaként a Duna–Tisza közének hidrosztratigráfiai típuszelvénye látható a 4. ábrán. A medencét a Paratethys, majd a Pannon-tó fejlődéséhez köthető üledékek töltötték fel.



4. ábra. A Duna–Tisza közének Ny-K irányú hidrosztratigráfiai típuszelvénye (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009 nyomán).

A neogén korú, félig konszolidált és konszolidálatlan üledékes sorozat elsősorban tengeri, delta, tavi, eolikus és folyóvízi képződményekből épül fel, amely vastagsága a Duna, illetve a Nyírség felől (~600 m) a Tisza felé növekszik, és eléri a 4000 m-es vastagságot is (Juhász, 1991). Az eredeti üledékes szerkezetet az intenzív neogén tektonika erősen átalakította, a tektonikai szerkezeteket elsősorban normál vetők és virágszerkezetek

jellemzik (Horváth és Cloetingh, 1996; Juhász, 1991). A neogén egységek litológiai összetétele erősen változó, többnyire agyag, aleurit, homokkő és finomszemcsés kavics jellemző. Ebből adódóan a hidraulikus vezetőképesség is széles skálán mozog, 10^{-9} és 10^{-2} m s⁻¹ között (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). A generalizált hidrosztratigráfiából látható (4. ábra), hogy a medencealjzat víztartó rétegeit (Pre-Pannóniai Víztartó), egy vastag, főleg vízfogó tulajdonsággal jellemezhető zóna választja el a felszínközeli víztartó képződményektől (Nagyalföldi Víztartó). Ezek között a kapcsolatot a tektonikus szerkezetek és a magas hidraulikus vezetőképességű lencsék biztosítják (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009).

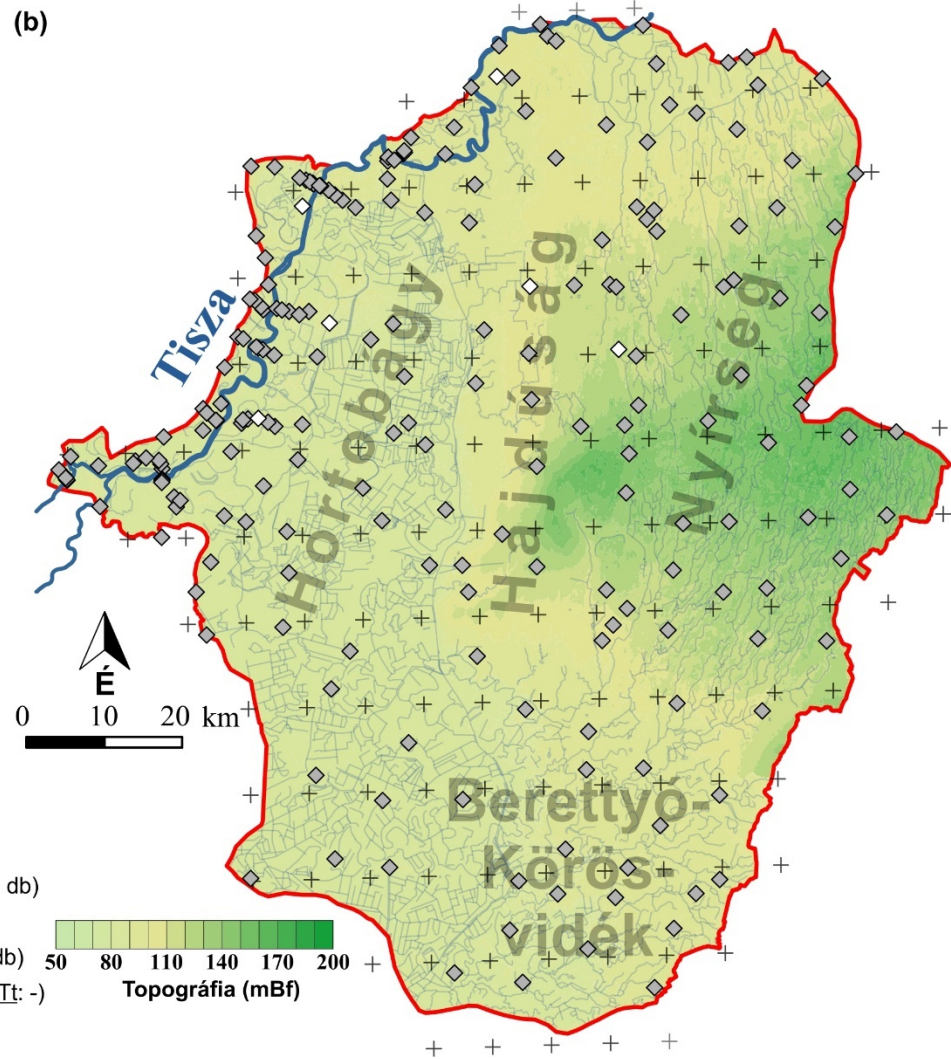
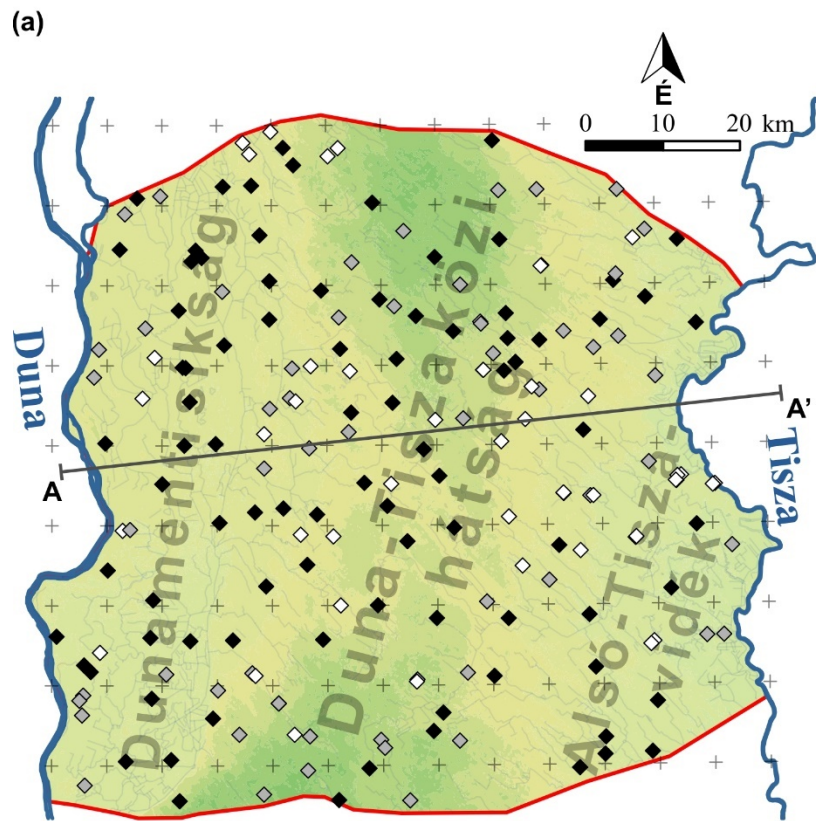
Jelen munka a sekély régióra fókuszál, amelyet elsősorban konszolidálatlan agyag, homok és finomszemcsés kavics épít fel (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). A talaj összetétele elsősorban homokos, rossz víztartó képességgel bír. Ezzel összefüggésben a vizsgált területek 60%-án lefelé történő elszivárgás jellemző. Terepi kísérletek alapján kimutatták, hogy a kutatási területek környezetében megtalálható konszolidáltabb talajok akár 60 mm esővizet is felvesznek anélkül, hogy annak a talajvíz szintjére hatása lenne (Varga, 2016).

A talajvízszint csökkenését mindkét mintaterületen megfigyelték az 1961 és 2010 közötti időszakban pl. (Rakonczai, 2013; Szalai, 2011), ami az öntözési vízigény megnövekedésével járt együtt, tovább süllyesztve ezzel a vízszintet. Ez a jelenség hasonló módon zajlott le a Tiszántúlon és a Duna–Tisza közén is (Szalai, 2011). Az Alföldön eleinte a legfelső, sekély rétegből (~15 m) származó vizet alkalmazták öntözési célokra, azonban a vízszintek süllyedésével a rendelkezésre álló vízmennyiség is lecsökkent, ezért mélyebb rétegek is szűrőzésre kerültek (~40 m). Ez a vízkészlet további csökkenéséhez vezetett. Mivel azonban jellemző a térségben az illegális vízkivétel is, emiatt a csökkenés valódi mértéke nehezen követhető nyomon.

3. Felhasznált adatok

3.1. Talajvízszint-idősorok

A Duna–Tisza közén 194 db, míg a Tiszántúlon 216 db megfigyelőkút idősora állt rendelkezésre az 1961 és 2010 közötti időszakra (5. ábra: a, b).



Jelmagyarázat:

~ folyó

— kutatási terület határa

— keresztszelvény nyomvonala

+ CarpatClim-gridpont

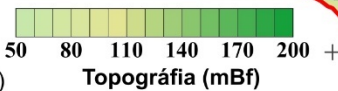
Talajvízszint-megfigyelőkút (DTk: 194 db, Tt: 216 db)

◇ nem vizsgálható (DTk: 45 db, Tt: 7)

◇ periodicitásvizsgálat (DTk: 149 db, Tt: 209 db)

◆ periodicitás- és trendvizsgálat (DTk: 91 db, Tt: -)

DTk: Duna-Tisza köze, Tt: Tiszántúl

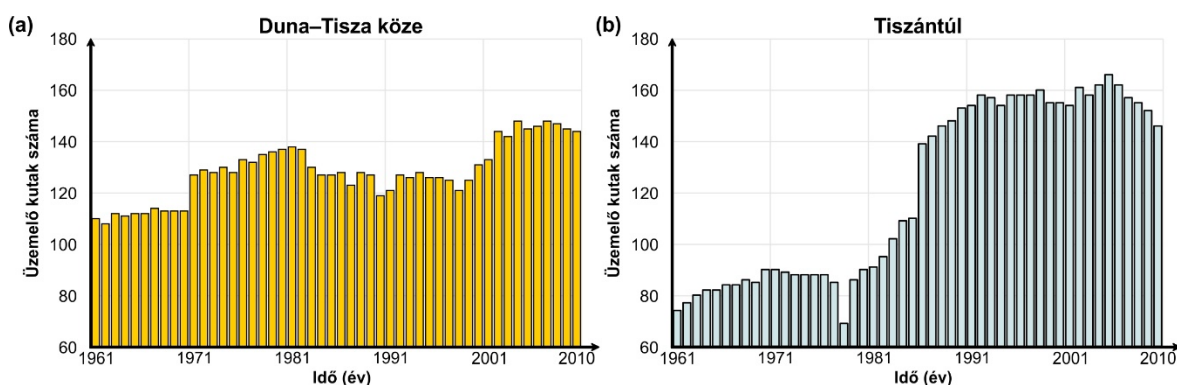


5. ábra. A Duna–Tisza köze, DTk (a) és a Tiszántúl Tt (b) vizsgálatokba bevont talajvízszint-megfigyelőkútjai és a területükre eső CarpatClim-rácspontok. Továbbiak a jelmagyarázatban. Az alaptérkép az SRTM domborzatmodell alapján készült (Farr et al., 2007).

A kutak mélységének mediánja a DTK-n 7,3 m (maximum: 25,7 m), illetve a Tiszántúlon 8,7 m (maximum: 27,4 m), tehát elmondható, hogy minden megfigyelőkút a felső, fedetlen víztartó réteget szűrőzi, amely az esetek nagy részében aleurit és homok váltakozásából épül fel. A megfigyelőkutak rétegsoráról nem állt rendelkezésre részletes információ.

A megfigyelőhálózat térbeli lefedettsége mindkét területen átlagosan ~2-3 kút/100 km². A Duna–Tisza közén a kutak egyenletesen oszlanak el (5. ábra: a), ezzel szemben a Tiszántúlon a kutak jelentős része (40%-a) a Tisza melletti 5 km-es sávban csoportosul (~9 kút/100 km²), a folyóra merőleges kútsorokban. Ezen a zónán kívül pedig csak ~1-2 kút/100 km² a monitoringrendszer térbeli felbontása (5. ábra: b).

E megfigyelőrendszer térbeli felbontása azonban jelentősen változott a vizsgált időszakban. 1961-től kezdődően a rendelkezésre álló kutak száma folyamatosan növekedett egészen a 2000-es évek közepéig, azután enyhe csökkenés figyelhető meg mindkét terület esetében (6. ábra). Az üzemelő kutak száma a Duna–Tisza közén (6. ábra: a) stabilan 110 és 150 darab között volt az egész időszakban. Ezzel szemben a Tiszántúlon (6. ábra: b) 1983 előtt 100 darab alatt, majd 1986-ban – egy jelentős kútlétesítési kampányt követően – tartósan 140 fölött volt a működő kutak száma. 1978-ban drasztikus mértékben, 69-re csökkent le ez a szám. Ennek eredményeként, bár az időszak végére több üzemelő kút volt a Tiszántúli mintaterületen, az egész időszakra vonatkozóan lényegesen rosszabb adatstruktúra állt rendelkezésre, mint a Duna–Tisza köze esetében.



6. ábra. Az üzemelő megfigyelőkutak számának időbeli változása a Duna–Tisza közén (a) és a Tiszántúlon (b).

A vízszintidősoroknak azonban nemcsak a térbeli, hanem az időbeli felbontása is jelentősen változott 1961 és 2010 között. A mintavétel gyakorisága az időszak elején 3 napos volt, ezt 1970 és 1990 között lecsökkentették heti 1 mintavételre, majd a digitális

vízszintmérés megjelenésével számos kútban 4 órára növekedett a mintavételi frekvencia. A 2000-es évek végére így a legtöbb kút időszora 3 különböző mintavételi frekvenciából álló szakaszból állt, amelyek adathiányos időszakokat is tartalmaztak.

3.2. Meteorológiai idősorok

3.2.1. Lokális meteorológiai paraméterek

A meteorológiai paraméterek idősorait több online elérhető nemzetközi adatbázisból gyűjtöttem össze. A lokális klímaméterek a *CarpatClim* (Climate of the Carpathian Region) klímaadatbázisból származnak, amely nemzetközi együttműködés keretein belül jött létre 2013-ban (Spinoni et al., 2015; Szalai et al., 2013). Az adatbázis a Kárpát-medence túlnyomó részére (44-50°N – 17-27°E) elérhető 0,1°-os (~10 km×10 km) térbeli felbontással az 1961–2010-es időintervallumra. 53 különböző meteorológiai változót és számított indexet tartalmaz, a legtöbb esetben napi felbontással. A mintaterületekre 140 db (Duna–Tisza közti), illetve 133 db (tiszántúli) rácspont esik (5. ábra: a, b). A vizsgálatokhoz elsősorban területi átlagokat használtam, illetve egyes kutak vizsgálatához a legközelebbi rácspont idősorát vettem figyelembe. Az adatbázis a mérhető meteorológiai változókön kívül (pl. csapadék, hőmérséklet stb.) ezekből származtatott meteorológiai paramétereket is tartalmaz, amelyeket elsősorban az aszály jellemzésére használnak. Ezek közül a vizsgálatokban is használt paramétereket részletezem a következőkben.

Az ariditási index (AI) a havi csapadékösszeg és a potenciális evapotranspiráció aránya. Havi, illetve éves léptékben is alkalmazzák, 1-nél kisebb értékei az átlagosnál szárazabb, 1-nél nagyobb értékei az átlagosnál nedvesebb periódusokat jelölnek (Mihic et al., 2013).

A Palmer-féle aszályossági index (scPDSI, self-calibrating Palmer Drought Severity) az Egyesült Államok klímaviszonyaira kifejlesztett paraméter (Palmer, 1965), melyet havi csapadék-, potenciális evapotranspiráció- és talajnedvesség-adatokból számítanak ki, figyelembe véve a lokális klímaviszonyokat és a földrajzi sajátosságokat is (Wells et al., 2004). A havi felbontású aszályindex értékeit 7–8 hónapos mozgóátlag-simítással számítják, amely így elsősorban az évesnél nagyobb léptékű változások leírására alkalmas (Wells et al., 2004). Az index negatív értékei aszályra, pozitív értékei nedves körülményekre utalnak. Minél kisebb az index értéke, annál súlyosabb aszályt jelez.

A standardizált csapadékindex (SPI, Standardized Precipitation Index) (McKee et al., 1993) jól ismert és globálisan széles körben alkalmazott paraméter az aszályos időszakok meghatározására (Hao et al., 2014). Az index számítása során egy adott időszak (1, 3, 6, 12, 24 hónap) alatt érkező csapadékmennyiségre első lépésben gamma-eloszlást illesztnek, majd ezt standard normál eloszlássá konvertálják, amelyet legalább 30 év hosszú bázisidőszakkal vetnek össze (McKee et al., 1993). Az SPI pozitív értéke az átlagosnál nedvesebb, míg negatív értékei az átlagosnál szárazabb időszakot jelölnek, így megkülönböztetnek: extrém száraz ($SPI \leq -2$), erősen száraz ($-2 < SPI \leq -1,5$), mérsékelten száraz ($-1,5 < SPI \leq -1,0$), átlagközelet ($-1 < SPI < 1$), mérsékelten nedves ($1,0 \leq SPI < 1,5$), nagyon nedves ($1,5 \leq SPI < 2,0$) és extrém nedves ($2 \leq SPI$) kategóriát. A különböző hosszúságú időszakokra számított SPI-értékeknek az alkalmazhatósága más és más. Az SPI-1 az aszály korai felismerését teszi lehetővé, az SPI-3 a lehetséges mezőgazdasági, míg az SPI-6, az SPI-12 és az SPI-24 már a hosszú távú hidrológiai/hidrogeológiai következményekre utal (McKee et al., 1993). A CarpatClim csak havi felbontásban tartalmazza az SPI-3-, SPI-6- és SPI-12-idősorokat, azonban a rezsimterület lehatárolási vizsgálataihoz éves felbontású SPI-adatokra is szükségem volt (SPI-12 és SPI-24), ezeket a CarpatClim csapadékértékeiből származtattam.

A standardizált csapadék-evapotranspirációs index (SPEI, standardized precipitation-evapotranspiration index) az SPI számítási módjára épül, de abban különbözik, hogy a csapadékértékekből a számítás előtt levonásra kerül a potenciális evapotranspiráció értéke. Ekképpen egy egyszerűsített vízmérleggel számol (Vicente-Serrano et al., 2010). Kevésbé elterjedt, mint az SPI, értékeit a CarpatClim havi felbontásban tartalmazza (SPEI-3, SPEI-6 és SPEI-12).

A kumulált csapadékeltérést (CPD, Cumulative Precipitation Departure) és a kumulált potenciális evapotranspiráció-eltérési indexet (CPED, Cumulative Potential Evapotranspiration Departure) a hosszú idejű csapadék/párolgástrendek lehatárolásához gyakran alkalmazzák a klimatológusok és a hidrológusok (Knowles Jr et al., 2002), illetve a CPD-t alkalmazták már a felszínalattvíz-utánpótlás változásának a meghatározására is (Butterworth et al., 1999; Jianhua et al., 2014; Xu és Van Tonder, 2001). A CPD- és CPED-idősort nem tartalmaz a CarpatClim, ezért ennek kiszámítását a csapadék-, illetve

potenciális evapotranspiráció-idősorokból az alábbi egyenlet segítségével végeztem (2. egyenlet):

$$\begin{aligned}y_0 &= x_0 - \hat{m}, \text{ ha } t = 0 \\y_t &= x_t - \hat{m} + y_{t-1}, \text{ ha } t > 0\end{aligned}\tag{2}$$

ahol x_t , egy eleme az eredeti idősornak, t időpillanatban, \hat{m} az eredeti idősor átlaga, y_t pedig a kumulált idősor egy eleme.

A periodicitásvizsgálathoz az alábbi havi felbontású változókat használtam fel: átlagos léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), csapadékösszeg (mm hónap^{-1}), potenciális evapotranspiráció (mm hónap^{-1}), felhőborítottság (-), globális besugárzás (J cm^{-2}), relatív páratartalom (%); továbbá az aszály jellemzésére használható, származtatott paraméterek, AI (-), scPDSI (-), SPI-3-6-12 (-), SPEI-3-6-12 (-).

A rezsimterületek lehatárolásához elsősorban éves felbontású változókat alkalmaztam: átlagos léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), csapadékösszeg (mm év^{-1}), potenciális evapotranspiráció (mm év^{-1}) napsütéses órák száma (h év^{-1}), globális besugárzás (J cm^{-2}), nedvességi index (-), továbbá az aszályindexek közül: Pálfai-féle aszályindex (-), AI (-), SPI-12-24 (-), CPD (mm év^{-1}), CPED (mm év^{-1}).

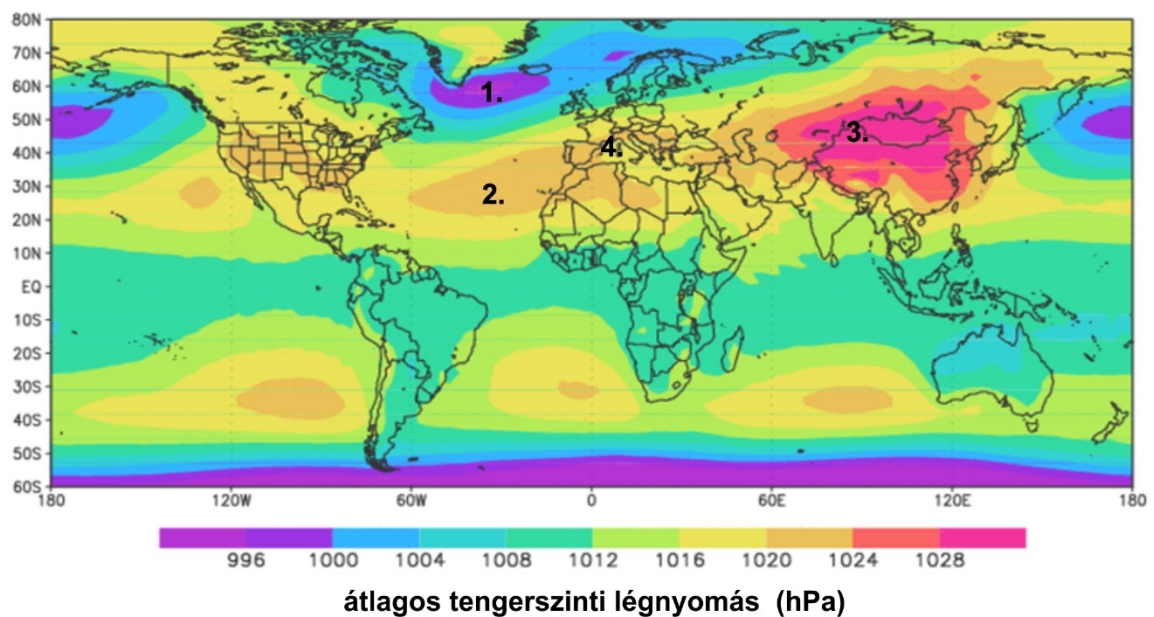
3.2.2. Regionális meteorológiai paraméterek

A vizsgált jelenségek nagyobb skálájú magyarázatához a Kárpát-medence éghajlatát befolyásoló akciócentrumokat (nyomásközpontokat) vizsgáltam meg: a magas légnyomású azori és szibériai, illetve az alacsony légnyomású izlandi és mediterrán (Genovai-öbölbeli) hatásközpontot (7. ábra). Előbbiekből anticiklonok, utóbbiakból ciklonok érkeznek a Kárpát-medence térségébe (Péczy, 1961) (részletek az értekezés V.1.5 és V.2.2 fejezetében). Ezeknek a mezoskálán zajló klímafolyamatoknak a jellemzése – amelyek egész Európa éghajlatát irányítják – legpontosabban nyomásadatokkal tehető meg.

Az ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-20C teljes Földre kiterjedő adatbázisa (Hersbach et al., 2015; Poli et al., 2016) meteorológiai mérések alapján, légköri modellek felhasználásával készült, lefedve a teljes XX. századot és a XXI. század első évtizedét. Az adathalmaz különböző nyomásszintek (91 modellszint a felszíntől

0,01 hPa-ig) magassági, hőmérsékleti és áramlási mezőiből áll, 0,5°-os térbeli és a legtöbb változó esetében 3 órás időbeli felbontással.

Az akciócentrumok helyzete időben változhat, az elmúlt évszázadban az alábbi földrajzi koordinátákkal határolt zónákban helyezkedett el: a mediterrán (43-44,5°N, 8,5-10°E) és az izlandi minimum (40-75°N, 90°W-20°E), illetve az azori (20-50°N, 70°W-10°E) és a szibériai maximum (25-70°N, 50-170°E) (Kalnay et al., 1996). Ezen zónák a minimum, illetve maximum tengerszintre korigált légnyomásértékeit (MSLP) az ERA-20C adatbázisból származtattam a vizsgált időszakra (1961-2010).



7. ábra. A Kárpát-medence éghajlatát befolyásoló izlandi (1), azori (2), szibériai (3) és a mediterrán (4) hatásközpontok térbeli helyzete, (Kalnay et al., 1996) alapján.

IV. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

A kutatásban szereplő vizsgálatok elvégzéséhez egyenközű idősorokra volt szükség. Mivel a legtöbb kút idősora 3 különböző mintavételi frekvenciából álló szakaszból állt, amelyek adathiányos időszakokat is tartalmaztak, ezért az adatelőkészítés nulladik fázisában az adatsorokat havi felbontásúra konvertáltam, ezt havi átlagok számításával tettem meg. Kizárólag azokat a hónapokat vettem figyelembe, amelyekből minimum 4 különböző hétről állt rendelkezésre mért vízszintérték. A periodicitásvizsgálatokhoz havi felbontású, a trendvizsgálathoz és a rezsimterületek lehatárolásához éves felbontású idősorok kerültek alkalmazásra, a részletek az adott fejezetekben olvashatók.

1. Periodicitásvizsgálatok

Az egyik legegyszerűbb, de erősen szubjektív módja a periodicitás becslésének, ha az idősort először mozgóátlagolással simítjuk, majd a vizsgált paraméter vizuális megjelenítése alapján becsüljük a periódusidőt (Reimann és V. Nagy, 1984). Hosszabb időintervallumra számított havi átlagszámítással az éves periódus közelíthető abban az esetben, ha az idősor stacioner és nem tartalmaz trendet. Ezzel a módszerrel megadhatók a periodikus és a kevésbé periodikus megfigyelési pontok/paraméterek (Kovács et al., 2010a). Az átlagszámításnál lényegesen fejlettebb és objektívebb a Fourier-transzformációra¹ épülő Lomb–Scargle-módszer (Lomb, 1976; Scargle, 1982), amely alkalmas a teljesítménysűrűség-spektrum becslésére, továbbá szignifikanciaszintet is rendel a számítások eredményeképp kapott periodogram csúcsaihoz, így pontosabb képet ad. A módszer előnye, hogy nem igényel egyenközű mintavételt, hátránya azonban, hogy továbbra is csak stacioner folyamatok elemzésére alkalmazható, valamint arról sem ad információt, hogy az adott szignifikáns periódusidő az egész vizsgált időszakban jelen volt-e vagy sem, amelynek az oka, hogy a módszer időben nem lokalizált. Ennek a kérdésnek a megválaszolására alkalmas a waveletspektrum-analízis (Kovács et al., 2010a; Kovács et al., 2004; Labat, 2005; Zhang et al., 2008).

¹ A Fourier-transzformáció egy idősort különböző frekvenciájú szinusz- és koszinuszfüggvények aggregáltjaként állítja elő.

1.1. Waveletspektrum-analízis (WSA)

A II.1 fejezetben megfogalmazott célok eléréséhez a waveletspektrum-becslést tartottam a legalkalmasabbnak, mivel a módszer időben és frekvenciában lokalizált, azaz idő-frekvencia felbontást tesz lehetővé. Alkalmazkodóképességét a hosszú szinuszhullámok alkalmazása helyett sok rövid hullám, ún. „wavelet” használata adja. Így a vizsgált jel időben változó, periodikus jellegzetességei meghatározhatóvá válnak (Grinsted et al., 2004; Mix és Olejniczak, 2003; Torrence és Compo, 1998). Az oszcilláló komponensek állandó változékonysága megköveteli a spektrumbecslő eljárás nagyfokú adaptivitását, ezt követelményt kielégíti a WSA. A módszer részletes elméletét és gyakorlati alkalmazásait számos könyv tárgyalja pl: (Benedetto és Frazier, 1994; Torrence és Compo, 1998; Vidakovic, 2009), a fejezetben a vizsgálatok szempontjából lényeges tulajdonságait emeltem ki.

A wavelet-transzformáció (WT), egy Fourier-transzformációra épülő dekomponálási eljárás, ami a vizsgált idősort trigonometrikus (szinusz- és koszinusz-) függvényekre bontja fel. A WT definícióját, az adatok és a wavelet-függvények konvolúciójaként értelmezhetjük (3. egyenlet) (Farge, 1992):

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^n X_{n'} \Psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (3)$$

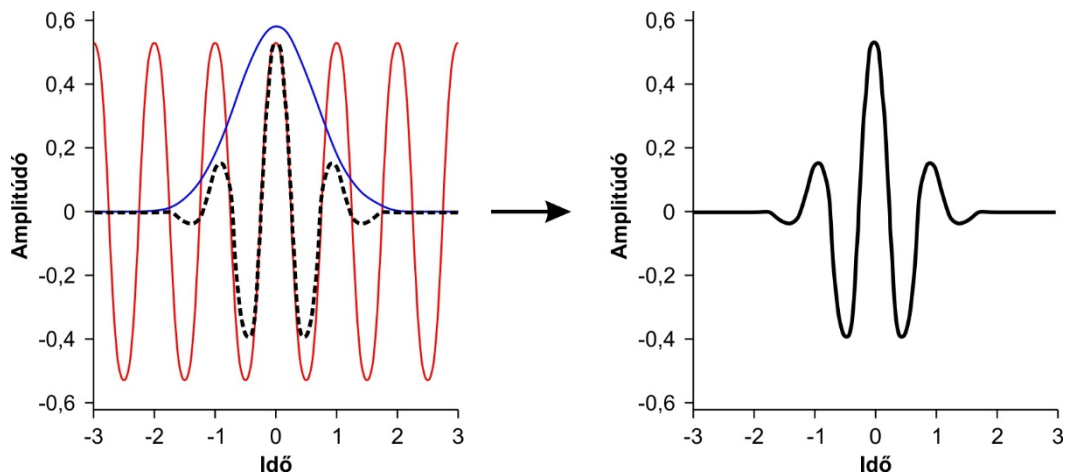
ahol a Ψ jelöli waveletet, a csillag (Ψ^*) annak komplex konjugáltját, X_n az eredeti idősor, s a skála, és δt a felbontás mértéke. A wavelet-függvények az ún. főwaveletből ($\Psi()$) állnak elő, mégpedig a következő formában (4. egyenlet) (Farge, 1992):

$$\Psi_{t,s}(t) = s^{-0,5} \Psi \left[\frac{(t - \tau)}{s} \right] \quad (4)$$

Az s skálaparaméter értéke határozza meg, hogy mennyire széles vizsgálati ablakkal dolgozunk. Ha az s értéke alacsony, abban az esetben az ablak szűk, és a magas frekvenciájú részek azonosítására alkalmas. Ellenben, ha s értéke magas, akkor az ablak széles, és az alacsony frekvencia elemzésére használható.

A módszer adaptivitása éppen ebben a skálázási eljárásban jelentkezik: „a főwaveletből (mother wavelet) sorozatos skálázással, azaz nyújtással és összenyomással származtatja az

eljárás a »daughter waveleteket«. A transzformáció dilatációs függvényét felül és alul áteresztő szűrők hierarchiájával reprezentálhatjuk. Ezeknek a szűréseknek a sorozatán keresztül a jel egyre nagyobb felbontású komponensekre bomlik.” (Kovács, 2016). Annak érdekében, hogy teljesítménysűrűség spektrum-bebecslést (power spectrum density, PSD) lehessen végezni a WT segítségével, speciális waveletet célszerű választani, továbbá megfelelő transzformációkkal származtatni kell a skálából a frekvenciatengelyt is (Kovács et al., 2010a). A természettudományokban leggyakrabban használt ilyen függvény a Morlet-wavelet (Morlet et al., 1982). Előnye abban rejlik (8. ábra), hogy egyesíti a trigonometrikus függvények oszcilláló és az exponenciális függvények gyors lefutású tulajdonságait, ami így a lokalizáltságot biztosítja (Kovács et al., 2010a; Morlet et al., 1982).



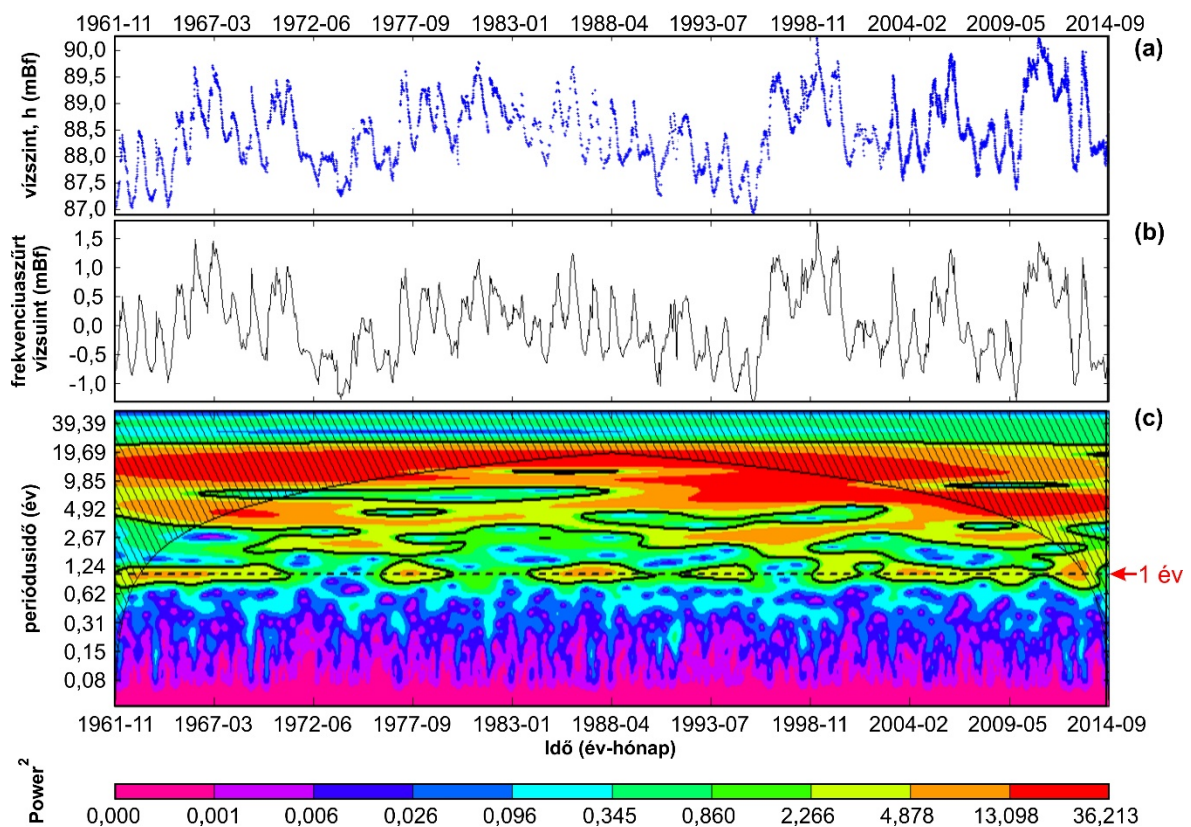
8. ábra. A Morlet-wavelethullám (Morlet et al., 1982) alapján.

A teljesítményspektrumot alkotó összetevők szignifikanciájának a vizsgálatához, meg kell válasszuk a nullhipotézishez tartozó „háttér spektrumot” is (Torrence és Compo, 1998). „A legtöbb természeti folyamatban a háttér jól reprezentálható fehér vagy vörös zajjal (a fehér zaj spektruma teljes, minden frekvencia-összetevőt tartalmaz, míg a vörös zajban az alacsony frekvenciájú komponensek vannak hangsúlyozva). Földtani folyamatokra reális választás a vörös zaj, ekkor a Fourier-teljesítményspektrum eloszlása χ^2 , és mivel a lokális wavelet-spektrum megegyezik az átlagos Fourier-spektrummal, a lokális wavelet-spektrum konfidenciaintervalluma ebből számítható” (Kovács, 2007).

A WSA-elemzés peremfeltétele az egyenközű mintavétellel vett idősor. A havi felbontású vízszintidősorokban ezért az adathiányok pótlásra kerültek harmadfokú spline interpoláció (De Boor et al., 1978) segítségével. A módszerrel maximum 1 hónap

került pótlásra, amennyiben az adathiány nagyobb volt, mint 1 hónap, az idősort két részre osztottam, és a WSA-elemzést a darabokon külön-külön végeztem el. Közismert, hogy az interpoláció a teljesítményspektrum torzulását, felerősödését eredményezi (Schulz és Stattegger, 1997), azonban a vizsgálatok frekvenciasávja (éves periódusidő vagy attól nagyobb) nem olyan, amelyben a jelenlegi interpoláció miatt spektrális torzulás várható.

A kezdeti WSA-vizsgálatok azt mutatták, hogy a 20 évnél nagyobb fluktuáció (periodikus, illetve trendjellegű) minták elfedik a kisebb periódusidőket (1 és 5 év) ezért ezek aluláteresztő frekvenciaszűrő segítségével eltávolításra kerültek a 30 évnél hosszabb talajvízszint-idősorokból.



9. ábra. Egy vízszintidősor eredeti (a, kék pöttyök) és a frekvenciaszűrés (20 évnél nagyobb frekvenciájú periódusidők kerültek kiszűrésre) utáni vízszintidősora (b, fekete vonal), valamint a WSA eredménye látható (c). A teljesítménysűrűség-spektrum-diagramon (PSD) a vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen pedig a periódusidő látható logaritmikus skálán. A folytonos fekete vonallal határolt zónákban az adott periódusidő szignifikáns ($p < 0,05$) a vörös zajhoz viszonyítva. A szaggatott vonal az 1 éves periódusidőt jelöli.

A vizsgálat végeredménye a wavelet-spektrum, amely két független változó, az idő és a frekvencia függvénye. Megjelenítésére számos vizualizációs technika létezik. A kimenet

általában valamilyen izovonalas diagram (9. ábra), amelynek színskálája a periodicitás meglétének valószínűségét jelöli: a meleg színek felé növekszik az adott periódus meglétének a valószínűsége, illetve a vastagított, fekete vonallal lehatárolt terület fogadható el periodikusnak 5%-os szignifikanciaszinten. A sraffozott rész az ún. „cone of influence” (COI), konfidenciaintervallum vagy befolyásolt terület. Ebben a zónában a becslés nem megbízható, ezért ezen belül nem szokás figyelembe venni az eredményeket. A zóna szélessége a periódusidővel arányos, például éves periódusidő esetén az idősor elejéből és végéből is 1 évet figyelmen kívül kell hagyni.

1.2. Wavelet-koherencia (WTC)

A WSA képezi a wavelet-koherencia alapját (WTC, wavelet transform coherence), amely képes megmutatni két idősor között az együttmozgást, az idődimenzió mellett a frekvenciatérben is (5. egyenlet) (Torrence és Webster, 1999).

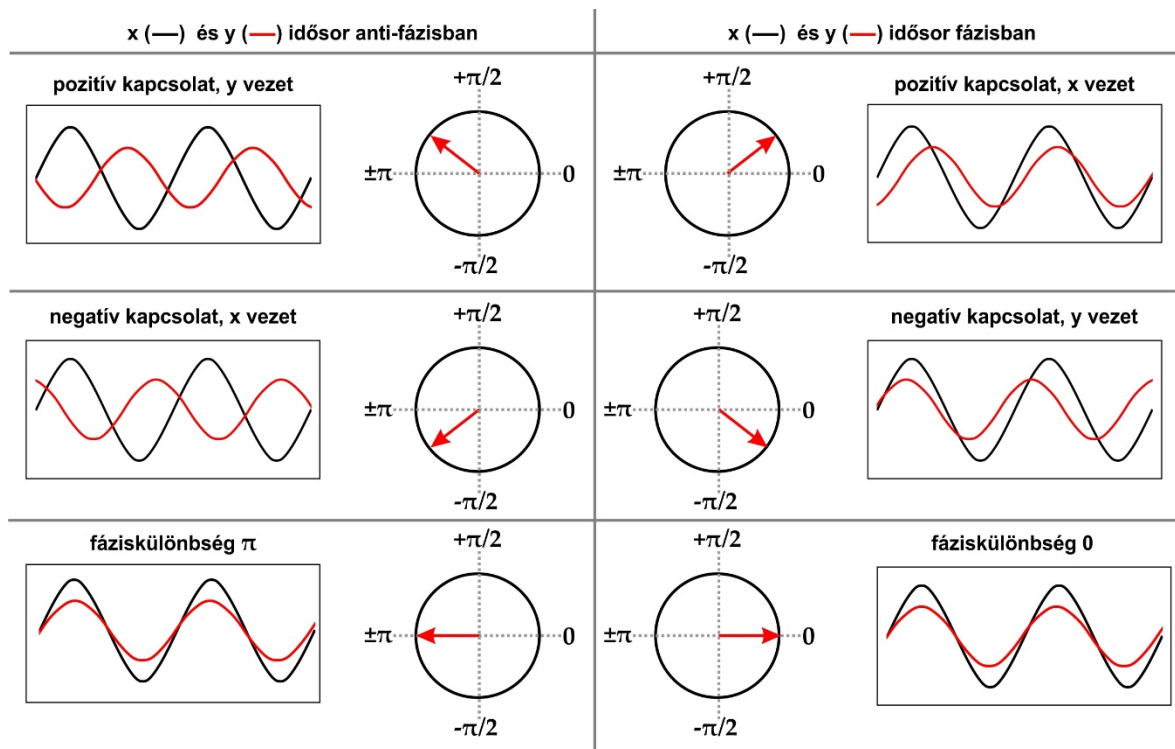
$$R_{x,s}(\tau, s) = \frac{|S(W_{x,y}(\tau, s))|}{\{S[|W_y(\tau, s)|^2] S[|W_x(\tau, s)|^2]\}^{0,5}} \quad (5)$$

ahol $W_{x,y}(\tau, s)$ és $R_{x,y}(\tau, s)$ az x és y idősorok közötti kereszt-wavelet és wavelet-koherencia transzformált τ időpontban s skálaparaméter mellett, $S(-)$ simítási függvény (Hudgins et al., 1993). Hasonlóság figyelhető meg a WTC és a hagyományos korrelációs együttható között, ezért a módszer úgy is értelmezhető, mint egy időskálán lokalizált determinációs együttható (Grinsted et al., 2004). Ugyanakkor, amennyiben két idősor között a WTC erős koherenciát mutat, az nem jelenti azt, hogy a két idősor között magas a korrelációs együttható értéke is, mivel a periodikus komponenseknek mindkét idősorban jelen kell lennie, hogy a WTC kimenete koherenciát mutasson (Kern et al., 2016), továbbá két ellentétesen periodikus folyamat között a koherencia értéke magas, míg a korreláció értéke alacsony lesz. Mivel a waveletek nem teljesen lokalizáltak időben, ezért a WSA-hoz hasonlóan a WTC esetében sem hanyagolható el a COI (Torrence és Compo, 1998).

Minél nagyobb a wavelet-koherencia értéke, annál erősebb együttmozgást jelöl a két idősor között (akár azonos, akár ellentétes irányban). Az együttmozgáshoz megbízhatósági szint rendelhető: WSA-hoz hasonlóan a vizsgálatokhoz 95%-os biztonsági szintet választottam. A módszer kiegészíthető az egyes frekvenciák közötti késleltetési struktúra,

az ún. fáziskülönbség vizsgálatával is. A fáziskülönbség értéke a $[-\pi; \pi]$ közötti intervallumba eshet. Ha értéke egyenlő a szélső értékekkel ($-\pi$ vagy π) az tökéletes antifázist jelöl, míg ha a fáziskülönbség 0, akkor értelemszerűen a két frekvencia egymással tökéletes fázisban van. A különböző eseteket a 10. ábra szemlélteti (Rösch és Schmidbauer, 2016).

A szélső értékek között valamelyik idősor „vezeti” a folyamatot, amely megfelelő szakmai interpretációval segíthet megállapítani a természetes háttér folyamatot is. (Rösch és Schmidbauer, 2016). Egyes esetekben a vizsgált periodikus jel felerősítésére volt szükség, amelyet bizonyos frekvenciasávok kiszűrésével érhetünk el. A WTC-t elsősorban a meteorológiai háttérhatások és a kutak kapcsolatának vizsgálatához használtam fel.



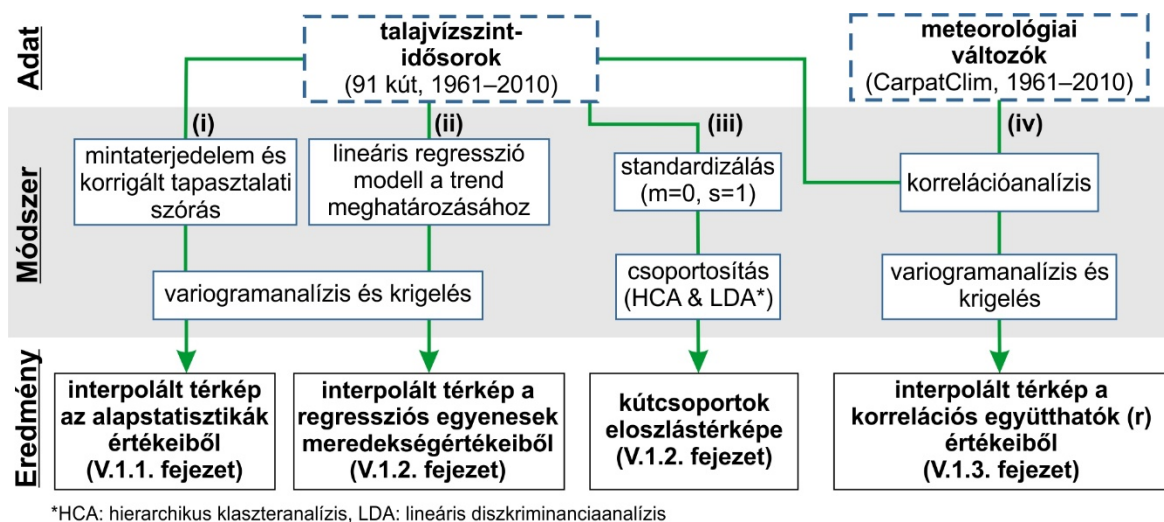
10. ábra. Két periodikus idősor közötti fáziskülönbség lehetőségei (Rösch és Schmidbauer, 2016) alapján.

2. A talajvízszint trendjellelű változásainak és a hidraulikus rezsimterületek kapcsolata

A különböző hidraulikus rezsimterületek lehatárolásához a talajvíztükör hosszú idejű, elsősorban trendjellelű változásait és azok térbeli eloszlását vizsgáltam meg 1961 és 2010 között. Ezen felül kísérletet tettem a változásokat hajtó meteorológiai folyamatok területi

különbségeinek a feltárására is. Az alkalmazott módszerek kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy széleskörűen felhasználhatók legyenek a hidrogeológiában, mindamelllett, hogy alkalmazásuk viszonylag egyszerűen kivitelezhető legyen.

A korábbiakban sikerrel alkalmazták – különböző mért paraméterek alapján – a hierarchikus klaszteranalízist lineáris diszkriminanciaanalízissel kombinálva talajvízszint-megfigyelőkutak csoportosítására, eltérő hatótényezővel rendelkező területek lehatárolására (Hatvani et al., 2014b; Kim et al., 2003; Szalai et al., 2011). A variogramanalízist Kohán, illetve Fehér sikerrel alkalmazta a talajvízszint és a felszíni morfológia összefüggéseinek vizsgálatához (Fehér, 2019; Kohán, 2014), továbbá Trásy és mtsai. sikerrel alkalmazták talajvízszint-idősorokon arra is, hogy a Duna partvonala mentén az időben változó beszivárgási viszonyokat feltárják (Trásy et al., 2018). Az alábbiakban vázolt módszerek együttesét azonban korábban még nem alkalmazták arra, hogy egy terület hidraulikus rezsimterületeit térben lehatárolják. A megközelítés folyamatábrája az alábbi ábrán látható (11. ábra).



11. ábra. Folyamatábra a vizsgálat menetéről.

Első lépésként (i) a vízszintidősorok 50 év alatti változékonysága, a mintaterjedelem (maximum–minimum) és a korrigált tapasztalati szórás került kiszámításra annak érdekében, hogy a legnagyobb, illetve a legkisebb változásokkal jellemezhető zónák elkülöníthetők legyenek.

A változások további differenciálásához (ii) az 50 év időtartam alatti vízszintváltozásban mutatkozó hosszú idejű lineáris trend is meghatározásra került.

Továbbá (iii) az egyedi fluktuációmintázatok azonosításához a kutak – a standardizált vízszintidősorokban tapasztalható mintázatok alapján – hierarchikus klaszteranalízis (HCA) segítségével kerültek csoportokba.

Utolsó lépésben (iv) a vizsgált terület lokális meteorológiai változói és az egyedi vízszintidősorok, illetve a kutak csoportjainak átlagos vízszintjei közötti lineáris kapcsolat erőssége került meghatározásra (korrelációanalízis segítségével), hogy a meteorológiai folyamatok területi különbségei meghatározhatók legyenek. A vizsgálatok során kapott paraméterek (mintaterjedelem, korreláció stb.) – variogramvizsgálatot követően – krigelt kontúrtérképeken kerültek vizualizálásra annak érdekében, hogy az esetleges térbeli mintázatot könnyebb legyen azonosítani.

2.1. Adatelőkészítés

Az áramlási rendszert érő rövidebb, éven belüli periodikus változások rezsimterülettől függetlenül jelentkeznek (lásd V.1.1 fejezetet). Ez a vizsgálat az évtizedes léptékű, hosszú idejű vízszintváltozások felderítésén alapul, így első lépésben a rendelkezésre álló havi felbontású idősorokat éves felbontásúvá kellett konvertálni. Az egyes éveket a havi vízszintértékek medián értékeivel jellemeztem, de csak azokban az esetekben, amikor az adott évben legalább 9 hónapból volt vízszintadat. Az éves adatok sorokban így az adathiány mennyisége jelentősen lecsökkent a havi felbontású adatsorokhoz képest.

A vizsgálatok többségéhez azonban adathiánymentes idősorokra volt szükség, ezért a hiányos időszakok további csökkentéséhez többváltozós lineáris regressziót alkalmaztam. A pótláshoz azon kutak idősorait vettem figyelembe, amelyek a pótlendő kút 50 km-es körzetében található, legalább 30 évnyi adatátfedés állt rendelkezésre, a lineáris kapcsolat szignifikáns volt, és $r > 0,75$ közöttük. Egy adatsoron belül maximum 2 egymást követő évet pótoltam ezzel a módszerrel.

Az adatelőkészítést követően nyilvánvalóvá vált, hogy a Tiszántúlon elhelyezkedő mintaterület ebből a szempontból nem lesz alkalmas a feldolgozásra, mert az adatfelbontás nem megfelelő a vizsgálatok elvégzéséhez. Ahogy a III.3.1 fejezetben láttuk, a Tiszántúlon az adatfelbontás és a kutak számának időbeli változása sokkal jobban ingadozott, mint a Duna–Tisza közén. Az adathiányok ellenére a periodicitásvizsgálat (WSA) elvégezhető volt, a rezsimterületek lehatárolásához azonban a teljes időszakot lefedő (1961–2010),

folytonos, éves felbontású idősorokra volt szükség. A Tiszántúlról 30 db ilyen idősort lehetett előállítani, amelyek ráadásul a vizsgált területen egyenlőtlenül helyezkedtek el. Az eredmények így csak a Duna–Tisza közének példáját mutatják be. A DTK esetében az adatpótlás a teljes adathalmaz 1,2%-át érintette, és eredményeként 91 kút idősora reprezentálta a teljes vizsgált időszak legalább 80%-át, ezen belül pedig 73 kút a teljes vizsgált időszakot (5. melléklet). A többi kút (n=103) idősora ebben a vizsgálatban nem került felhasználásra.

2.2. A talajvízszint ingadozását leíró statisztikák

A vízszintidősorok teljes vizsgált időszakra (1961–2010) számított leíró statisztikai, és azok értékeinek térbeli eloszlása gyors áttekintést ad arról, hogy a mintaterületnek voltak-e olyan részei, ahol a vizsgált 50 év alatt intenzív változások történtek. A térbeli mintázat alapján a mintaterjedelem és a korrigált tapasztalati szórás került be a tanulmányba (VI.1.1. fejezet).

A vízszintidősorok hosszú idejű trendjeinek a meghatározásához lineáris regressziós modell (6. egyenlet) került alkalmazásra:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 \times X + \varepsilon \quad (6)$$

ahol β_0 és β_1 a regressziós modell együtthatói, és az ε pedig a modell hibatagja. Az elméleti idősor egy realizációja legyen y_t , ahol $t = 1, 2, \dots, n$. A β_0 és β_1 ismeretlen paramétereket a legkisebb négyzetek módszerével becsüljük. A becsült lineáris trend egyenlete (7. egyenlet):

$$\hat{y}_t = b_0 + b_1 \times x_t \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (7)$$

ahol \hat{y}_t trendvonal becsült értéke t időpillanatban, és x_t pedig az eredeti idősor (ebben az esetben vízszintidősor) t időpontban mért értéke, b_0 az egyenes tengelymetszete, b_1 pedig az egyenes meredeksége (a β_0 és β_1 becslő paraméterei). Az illesztett trendvonal együtthatóit – a Gauss-féle megközelítés szerint – úgy határozzuk meg, hogy a függvény egyenletéből szerkesztett görbe és a mérési adatok közötti függőleges távolságok négyzeteinek összege minimális legyen, azaz az alábbi függvény (8. egyenlet) minimumhelyét keressük:

$$\sum_{t=1}^n e_t^2 = \sum_{t=1}^n (y_t - \hat{y}_t)^2 \quad (8)$$

ahol e_t^2 a mért (y_t) és a becsült (\hat{y}_t) értékek négyzetes különbsége t időpillanatban (Kovácsné Székely, 2020).

A kétváltozós lineáris regressziós modell esetében a lineáris kapcsolat szignifikanciájának a meghatározására F-teszt és t-teszt is alkalmazható. Mindkét teszt ugyanazt az eredményt adja ebben az esetben. A nullhipotézis mindkét teszt esetében ugyanaz, $\beta_1=0$. Ha a nullhipotézis nem teljesül az adott szignifikanciaszinten, akkor megállapíthatjuk, hogy $\beta_1 \neq 0$, a lineáris kapcsolat szignifikáns. Jelen esetben F-tesztet alkalmaztam a meredekség szignifikanciájának a tesztelésére $\alpha=0,05$ szignifikanciaszinten (Venables és Ripley, 2002). A térbeli mintázatok feltárásához a regressziós egyenesek meredeksége – variogramvizsgálatot követően – kontúrtérképen is ábrázolásra került (VI.1.2 fejezet).

2.3. A megfigyelőkutak csoportosítása és az eredmények validálása

A kutak térbeli csoportosítása előtt a talajvízszint-idősorok (a hidraulikus emelkedési magasság) standardizálása (átlag=0, szórás=1) szükséges, mert enélkül az idősorokat a klaszteranalízis a tengerszint feletti magasság alapján (is) kategorizálná.

A hierarchikus klaszteranalízis (HCA) az egyik leggyakrabban használt csoportosítási eljárás azokban az esetekben, ahol a cél az, hogy objektumokat mért paramétereik alapján csoportosítsuk (Everitt et al., 2011). A HCA a csoportok összevonásán alapul, kiindulási állapotban az összes objektum (megfigyelőkút) külön csoportban található, majd minden egyes lépésben a két legközelebbi csoportot összevonja a módszer. A csoportok összevonását addig folytatja, amíg az összes objektum egy csoportba nem kerül. Az összevonás alapja a csoportok közötti távolság, melynek számítására számos módszer létezik. Ezért a csoportok összetétele nagyban függ a távolságszámítási módszerektől. A földtudományokban a négyzetes euklideszi távolságszámítással (Tabachnick és Fidell, 2007), Ward módszere szerint (Ward, 1963) létrehozott HCA terjedt el, mert így a csoportokon belüli variancia minimalizálható (Hatvani et al., 2011; Kovács et al., 2012). A HCA eredményét dendrogramon ábrázolhatjuk, és különböző transzformált távolságoknál meghatározható a csoportok száma és a csoportokat alkotó objektumok. Minél nagyobb

transzformált távolságnál vágjuk el, annál kisebb lesz a csoportszám. Sokszor azonban nehéz eldönteni, hogy mely transzformált távolságon belül vonjuk össze a csoportokat, mi az ideális csoportszám (Everitt et al., 2011).

A Fischer-féle lineáris diszkriminanciaanalízis (LDA) (Fisher, 1936) az eredeti adatok olyan lineáris kombinációját alkotja meg adott csoportszám mellett, amelyben a csoportokon belüli változékonyság minimális, míg a csoportok közötti különbségek maximálisak. Egy megfigyelés tehát ahhoz a csoporthoz fog tartozni, amelyikhez a legnagyobb valószínűséggel tartozik. Mivel a határfelületeket a síkok adják meg, ezért a klasszifikációs határfelület ezekből áll. Minél nagyobb a csoportszám, annál nagyobb a valószínűsége, hogy a csoportok egymást átfedik, így egyre romlik a csoportbeosztás sikeressége is. Minél nagyobb ugyanis a csoportszám, annál nehezebb és pontatlanabb lesz a síkok illesztése is a csoportok – mint pontfelhők – közé. Az LDA tehát általában nagyobb százalékban csoportosít helyesen, ha a csoportok száma kisebb (Webb, 2003), ezt a tényt a kiértékelése során szem előtt kell tartani. Az LDA eredménye alapján készített beosztást összevetve a HCA eredményével, kiszámítható a helyesen kategorizált esetek százalékos aránya (Webb, 2003). A hidrogeológiában és a hidrológiában a HCA- és az LDA-módszer kombinációját számos tanulmányban sikerrel alkalmazták korábban pl.: (Hatvani et al., 2014a; Hatvani et al., 2011; Hatvani et al., 2014b; Kovács et al., 2012; Magyar et al., 2013).

A Dunn-index a klasztercsoportok értékeléséhez használt mérőszám. Minél magasabb az index értéke, a csoportok annál kompaktabbak és annál jobban elkülönülnek egymástól, így ahol az index értéke maximális, az mutatja az ideális csoportszámot (Dunn, 1974).

2.4. Korrelációanalízis

A HCA-val kapott csoportok átlagos vízszintjei leíró statisztikákkal külön-külön is jellemzésre kerültek, majd a csoportátlagok és a lokális meteorológiai változók (III.3.2.1 fejezet) lineáris kapcsolatának az erősségét korrelációanalízis segítségével vizsgáltam (lineáris korrelációs együttható). A CarpatClim éves felbontású meteorológiai változóinak idősorai a rácspontok között alig változtak, a korreláció közöttük $r > 0.98$ volt, így a meteorológiai változók területi átlagai kerültek felhasználásra a korrelációanalízis során. Azokkal a meteorológiai változókkal, amelyek esetében a lineáris kapcsolat erősnek bizonyult ($r > 0,7$) – a térbeli mintázat vizsgálatához – a korrelációs együttható,

meghatározásra kerültek az egyedi vízszintidősorok között is (VI.1.3. fejezet). A korrelációs együtthatók értékei box-whiskers-diagramokon kerültek ábrázolásra.

2.5. Térbeli interpoláció, vizualizáció

A fenti alfejezetekben meghatározott paramétereket (mintaterjedelem, korrigált tapasztalati szórás, regressziós egyenes meredeksége, korreláció) kontúrtérképek segítségével vizualizáltam, egyszerű krigelést felhasználva (Cressie, 1990). Az interpoláció súlytényezői variogramszámítással határozhatók meg (Webster és Oliver, 2007). Az empirikus vagy tapasztalati félvariogramok megmutatják, hogy az adatok – jelen esetben a talajvízszint térbeli változékonyságát leíró statisztikák – térbeli autokorrelációja hogyan változik. Ezt felhasználva az empirikus félvariogramra elméleti félvariogram illeszthető. Ez a numerikus függvény lehetővé teszi, hogy a megfigyelt jelenség térbeli korrelációmódeljét meghatározzuk és felhasználjuk az interpoláció során (Matheron, 1963; Webster és Oliver, 2007).

Az elméleti félvariogramok egyik legfontosabb paramétere a hatástávolság. Ez alatt azt a távolságot értjük, amelyen belül a mintapontok hatással vannak egymásra, és az összefüggési struktúra sajátos jellemvonásai még érzékelhetők. A mintapontok a hatástávolságon túl korrelálatlanok (Chiles és Delfiner, 2009; Matheron, 1963). Ezen felül fontos paraméter még az elméleti félvariogram típusa (esetemben kivétel nélkül szférikus variogramtípus, lásd pl. a 11. mellékletet), a küszöbszint, a röghatás, a mintapárok száma, és azok legnagyobb távolsága. További részletek a krigelésről és a variogram-módszerről megtalálhatók Webster és Oliver 2007-es könyvében (Matheron, 1963; Webster és Oliver, 2007). A félvariogramok és az interpolált térképek EOVS vetületi rendszerben (EPSG 23700) készültek. A dolgozat eredményeinek reprodukálhatósága érdekében az interpolált térképek bemenő adatai, a számított empirikus és elméleti félvariogramok, valamint azok paraméterei is megtalálhatók a dolgozat mellékletében (6. melléklet, 9. melléklet, 11. melléklet).

3. Felhasznált szoftverek

Az adatok előkészítéséhez és a számítások elvégzéséhez az R statisztikai programnyelvet (R Development Core Team, 2019), valamint a következő programokat használtam fel: a waveletspektrum-analízist (WSA) a `Wavelet-comp` programcsomag, `analyze.wavelet` függvényével, míg a waveletkoherencia-elemzést az `analyze.coherency` függvény segítségével számítottam ki (Rösch és Schmidbauer, 2016). Az idősorok frekvenciaszűrését pedig az `astrochron` programcsomaggal végeztem. (Meyers, 2014). Az SPI-12 és 24 éves felbontású idősorait a CarpatClim adatbázis havi csapadékösszegeiből a `precintcon` R programcsomag segítségével származtattam (Povoa és Nery, 2016).

A hierarchikus klaszteranalízist (HCA) `stats` programcsomaggal végeztem (R Development Core Team, 2019). A csoportosítás helyességét lineáris diszkriminanciaanalízis (LDA) (Fisher, 1936) és a Dunn-index (Dunn, 1974) validálta, előbbi a `MASS` programcsomag `lda` függvényével (Venables és Ripley, 2002), utóbbi az `fpc` programcsomag `cluster.stats` függvényével került kiszámításra (VI.1.2 fejezet) (R Development Core Team, 2019).

A variogramszámításhoz és a krigelt térképek készítéséhez a Surfer 14 programot használtam. Az adatok további vizualizációjához a QGIS 3.1, az Excel, valamint a CorelDRAW X8 programokat használtam fel.

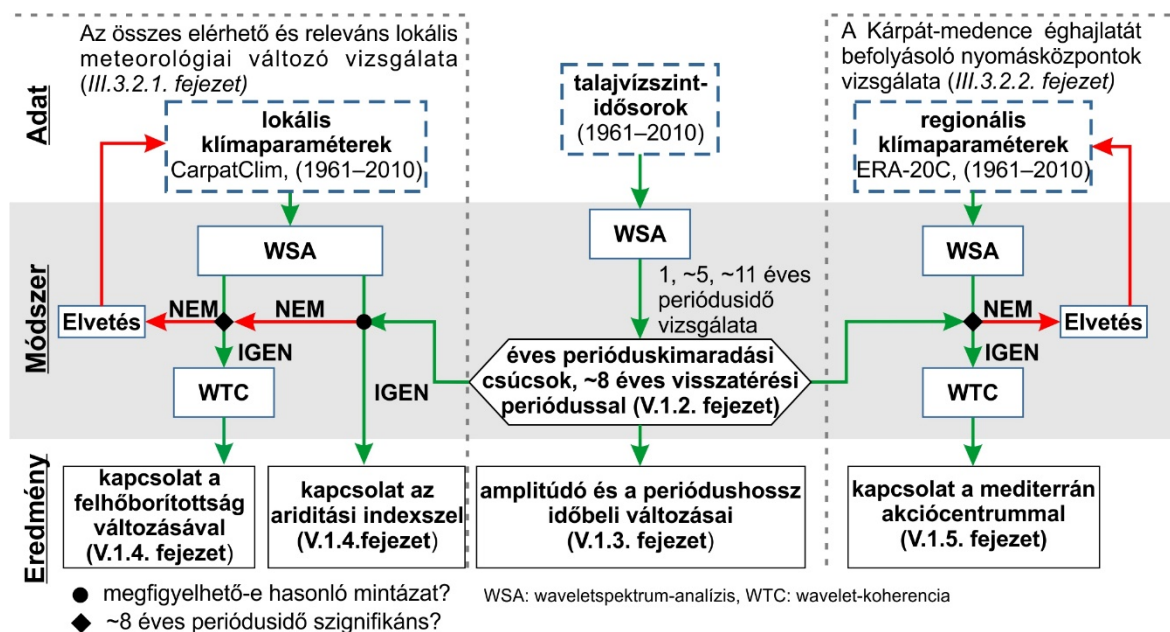
V. A TALAJVÍZSZINT PERIODIKUS INGADOZÁSA ÉS A KLÍMAELEMELK KAPCSOLATA

A következő fejezet a Duna–Tisza közén és a Tiszántúlon végzett periodicitásvizsgálatok eredményeit mutatja be, a IV.1 fejezetben ismertett geomatematikai módszerek segítségével. A fejezet alapját és fő eredményeit egy 2018-ban megjelent publikáció adja:

Garamhegyi T, Kovács J, Pongrácz R, Tanos P, Hatvani IG (2018) Investigation of the climate-driven periodicity of shallow groundwater level fluctuations in a Central-Eastern European agricultural region. Hydrogeology Journal 26: 677-688, DOI 10.1007/s10040-017-1665-2

1. Eredmények

Első lépésként összeállítottam az adathalmazt, amely végleges formájában 194 (DTk), illetve 216 (Tt) havi felbontású talajvízszint-idősorból állt (12. ábra). Ezután waveletspektum-analízis (WSA) segítségével megvizsgáltam idősoronként a periodikus viselkedést és annak változásait időben és térben. A továbbiakban az éves periódusidő vizsgálatára fókuszáltam. A vizsgálat eredményeiből meghatároztam az éves periódus amplitúdójának változásait és azokat az időszakokat, amikor a periodikus viselkedés kimaradt a kutak legnagyobb részéből.

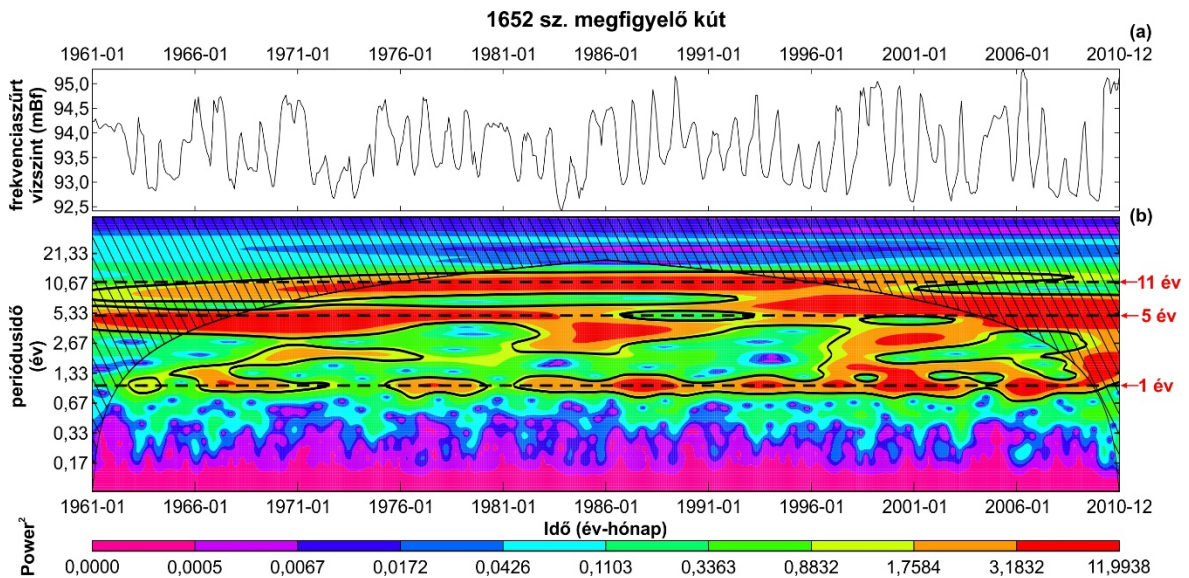


12. ábra. A periodicitásvizsgálat menetét bemutató folyamatábra (WSA: waveletspektum-analízis, WTC wavelet-koherencia).

Ezt a mintázatot ezután összevettem a rendelkezésre álló lokális (CarpatClim) és regionális klímaadatokkal (ECMWF ERA-20C). A statisztikai összehasonlításhoz korrelációanalízist és waveletkoherencia-analízist (WTC) alkalmaztam.

1.1. Periodicitás a vízszintidősorokban

A talajvíztükör periodikus viselkedésének időbeli vizsgálatát a vízszintidősorok WSA-elemzésével végeztem a Duna–Tisza köze és a Tiszántúl megfigyelőkútjain. Az egyedi eredményeket az 1652-es törzsszámú megfigyelőkút idősorán szemléltetem (13. ábra). Az elemzések arra mutattak rá, hogy az 1, ~5 és a ~11 éves periódusidő szignifikánsan ($p < 0,05$) jelen volt a vizsgált időintervallumban (1961–2010) a vízszintidősorban, azonban ezek a periódusidők nem voltak szignifikánsak a teljes időszakban, több időpontban is kimaradtak az idősorokból (13. ábra: c).

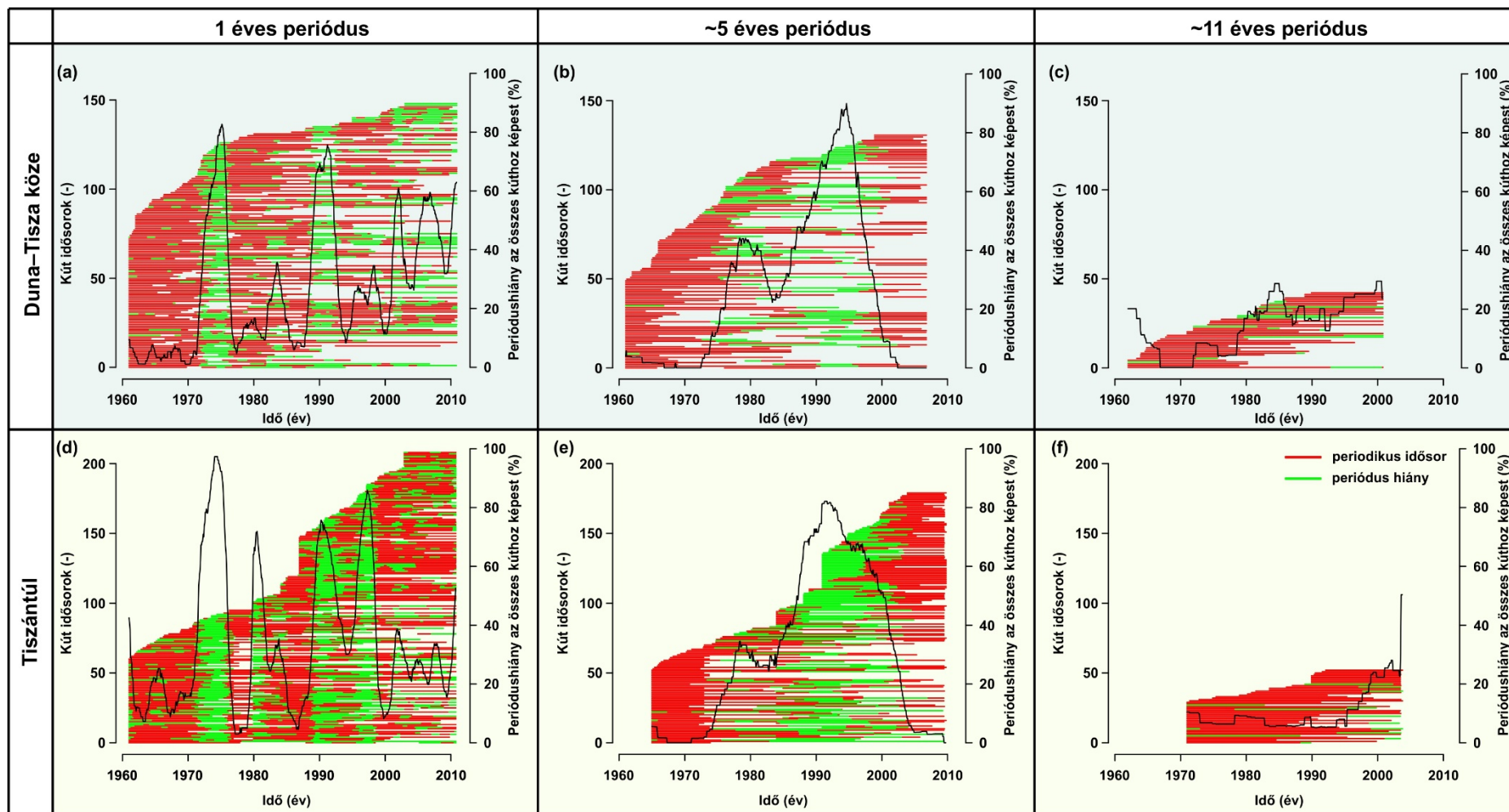


13. ábra. Az 1652 számú talajvízszint-megfigyelőkút frekvenciaszűrés (20 évnél nagyobb frekvenciájú periódusidők kerültek kiszűrésre) utáni vízszintidősora (a, fekete vonal), valamint a WSA eredménye látható (b). A teljesítménysűrűség spektrum-diagramon (PSD) a vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen pedig a periódusidő látható logaritmus skálán. A folytonos fekete vonallal határolt zónákban az adott periódusidő szignifikáns ($p < 0,05$) a vörös zajhoz viszonyítva. A szaggatott vonalak az 1, 5, és 11 éves periódusidőket jelölik.

Az éves periódusidő nem volt szignifikáns több időszakban (pl. 1962–1967, 1972–1975, 1980–1981 stb.). Ezzel szemben az ~5 éves periódusidő sokkal stabilabban jelent meg a kút idősorában, csak 1988 és 1993 között hiányzott az idősorból, míg a ~11 éves periódusidő a teljes vizsgált időszakban szignifikáns volt. (13. ábra: c).

A vízszintidősorok WSA-eredményeit vonaldiagramokon összegeztem területenként és periódusidőnként csoportosítva (14. ábra). A diagramokon egy kutat egy vízszintes vonal reprezentál, a piros szakaszon igen, a zöld szakaszon pedig nem volt szignifikáns az adott periódusidő $p=0,05$ szignifikanciaszinten. A mintaszám adott periódusidőn belül időben (pl. 14. ábra: a) és a vizsgált (1, ~5, ~11 éves) periódusidők között is változott (14. ábra). Előbbinek az oka, hogy a kutak száma nem volt állandó, számos új kutat létesítettek, valamint számoltak fel a vizsgált időszakban, továbbá olyan kutak is voltak, amelyeket hosszabb időre kivontak a monitoring alól. Utóbbinak az okait a periodicitásvizsgálat és WSA-módszer alkalmazhatósági kritériumai adják. Azaz egy periódusidő megbízható azonosításához az idősor hossza a periódusidő legalább 4-5-szöröse kellene legyen, esetemben az adatstruktúra hiányosságai miatt háromszoros hosszúsággal már elvégeztem az elemzést, illetve az idősorokban nem lehet adathiány. Az adathiányos időszakok miatt a kutak idősorait fel kellett darabolni. A legrövidebb idősor így kb. 10 év hosszúságúnak adódott. Az 1 éves periódusidő vizsgálatához tehát min. 10 év hosszú, az ~5 éves periódusidő vizsgálatához min. 15 év hosszú, és a ~11 éves periódusidő vizsgálatához pedig min. 33 év hosszú idősorokat használtam csak fel. Annak érdekében, hogy a mintaterületek összehasonlíthatók legyenek, kiszámoltam az adott időpillanatban periódushiánnyal jellemezhető kutak százalékos arányát az összes kúthoz képest (14. ábra, folytonos fekete vonal).

A fenti kritériumok miatt az 1 éves periódust tekintve a DTK esetében összesen 149 db, a Tt esetében pedig 209 db kút WSA-vizsgálata volt lehetséges. Előbbi terület esetén átlagosan 88 db, míg utóbbi esetén 111 db kútról volt egy időpontban információ. Az ~5 éves periódus elemzéséhez már kevesebb – a DTK-ről 132 db, a Tiszántúlról 180 db – kútból volt megfelelő hosszúságú idősor. Ez egy időpillanatban átlagosan 54 db (DTK), illetve 81 db (Tiszántúl) kutat jelentett. A fentiekhez képest a ~11 éves periódus vizsgálatához már lényegesen kevesebb kútidősor állt rendelkezésre, a DTK-ről 43 db, a Tiszántúlról pedig 53 db. Egy időben pedig átlagosan 16 db (DTK-i), illetve 24 db (tiszántúli) kútról (14. ábra).



14. ábra. A vízszintidősorok WSA-eredményeinek az összegzése a periódusidő és a vizsgált terület alapján csoportosítva. Az egyes diagramokon a vízszintes tengelyen az idő, a bal oldali tengelyen az egyes megfigyelőkutak, a jobb oldali tengelyen pedig az adott időpillanatban a periódushianyos kutak százalékos aránya látható. Egy vízszintes vonal egy vízszintidősort reprezentál: a piros szakaszokon jelen volt, a zöld szakaszokon kimaradt az adott periódusidő, az üres szakaszok pedig adathiányosak voltak.

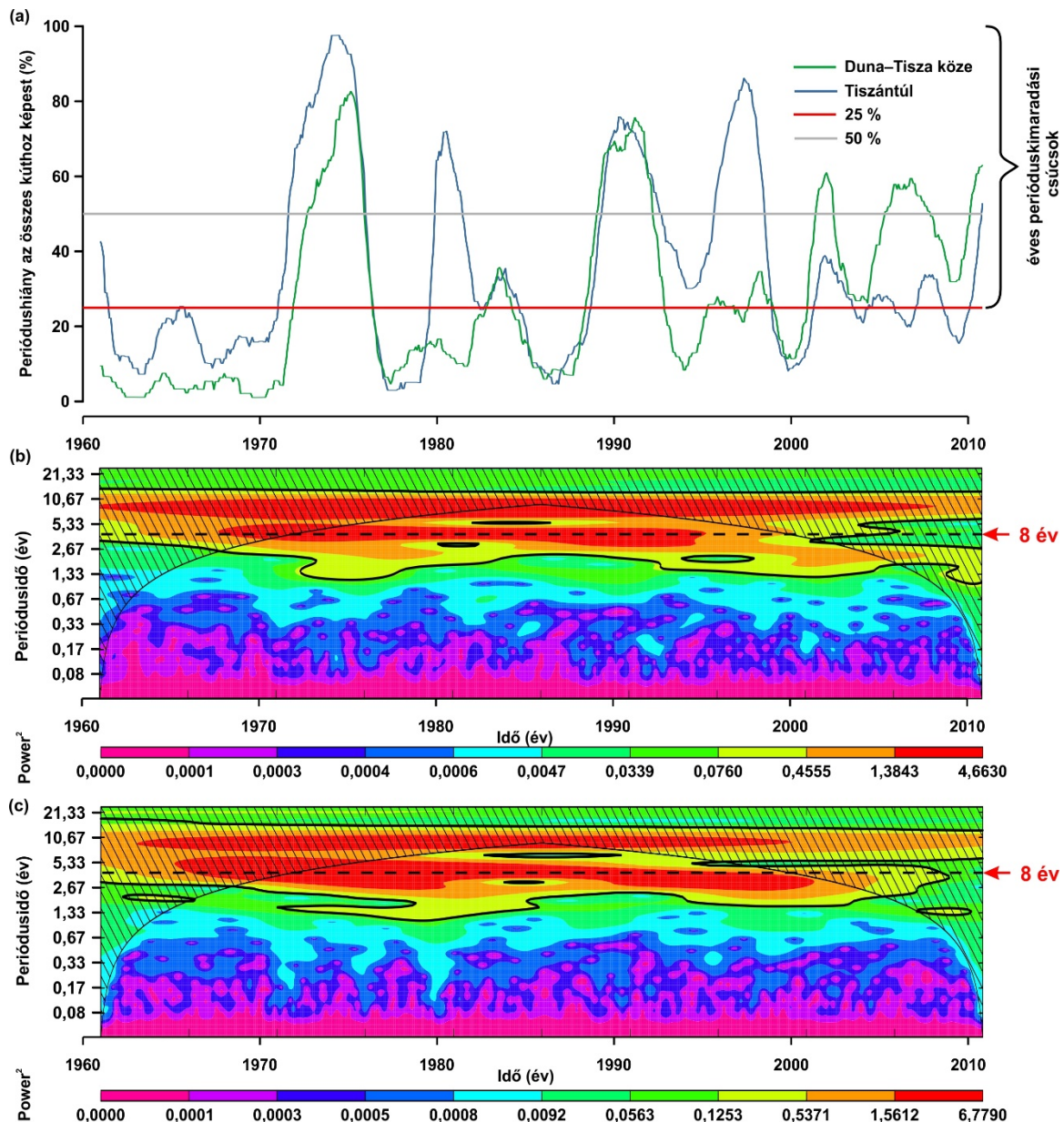
Az eredmények arra mutattak rá, hogy az 1 éves (14. ábra: a, d), illetve az ~5 éves periódusidő (14. ábra: b, e) esetében a periódushiányos időszakok nem véletlenszerűen jelentek meg, hanem időben jól lehatárolható mintázatot alkottak mindkét mintaterület esetében. Ezzel szemben a ~11 éves periódusidő gyakorlatilag a teljes 50 éves időintervallumban jelen volt az idősorokban. A két mintaterület esetében továbbá a periódushiányos időszakok hasonlóan alakultak mind az 1 éves, mind az ~5 éves periódusidő esetében is.

Nemcsak időben, hanem térben is megvizsgáltam a szignifikánsan periodikus és periódushiányos kutakat. Az ~5 éves periódusidő esetében két jellemző időszak került kiemelésre az 1. mellékletben. 1990–1995 között volt a legintenzívebb az 5 éves periódusidő elmaradása az idősorokban (1. melléklet: a), míg 1980 és 1985 között (1. melléklet: b) mindkét mintaterületen jellemzően szignifikáns volt ez a periódusidő a kutak többségében. A térképeken jól látható, hogy egyik időszak esetében sem figyelhető meg térbeli mintázat. Hasonló a térbeli kép a ~11 éves periódusidő esetében is, azonban itt szignifikánsan periódushiányos időszak nem emelhető ki, így a legtöbb kúttal jellemezhető, 1980-tól 1991-ig tartó időszakot mutatja be a 2. melléklet. Az 1 éves periódusidő térbeli változásaira a V.1.2 fejezet tér ki részleteiben.

A további vizsgálatok a periódushiányos időszakok okainak feltárására irányultak. A periódusidő szisztematikus elmaradása az 1 éves periódus esetében szembeötlő, míg az 5 éves periódusidő esetében csak egy jelentős időszak jelölhető ki. Bár mindkét periódusidőt vizsgáltam, kimaradásának lokális és regionális okait végül csak az éves periódusidő esetében sikerült egyértelműen meghatározni, így a továbbiakban csak ezt mutatom be.

1.2. Éves perióduskimaradási csúcsok

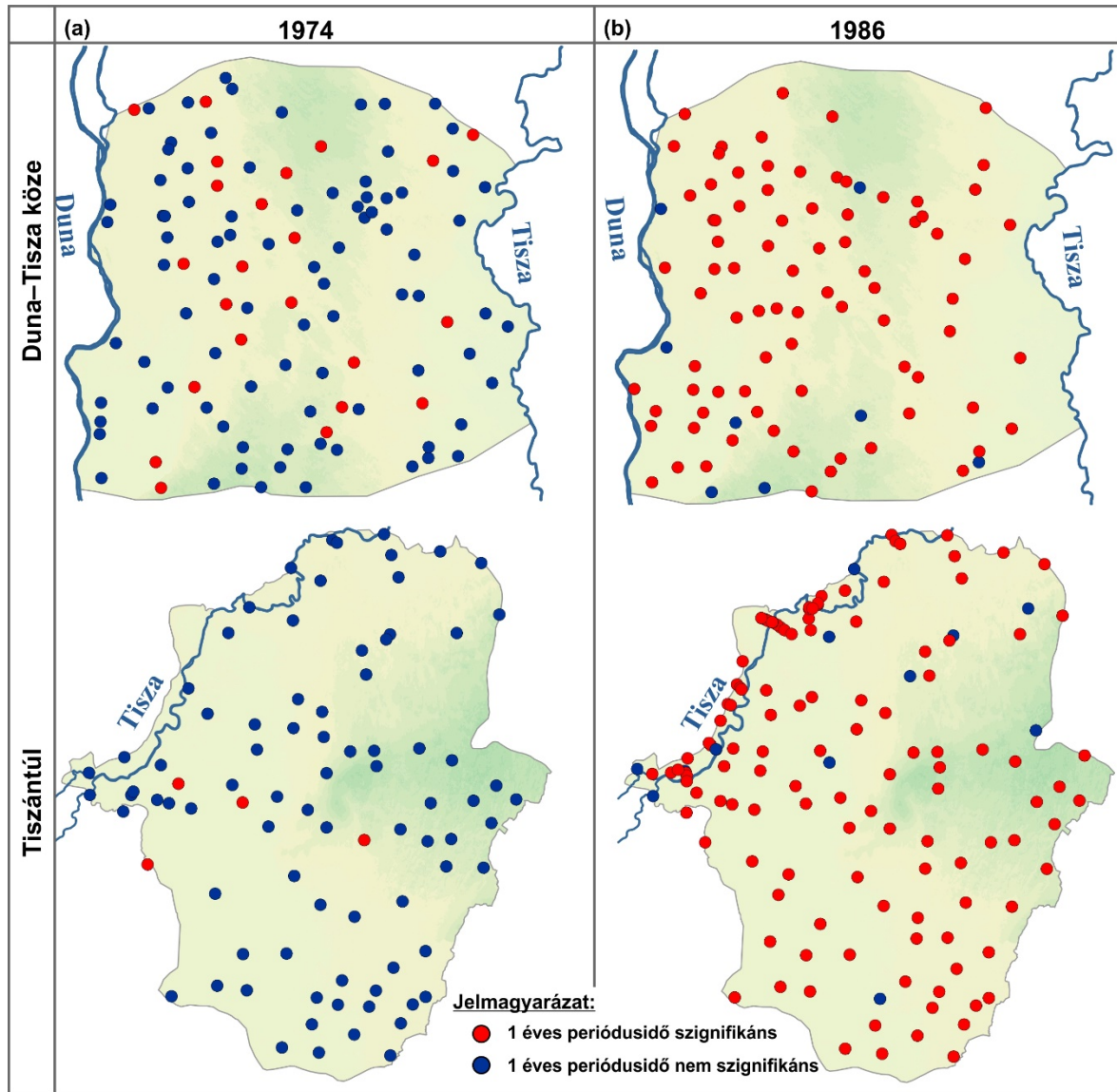
A WSA-elemzés egyértelműen kimutatta, hogy az éves periódusidő jelen van az összes megfigyelőkút idősorában és azt is, hogy ez időszakosan többször eltűnik 1961 és 2010 között. Időben ábrázolva a periódushiányos kutak és az összes kút arányát, markáns csúcsok rajzolódnak ki (15. ábra: a) mind a Duna–Tisza köze, mind a Tiszántúl esetében. A továbbiakban ezekre *éves perióduskimaradási görbéként* hivatkozom. A két terület hasonló lefutású kimaradási görbéket produkált, a korreláció értéke 0,64 volt közöttük, azonban egyes csúcsok között mutatkoznak eltérések.



15. ábra. Az éves perióduskimaradási görbék mindkét mintaterületre (a) és azok PSD-diagramjai a Duna–Tisza köze (b) és a Tiszántúl (c) esetében. A fekete szaggatott vonal a 8 éves periódusidőt jelöli.

Mindkét terület esetében 4 olyan időszak is volt 1961 és 2010 között, amikor a kutak legalább 50%-ában nem volt szignifikáns éves periódus (DTk: 1974, 1990, 2002, 2006; Tt: 1974, 1980, 1990, 1997). Perióduskimaradás tekintetében az 1974-es év volt a legmarkánsabb mindkét terület esetében, amikor az üzemelő megfigyelőkutak 91%-ánál (a Tiszántúlon), valamint 74%-ánál (a DTk-n) nem volt kimutatható éves periodicitás. A görbék további csúcsai területenként eltérő intenzitásúak, például a második legnagyobb csúcs a Tiszántúl esetében a kutak 83%-át (1997), míg a DTk esetében 71%-át (1991) érintette.

Az éves perióduskimaradási görbék WSA-elemzése azt mutatta ki, hogy a görbék csúcsai szignifikáns, ~8 éves visszatérési periódusidővel követik egymást. (15. ábra: b, c). A két terület görbéjének a WTC analízise továbbá kimutatta azt is, hogy a ~8 éves periódusidő tekintetében egymással koherensek, és a fáziskülönbség közöttük 0,01, azaz fázisban vannak egymással. Az éves periódus vonatkozásában tehát feltételezhetően mindkét területen hasonló folyamatok zajlottak le.



16. ábra. A szignifikáns éves periódussal jellemezhető megfigyelőkutak és a periódushiánnyal jellemezhető kutak térbeli eloszlása a Duna–Tisza között és a Tiszántúlon 1974-ben (a) és 1986-ban (b).

Annak érdekében, hogy a meteorológiai paraméterek WSA-eredményeivel összevethetők legyenek, a fenti eredmények (15. ábra: a), éves perióduskimaradási csúcsokként (1-yr absence peaks in (Garamhegyi et al., 2018)) definiáltam az időintervallumokat,

amikor az üzemelő megfigyelőkutak legalább 25%-ában nem volt szignifikáns az éves periódusidő.

Az adott évben szignifikáns éves periódusidővel jellemezhető megfigyelőkutakat, valamint a periódushiányos kutakat térben ábrázolva nem rajzolódott ki sem a topográfiához, sem a felszíni vízhálózathoz, sem a hidraulikus rezsimterületekhez (beáramlási/kiáramlási) kapcsolható mintázat egyik mintaterület esetében sem. Az éves perióduskimaradási csúcsok időszakában a szignifikáns éves periódussal jellemezhető kutak térben véletlenszerűen helyezkednek el a periódushiánnyal jellemezhető kutak között (pl. 1974, 16. ábra: a), míg köztes időszakokban ennek az ellentéte figyelhető meg (pl. 1986, 16. ábra: b).

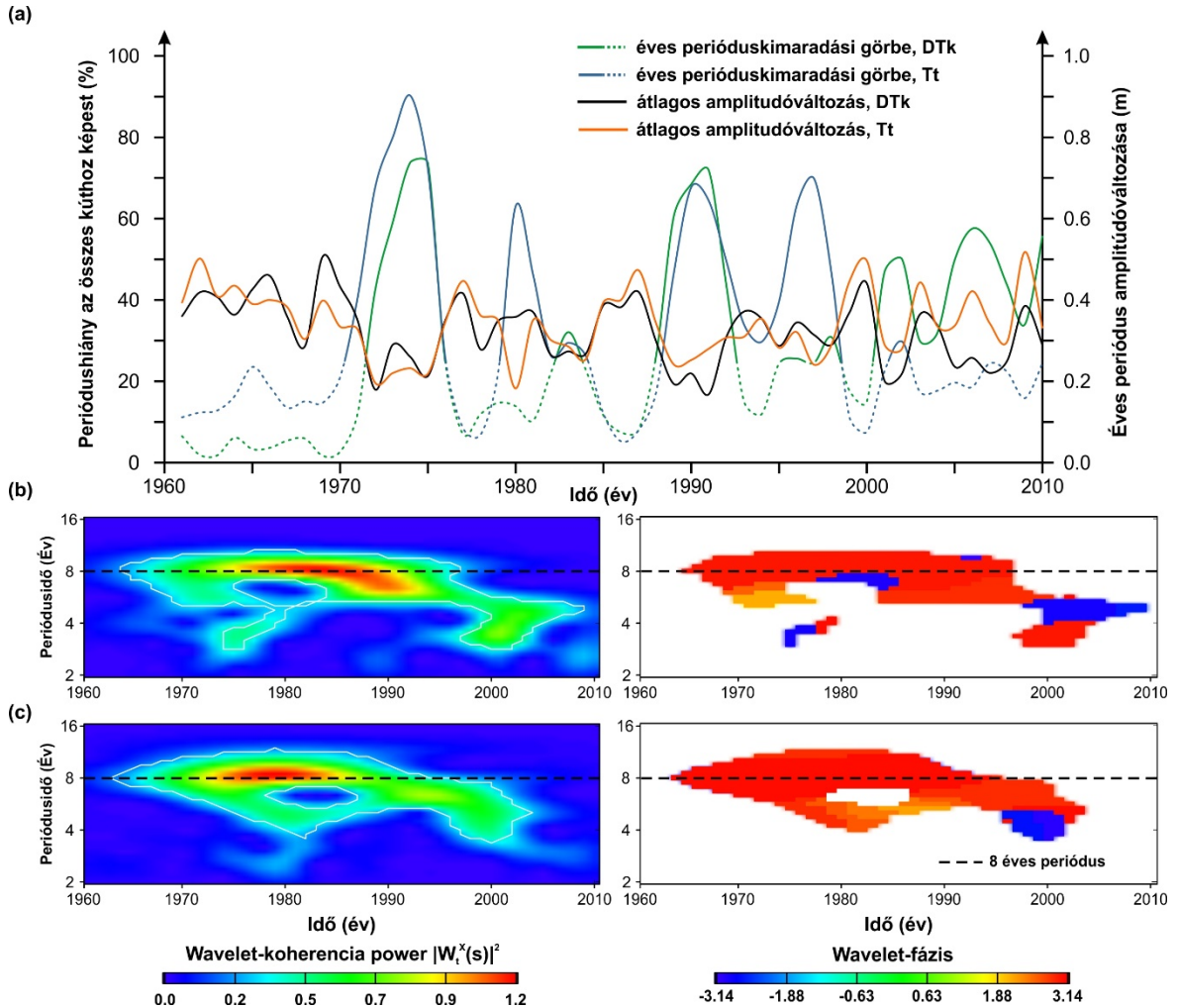
1.3. Az éves periódusamplitúdó változásai

Az éves periódusidő kimaradásának további jellemzéséhez meghatároztam a kutak éves amplitúdóinak az időbeli alakulását. Ennek elvégzéséhez az éven belüli periodikus ingadozásokat el kell választani a nagyobb skálán zajló periodikus és trendjellegű vízszintingadozásoktól. Ezért az eredeti havi felbontású vízszintidősorokból levonásra került az adott idősor 12 pontos, centrált mozgóátlag-simított változata. Ezzel megkapjuk az éven belüli ingadozás mértékét. Az amplitúdó értékeit a maradék vízszintidősor évenkénti ingadozásának a felével ($((\text{maximum}-\text{minimum})/2)$) közelítettem, oly módon, hogy a maximumot az év első felében (január–június), míg a minimumot az év második felében (július–december) határoztam meg. Erre azért volt szükség, mert a talajvízszint éves maximuma április–május, míg a minimuma október–november környékén várható (Rétháti, 1965a).

A mintaterületek jellemzéséhez meghatározásra került az amplitúdó területi medián értéke. Erre az egyszerűsítésre azért volt szükség, mert az adathiányos időszakok miatt mindössze 17 db (13 db a Tt, 4 db a DTk esetében) olyan megfigyelőkút volt, amelyek idősora a teljes vizsgált időszakot lefedte. Az, hogy az éves periódus elmaradása mindkét mintaterület egészét érintette (14. ábra; 16. ábra), tette elvégezhetővé ezt az egyszerűsítést.

Az amplitúdó időbeli változásait összevetve az éves perióduskimaradási görbék változásaival, a következő megfigyelések tehetők (17. ábra: a). Az amplitúdók értékei mindkét területen ellentétesen változtak az éves perióduskimaradási görbékkel. A görbék

között a lineáris kapcsolat erős, a Duna–Tisza közén az esetek 65 %-ában ($r=-0,81$), míg a Tiszántúlon az esetek 60%-ában ($r=-0,77$) teljesül. Az éves perióduskimaradási csúcsok időszakaiban az éves amplitúdó mértéke lecsökkent, átlagosan 0,26 m-re (a DTk-n), illetve 0,28 m-re (a Tt-on), a köztes időszakokban pedig megemelkedett átlagosan 0,37 m (DTk), illetve 0,39 m-re (a Tt-on).



17. ábra. Az éves periódusidő kimaradásának összehasonlítása az éves amplitúdók időbeli változásával (a), valamint a Duna–Tisza köze (DTk) (b) és a Tiszántúl (Tt) (c) éves perióduskimaradási görbéjének és amplitúdóinak WTC-vizsgálat eredményei.

A legnagyobb perióduskimaradási időszakhoz tartozott a legnagyobb amplitúdócsökkenés is, 1969 és 1972 között az amplitúdó a korábbi értéke 0,34 m-rel csökkent (65%). Az amplitúdó változásán kívül az éves periodikus jel torzulása is megfigyelhető volt. Az éves minimum és maximum közötti időtartam mindkét terület esetében átlagosan 6 hónapról 5 hónapra csökkent a periódushiányos időszakokban. A szabályos periódus tehát torzult, aszimmetrikussá vált.

WTC-módszerrel vizsgálva látható az is, hogy a koherencia ~8 éves periódusidő esetében volt a legerősebb az amplitúdó- és a periódushiány-görbék között (17. ábra: b, c) mindkét mintaterületen. Az is megfigyelhető továbbá, hogy a periodikus görbék egymással ellentétesen változnak: a fáziskülönbség (~3,14) 4 év, azaz antifázisban vannak. Tehát az éves periódus kimaradása a meghatározott időszakokban együtt járt az amplitúdó lecsökkenésével és a szabályos periódus torzulásával.

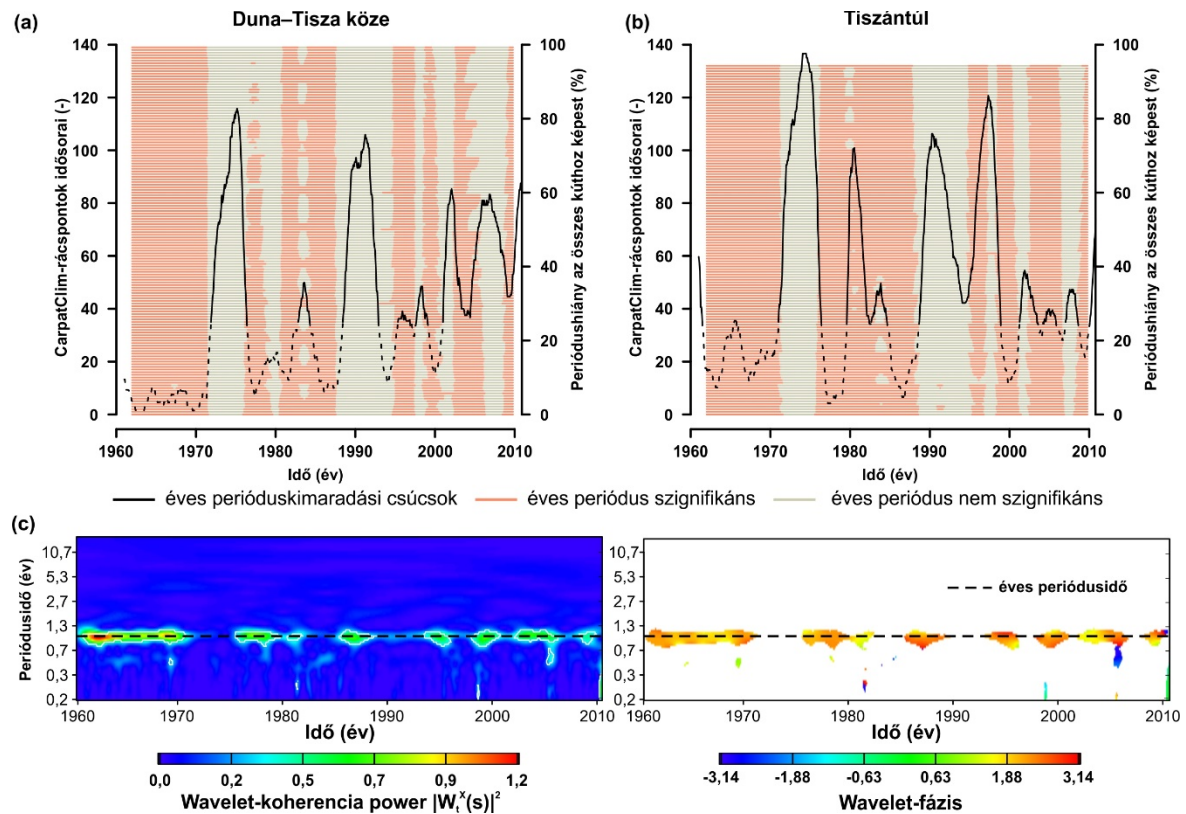
1.4. Lokális meteorológiai változók

A talajvízszint éven belüli ingadozását alapvetően a vízmérlegegyenlet paraméterei befolyásolják. A vízbevételek elsősorban a csapadék mennyisége és annak éven belüli eloszlása, valamint a felszín alatti vízből származó utánpótlás befolyásolja, míg a vízvesztéseket elsősorban az evapotranspiráció mértéke, amely a hőmérséklet ingadozásától és a növényzet párologtatásától függ. Ezért a WSA-elemzést szisztematikusan elvégeztem CarpatClim-rácspontronként (a Duna–Tisza köze: 140 db, Tiszántúl: 133 db, 5. ábra) az összes olyan klímamutatóra, amely befolyásolhatja a talajvízszint éves periodikus fluktuációját. Így a mintaterületekre összesen 4095 WSA-elemzés készült. Azokban az esetekben, ahol az éves periodicitás időbeli mintázata hasonlóságot mutatott a talajvízszintével, a WTC-vizsgálat is elvégzésre került.

A lokális meteorológiai paraméter-idősorok jelentős részénél az éves periódusidő végig jelen volt a vizsgált időszakban (pl. átlagos léghőmérséklet, globálsugárzás, relatív páratartalom, potenciális evapotranspiráció). A meteorológiai indexek másik részénél az éves periódus egyáltalán nem jelent meg. Ezek kivétel nélkül a számított klímaindexek csoportjába tartoztak (pl. scPDSI, SPI-12, SPEI-12), és alapvetően a számításuk módja (8–12 hónapos mozgóátlag-simítás) miatt nem tartalmazzák az éves periódusidőt. Továbbá olyan paraméterek is előfordultak, amelyekben az éves periódus időnként elmaradt, de ezek időpontjai nem estek egybe talajvízszint *éves perióduskimaradási csúcsaival* (pl. havi csapadékösszeg, SPI-3, SPI-6, SPEI-3, SPEI-6 stb.).

Az ariditási index azonban a komplexebb klímaindexek közül megfelelőnek bizonyult a talajvízszint éves periodikus viselkedésének időbeli jellemzéséhez mindkét mintaterület esetében (18. ábra: a, b). A paraméter idősorainak WSA-elemzése kimutatta, hogy az éves periódusidő szignifikáns, és időről időre kimarad a rácsponatok idősoraiból, továbbá ezek a

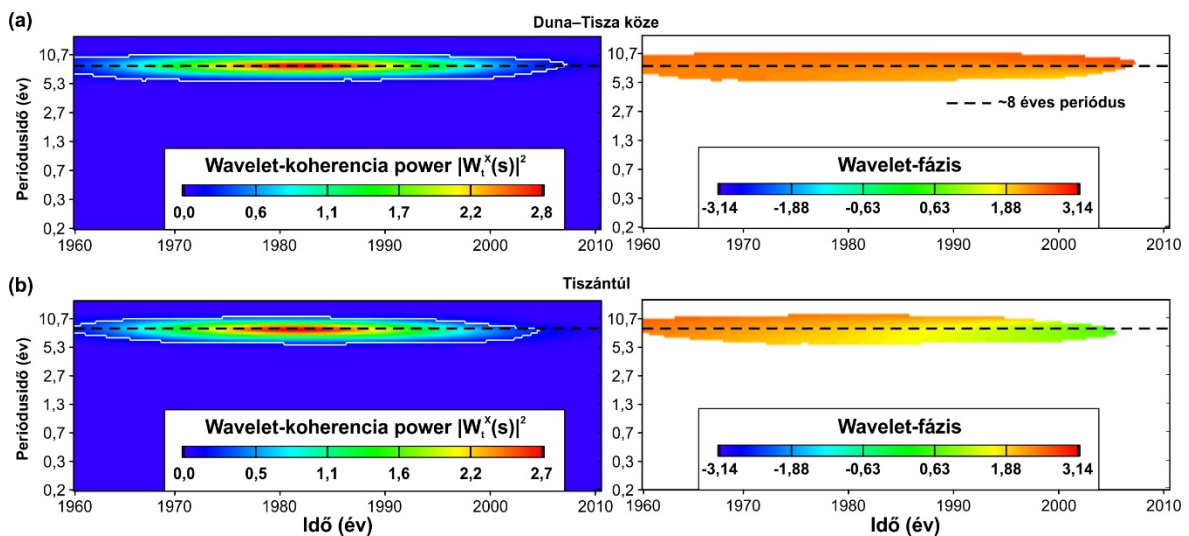
hiányok hasonló mintázatot mutattak, mint a talajvízszint WSA-eredményei., tehát az AI periódushiányos időszakai az esetek nagy részében egybeestek a talajvízszint éves perióduskimaradási csúcsaival (18. ábra: a, b). Azon kutak esetében, amelyek idősorai a teljes vizsgált időszakot lefedik, a WTC-elemzés azt is kimutatta, hogy azokban az időszakokban, amikor a vízszint- és az AI-idősorokban is kimutatható az éves periódus, akkor a két paraméter éves periódusa egymással koherens, a fáziskülönbség átlagosan 1,83–2,36, amely 3,5–4,5 hónapot jelent. Ezt a 1371. sz. megfigyelőkút és a hozzá legközelebb eső CarpatClim-rácspont AI-idősorának WTC-eredménye szemlélteti (18. ábra: a). A folyamatot az AI vezeti, amely maximuma átlagosan decemberben, míg a talajvízszinté a következő év áprilisában van.



18. ábra. Összegző diagram az ariditási index WSA-eredményeiből a Duna-Tisza köze (a) és a Tiszántúl esetében (b), továbbá a 1371 sz. megfigyelőkút és a hozzá legközelebb eső rácspont AI-idősorának WTC-elemzése (c). Az a, b ábrán egy vízszintes vonal 1 rácspont idősorát reprezentálja. A piros szakaszokon szignifikáns volt, a szürke szakaszokon nem volt szignifikáns az éves periódusidő. A fekete vonal (folytonos/szagattott) a talajvízszint éves perióduskimaradási csúcsait reprezentálja területenként (a, b). A fekete szaggatott vonal (c) az éves periódusidőt jelöli.

Az AI-n kívül a felhőborítottság havi felbontású idősoraiban volt még kimutatható egyezés a talajvízszint éves perióduskimaradási görbéivel. Ebben a változóban az éves

periódusidő a teljes vizsgált időszakban szignifikáns volt. Ezen felül azonban szignifikánsan jelen volt benne a teljes időszakban a ~8 éves periódusidő is. Utóbbiról WTC-vizsgálat segítségével megállapítható volt, hogy ez az éves perióduskimaradási görbében kimutatható 8 éves periódusidővel koherens mindkét mintaterületen (19. ábra: a, b). A fáziskülönbség a periodikus jelek között átlagosan 3,5–4 év, tehát egymással antifázisban vannak. Ez azt jelenti, hogy az éves periódusidő akkor szignifikáns a kutak jelentős részében, amikor a felhőborítottság aránya a mintaterületek felett maximális.

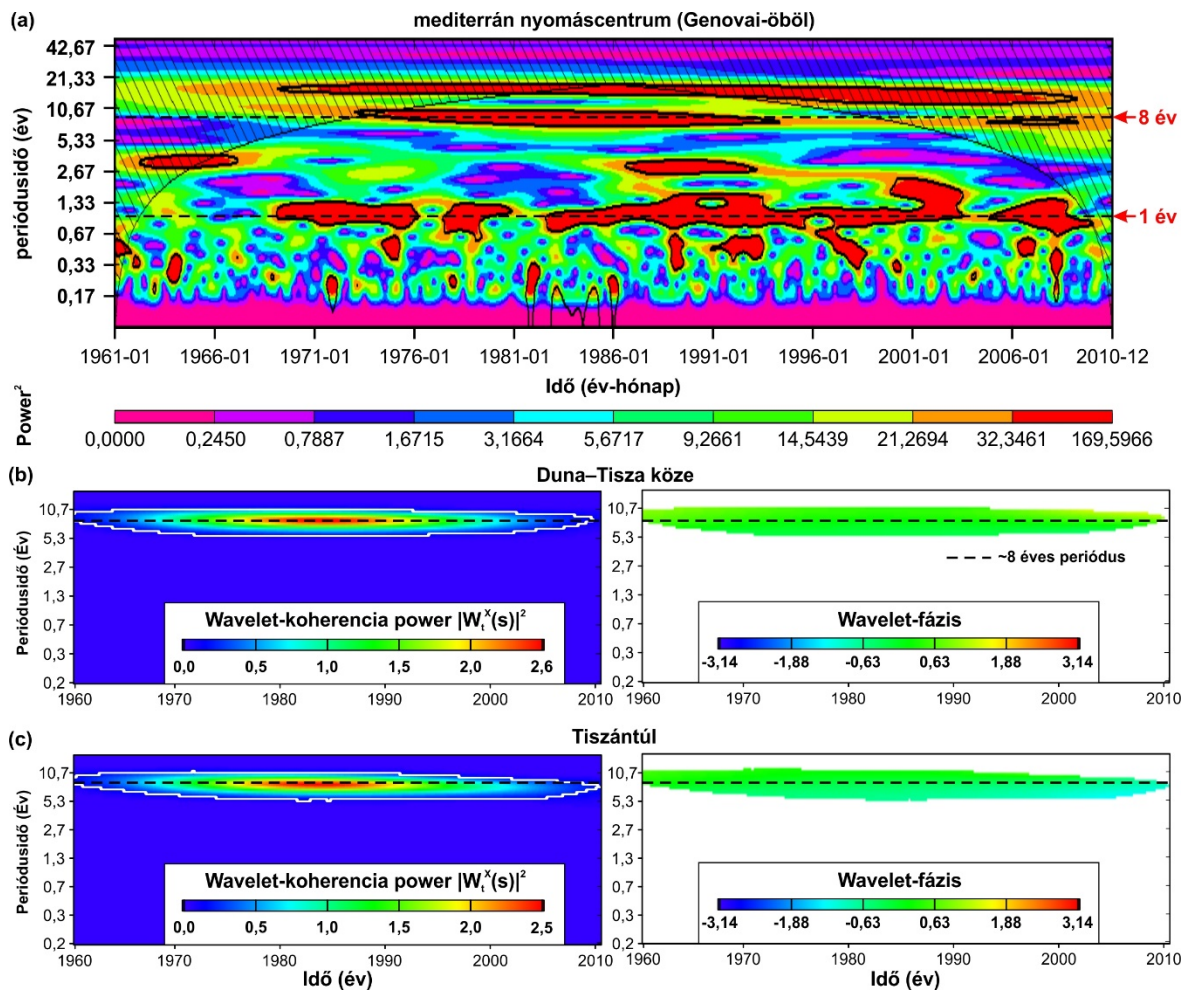


19. ábra. A Duna–Tisza köze (a) és a Tiszántúl (b) átlagos felhőborítottságának és a kutak éves perióduskimaradási görbéinek a WTC-eredményei. A fekete szaggatott vonal a ~8 éves periódusidőt jelöli.

1.5. Regionális meteorológiai változók

Európa és azon belül a Kárpát-medence éghajlatát befolyásoló akciócentrumok WSA-eredményeiből a következők láthatók (3. melléklet, 20. ábra). A 4 központból 3 esetében csak az éves periódusidő volt szignifikáns, de az is különböző mértékben. Az Atlanti-óceánon található akciócentrumok közül az izlandi központ nyomásmező-idősorában az éves periódusidő a teljes időszakban szignifikáns volt (3. melléklet: a), míg az azori nyomáscentrum idősorában (3. melléklet: b) csak rövid időszakokban jelent meg (1965–1970, 1988–1991), azonban ezek nem voltak koherensek a talajvízszintből kapott eredményekkel. A szibériai akciócentrum esetében a teljes vizsgált időszakban jelen volt az éves periódusidő.

A Genovai-öbölben található alacsony nyomású mediterrán akciócentrumban az éves periódusidőn kívül a 8 éves periódusidő is szignifikánsnak bizonyult (20. ábra: a). A WTC-vizsgálat alapján az éves periódusidő jelenléte/hiánya ebben az esetben sem volt koherens a talajvízszint eredményeivel. A 8 éves periódusidő tekintetében azonban perióduskimaradási görbék és az akciócentrum időszora között a koherencia szignifikáns volt mind a Duna–Tisza köze (20. ábra: b), mind a Tiszántúl (20. ábra: c) esetében, amely erőssége 1975 és 1995 között volt a legnagyobb.



20. ábra. A mediterrán akciócentrum nyomásmezőjének PSD-térképe (a), valamint a nyomásmező és az éves perióduskimaradási görbék WTC-eredményei a Duna–Tisza köze (b) és a Tiszántúl (c) esetében. A fekete szaggatott vonal a ~8 éves periódusidőt jelöli.

A fáziskülönbség minimális (~0,1-0,2), azaz fázisban változtak egymással, tehát azokban az időszakokban, amikor a mediterrán nyomásközpontban a nyomás átlagosan magasabb volt, akkor növekedett meg a periódushiányos kutak aránya az alföldi mintaterületeken.

2. Diszkusszió

A természetben a felszínen vagy felszínközeli lezajló folyamatok az esetek nagy részében periodikusak, így a talajvízszint változásai is azok. Ennek az oka, hogy a fluktuációt jelentősen befolyásoló tényezők (mint a hőmérséklet és az evapotranspiráció) az évszakosság következtében szintén periodikus viselkedést mutatnak (Bengtsson, 2003; Rétháti, 1965b). A szabályos periódus azonban több okból is torzulhat, illetve kimaradhat. Az erősen aszályos, illetve extrém magas csapadékú években a periodicitás gyakran felborul, de akár antropogén hatások következtében is hiányozhat az idősorokból (Fehér et al., 2016; Kovács et al., 2010a). A periodikus jellegzetességek mögött rejlő háttér folyamatok megértése mindazonáltal segítheti a meteorológiai extrém események hatásainak az előrejelzését.

Magyarországon a 2000-es évek közepén született az első olyan tanulmány a Duna–Tisza közéről, ahol vizsgálták a talajvízszint-fluktuáció éves periodicitását (Kovács et al., 2004), azonban a Tiszántúl jelentős részére kiterjedően a periodikus jelenségek részletesebb vizsgálata csak 2010-ben kezdődött meg (Kovács et al., 2010b; Szalai, 2011). Kovács és munkatársai tanulmányukban 121 megfigyelőkút idősorán végeztek Lomb–Scargle-féle periodogrambecslést (Kovács et al., 2010b). Az eredményeik több különböző periódusidőt mutattak ki a megfigyelőkutak idősorainak bizonyos százalékánál. A kutak vízszintidősorainak 93%-a mutatott éves, 58%-a 5 év körüli ($5 \pm 0,75$ éves), 60%-a 11 év körüli ($11 \pm 1,5$ éves) szignifikáns periódusidőt. A fenti periódusidők megjelenése nem mutatott térbeli mintázatot. Az általuk használt módszer azonban csak arról adott információt, hogy az adott periódusidő szignifikánsan jelen van-e valahol az idősorban, arra viszont nem volt alkalmas, hogy időben is lokalizálja ezeket. A WSA-elemzéssel ezzel szemben arra is sikerült rámutatni, hogy az éves, ~5 éves és ~11 éves periódusidő az idősor mely szakaszára volt jellemző. Az adott periódusidő megléte vagy hiánya a talajvízszintben azonban önmagában nem biztosít elegendő információt ahhoz, hogy felkészítsen a jövőbeli aszályos időszakok vagy a klímaváltozás hatásaira. Ehhez meg kell ismerni a jelenséget létrehozó lokális és regionális vezérlőfolyamatokat is.

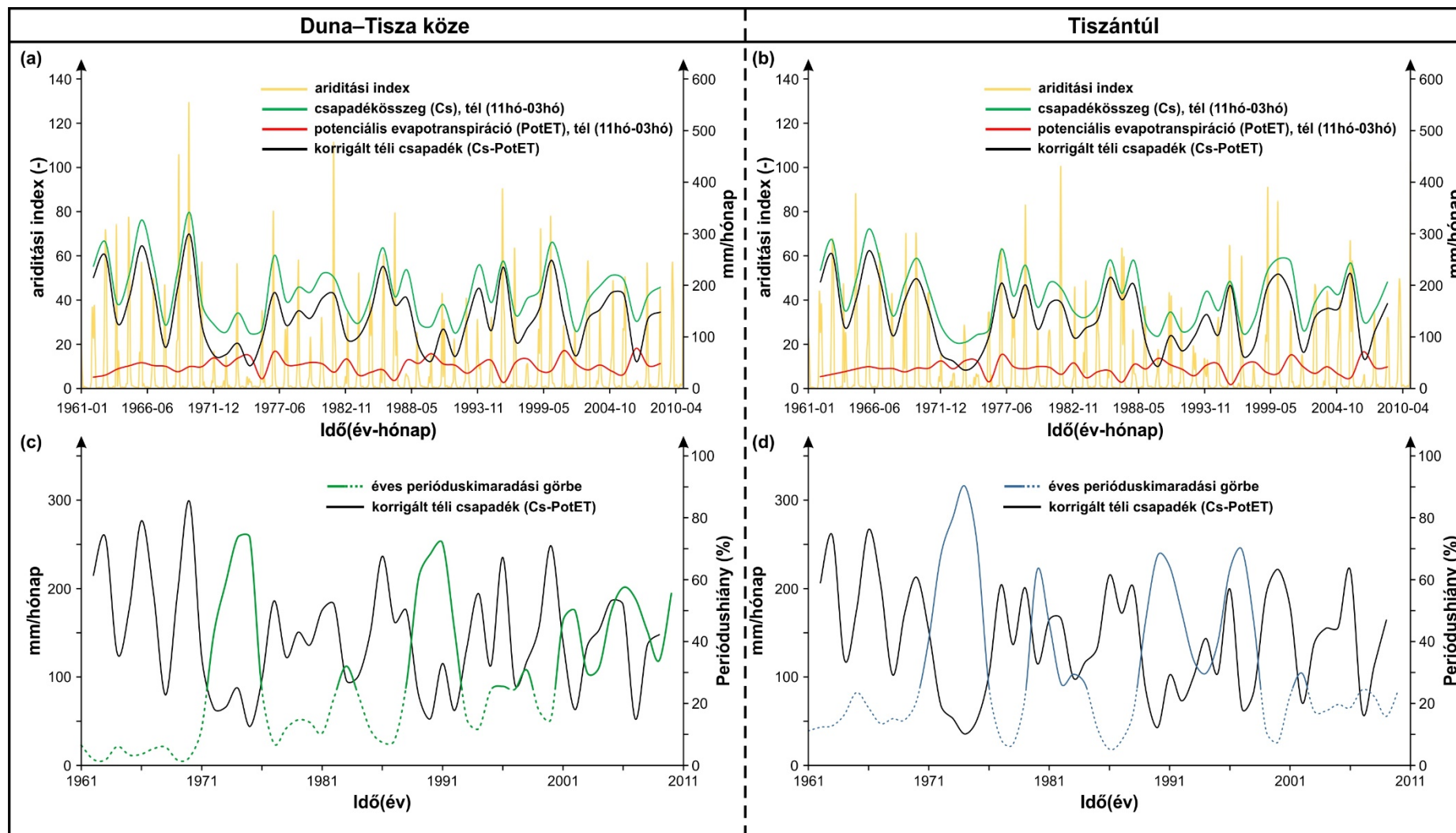
2.1. Lokális vezérlőtényezők

A talajvízszint és az aszály kapcsolatát általánosságban már számos tanulmányban vizsgálták (Bloomfield és Marchant, 2013; Khan et al., 2008; Kumar et al., 2016; Raziei et al., 2008), azonban a periodikus viselkedés és az aszály kapcsolatának vizsgálatáról kevés publikáció született. Kwak és munkatársai 2013-ban kimutatták a standardizált csapadékindexek (SPI, SPEI) és a talajvízszintben periodikusan visszatérő aszály kapcsolatát (Kwak et al., 2013). Ennek ellenére munkám során – habár vizsgáltam a fenti indexeket is – a kapcsolatuk a talajvízszint periodicitásával nem volt megállapítható.

Ahogy a V.1.4 fejezet WSA-eredményeiben látható volt, a legátfogóbb kapcsolatot a lokális meteorológiai viszonyok és a talajvíz periodikus viselkedése között az AI és a felhőborítottság mutatta. Az irodalmi feldolgozásból megállapítható volt, hogy a talajvízszint és az aszályt leíró paraméterek (pl. AI, scPDSI) periodikus viselkedése közötti kapcsolatot korábban még nem vizsgálták részleteiben, főleg nem a periódus elmaradásának jelenségét. Csupán néhány tanulmány érhető el ebben a témában, pl. Edossa és mtsai. 2016-ban vizsgálták, hogy van-e kapcsolat a talajvízszint peiodikus viselkedése és az scPDSI-paraméter között (Edossa et al., 2016). Chen és mtsai. 7–8 éves és 13–14 éves periódusidőt azonosítottak vízszintidősorokban, de ezeket nem kötötték sem lokális, sem regionális klímafolyamatokhoz (Chen et al., 2002).

Jelen kutatás eredményei azt mutatták, hogy a talajvízszint éves periodikus viselkedésének elmaradása, torzulása (az amplitúdók csökkenése és a szabályos periódusidő lerövidülése) közvetlen kapcsolatban áll az ariditási indexszel, ezen keresztül pedig a szárazsággal, aszályal jellemezhető időszakokkal. Ennek a magyarázata a következő.

Megfigyelhető, hogy az AI amplitúdója időről időre csökken mindkét mintaterületen (21. ábra: a, b). Ez az oka annak, hogy ezekben az időszakokban nem szignifikáns az éves periódusidő (18. ábra), hasonlóan a talajvízszintben látottakhoz.



21. ábra. Az ariditási indexnek, a téli félév meteorológiai paramétereinek (csapadékösszeg (Cs), potenciális evapotranspiráció (PotET), korrigált csapadék (Cs-PotET)) és az éves perióduskimaradási görbéknek az időbeli változása a Duna–Tisza közén (a, c) és a Tiszántúlon (b, d) .

Az index értéke – a számítási módszeréből fakadóan (Mihic et al., 2013) – késő ősztől kora tavaszig (november–március) magas, a téli hónapokban maximális, ugyanis ezekben a hónapokban a potenciális evapotranspiráció értéke alacsony, a csapadék mennyisége pedig erősen változó (pl. 21. ábra: a, b). Ezzel szemben áprilistól októberig a potenciális evapotranspiráció értéke magas, a lehulló csapadék mennyiségével összemérhető, ezért az index értéke ebben az időszakban alacsony. Elsősorban tehát a téli félévben (11. hó–03. hó) lehulló csapadék mennyisége határozza meg az AI éves amplitúdóját (21. ábra: a, b) és ezen keresztül azt, hogy az éves periódusidő szignifikáns lesz-e.

A Kárpát-medence meteorológiai viszonyai miatt a felszín alatti víz utánpótlása elsősorban a télen lehulló csapadék azonnali, illetve késleltetett (a hó formájában lehullott, majd elolvadt csapadék) beszivárgásából származik, ezért a maximális talajvízszint általában április–májusban van (Rétháti, 1965a). Erre a jelenségre mutatott rá az egyes vízszintidősorok és az AI-idősorok közötti waveletkoherencia-vizsgálat eredménye is a V.1.4 fejezetben. Azokban az időszakokban, amikor a vízszintben és az AI-ben is szignifikáns volt az éves periódusidő, a fáziskülönbség közöttük ~ 4 hónap volt. A decemberi AI maximumértékét, amely egyben a téli csapadék maximuma is, áprilisi vízszintmaximum követte.

Az 1. táblázatban összefoglalóan látható az éves perióduskimaradási görbék és a téli (november–március), illetve nyári félévre (április–október) szétbontott csapadékösszeg-, potenciális evapotranspiráció- és a korrigált csapadékösszeg-idősorok (csapadékösszeg-potenciális evapotranspiráció) korrelációs értékei. A nyári időszakban a lineáris kapcsolat erőssége mindhárom paraméter esetében gyenge ($r \sim -0,35$). Ezzel szemben a téli félévben a csapadékösszeggel jelentősen erősebb, negatív lineáris kapcsolat figyelhető meg, amely a potenciális evapotranspiráció értékével korrigálva adta a legmagasabb korrelációértéket (1. táblázat). Tehát azokban az időszakokban, amikor a korrigált téli csapadék értéke alacsony volt, megnőtt a periódushiánnyal jellemezhető kutak részaránya (21. ábra: c, d). Ez a paraméter egyszerűsített potenciális beszivárgásként is értelmezhető.

1. táblázat. A nyári és téli félév meteorológiai változóinak (csapadékösszeg, potenciális evapotranspiráció, korrigált csapadék) és az éves perióduskimaradási görbék korrelációs értékei a Duna–Tisza közén és a Tiszántúlon. A korrelációs értékek $0,279 > |r|$ esetben tekinthetők szignifikánsnak $\alpha = 0,05$ szignifikanciaszinten.

korreláció (-)		éves perióduskimaradási görbe	
		Duna–Tisza köze	Tiszántúl
csapadékösszeg (CS)	tél (11-3)	-0,50	-0,65
	nyár (4-10)	0,34	0,35
potenciális evapotranspiráció (PotET)	tél (11-3)	0,31	0,27
	nyár (4-10)	-0,32	-0,30
korrigált csapadék (CS-PotET)	tél (11-3)	-0,53	-0,68
	nyár (4-10)	0,36	0,36

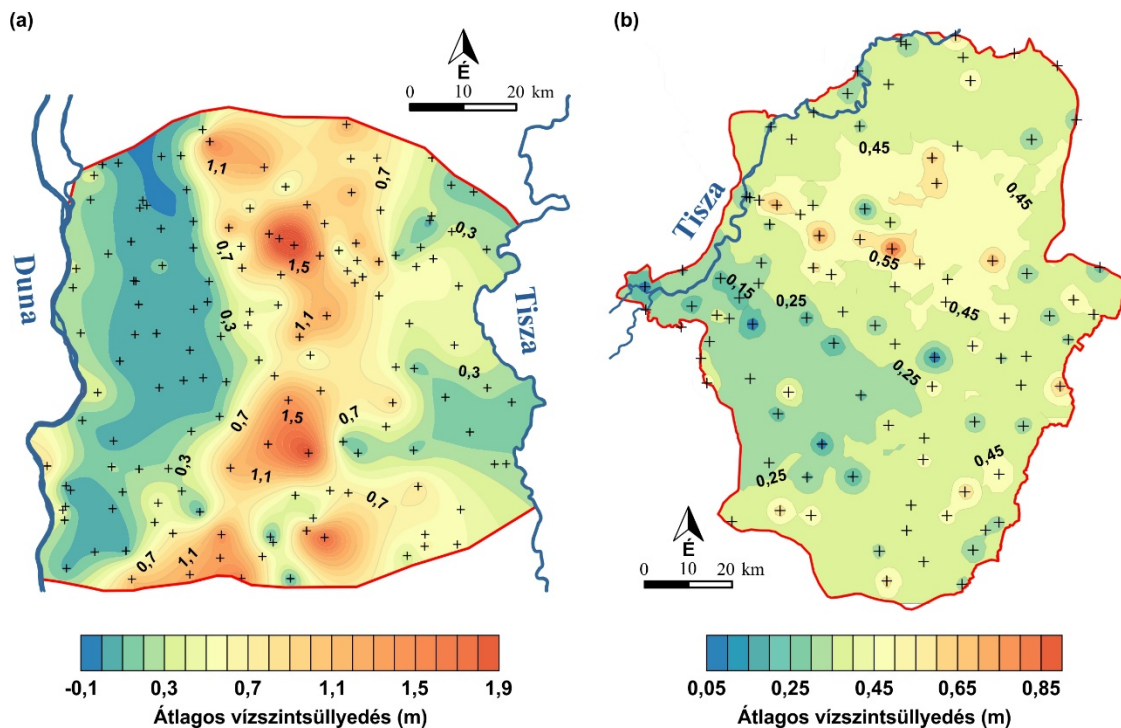
A csapadékmennyiséggel való összefüggésre utal közvetetten a felhőborítottság és a perióduskimaradás 8 éves periódusidőnél kimutatott antifázisban történő változása is. A periódushiány részaránya akkor volt a legmagasabb, amikor a felhőborítottság értéke a legkisebb, tehát kevesebb csapadék hullott.

A téli csapadékból történő beszivárgás csökkenése tehát a kútvízszintek periodikus viselkedésének megváltozását és/vagy akár teljes kimaradását vonta maga után. Az is kimutatható továbbá, hogy az éves perióduskimaradási csúcsok (15. ábra: a) időszakaiban az átlagos vízszint alacsonyabban volt (DTk: 97,78 mBf, Tiszántúl: 100,63 mBf), mint azokban az időszakokban, amikor a periódus szignifikánsan jelen volt a vízszintekben (DTk: 98,07 mBf, Tiszántúl: 101,18 mBf). A Duna–Tisza közén átlagosan 30 cm, míg a Tiszántúlon 55 cm volt a különbség az eltérő karakterisztikájú időszakok között.

Ezt részletesebben is megvizsgáltam kutanként, és variogramvizsgálatot követően, krigelt (Cressie, 1990; Oliver és Webster, 2014) térképeken ábrázoltam (22. ábra a, b). A DTk-n a periódushiánnyal jellemezhető időszakokban a vizsgált kutak 85%-ában, míg a Tiszántúlon a kutak 89%-ában alacsonyabb volt az átlagos vízszint, mint a köztes időszakokban. Általánosságban elmondható, hogy mindkét mintaterületen a vízszintkülönbség az alacsonyabb térszíneken volt kisebb, a DTk-n a folyókkal párhuzamos sávokban, míg a Tiszántúlon a vizsgált terület nyugati–délnyugati részén, illetve a Tisza közelében. A Duna–Tisza közén a vízszintkülönbség a magasabb tengerszint feletti magassággal jellemezhető Központi-homokhátságon volt nagyobb; elérte az 1,9 m-t is, a kontúrtérképen kirajzolódik a hátság nyereg-morfológiája is. A

Tiszántúlon a mintázat ennél bonyolultabb: a vízszintkülönbség a terület északi-északkeleti részén volt jelentősebb, amely a Nyírség déli, magasabban fekvő területein túl az alacsonyabb topográfiájú Hajdúság és a Hortobágy egy részét is magában foglalta, maximuma 0,85 m volt.

A területeken korábban végzett hidrogeológiai kutatások eredményei alapján (DTk: (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009), Tiszántúl: (Székely et al., 2003)) az alacsony vízszintkülönbséggel jellemezhető zónák regionális kiáramlási területek, míg azok, ahol a téli aszály jobban éreztette a hatását, beáramlási területek. Tehát levonható következtetésként, hogy bár az éves periódus elmaradása mindkét mintaterület egészét érintette rezsimterülettől függetlenül (16. ábra), azonban a téli aszály hatásának mértéke eltérő volt a különböző rezsimterületek között.



22. ábra. Az átlagos vízszintkülönbség területi eloszlása a periódushiányos és a köztes időszakok között a Duna–Tisza között (a) és a Tiszántúlon (b). A krigelt térképek alapjául szolgáló félvariogramok és paraméterei megtalálhatók a mellékletek között (4. melléklet: a, b).

Azok a zónák, amelyek érzékenyebbek tűnnek a téli csapadék csökkenésére, egyben a mezőgazdaság számára is fontosak (Harsányi et al., 2013). A vízszint süllyedése, a kapillaris vízemelés zónájának a mélyebbre kerülését is maga után vonja a periódushiányos időszakokban, és az adott évben terméshozam-csökkenést idézhet elő.

A potenciálisan ~8 évenként visszatérő téli aszály figyelembevétele a jövőbeni mezőgazdasági termelési stratégiák kialakításánál azonban segíthet ennek a kiküszöbölésében, például szárazságtűrő növényfajták alkalmazásával.

A fentiekből levonható következtetésként, hogy a talajvízszintben az éves periódusidő kimaradását a téli csapadék időszakos csökkenése okozza, és ezek az időszakok ~8 éves periódusidővel követik egymás. Utóbbinak a magyarázatát azonban a regionális meteorológiai folyamatok adják.

2.2. Regionális vezérlőtényezők

A lokális skálán zajló folyamatok értelmezéséhez érdemes áttekinteni a Kárpát-medence éghajlatát befolyásoló nagyobb skálájú faktorokat. Európai skálán a nagyobb léptékű meteorológiai folyamatokat magas, illetve alacsony légnyomással jellemezhető akciócentrumok irányítják (Barnston és Livezey, 1987). A magas légnyomással jellemezhető legfontosabb központok egyike Szibériában, a másik az Azori-szigetek közelében található. Ezekben a zónákban gyakran keletkeznek magas központi légnyomású ($p > 1015$ hPa) anticiklonok, amelyek pályájuk mentén derült, nyugodt időjárást okoznak. Ezek nem mozognak azonban olyan gyorsan, mint a közepes földrajzi szélességeken keletkező, alacsony központi légnyomással jellemezhető ciklonok, amelyek frontjai a helyi időjárás hirtelen változásait okozzák, pl. (Barry és Carleton, 2013). Mint korábban már szóba került, az alacsony légnyomású akciócentrumok egyike Izland közelében, a másik a Genovai-öbölben található (a mediterrán ciklonok itt keletkeznek és haladnak a Kárpát-medence felé). A mediterrán ciklonok általában gyengébbek (a ciklon közepén uralkodó légnyomás kevésbé alacsony és a ciklon mérete is kisebb), valamint rövidebb élettartamúak, mint az izlandi akciócentrumban keletkezőké (Bartholy et al., 2006). A Kárpát-medence, így az alföldi kutatási területek időjárását azonban erősen befolyásolják (Alpert et al., 1990), elsősorban intenzív csapadékot és párás időjárást okoznak a késő őszi és a kora téli időszakban. Ezt az erőteljes hatást egyrészt az magyarázza, hogy a mediterrán nyomáscentrum közelebb van a Kárpát-medencéhez, mint az izlandi nyomáscentrum, másrészt a Genovai-öbölben keletkező ciklonközéppontok nyomvonalai általában Európa déli részét érintik, ezen belül a Kárpát medencét is, míg az Izland felől érkező ciklonközéppontok nyomvonala általában északabbra húzódik a kutatási területtől (Kelemen et al., 2015; van Bebber,

1891). A fentiek alapján a 4 akcióközpont közül egyértelműen a mediterrán hatása a legerősebb a Kárpát-medence időjárására, jelen munka eredményei is ezt támasztották alá.

Az éves perióduskimaradási görbék és a Genovai-öböl nyomásmező-idősora között 8 éves periódusidő tekintetében szignifikáns wavelet-koherencia volt megfigyelhető, valamint az idősorok egymással fázisban változtak (V.1.5 fejezet, 20. ábra) a vizsgált időszak alatt. Az éves perióduskimaradási csúcsok időszakai tehát egybeesnek a Genovai-öböl légnyomás-maximumával, amely miatt a ciklonkeletkezés ritkul a késő őszi, kora téli időszakban. A kapcsolat úgy magyarázható, hogy a kevesebb és/vagy gyengébb ciklon kevesebb csapadékot is eredményez, ami a ciklonközpontok szokásos nyomvonalra mentén végső soron szárazabb körülményeket okoz, beleértve a Kárpát-medencét is.

A regionális éghajlati viszonyok változásai tükröződnek talajvízszint-megfigyelőkutak idősoraiban, ezért megfelelő indikátornak bizonyulhatnak a lokális klímaváltozás monitorozásához is. A globális klímamodellek a nagyobb skálán zajló klímafolyamatokat és azok változásait már megbízhatóan előrejelzik, és lehetőséget teremtenek nagyobb felbontású lokális jelenségek leírására is. A fent leírt jelenség tovább finomíthatja ezeknek a modelleknek a pontosságát. Az ezeken a megfigyeléseken alapuló információkat kulcsfontosságú bemeneti paraméternek kellene tekinteni az éghajlatváltozás enyhítésére és az ahhoz való alkalmazkodásra irányuló intézkedések tervezésekor.

Az elmúlt évszázadban a globális klímaváltozáshoz köthetően csak csekély változást észleltek szinoptikus skálán² a légkör állapotában (Bartholy et al., 2009). Ennek ellenére ebben az évszázadban ez a hatás sokkal nagyobb is lehet mind a ciklonaktivitás, mind a ciklonnyomvonalak megváltozásának tekintetében. Muskulus és Jacob 2005-ben modellezte a következő évszázadra a mediterrán ciklonok várható átrendeződését Európa fölött. A modellezést egyetlen klímamodell specifikus scenáriója alapján végezték, s az eredmények összességében több mediterrán eredetű ciklonra utalnak, ugyanakkor az erős ciklonok mennyiségének csökkenését prognosztizálták (Muskulus

² Térbeli kiterjedésben 1000 km-es nagyságrendű, időbeli lefolyásban napos nagyságrendű skála. Jellemzően szinoptikus skálájúak pl. a ciklonok, anticiklonok, frontok stb.

és Jacob, 2005). Ez azért okozhat problémát, mert a ciklonból hulló csapadék mennyisége nagymértékben függ a ciklon erősségétől: minél gyengébb a ciklon (azaz minél magasabb a központi légnyomás), annál kevesebb a csapadék is a ciklon pályája mentén. Tehát a modell eredményei abba az irányba mutatnak, hogy az éves periódus kimaradási csúcsai akár 8 évnél sűrűbben is jelentkezhetnek majd a jövőben. Ennek a modelleredménynek az igazolásához azonban szükség lenne további klímamodellek és különböző scenáriók eredményeinek az átfogó értékelése is. Ez azonban túlmutat jelen dolgozat keretein és a szakterület határain.

3. Következtetések

Az Alföld mintaterületein végzett waveletspektrum-becslés rámutatott arra, hogy a talajvízszintben 1961 és 2010 között szignifikánsan jelen volt az 1, ~5, ~11 éves periódusidő. Ezek közül azonban csak a ~11 éves volt jellemző a teljes vizsgált időszakban, az éves és az ~5 éves jól lehatárolható időintervallumokban eltűnt a megfigyelőkutak időszoraiból.

Geomatematikai, hidrogeológiai és meteorológiai megközelítéssel felderítettem a talajvízszint-idősorokban szisztematikusan megjelenő éves periódushiányt, és kimutattam ennek a kapcsolatát a lokális és regionális klímafolyamatokkal a Kárpát-medence mezőgazdaság szempontjából is fontos régiójában.

Azok az időintervallumok, amikor az üzemelő kutak legalább 25%-ában nem volt kimutatható éves periódus, egyértelműen összefüggésbe hozhatók a téli csapadék drasztikus lecsökkenésével. Ezt a jelenséget lokális léptékben az ariditási index jól leírja. A periódus torzulása a teljes területet érintette, a periódushiányos időszakok alatt a vízszint szignifikánsan alacsonyabban volt, mint a köztes időszakokban, különösen a beáramlási területeken.

Regionális léptékben pedig a periodikusan visszatérő téli aszály jelensége egyértelmű kapcsolatot mutatott a Genovai-öböl légnyomásmezejének periodikus változásával. Ebben az értelemben a tanulmány egyértelmű kapcsolatot tárt fel a talajvízszintek periódushiánya és az aszályindexek között, valamint elsőként határozta meg a talajvízszint periodikus viselkedése és a regionális cirkulációs mintázatok közötti összefüggést is.

Ezen a kapcsolaton keresztül a klímamodellek előrejelzései alapján meghatározott nagyobb, regionális skálán lezajló változásokból következtethetünk a lokális klíma lehetséges változásaira, ideértve az aszályok gyakoriságának, időtartamának és súlyosságának esetleges változásait is. Mivel az aszály és a hozzá kapcsolódó jellemzők jövőbeni változásai erősen befolyásolják a helyi mezőgazdasági termelést, a szükséges alkalmazkodási stratégiák kidolgozásánál – akár nemzeti, akár regionális szinten – figyelembe kell venni az aszályhoz kapcsolódó éghajlati viszonyok előrejelzéseit is. Ha egy adott régióban természetű növényfajokat, például a gabonaféléket a módosított éghajlati viszonyoknak megfelelően választanak meg, akkor számos, a globális felmelegedés által kiváltott lokális problémát ki lehetne küszöbölni. Az Alföld mezőgazdasági szerepe miatt az ilyen stratégiák kidolgozása különösen fontos a helyi gazdaságok sebezhetőségének csökkentése érdekében.

VI. HIDRAULIKUS REZSIMTERÜLETEK LEHATÁROLÁSA TALAJVÍZSZINT-IDŐSOROK GEOMATEMATIKAI VIZSGÁLATÁVAL

A következő fejezet a Duna–Tisza köze hidraulikus rezsimterületeinek idősoros vizsgálatokon alapuló lehatárolását mutatja be az IV.2 fejezetben ismertetett geomatematikai módszerek segítségével. A fejezet alapjait és fő eredményeit egy 2020-ban megjelent publikáció adja:

Garamhegyi T, Hatvani IG, Szalai J, Kovács J (2020) Delineation of Hydraulic Flow Regime Areas Based on the Statistical Analysis of Semicentennial Shallow Groundwater Table Time Series. *Water* 12: 828, DOI 10.3390/w12030828

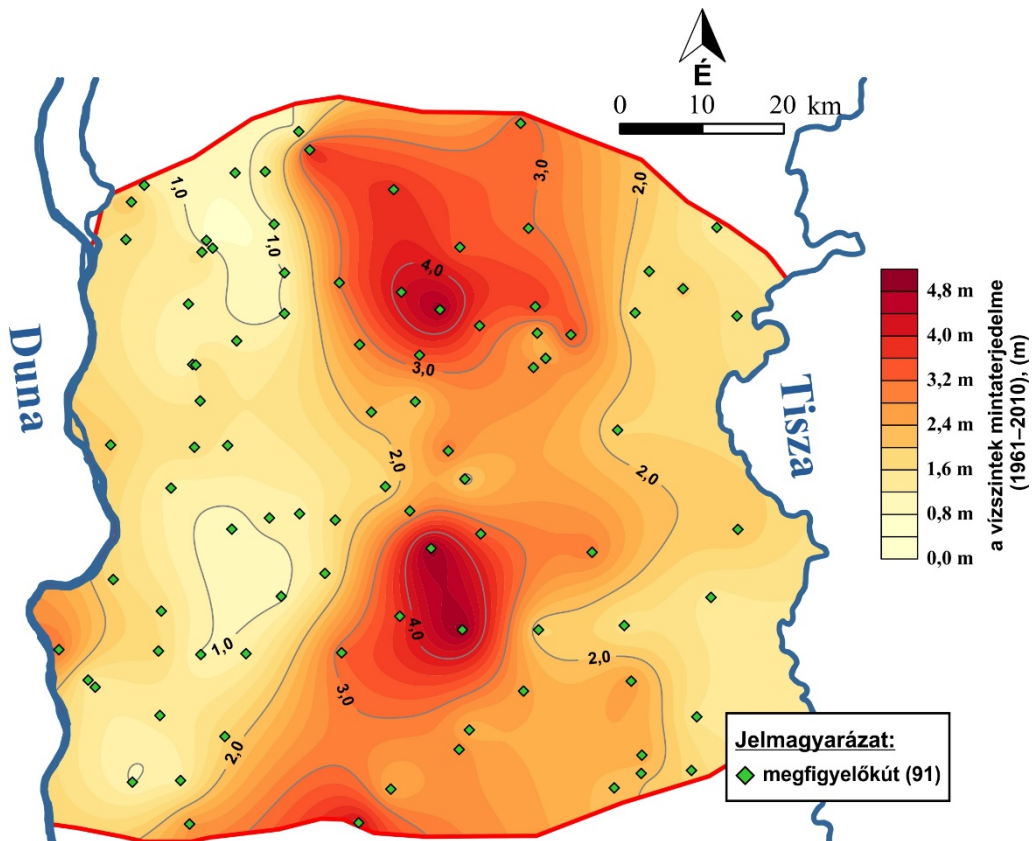
1. Eredmények

1.1. A talajvízszintek időbeli változékonyságának térbeli eloszlása

A Duna–Tisza között a talajvíztükör időbeli változékonyságát – az alapstatisztikák közül – legjobban a vízszintidősorok teljes vizsgált időszakra (1961–2010) vett mintaterjedelme (maximum–minimum) és a korrigált tapasztalati szórása írta le. Az összes megfigyelőkútra (n=91) meghatározott mintaterjedelem-értékek (6. melléklet) interpolált térképét alább fogom közölni (23. ábra).

A vizsgált 50 év alatt a víztükör tekintetében a legnagyobb mértékű változás a Duna–Tisza közének központi tengelyében (É–D irányban) következett be, a Központi-homokhátság területén. Itt az ingadozás mértéke elérte az 5 m-t is. A térképen kirajzolódik a hátság jellegzetes nyeregszerkezete is. A folyók felé haladva a mintaterjedelem értéke lecsökken, a Duna felé ~1 m-re, míg a Tisza irányában ~1,5 m-re, amely azt jelzi, hogy a vízszint változékonysága ezeken a területeken alacsonyabb volt.

Megfigyelhető továbbá, hogy a legkisebb mintaterjedelem-értékek a Tisza felé közvetlenül a parton, míg a Duna esetén a folyótól kb. 10 km-re találhatóak. A korrigált tapasztalati szórásértékek is hasonló térbeli eloszlást mutattak (7. melléklet), a mintaterjedelem és a szórásértékek között a lineáris korrelációs együttható értéke magas volt ($r=0,98$).

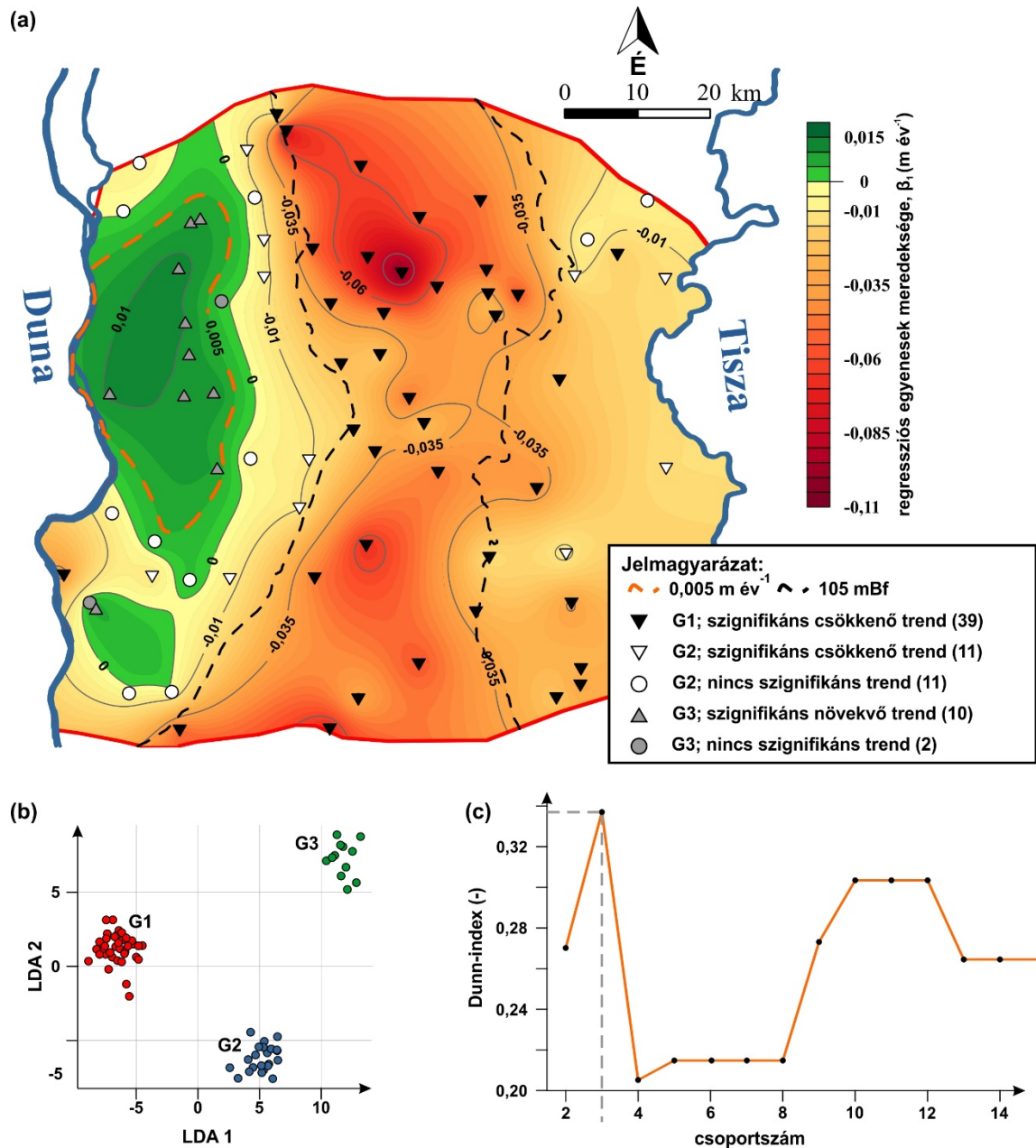


23. ábra. Interpolált térkép a vízszintidősorok (91 db) teljes időszakra számított (1961–2010) mintaterjedelem-értékeiből. A krigelt térkép alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogram megtalálható a 11. melléklet: a diagramon.

1.2. A talajvízszintmegfigyelő-kutak térbeli csoportjainak meghatározása és jellemzése

A megfigyelőkutak csoportosítása a IV.2.3 fejezetben megadott módon a vízszintidősorok standardizálását (Z-score transformation) követően történt hierarchikus klaszteranalízis segítségével (HCA). A csoportosítás alapját a standardizált vízszintidősorok hasonló időbeli mintázata, varianciája adta (8. melléklet: a, b). A HCA eredményei alapján 3 markánsan különböző viselkedésű csoport különült el (24. ábra). Ezt az eredményt LDA-val (Fisher, 1936) és Dunn-indexszel (Dunn, 1974) validáltam. A Dunn-index értéke az összes lehetséges csoportszám-kombináció közül 3 csoport esetén volt a legmagasabb, amely azt jelenti, hogy ez a csoportszám a legideálisabb, valamint az LDA 100%-ban visszaigazolta azt, hogy a kutak a megfelelő csoportokba kerültek (24. ábra: b, c), így a kapott csoportosítást elfogadtam.

A három csoport térben majdnem tökéletesen elválik. Azok a kutak, amelyeket a HCA az egyes csoportba sorolt (G1, fekete háromszögek, 24. ábra), a Központi-homokhátságon helyezkednek el, 105 mBf felett. Ez alól csak 8 kút képez kivételt, amelyek nagy része a terület keleti részén helyezkedik el, valamint egy közvetlenül a Duna partján.



24. ábra. A vízszint-megfigyelőkutak klasztercsoportjai és a lineáris regresszióvizsgálat (a), valamint a lineáris diszkriminanciaanalízis (b) és a Dunn-index (c) eredményei. A térképen (a) különböző szimbólumok a trend irányát jelölik, míg a 3 különböző szín a klasztercsoportokat jelzi. A fekete szaggatott vonal a 105 mBf magasságú szintvonal, a szaggatott narancssárga vonal pedig a 0,005 m év^{-1} vízszintemelkedést jelző kontúrvonal. Az alaptérkép a kutak lineáris regressziós meredekségértékeinek (β_1) a krigelt térképe. A krigelt térkép alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogram megtalálható a 11. melléklet c diagramján.

A megállapított 105 mBf-es határ egybeesik a G1 csoportot alkotó kutak terepszintmagasságának alsó kvartilisével (q25, 2. táblázat) és a második klasztercsoport kútjainak terepszintmaximumával (G2, fehér szimbólumok, 24. ábra). A harmadik csoport (G3, szürke szimbólumok, 24. ábra) kútjainak terepszintmagassága ennek a határnak a közelében sincs (2. táblázat). A G2 és a G3 kútjai a folyókhoz sokkal közelebb, ~15–20 km-en belül helyezkednek el. A G2 a homokhátság mindkét oldalán megtalálható, azonban a G3 csak a Duna felőli oldalon, és csak egy szűk tengerszint feletti magasság intervallummal jellemezhető zónában (2. táblázat, 24. ábra: a). Ez a zóna egybeesik a legalacsonyabb mintaterjedelemmel és korrigált tapasztalati szórásértékekkel jellemezhető területtel is (23. ábra, 7. melléklet)

2. táblázat. A talajvíz-megfigyelőkutak klasztercsoportjainak leíró statisztikái. A táblázat első sora a kutak terepszintjének magasságára utal, míg a többi sor a csoportátlagok vízszintjeinek a leíró statisztikáit és tulajdonságait tartalmazza.

		1. csoport (G1)					2. csoport (G2)					3. csoport (G3)				
		MIN	q25	MED	q75	MAX	MIN	q25	MED	q75	MAX	MIN	q25	MED	q75	MAX
megfigyelőkút terepszintje		91.3	105.0	111.9	120.2	137.6	83.0	92.9	95.0	97.6	105.0	90.9	93.6	95.0	95.7	97.5
átlagos vízszint	mintaterjedelem (m)	3.10					1.57					1.24				
	korrigált tapasztalati szórás (m)	0.76					0.35					0.26				
kutak száma	összesen	39					22					12				
	csökkenő trend	39					11					0				
	nincs szignifikáns trend	0					11					2				
	növekvő trend	0					0					10				
Lineáris regresszió	β_1, (m év⁻¹)	-0.042					-0.005					0.009				
	p érték	2,09×10 ⁻⁹					0.0734					3,85×10 ⁻⁴				

A csoportok leíró statisztikáiból egyértelműen látható (2. táblázat), hogy az 50 évnnyi vizsgált időintervallum alatt az átlagos vízszintváltozás a csoportokban – mind mintaterjedelem, mind a korrigált tapasztalati szórás tekintetében – a topográfiaileg kiemelt helyzetben lévő G1 csoportban volt a legmagasabb (range=3.1 m), míg a másik kettőben lényegesen kisebb. Utóbbiak közül a G3-ban volt a legalacsonyabb, a G1 értékének kevesebb, mint a fele (1.24 m).

A víztükör 50 évet átfogó változásának lineáris trendje és szignifikanciája minden vízszintidősorra külön-külön is meghatározásra került (6. melléklet). A talajvízkutak 69%-ában (n=50) szignifikáns csökkenő trend volt megfigyelhető ($\beta_1 < 0$, $p < 0,05$),

amelyeknek a 78%-a G1 csoporthoz tartozott (n=39), míg a fennmaradó kutak (n=11) – amelyekben bár sokkal kisebb meredekségű, de még mindig szignifikáns csökkenő trend volt jellemző – a G2 csoporthoz tartoztak. 13 db megfigyelőkútban (18%) a vizsgált 50 éves időintervallumban a lineáris trend meredeksége az F-teszt alapján nem bizonyult szignifikánsnak, ebből 11 db a G2 csoportba, és csak 2 db tartozott a G3 csoportba (24. ábra, 2. táblázat).

A kutak kis hányadában (13%) szignifikáns emelkedő trend volt megfigyelhető. Ezek közül mindegyik (n=10) a G3 csoporthoz tartozott, és ezeket a kutakat térben a $\beta_1=0,005 \text{ m év}^{-1}$ növekedő lineáris trendet jelző kontúrvonallal jól le lehetett határolni (24. ábra, 6. melléklet), ami azt jelenti, hogy ebben a zónában minimum 0,5 cm-t emelkedett a vízszint évente. A G2 csoport kútjainak meredekségértékei $-0,01 \text{ m év}^{-1} < \beta_1 < 0,005 \text{ m év}^{-1}$ között változtak, míg a G1 csoport értékei minden esetben kisebbek voltak, mint $-0,01 \text{ m év}^{-1}$. Ezzel összhangban a legnagyobb mértékű talajvízszint-süllyedés a vizsgált terület középső régiójában volt (24. ábra), ahol az évenkénti süllyedés elérte a $-0,11 \text{ m}$ -t, amely 50 év alatt $\sim 5,5 \text{ m}$ vízszintsüllyedésnek felel meg. Ez a zóna egybeesik azzal a régióval, ahol a vízszintek mintaterjedelem- és szórásértékei a legnagyobbak voltak (2. táblázat). Ez a szignifikáns csökkenő trend azonban a folyók felé haladva lecsökken, a Tisza felé kisebb, a Duna felé nagyobb mértékben. Utóbbi esetében emelkedővé válik, legnagyobb értéke $\beta_1=-0,012 \text{ m év}^{-1}$, amely $\sim 60 \text{ cm}$ -es emelkedést jelent 50 év alatt. Ez egy nagyságrenddel kisebb, mint a legnagyobb vízszintsüllyedés a központi zónában.

Lineáris regressziós modellt illesztve a csoportok átlagos vízszintidősoraira, átláthatóbb képet kapunk a vízszintek 50 év folyamán bekövetkező alakulásáról (25. ábra: c, d, e). A G1 csoport (25. ábra: c) szignifikáns ($p=2,09 \cdot 10^{-9}$) csökkenő ($\beta_1=-0,042 \text{ m év}^{-1}$) trendet mutatott az 1961–2010 közötti időszakra (2. táblázat). A vízszint a maximuma 1966-ban volt, amelyet erőteljes csökkenés követett a 90-es évek közepéig, ezután a csökkenés mérséklődött, minimumát pedig 2009-ben érte el. A G2 csoportban (25. ábra: d) az átlagos vízszint szintén süllyedt a teljes időszakban, azonban a csökkenés mértéke ($\beta_1=-0,005 \text{ m év}^{-1}$) egy nagyságrenddel kisebb volt, és az F-teszt alapján nem volt szignifikáns ($p=0,0734$), míg a G2 egyes kútjaiban azonban igen (lásd a fejezet elején). A legmagasabb vízszint 1966-ban, a legkisebb pedig 1994-ben volt.

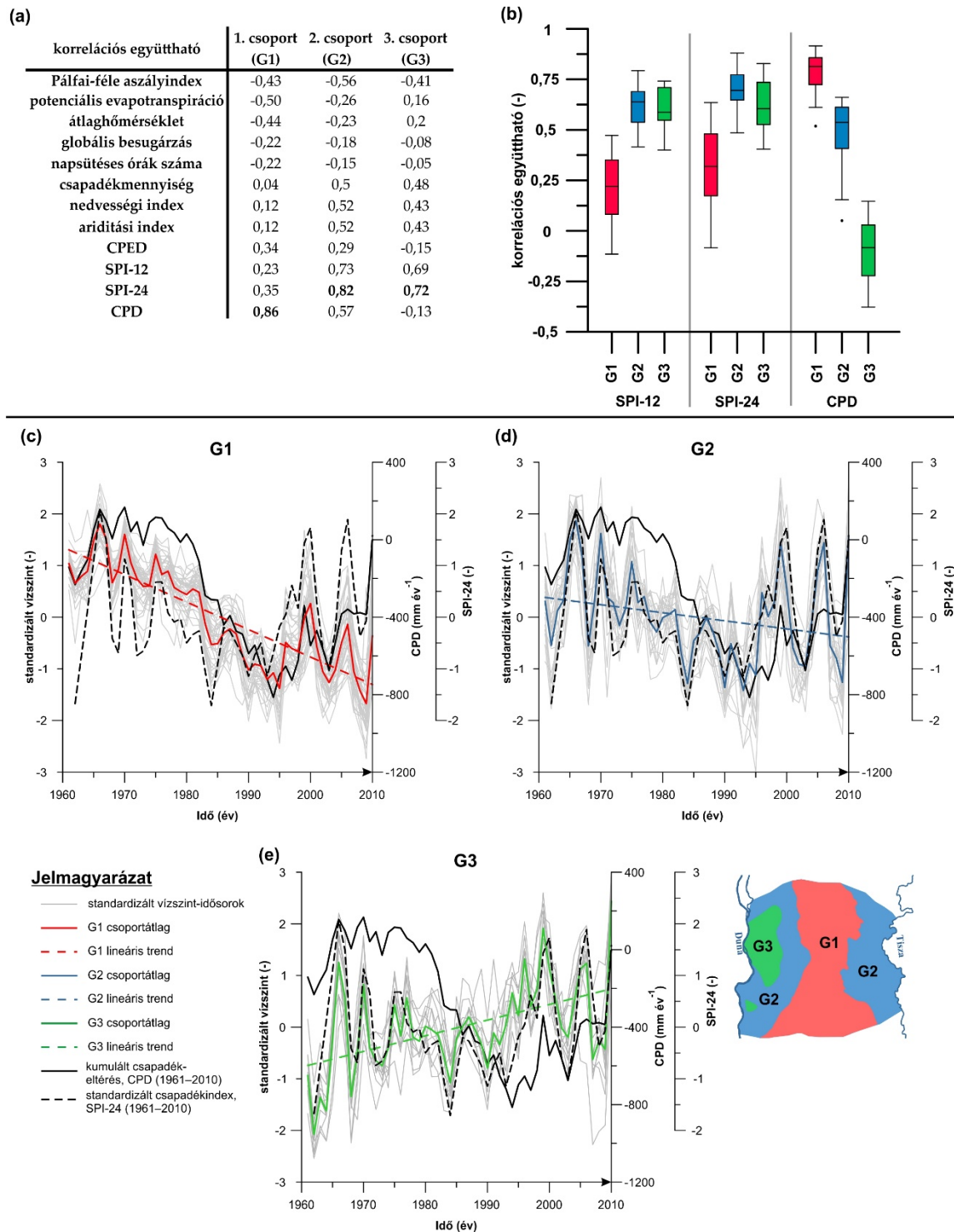
A G3 csoport átlaga (25. ábra: e) az előző eredményekkel megegyezően szignifikáns ($p=3,85 \times 10^{-4}$) enyhén emelkedő trendet ($\beta_1=0,009 \text{ m év}^{-1}$) mutatott (2. táblázat).

1.3. Korrelációanalízis meteorológiai paraméterekkel

A Duna–Tisza közén megfigyelt trendek a vizsgált időszakban eltérően jelentek meg a talajvízszintekben a csoportosítással meghatározott részterületeken. A csoportokban tapasztalható különböző mintázatok megértéséhez a talajvízszintet befolyásoló külső hatótényezők azonosítása szükséges. Az antropogén hatótényezők (mezőgazdasági öntözés, vízkivétel) mellett a lokális meteorológiai paraméterek (III.3.2.1 fejezet) változásai magyarázhatják a talajvízszint hosszú idő alatt bekövetkező változásait (Russo és Lall, 2017; Taylor et al., 2013). Az antropogén hatások vizsgálatához nem állt rendelkezésre mért idősor, így az utóbbira került a kutatás fókusza. Lokális meteorológiai változók CarpatClim-idősorait vettem össze a vízszintidősorok változásaival korrelációanalízis segítségével (9. melléklet, 11. melléklet).

A csoportátlagok vízszintidősorai és a rendelkezésre álló lokális meteorológiai paraméter-idősorok között elvégzett korrelációvizsgálat arra mutatott rá (25. ábra: a), hogy a kumulált meteorológiai indexek írják le legjobban a vízszint változásait. Az SPI (SPI-12, SPI-24) és a CPD mutatta a legerősebb lineáris kapcsolatot a 3 csoport átlagos vízszintingadozásaival ($r>0,7$). A G1 esetében a CPD ($r=0,86$), míg a G2 és a G3 esetében az SPI-24 adta a legmagasabb korrelációs értéket ($r=0,82$, $r=0,72$) a csoportátlagokkal (25. ábra: a).

Részleteiben vizsgálva az SPI-12-, SPI-24- és a CPD-idősorok és vízszintváltozások kapcsolatát, az egyedi vízszintidősorokkal is elvégezésre került a korrelációanalízis. Az eredményeket box-whiskers-diagramok szemléltetik, csoportonkénti bontásban (25. ábra: b) azért, hogy a térbeli eloszlásról is információt kaphassunk. Az SPI-12 és az SPI-24 esetében hasonló korrelációeredményeket látunk mindhárom csoport esetében. A G2 és a G3 csoport magas pozitív lineáris kapcsolatot mutatott az SPI -vel, míg G1 esetében ez a kapcsolat sokkal gyengébbnek mutatkozott (25. ábra: b). Ezzel szemben a CPD-index egyértelműen meghatározta a G1 csoportban a vízszint változékonyságát.



25. ábra. Lineáris kapcsolatok a talajvízszint-idősorok és a meteorológiai paraméterek között. A korrelációs együtthatók értékei a csoportátlagok és a meteorológiai paraméterek között (a), ahol a CPED a kumulált potenciális evapotranspiráció-eltérés, az SPI a standardizált csapadékindex (SPI-12, SPI-24) és a CPD a kumulált csapadékelterés. A korrelációs értékek $0,279 > |r|$ esetben tekinthetők szignifikánsnak $\alpha = 0,05$ szignifikanciaszinten. Korrelációs értékek az SPI-12-, SPI-24- és CPD-értékek és az egyedi vízszintidősorok között box-whiskers-diagramon, csoportonként ábrázolva (b). A boxok az interkvartilis (IQR=Q3-Q1) intervallumot ábrázolják, a boxon belül a vízszintes vonal a medián. A „whiskerek” pedig a kvartilis értékekenél, az interkvartilis 1,5-szeresével

nagyobbak ($Q3+1,5\times IQR$), illetve kisebbek ($Q1-1,5\times IQR$). Az egyedi pontok az „outlier” értékek. A következő három diagramon a standardizált vízszintidősorok láthatók (szürke vonalak) csoportonkénti bontásban (G1 – c, G2 – d, G3 – e). A csoportok átlagos vízszintidősorait vastag színes, és az azokra illesztett lineáris trendet szaggatott színes vonalak jelzik. A CPD-indexet fekete folytonos, az SPI-24-et pedig fekete szaggatott vonal jelzi.

Mivel az SPI-12- és SPI-24-idősorok korrelációs értékei hasonló térbeli képet mutattak, és a kettő közül az SPI-24-gyel volt erősebb a lineáris kapcsolat, valamint az SPI-24 irodalmi adatok alapján is alkalmasabb a lassan végbemenő változások (évtizedes vizsgálatok) jellemzésére (Keyantash és Dracup, 2002), így a további vizsgálatokhoz kizárólag az SPI-24- és a CPD-indexet használtam fel.

A kumulált csapadékelterés értékei 1961 és 2010 között teljes összhangban változtak a G1 csoport átlagos vízszintértékeivel a terület középső részén (25. ábra: c). Ezzel szemben az SPI-24-gyel a lineáris kapcsolat elhanyagolható volt. A CPD értékei 1965 és 1975 között pozitív tartományban változtak, majd intenzív csökkenés következett ($\beta_1=-0,039 \text{ mm év}^{-1}$, $p=1,85\times 10^{-8}$) egészen 1995-ig, éppúgy, mint a vízszintértékekben is. 1995 után a CPD értékei növekedni kezdtek egészen 2010-ig. Ezt a vízszint változásai már kevésbé követték, a süllyedés mértéke mérséklődött, a G1 csoportban a legalacsonyabb vízszint 2009-ben volt.

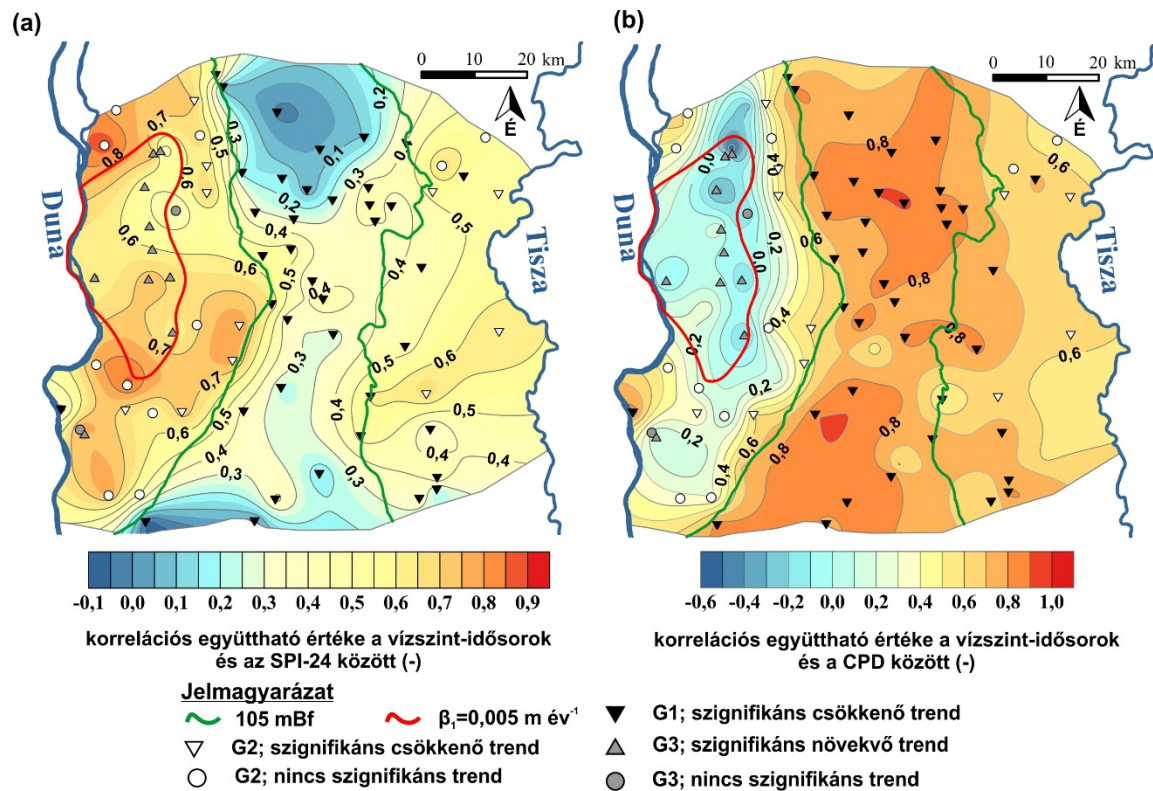
A Duna és a Tisza melletti zónákban (G2), ahogy azt már a korábbiakban láthattuk, a lineáris kapcsolat az SPI-24-gyel sokkal erősebb volt, mint a CPD-vel. Az is látszott, hogy a G2 csoportban a vízszintsüllyedés is mérsékeltebb volt, mint a G1-ben (25. ábra: d). A talajvízszint a G2-ben a minimumértékét 1995-ben érte el, amely időszak egybeesik a CPD legalacsonyabb értékével. A terület nyugati részén található G3 zónában a kutak idősorai szintén erős korrelációt mutattak az SPI-24-gyel, de gyengébbet, mint a G2 esetében, amelynek oka a G3-ban tapasztalható pozitív lineáris trend (25. ábra: e). Az SPI-24 értékei dominánsan nedves időszakot jeleztek az 1961 és 1978 közötti, valamint az 1996 és 2010 közötti években ($SPI-24>0$). Ezen belül nagyon nedves éveket jelölt ($SPI-24>1,5$) 1966-ban, 2000-ben és 2006-ban. Ezzel szemben 1976 és 1996 között száraz időszakot jelölt ($SPI-24<0$), amely egybeesett a CPD-index legmeredekebben csökkenő szakaszával is. A legalacsonyabb értékét 1994-ben vette fel, értéke -1,6 volt, amely besorolás alapján nagyon száraz évet jelöl ($SPI-24<1,5$).

Megfigyelhető az is, hogy a vizsgált időszakban az SPI-24-idősorban nem volt tapasztalható szignifikáns trend ($\beta_1=2,32 \cdot 10^{-5}$ mm év⁻¹, $p=0,37$), azonban az idősorban visszatérő ~4-5 éves periodikus ingadozás figyelhető meg (25. ábra: d). A periodikus viselkedést WSA-val vizsgáltam $p=0,05$ szignifikanciaszinten. Ez a periodikus viselkedés, azonban nemcsak az indexben, hanem a vízszintidősorokban is megjelent kivétel nélkül az összes kútban, ahogy az a korábbi V.1.1 fejezetben is látható volt. Ezt a régióban tapasztalható periódusidőt már korábban is leírták csapadékidősorokból (Ilyés et al., 2018), más klímaproxy-adatbázisokból kiindulva (Sen Asok és Kern, 2016), valamint a Duna-Tisza közén talajvízszint-idősorokból is (Kovács et al., 2010b). Ez a közös periodikus viselkedés megerősíti a feltételezett kapcsolatot a G2 és G3 csoportban levő vízszint-megfigyelőkutak és az SPI-24-index között. A 4-5 éves periódusidő megjelenésének regionális okai azonban nem ismertek. Ennek a felderítéséhez a jövőben egy részletes kutatás és multidiszciplináris vizsgálatok szükségesek.

Az SPI-24-, illetve a CPD-idősorok és az egyes kutak vízszintidősorainak korrelációs értékeiben a variogramvizsgálat egyértelmű térbeli kapcsolatot mutatott ki (11. melléklet: d, e). A korrelációs értékek térbeli eloszlása az alábbi kontúrtérképeken látható (26. ábra: a, b).

A legerősebb lineáris kapcsolat az SPI-24 és a talajvíztükör között a két folyó közelében volt (G2), különösen a Duna felőli oldalon ($r>0,7$, 26. ábra: a). A terület középső, észak-déli tengelye felé haladva, azokon a területeken, ahol a vízszintben szignifikáns csökkenő trend volt megfigyelhető (G1) – elsősorban 105 mBf felett (Központi-homokhátság) – az SPI korrelációegyüttható-értékei fokozatosan csökkentek ($r=-0,1$). Másrészt ebben a zónában (26. ábra: b) láthatjuk a legmagasabb korrelációegyüttható-értéket a CDP-index estében ($r>0,8$).

A CPD térbeli változékonysága gyakorlatilag az SPI ellentéte. A lineáris kapcsolat erőssége a folyók partjai felé gyengül (G2). A terület Tisza felőli oldalán a korreláció értéke $r=0,6$ -ra csökken, míg a Duna felé ennél összetettebb a kép. A csökkenés mértéke sokkal nagyobb ($r=-0,4$), továbbá az a zóna, ahol a negatív korrelációs értékek jellemzők, egybeesik azzal a területtel, ahol a vízszintekben emelkedő trend volt megfigyelhető a vizsgált időintervallumban (24. ábra; G3).



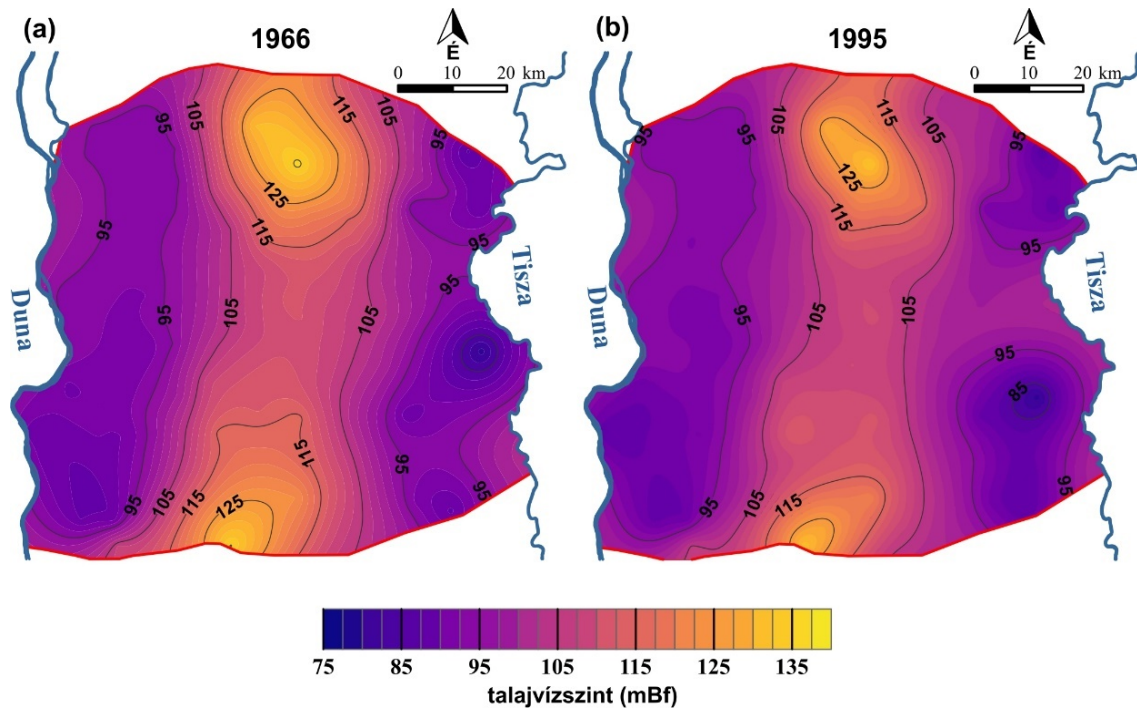
26. ábra. Kontúrtérkép a talajvízszintidősorok és csapadékindexek közötti korrelációs együtthatókból. Az a térképen az SPI-24, a b térképen CPD index korrelációs értékei láthatók. A kutak jelkulcsa a 24. ábra jelkulcsával megegyező. A krigelt térképek alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogramok megtalálhatók a 11. melléklet: d, e diagramjain.

1.4. A talajvíztükör és a tározott vízkészlet tér- és időbeli változásai

A Duna–Tisza között megjelenő vízszintsüllyedés (VI.1.2 fejezet) tér- és időbeli lefolyását nyomon követhetjük a talajvízszint-domborzat változásain keresztül is. A vizsgálathoz elkészítettem évenként a vízszint potenciometrikus térképeit, a módszertani fejezetben ismertetett módon (variogramvizsgálat és krigelés), majd megvizsgáltam a vízszintdomborzat időbeli változásait 1961 és 2010 között (27. ábra).

A talajvízszint átlagosan 1966-ban volt a legmagasabb szinten (27. ábra: a), ezt követően a terület jelentős részét a vízszint csökkenése jellemezte, a legalacsonyabb vízszintek átlagosan 1995-ben voltak (27. ábra: b). Megfigyelhető, hogy a terület központi részén, a korábbi fejezetben meghatározott 105 mBf feletti zónákban a szintvonalak összehúzódtak, míg a Duna–Tisza köze mélyebben fekvő területein, a folyókkal párhuzamosan a szintvonalak lefutása alig módosult. A változások tehát elsősorban a Központi-homokhátságon következtek be, ugyanakkor az áramlás horizontális irányai

nem változtak meg, csak a hidraulikus gradiens értéke csökkent le, és ebből adódóan az áramlási intenzitás is.



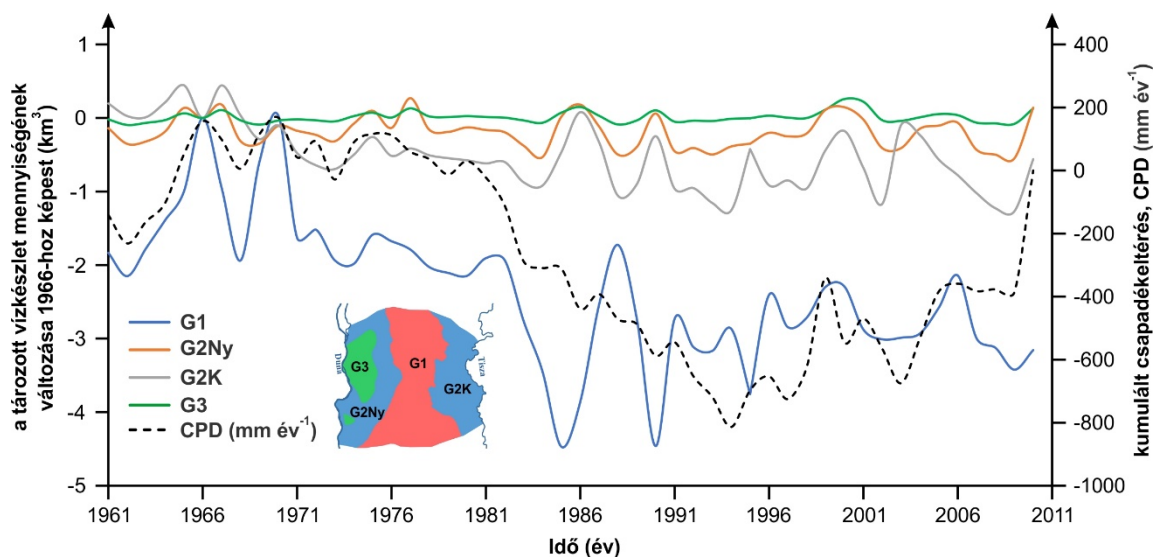
27. ábra. A talajvízszint potenciometrikus térképei 1966-ban (a) és 1995-ben (b). A krigelt térképek alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogramok megtalálhatók a 11. melléklet: f, g diagramjain.

A fenti térképek biztosították az alapot a tározott vízkészlet becsléséhez. Ennek az időbeli változását a HCA-val meghatározott zónákban (G1–3) a következő peremfeltételek figyelembevételével végeztem:

- i. A G2 részterületet (i) tovább bontottam a G1-től ($z > 105$ mBf), keletre (G2K) és nyugatra (G2Ny) eső zónákra.
- ii. 1966-ban volt a kutak jelentős többségében a vízszintek maximuma, ezért ezt az évet tekintetem referenciaévnak, azaz ehhez viszonyítottam a többi év tározott vízmennyiség-változásait³.
- iii. Az üledékben tározott vízmennyiség meghatározásához szükséges a kőzetváz effektív porozitásértéke is. Mivel az egyes kutak által szűrőzött szakaszról nem állt rendelkezésre sem litológiai, sem porozitásinformáció, ezért a felszínközeli képződményekhez (homok, aleurit, finomszemcsés

³ Az egyes évek potenciometrikus felületei és az 1966-os év potenciometrikus felszíne közötti különbségek kiszámításához a Surfer X6 programcsomag térfigaztató eljárását alkalmaztam.

kavics, (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009)) irodalmi adatok alapján 30%-os átlagos effektív porozitásértéket rendeltem (Stephens et al., 1998). A területen korábban vízmennyiségbecsléshez köthetően Rakonczai, illetve Fehér szintén 30%-os effektív porozitásértéket alkalmazott doktori értekezésében a fajlagos vízszintváltozás becsléséhez (Fehér, 2019; Rakonczai és Geiger, 2006).



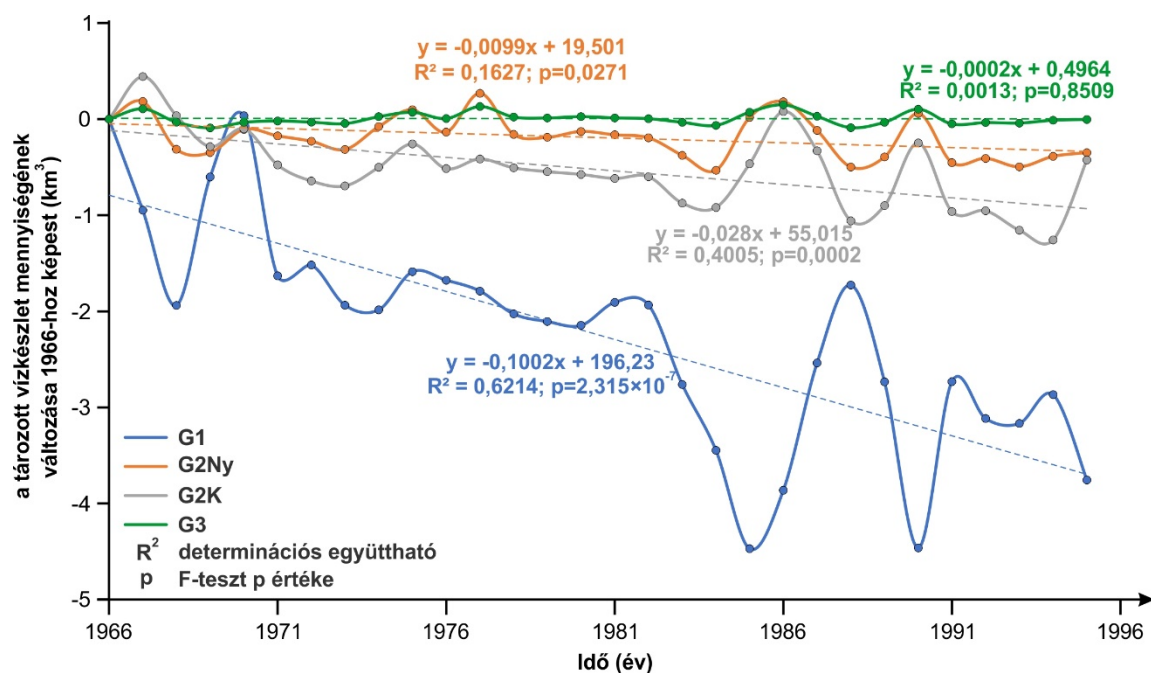
28. ábra. A tározott vízkészlet becsült változásai 1966-hoz képest a meghatározott 4 zónában.

Az eredményeken (28. ábra) megfigyelhető, hogy a G1 zóna tározott vízmennyisége változott a legnagyobb mértékben, legalacsonyabb értéke 1990-ben volt, $-4,6 \text{ km}^3$. Az is szembevetendő, hogy a vízkészletváltozás hasonló csökkenő trendet mutatott, mint a CPD-index 1966 és 1995 között. A csapadékmennyiség emelkedésével a vízkészlet csökkenése is megállt, és az időszak végéig stagnált, hasonlóan a kutak vízszintváltozásaihoz 25. ábra: c).

A G2Ny és G2K zónákban is megfigyelhető a csökkenés a vízmennyiségben, de sokkal kisebb mértékben, mint a G1 zónában. A G2K terület esetében a különbség szinte mindig nagyobb volt a G2Ny változásainál. A legnagyobb különbség 1966-hoz képest $-1,24 \text{ km}^3$ a G2K (1994), illetve $-0,55 \text{ km}^3$ G2Ny (1984) volt. A G3 területen viszont a tározott vízmennyiség gyakorlatilag nem változott a teljes időszakban.

Lineáris regresszióval meghatároztam a tározott vízmennyiség változásának trendjét az 1966 és 1995 közötti – a CPD-index alapján meghatározott – csökkenő csapadékmennyiséggel jellemezhető, 30 év hosszúságú időszakban (29. ábra).

A G1 területen szignifikáns csökkenő trend volt megfigyelhető ($\beta_1 = -0,1 \text{ km}^3 \text{ év}^{-1}$; $p = 2,315 \times 10^{-7}$), ami $\sim 3 \text{ km}^3$ tározott vízkészlet-csökkenést jelentett 30 év alatt. Ehhez képest G2Ny ($\beta_1 = -0,01 \text{ km}^3 \text{ év}^{-1}$; $p = 0,0271$) és G2K ($\beta_1 = -0,03 \text{ km}^3 \text{ év}^{-1}$; $p = 0,0002$) zónában a csökkenés ~ 1 nagyságrenddel volt kisebb, de az F-teszt alapján még mindig szignifikáns. Ezekkel ellentétben a G3 zónában az illesztett trend meredeksége nem volt szignifikáns ($\beta_1 = -0,0002$; $p = 0,8509$), gyakorlatilag konstansnak tekinthető, a tározott vízmennyiség nem változott.



29. ábra. A tározott vízmennyiség változása az 1966 és 1995 közötti csapadékhiányos időszakban. A színes vonalak a különböző zónák vízmennyiség-változásait jelzik, míg a szaggatott vonalak az azokra illesztett lineáris trendet mutatják.

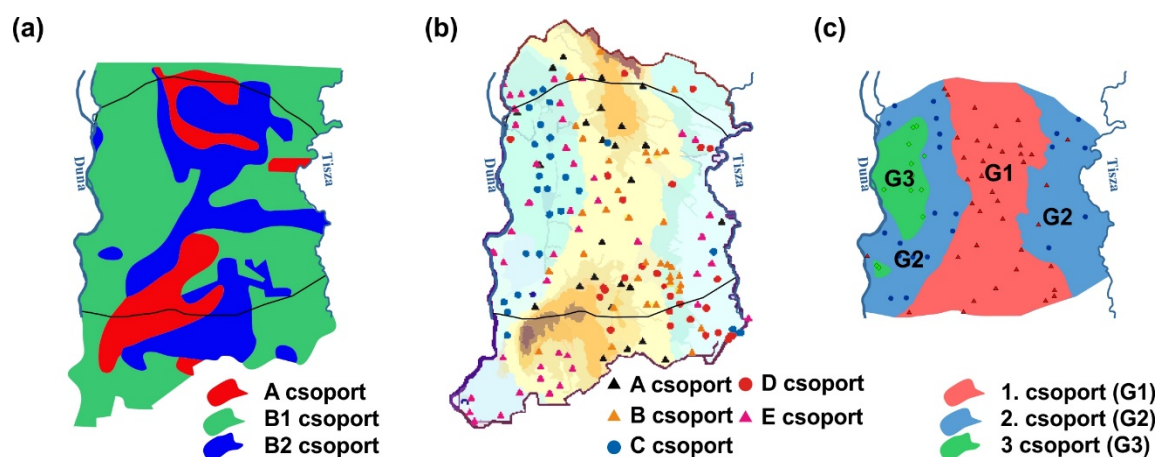
2. Diskusszió

2.1. A meghatározott klasztercsoportok összevetése a korábbi vizsgálatok eredményeivel

A Duna–Tisza köze talajvízszint-változásairól számos tanulmány született, így a kutak csoportosítására is több vizsgálat irányult már pl. (Rakonczai és Geiger, 2006; Szalai et al., 2011). Jelen munka eredményeinek az összevetése azonban nehézségekbe ütközött ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeivel, a következő okok miatt:

A vizsgált időintervallumok (i) eltérők voltak. Rakonczai és Geiger (2006) tanulmánya az 1976–2003 közötti időszakot, Szalai és munkatársai pedig az 1970 és 2004

közötti időszakot dolgozták fel (Rakonczai és Geiger, 2006; Szalai et al., 2011). Az eredményekről szóló közleményekben (ii) az alkalmazott módszereket csak részben ismertették. Ezekben a tanulmányokban továbbá (iii) a vízszint-megfigyelőkutak csoportjait elsősorban geomorfológiai alapon magyarázták (Rakonczai és Geiger, 2006; Szalai et al., 2011), illetve (iv) az egyes kutak csoportbeosztását sem közölték. A csoportok numerikus összehasonlítására így nem volt lehetőség, ezért a közleményekben bemutatott térképeket vettem össze vizuálisan a kutatás eredményeivel (30. ábra).



30. ábra. Sematikus térképek a kutak vízszintidősorainak klasztercsoportjairól, illetve az eredmények alapján lehatárolt részterületekről. Az első (a) 1976–2003 közötti időintervallum (Rakonczai és Geiger, 2006), a második (b) 1970–2004 közötti időintervallum (Szalai et al., 2011) és jelen tanulmány (c) 1961–2010 közötti intervallum eredményeit mutatja. A fekete vonal az a és b térképen jelen tanulmány vizsgált területének a határa.

Rakonczai és Geiger tanulmánya 30 év talajvízszint-változásait öleli fel. Látható, hogy az általuk meghatározott A és B2 csoport (Rakonczai és Geiger, 2006) nagyjából egybeesik a jelenlegi munka G1 csoportja által lefedett területtel, amely a Központi-homokhátságon helyezkedik el. A B1 csoport (Rakonczai és Geiger, 2006) pedig magában foglalja az általam meghatározott G2 és G3 csoportot. (30. ábra: a, c). Rakonczaiék tanulmányukban első lépésben 2 csoportot (A és B) határoztak meg, majd a B csoport továbbosztásával született meg a B1 és B2 csoport. Kizárólag az A csoportot jellemezték csökkenő talajvízszinttrenddel. Ezzel szemben, esetemben 2 csoport esetén a G1 és G2 vált külön, és a G2-ből vált ki a G3, a csoportszám megemelése után. Ennek a magyarázata az eltérő vizsgált időintervallum lehet. Elképzelhető, hogy a vizsgált 30 évben a növekvő trendmintázat még nem volt szignifikáns. A kutak törzsszámáról, a

csoportosítási eljárásról és a validálás módszeréről Rakonczi és Geiger tanulmánya nem tett említést, így az eredményeiket nem tudtam rekonstruálni.

Szalai és munkatársai 185 észlelőkút 35 évnyi vízszintváltozásait elemezték ugyanazzal a csoportosítási módszerrel, mint jelen tanulmány (HCA). 5 klasztercsoportot határoztak meg, azonban az eredményeiket numerikusan nem validálták (a publikáció nem tesz erről említést) (Szalai et al., 2011) (30. ábra: b). A tanulmányban meghatározott 5 csoport szintén mutat egyezéseket jelen munkával (30. ábra: c), ha egyes csoportokat összevonunk. A C csoport megfeleltethető a G3 csoporttal, az E csoport és a D csoport egy része ekvivalens a folyópartokon elhelyezkedő fönnyaradó kutakkal (G2), és ha összevonjuk a maradék 3 csoportot (A, B, D) akkor az jórészt lefedi a homokhátságon elhelyezkedő G1 zónát (30. ábra).

A fenti tanulmányok a Központi-homokhátságot csökkenő talajvízszinttel jellemezték, amit elsősorban geomorfológiai okokra (Ladányi, 2011; Rakonczi, 2013), hosszú időn keresztül fennálló csapadékhiányra (Rakonczi, 2013; Szalai et al., 2011), továbbá vízkivételre és az erdősítésre vezettek vissza (Szalai et al., 2011). Habár a csoportok hidrogeológiai értékelésével a fenti tanulmányok nem foglalkoztak, Szalai és munkatársai megemlítik, hogy a C csoport kútjainak (G3) a vízszintje annyira eltérő a többitől, hogy azt egy kiáramlási terület okozhatja (Szalai et al., 2011). Jelen kutatás célja elsősorban az volt, hogy a vízszintidősorok fent ismertett eredményeire támaszkodva elvégezze a megfigyelőkutak hidrogeológiai kontextusba helyezését (a rezsimkarakterisztika meghatározását), csoportosításuk figyelembevételével.

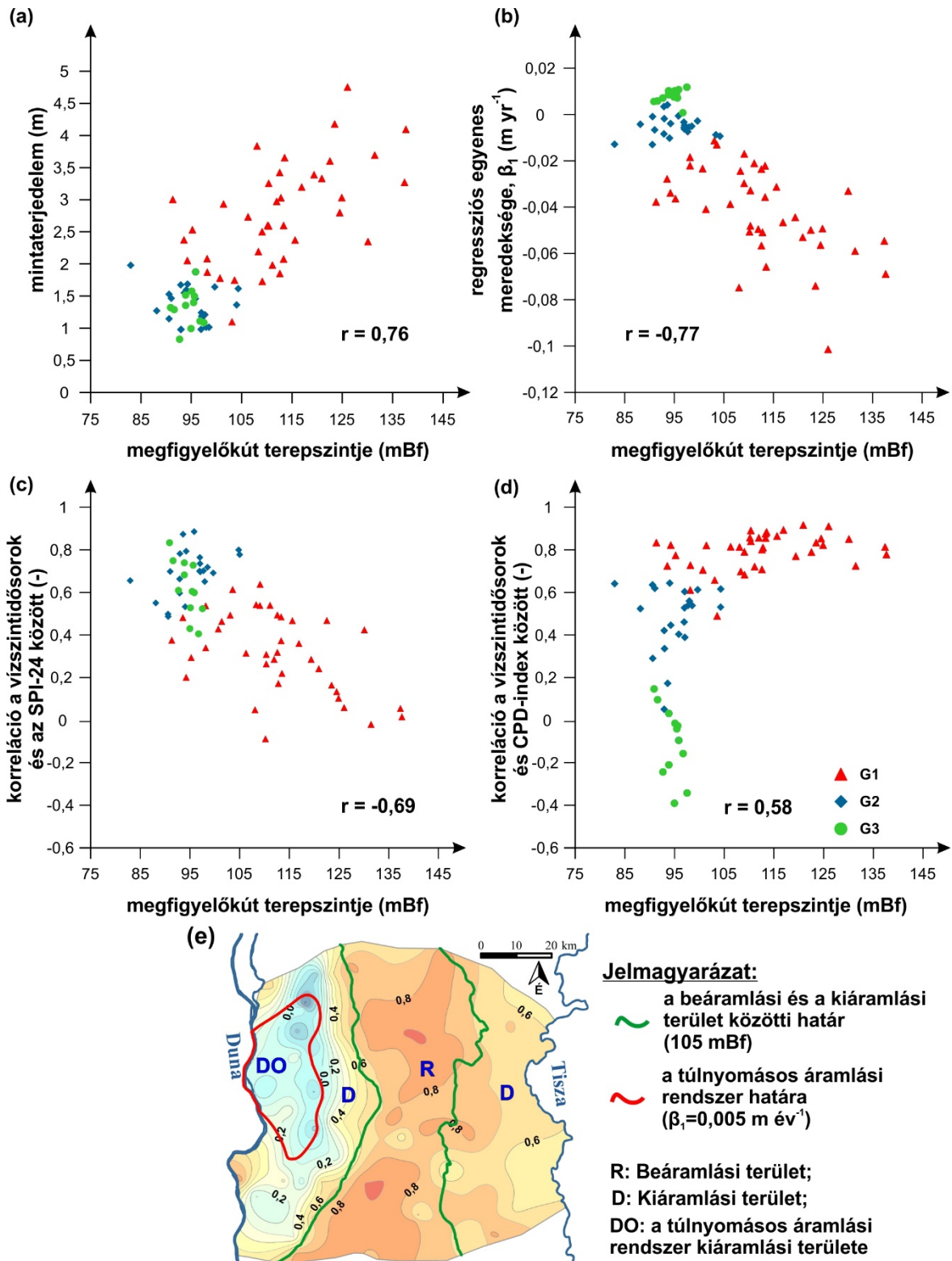
2.2.A talajvíztükör változásainak kapcsolata a topográfiával – a hidrogeológiai kontextus

Az eredmények alapján a G1 és a G2 klasztercsoport közötti határ – figyelembe véve a lineáris regresszió és a korrelációanalízis eredményeit is – ~105 mBf körüli magaságban húzódik a Központi-homokhátság mindkét oldalán, amely egyben medence lejtőjének felezési pontjával is egybeesik. Ez a határ a gravitációs áramlási rendszerek általános tulajdonságait figyelembe véve értelmezhető. Ezek a következőképpen foglalhatók össze: a gravitációs áramlási rendszerek esetében a felszín alatti vízáramlás hajtóerejét és az áramlási pályákat a felszíni topográfia határozza meg. Az áramlási pályák kiáramlási

területe nem korlátozódik csupán a medence legmélyebb pontjára (folyóvölgyek), hanem a medence teljes alsó felén bekövetkezhet, amelyet jelen esetben jó közelítéssel a 105 mBf szintvonal jelöl ki (Detty és McGuire, 2010; Freeze és Cherry, 1979; Rinderer et al., 2014; Tóth, 2009). Ezen a vonalon továbbindulva érdemes megvizsgálni a víztükör változásait leíró statisztikai paramétereket a felszíni topográfia tükrében.

Pozitív lineáris kapcsolat volt a vízszintidősorok mintaterjedelme (maximum–minimum) és a felszíni topográfia között ($r=0,76$) az esetek 58 %-ban (31. ábra: a). Ez azt jelenti, hogy a növekvő tengerszint feletti magassággal nőtt a talajvíztükör hosszú idejű (50 éves) változékonysága is. Hasonlóan „erős”, de negatív lineáris kapcsolat jelentkezett ($r=-0,77$) a kutak felszíni elevációja (terepszintje) és a vízszintidősorokra illesztett lineáris trendvonal meredeksége között az esetek 60%-ában (31. ábra: b). Ebből az következik, hogy a kiemelt zónákban (Központi-homokhátság, G1) a vízszintsüllyedés mértéke nagyobb volt az alacsonyabban fekvő területekhez képest. Ez szintén magyarázható gravitációs áramlási rendszerek jellemzőivel. Általánosságban nézve, a rendszert érő változások (pl. hosszú időn keresztül fennálló csapadékhiány) a kiemelt pozíciójú beáramlási területeken erősebben érvényesülnek, mint a mélyebben fekvő kiáramlási területeken (Tóth, 2009). Ez azonban nem magyarázza a G3 és a G2 elkülönülését és a statisztikai paramétereik különbségeit. Erre a lokális meteorológiai paraméterek vizsgálata adja meg a magyarázatot.

A Duna–Tisza közén a szignifikáns csapadékhiány a talajvízszintben intenzív süllyedést okozott a 90-es évek közepéig, amelyről számos tudományos munka született pl.: (Ladányi et al., 2009; Rakonczi, 2013; Szalai et al., 2011) (25. ábra: c). A vízszintsüllyedés mértékét nemcsak pontszerűen (kutanként), hanem területileg is megvizsgáltam (pl. 27. ábra: a, b). A csapadékhiányos időszak a mintaterületen kétféle csapadékindex segítségével jellemezhető (26. ábra: a, b), amelyek egyértelműen eltérő képet mutatnak a felszíni topográfiával (31. ábra: c, d). Az SPI-24- és a vízszintidősorok korrelációs értékei (31. ábra: c), az előző két paraméternél gyengébb, negatív lineáris kapcsolatot ($r=-0,69$) mutatnak a felszíni topográfiával, míg a CPD (31. ábra: d) mutatta a leggyengébb, valamint pozitív lineáris kapcsolatot ($r=0,58$).



31. ábra. Pont-pont-diagramok a kutak terepszintmagassága (felszíni elevációja) és (a) a mintaterjedelem (maximum–minimum), (b) a regressziós egyenesek meredeksége, (c) a vízszintidősorok és az SPI-24 korrelációs együtthatója, valamint a (d) vízszintidősorok és a CPD-index korrelációs együtthatója között. Az indextérkép a meghatározott rezsinterületeket és azoknak a határait ábrázolja (e). A diagramokon a pontok szimbólumai és színei a csoportosítás eredményeit tükrözik (VI.1.2 fejezet).

Fontos kiemelni, hogy vizsgálatba bevont megfigyelőkutak mind a sekély, fedetlen víztartót szűrőzik, ezért a csapadékmennyiségben/evapotranspirációban beálló változások hatással vannak az egész vizsgált területen a vízszintre, a felszín alatti rezsim jellemzőitől függetlenül (beáramlási/kiáramlási) (Tóth, 2009). Ezért jelenik meg az SPI-24-indexben is látható ~4–5 éves periódusidő az összes megfigyelőkút vízszintidősorában, amely területi jellemzőt már korábban Kovács és munkatársai is leírták (Kovács et al., 2010b). Jelen kutatás periodicitásvizsgálatai is rámutattak továbbá arra, hogy a DTk-n az összes kút esetében megjelenik gyakorlatilag a teljes időszakban az ~5 éves periódusidő (V.1.1 fejezet), kivéve 1988–1993 között.

Az SPI-24 elsősorban a száraz és a nedves időszakok periodikus változását írja le (III.3.2.1 fejezet) (McKee et al., 1993), a számítási módjából adódóan a nagyfrekvenciájú komponenseket eliminálja a csapadékadatsorból, továbbá hosszú idejű trend sem jelentkezik benne. Ez az oka annak, hogy magas korrelációsegütthető-értéket látunk a vízszintfluktuáció és a változó között a Duna és a Tisza melletti, alacsonyabban fekvő területeken, (G2 és G3), ahol az 50 éves időintervallum alatt a 4–5 éves vízszintfluktuáció volt a domináns, számottevő trend nélkül (25. ábra: d). A csapadékmennyiség hosszú idejű lecsökkenése tehát nem érintette ezt a zónát. A regionális kiáramlási zónáknak ez egy meghatározó jellemzője. A regionális beáramlási terület felől, az áramlási pályán érkező vízmennyiség képes kompenzálni a rendszert érő külső hatásokat, így, ha a beszivárgásban hosszú időn keresztül fennálló változások – jelen esetben a csapadék mennyiségének csökkenése – következnek be, az a vízszintben csak kisebb mértékben jelentkezik, hiszen az áramlási pályán érkező vízutánpótlás pufferelem ezeket a hatásokat (Tóth, 2009).

Ez a kapcsolat az alacsonyan fekvő területeken volt a legerősebb (G2, 31. ábra: c; 26. ábra: a), és a tengerszint feletti magasság növekedésével, a homokhátság közepe felé csökkent (G1, 31. ábra: c; 26. ábra: a). Ennek az oka, hogy a magasság növekedésével a felszín alól érkező utánpótlás már nem tudta kompenzálni a beszivárgás hiányát, és ez az oka a 105 mBf magasságban kirajzolódó határvonalnak is, amelyen túl nem, vagy csak kis mértékben történik a felszín alól utánpótlás (regionális értelemben véve). Ezen a ponton túl válik a CPD-index domináns leíró paraméterré (26. ábra: b). Mivel ez az index az alacsony frekvenciájú változásokat is tartalmazza, valamint a csapadékhiány

kumulálása miatt kihangsúlyozza a nagy időtávú trendet is, megfelelő proxyparamétere a hosszú időn keresztül fennálló csapadékhiánynak, így jól leírja a beáramlási területeken bekövetkező változásokat is (Butterworth et al., 1999), így elsősorban a G1 csoport vízszintjeit befolyásolja (25. ábra: c, 31. ábra: d) a Központi-homokhátságon. Megállapítható tehát, hogy regionális léptékben a CPD-index a beáramlási, az SPI-24-index pedig a kiáramlási területeket írja le jobban.

Úgy tűnik, hogy a G3 csoport talajvízszint-megfigyelőkútjaiban tapasztalható hosszú idejű változások egyáltalán nem követik a hosszú idejű csapadéktrendeket, sőt ellentétesek is azokkal (31. ábra: b), valamint a topográfiával sem mutatnak kapcsolatot a korrelációs értékek (31. ábra: d). A G3 kútjainak elkülönülése a többi megfigyelőkúttól (G1, G2) a klasztercsoportok kiemelése nélkül is szembeötlő lenne (31. ábra: d). Ezek alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a Duna partján lévő G3 zónában egy másik hajtóerő által működő áramlási rendszer is szerepet játszhat, amely független a felszíni folyamatoktól. Ez lehet kompakció általi, vagy akár tektonikusan vezérelt is (Deming, 2002). Ennek a jelenségnek a magyarázatára a korábbi hidrogeológiai tanulmányok eredményei világítottak rá (VI.2.3 fejezet).

Összefoglalva tehát, a vízszintidősorok vizsgált paraméterei a topográfia függvényében eltérően viselkedtek a lehatárolt alterületeken. A fejezetben ismertetett különbségek alapján levonható következtetések a következők (31. ábra: e):

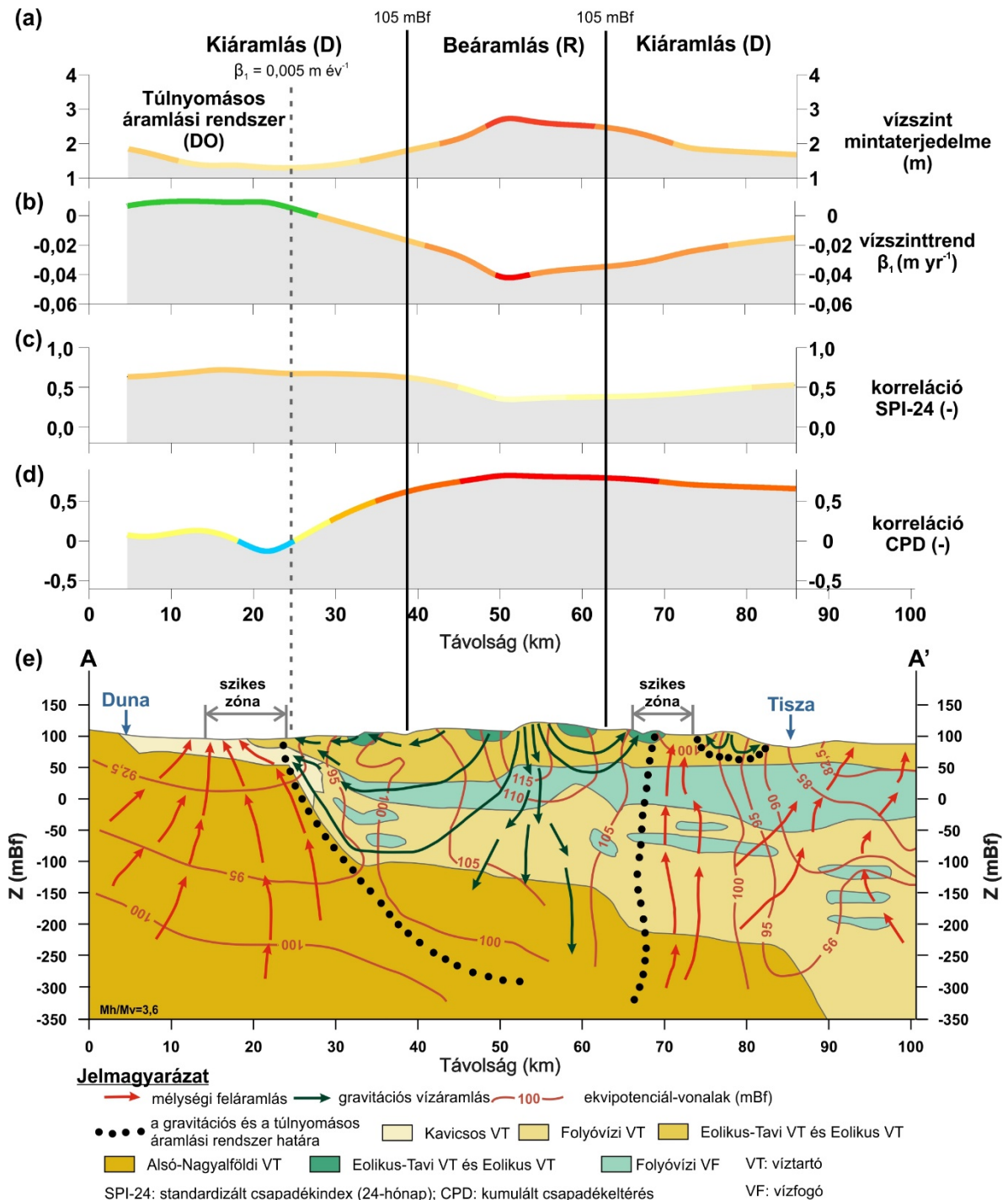
- A Duna–Tisza közti hátság tengelyében elhelyezkedő Központi-homokhátság 105 mBf feletti része (G1) egy gravitációs áramlási rendszer regionális beáramlási területe (R);
- a folyókkal párhuzamos zónákban (G2), a 105 mBf alatti területek vízszintjeinek a változékonysága bár kisebb, mint a központi területeken, a változások mértéke továbbra is összefüggésben van a topográfiával, ezért egy gravitációs áramlási rendszer regionális kiáramlási zónájának tekinthetők (D);
- a Duna–parton található G3 csoport kútjai, amelyekben szignifikáns vízszintemelkedés volt a jellemző (G3; 25. ábra: e) úgy tűnik, hogy egy másik hajtóerő által befolyásolt áramlási rendszerhez tartoznak (DO).

2.3. Az eredmények validálása a korábbi hidrogeológiai tanulmányok tükrében

A korábbi tanulmányok két, karakterisztikusan eltérő áramlási rendszert határoztak meg az Alföldön (Tóth és Almási, 2001). Az egyik a topográfia különbségei által hajtott gravitációs áramlási rendszer, míg a másik egy túlnyomással jellemezhető áramlási rendszer, amelyet a medence aljzatát érő tektonikus kompresszió hajt (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Simon et al., 2011; Tóth és Almási, 2001). A gravitáció által hajtott rendszer a regionálisan fedetlen víztartót érinti, és közel hidrosztatikus fluidnyomás-értékek jellemzik, utánpótlása elsősorban csapadékból történik (32. ábra: e) (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). A másik, túlnyomásos áramlási rendszert a tektonikus kompresszió hajtja. Ez a regionálisan fedett áramlási rendszer a pre-Neogén korú egységekből történő feláramlással jellemezhető (32. ábra: e), és oldottanyag-koncentrációja magas (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Tóth és Almási, 2001). A hidraulikus folytonosságot a két áramlási rendszer között a szerkezeti vonalak (pl. normál vetők, eltolódási szerkezetek) és magas hidraulikus vezetőképességgel jellemezhető homokos lencsék biztosítják (4. ábra, 32. ábra: e) (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009).

A gravitációs áramlási rendszer utánpótlása Duna–Tisza közének kiemelt részein, a Központi-homokhátságon történik (G1, R) és uralkodóan lefelé történő vízármlási irány jellemzi regionális léptékben (32. ábra: e). Itt a gravitációs rendszer lefelé áramló vizének energiája gátolja a túlnyomásos áramlási rendszer feláramló vizének a felszínre jutását. A mélyből feláramló vizeket keleti, illetve nyugati irányba kényszeríti a folyók felé (32. ábra: e). A gravitációs áramlási rendszer kiáramlási zónájában azonban (G2, D), ahol az áramlás vertikális komponense a felszín felé mutat, lehetővé válik, hogy a mélyből feláramló, magas oldottanyag-tartalmú vizek is elérjék a felszínt (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Simon et al., 2011). A gravitációs rendszer energiája azonban nem elegendő ahhoz, hogy a feláramló vizeket egészen a Duna vonaláig kényszerítse, ezért még a Duna vonala előtt (kb. 10–20 km-re) jött létre a túlnyomásos rendszer kiáramlási zónája (G3, DO), ami a vizek magas oldottanyag-tartalma miatt egy jól meghatározható szikes sávot hozott létre a felszínen. A túlnyomásos áramlási rendszer megcsapolódása egy szűk zónára koncentrálódik, aminek geológiai okai vannak. A feláramlást szerkezeti vonalak és

magas hidraulikus vezetőképességű formációk fókuszálják (Kavicsos Víztározó, 4. ábra; 32. ábra: e) a Duna közelében (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Tóth és Almási, 2001).



32. ábra. Keresztszelvények a meghatározott paraméterek térképeiből az 5. ábra: a–n szereplő nyomvonal mentén. A talajvízszint-idősorok mintaterjedelme (1961–2010) (a), a lineáris regresszió meredeksége (β_1) (b) a vízszintidősorok korrelációja az SPI-24 indexszel (c), a vízszintidősorok korrelációja a CPD-indexszel (d) és a területről korábban készült hidraulikus keresztmetszvény Mádl-Szőnyi és Tóth 2009-es munkája nyomán (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009) (e), a szelvényvonalak színskálája (a–d) megegyezik a hozzájuk tartozó térképek színskálájával (23. ábra; 24. ábra; 26. ábra: a, b).

Az eredményeimet összevettem Mádl-Szőnyi és Tóth 2009-ben készült munkájával. A tanulmányban különböző mélységszintekre készült potenciometrikus térképek és a felszíni topográfia összevetésével, valamint a területet jól jellemző hidraulikus keresztmetszvény alapján (32. ábra) a DTK-n a gravitációs áramlási rendszer beáramlási és a kiáramlási területeinek a határát 100 mBf-nél található szintvonalnál határozták meg (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). Jelen munka és a fenti eredmények közötti 5 m különbséget az okozhatja, hogy a határ közelében kevés a megfigyelőkút, így a határ meghúzóása is hibával terhelt. Sűrűbb kúthálózat esetén biztosabb lehetne a becslés. Ugyanakkor Mádl-Szőnyi és Tóth tanulmányában nem szerepel az interpoláló eljárás, amellyel a potenciometrikus térképek készültek, így ugyanúgy elképzelhető az eredményeikben néhány méter pontatlanság. A fentiek alapján tehát a határvonal a gravitációs áramlási rendszer regionális beáramlási és kiáramlási zónája között 100–105 mBf közötti magasságtartományban húzódik.

A hidraulikus keresztmetszvény alapján az emelkedő trenddel jellemezhető kutak határvonala (G3, 24. ábra: e) pedig ($\beta_1 > 0,005 \text{ m év}^{-1}$) a túlnyomásos feláramlási rendszer és a gravitációs áramlási rendszer határán húzódik, a Duna felőli oldalon. A Tisza felé ez a rendszer nem, illetve kevésbé meghatározottan éri el a felszínt (32. ábra: e).

Különbségek figyelhetők meg a vizsgált paraméterek kontúrtérképeiből készített keresztmetszvényeken a Központi-homokhátságtól nyugatra, illetve és keletre eső kiáramlási terület között (32. ábra: a, b, c, d), amelyek alapvetően két tényezőre vezethetők vissza. Egyrészt a Duna felé eső kiáramlási terület irányában nagyobb a topográfiai gradiens értéke, mint a Tisza felé, ami magasabb hidraulikusgradiens-értékekhez is vezet. Emiatt az áramlási intenzitás is magasabb lesz a Duna felé. A másik tényező a geológiai felépítésben kereshető. A terület nyugati oldala alatt magas hidraulikus vezetőképességű rétegeket találunk a felszín közelében (32. ábra: e) (Alsó Alföldi Vízevezető, és Kavicsos Vízevezető képződmények), amelyek az áramlás intenzitását szintén fokozzák, míg a Tisza felé nagyobb vastagságú és alacsony vezetőképességű rétegeket találunk a felszín közelében (Folyóvízi Vízfogó réteg). A Pre-Neogén aljzat is mélyebb pozícióban van a terület keleti felén. A nagyobb áramlási intenzitás azt eredményezi, hogy a rendszer beáramlási területén lecsökkenő beszivárgás

hatására a változások markánsabban jelentkeznek, mint azokon a területeken, ahol az áramlási intenzitások kisebbek.

A túlnyomásos áramlási rendszer kiáramlási területén (DO, G3) a talajvízszint-idősorokban emelkedő trendet figyeltem meg, ami külön magyarázatra szorul (VI.1.2-VI.1.3 fejezetek). Magát a jelenséget a felszín alatti hidraulikus potenciálértékek tér- és időbeli átrendeződése, tehát az áramlási rendszerek tranziensé válása magyarázhatja meg, amit a beszivárgás hosszú idejű lecsökkenése idézett elő. Ebből adódóan a jelenséget a teljes rendszer vonatkozásában kell értelmezni. Ismert tény, hogy a beáramlási zónák érzékenyebbek a csapadék mennyiségének hosszú idejű megváltozására, mint a kiáramlási területek, továbbá minél magasabb rendű az áramlási rendszer, annál később jelennek meg a kiáramlási területen a beszivárgásban történő változások (Tóth, 2009). A Duna–Tisza közének beáramlási területén szignifikáns vízszintcsökkenés következett be a vizsgált 50 éves időintervallumban (25. ábra: c), a vízszintsüllyedés idővel tovább terjedt a kiáramlási területekre is, bár lényegesen kisebb mértékben (25. ábra: d; 32. ábra: a, b). A hosszú időn keresztül fennálló változások nemcsak a vízszintekben, hanem a becsült vízkészlet változásaiban is jelentkeztek (29. ábra). A víztükör topográfiája időben megváltozott, ellaposodott, amely az áramlási intenzitás csökkenéséhez vezetett, ez pedig nemcsak a vízáramlás dinamikáját, hanem az áramlási rendszerek addig fennálló hierarchiáját is megváltoztathatta. Hasonló példa a Tihanyi-félsziget esete, ahol Havril és mtsai. 2018-ban áramlási rendszernek a csapadékmennyiség csökkenésére bekövetkező átrendeződését modellezték (Havril et al., 2018). A kutatási terület esetében a felső potenciálfelület (talajvíztükör) megváltozása a gravitációs áramlási rendszer „gyengülését” eredményezte, ez az egyensúlyi helyzet felborulásán keresztül a túlnyomásos áramlási rendszer kiterjedéséhez vezethetett, ami a G3 zóna fölötti víztükör enyhe növekedésében jelentkezett. A jelenség biztosabb magyarázatához szükséges volna a túlnyomásos zóna mélyebb rétegeiből származó hidrosztatikus nyomásértékek időbeli változásának vizsgálata, azonban ezekről nem állnak rendelkezésre adatok.

Levonható következtetésként tehát, hogy az alkalmazott geomatematikai megközelítés alkalmas arra, hogy regionális léptékben lehatárolja a különböző felszín alatti vízrezsimerületeket és a különböző hajtóerő által mozgatott áramlási rendszereket

is. A vizsgált 50 éves időtartam változásaiból regionális léptékű, robusztus becslés volt adható a rezsinterületek térbeli eloszlását illetően. A részletesebb felbontás eléréséhez a vizsgálatok időskálájának a csökkentése és a rövidebb időskálán történő változásokat jól leíró klímaproxy szükséges. A módszer finomítása ugyanakkor egy következő kutatás célja lehet.

2.4. Kitekintés: a hosszú időn keresztül fennálló csapadékhiány hatásai a rezsinterületekre

A 24 hónapra számolt standardizált csapadékindex hatékony módon írta le a kiáramlási területeken lezajló hosszú idejű folyamatokat, míg a kumulált csapadékeltérés pontosan tükrözte vissza a beáramlási területek vízszintváltozásait. Egyértelműen látható az is, hogy a 30 éven keresztül fennálló csapadékhiányos időszak (1966–1995) a tározott vízkészlet változásának tekintetében is a gravitációs áramlási rendszer beáramlási területét érintette leginkább drasztikusan (G1 zóna) (VI.1.4 Fejezet). Ezen a területen a vízhiány a becslések alapján elérte a $\sim 4,6 \text{ km}^3$ -t, ami összemérhető Közép-Európa legnagyobb édesvízű tavának, a Balatonnak a térfogatával, annak körülbelül 2,5-szöröse (Kovács és Clement, 2009). Az adatsorra illesztett lineáris trend is körülbelül -3 km^3 -es hiányt jelzett az aszályos időszak végére. Ezzel szemben a gravitációs áramlási rendszer kiáramlási zónái ~ 1 nagyságrenddel kisebb tározott vízkészletcsökkenést mutattak. A Tisza felé eső (G2K) és a Duna felé eső (G2Ny) kiáramlási területek különbségeit a VI.2.3 fejezetben ismertetett geológiai különbségek magyarázhatják. A túlnyomás hajtotta áramlási rendszer kiáramlási területén pedig gyakorlatilag nem változott a tározott vízkészlet. Fontosnak tartom kiemelni azt, hogy a tározott vízmennyiségi számításoknál alkalmazott konstans porozitásérték megkérdőjelezi a becslések pontosságát, így a különböző rezsinterületek közötti arányokat fontosabbnak tartom, mint a konkrét vízmennyiségértékeket.

A DTk-n a talajvízszint-domborzat minél pontosabb leírásával és a vízkészletváltozás becslésével a közelmúltban Rakonczai János és Fehér Zsolt is foglalkozott doktori disszertációjában (Fehér, 2019; Rakonczai, 2013). A talajvízszint-domborzat becslésére adott eredményeik mindenképpen pontosabbnak tekinthetők jelen kutatás eredményeinél, hiszen a vízszintek becsléséhez kihasználták a vízszintdomborzat és a

topográfia kapcsolatát, rekurzív szekvenciális gaussi koszimulációt alkalmaztak a vízszintek meghatározására (Fehér, 2019; Rakonczai, 2013). Ebből következően a vízkészletváltozás-bebecsléseik is pontosabbnak tekinthetők.

Fehér az 1950 és 1980 közötti időszakhoz képest a 2009-es évre ~8 km³ vízkészletcsökkenést becsült a DTK teljes területére (Fehér, 2019). Jelen munka eredményei alapján a vízkészlethiány 2009-ben 5,3 km³ volt 1966-hoz képest. Megjegyzendő azonban, hogy a két kutatási terület nem egyezik, Fehér mintaterülete a DTK nagyobb részét fedi le, ami magyarázhatja a különbségeket. Véleményem szerint nem volt szerencsés 1980-ig kiterjeszteni a referenciaidőszakot, hiszen a vízkészlet intenzív csökkenése már 1970-ben megkezdődött, így ez az eredményeket is torzíthatta.

Munkájukban a DTK-n a drasztikus vízmennyiségcsökkenés határát a terület 120 mBf feletti zónájába helyezték (Fehér, 2019; Rakonczai, 2013), jelen munka azonban arra mutatott rá, hogy ez a zóna kiterjeszhető egészen 105 mBf-ig, a beáramlási és kiáramlási zóna határáig. A túlnyomásos áramlási rendszer kiáramlási zónája pedig egyáltalán nem volt éritett. Mindazonáltal egy jövőbeni együttműködés során pontosabb vízkészletbecslést lehetne adni az általuk alkalmazott módszertan segítségével az egyes rezsimerületek vízkészletének változására.

A fenti eredmények felhívják a figyelmet arra, hogy a beáramlási zónák tekinthetők a legérzékenyebbnak a vízmérlegben bekövetkező drasztikus átalakulásokra, amelyet jelen esetben a csapadék hosszan fennálló hiánya okozott, ez pedig súlyos környezeti következményekkel járt együtt. A talajvíz látja el részben a gyökérzónát a szükséges nedvességgel a kapilláris vízemelésen, valamint a párolgáson keresztül. A vízszint lesüllyedése azonban ezt a kapcsolatot korlátozhatja, illetve megszakíthatja. A Duna–Tisza közének központi területén helyenként a vízszintsüllyedés az 5,5 m-t is elérte az elemzett 50 évnél idősebb időszak alatt. Ez a változás lehet a magyarázata a térségben található sekély tavak fokozatos területcsökkenésének, vagy teljes kiszáradásának is (pl. a Szappan-szék tó) (Kertész et al., 2002). Megállapítható ezzel összefüggésben az is, hogy a vizsgált időszakban a felszíni látkép, a növénytakaságok térbeli mintázata (pl. a mocsári és szikes vegetáció) is elkezdett átalakulni (Biró et al., 2007). Hosszabb időn keresztül fennálló aszály esetén ugyanis a rendszer tranzienssé válik, és a kiáramlási

területeken is érezteti a hatásait, ami látható is volt a gravitációs áramlási rendszer esetében néhány kút szignifikánsan csökkenő vízszintjében.

A Kárpát-medence térségére a 21. század végéig a hőmérséklet emelkedését, a csapadék éven belüli eloszlásának változását (Bartholy és Pongrácz, 2007; Bartholy et al., 2011), és az aszályos időszakok gyakoriságának 30%-os növekedését jósolják (Mezősi et al., 2014). A vizsgált időszakban lezajlott 30 évig tartó csapadékhiányos időszak így előrevetíti a klímaváltozás nyomán bekövetkező negatív hatásokat is.

3. Következtetések

A ~30 éven keresztül fennálló csapadékhiányos időszak hatásai eltérő módon jelentek meg a talajvízszint-megfigyelőkutak idősoraiban a Duna–Tisza köze különböző pontjain. A kutak területileg eltérő viselkedése szolgáltatta az alapot a Duna–Tisza közén jelen lévő hidraulikus (beáramlási/kiáramlási) rezsimterületek lehatárolásához (regionális léptékben), geomatematikai és többváltozós adatelemzési módszerek segítségével.

A talajvízkutak 50 évet átfogó idősorain alapuló csoportosítással 3 részterület különült el, amelyeket a területen végzett korábbi hidrogeológiai tanulmányok eredményeivel is validáltam. A Központi-homokhátság és a folyóvölgyek között kirajzolódó, 105 mBf magasságban húzódó határ gyökeresen eltérő hidrogeológiai karakterisztikájú részterületeket választ el, amit az irodalmi adatok is megerősítettek. A gravitációs áramlási rendszer beáramlási területe regionális léptékben a DTk központi részén, 105 mBf feletti magasságban húzódik, amelyet az elmúlt 50 évben a vízszint fokozatos süllyedése jellemezett (átlagosan: $-0,042 \text{ m év}^{-1}$). A kiáramlási zónák (a gravitációs és a túlnyomásos áramlási rendszerek) ez alatt a határ alatt húzódnak (<105 mBf), a Dunával és a Tiszával párhuzamosan. A gravitációs rendszer kiáramlási zónájában szintén megfigyelhető volt a vízkészlet csökkenése, azonban ~1 nagyságrenddel kisebb mértékben (2. táblázat), mint a beáramlási zónában. Ezen felül a túlnyomásos áramlási rendszer kiáramlási zónájában a vízszintek emelkedése volt jellemző, a csapadékhiány ellenére.

Az egyes részterületek átlagos és kutankénti vízszintváltozásai és a külső éghajlati tényezők (pl. csapadék, potenciális evapotranspiráció stb.), kapcsolatának vizsgálata rámutatott arra, hogy a feláramlással jellemezhető területeken (kiáramlási zónák) a 24

hónapra számított standardizált csapadékindex (SPI-24) megbízhatóan írja le a vízszintek alakulását évtizedes skálán. Ezzel szemben a kiemelt területeken (a Központi-homokhátságon) a kumulált csapadékeltérési index (CPD) bizonyult megfelelő leíró paraméternek.

A többváltozós módszerek (HCA és LDA), a lineáris regresszió, a krigelés és a variogramvizsgálatok kombinált alkalmazása talajvízszint-idősorokon és külső környezeti paraméterek idősorain elegendőnek bizonyult a különböző rezsimkarakterisztikájú területeket lehatárolásához. A megközelítés továbbá hozzájárul a felszín alatti vízkészlet és a lokális meteorológia, valamint a topográfia kapcsolatának a megértéséhez félévszázados időskálán. A kutatás eredményei bővítik azokat az ismereteket, amelyek viszonyítási alapul szolgálhatnak a klímaváltozás várható súlyos negatív hatásainak a megértéséhez (Mezősi et al., 2014), és a következményekre való felkészüléshez. Ehhez elengedhetetlen azoknak a régióknak a feltárása, amelyeket az éghajlatváltozás a leginkább érint és veszélyeztet.

VII. ÖSSZEFOGLALÁS

A talajvízszint- és a meteorológiai változók idősorain végzett geomatematikai vizsgálatok fő célja az volt, hogy a periodikus és a trendjellegű vízszintváltozások felderítésén keresztül meghatározhatóvá váljanak a klímaelemek hatására létrejövő változások és ezek területi különbségei. A vizsgálatokhoz olyan mintaterületeket választottam a Kárpát-medencében, amelyek a mezőgazdaság számára is fontosak, víz- és környezetvédelmi szempontból az erősen érzékeny kategóriába tartoznak, valamint megfelelő tér- és időbeli felbontású monitoringhálózattal rendelkeznek.

A Duna–Tisza közén és a Tiszántúlon a 1961 és 2010 közötti időszakra vonatkozóan vizsgáltam a talajvízszint periodikus viselkedését (az 1, ~5 és ~11 éves periódusidőt) waveletspektrum-analízis segítségével, amely rámutatott arra, hogy a vizsgált 50 év alatt a vízszintek 1 és ~5 éves periódusideje időben nem volt állandó, meghatározható időszakokban kimaradtak az idősorokból. A kimaradás jelensége nem mutatott területi mintázatot egyik periódusidő esetében sem. Az éves periódusidő kimaradási időszakai azonban szisztematikusan követték egymást (~8 év), amely a szabályos periódus torzulásával és az amplitúdó lecsökkenésével járt együtt. Ezt lokális léptékben a periodikusan visszatérő téli aszály okozta, amelyet legjobban az ariditási index jellemez. Regionális léptékben pedig a jelenség a Genovai-öbölben található mediterrán nyomásközpontból érkező ciklonok gyakoriságának a periodikus változásához köthető.

A vízszintidősorok hosszú idejű, trendjellegű változásainak és meteorológiai változókkal való kapcsolatuk elemzése rámutatott arra, hogy geomatematikai módszerek kombinált alkalmazásával egy terület hidraulikus rezsimerületei (beáramlási/ kiáramlási terület) regionális léptékben lehatárolhatók. A Duna–Tisza közén a vizsgált időszakban bekövetkező 30 évet felölelő csapadékhiányos időszak elsősorban a gravitációs áramlási rendszer beáramlási területét érintette, ebben a zónában a vízszintek változásait legjobban a kumulált csapadékeltérés index (CPD) írta le. Ezzel szemben a gravitációs áramlási rendszer kiáramlási területein a változások 1 nagyságrenddel kisebbek voltak, ezeket a standardizált csapadékindex (SPI-24) írta le megfelelően. A túlnyomásos áramlási rendszer kiáramlási zónáját pedig a változások gyakorlatilag nem érintették.

Bízom benne, hogy a kutatásból származó eredmények és azok értelmezése segítheti a jövőbeli meteorológiai extrém események hatásainak a megértését, és hozzájárulhatnak az aszályos időszakokra való felkészülési stratégiák kidolgozásához is.

VIII. TÉZISEK

1. A talajvízszint periodikus ingadozása és a klímaelemek kapcsolata

- I. Az Alföld mintaterületein végzett periódusvizsgálat (wavelet-spektrum-analízis) rámutatott arra, hogy a talajvízszintben az 1, ~5 és ~11 éves periódusidő 1961 és 2010 között szignifikánsan jelen volt. A részletes vizsgálatok bizonyították, hogy a meghatározott periódusidők közül csak a ~11 éves volt szignifikáns a teljes vizsgált időszakban. Ezzel szemben az 1 és az ~5 éves periódusidő jól lehatárolható időintervallumokban kimaradt a megfigyelőkutak idősoraiból. Ugyanakkor a periodikus viselkedés megjelenéséhez, illetve eltűnéséhez nem köthető területi mintázat, a jelenségek a teljes mintaterületen megfigyelhetők.
- II. A talajvízszint éves periodikus jellegének a hiánya 1961 és 2010 között az éves amplitúdó jelentős lecsökkenésével és a szabályos periódus torzulásával járt együtt (az éves vízszintmaximum és a -minimum között eltelt idő átlagosan 6 hónapról 5 hónapra csökkent). A legnagyobb amplitúdócsökkenés -0.34 m-t is elérte, amely egybeesett a legnagyobb perióduskimaradási csúccsal (1974) nemcsak a Duna–Tisza közén, de a Tiszántúlon is. A perióduskimaradással jellemezhető időszakok szabályos időközönként követték egymást, ~8 éves periódusidővel (Garamhegyi et al., 2018).
- III. Az 1 éves periódusidő megjelenése, illetve eltűnése a geomatematikai vizsgálatok eredménye alapján nincs összefüggésben a hidraulikus rezsimterületekkel, ugyanakkor periódushiányos időszakokban jelentősebb volt a vízszintsüllyedés mértéke a beáramlási területeken, mint a kiáramlási zónákban (Garamhegyi et al., 2018).
- IV. A) A Kárpát-medencében a talajvízszint éves periodikus viselkedésének időbeli változását lokális léptékben az ariditási index írja le legjobban. Ennek értéke elsősorban a téli félévben hulló csapadék mennyiségétől függ, melynek lecsökkenése, - azaz a téli aszály - idézi elő az éves periódusidő torzulását a vízszintekben (Garamhegyi et al., 2018).
B) Regionális léptékben ezt a ~8 évente visszatérő jelenséget a Genovai-öbölből érkező mediterránciklon-gyakoriság 8 éves periodikus változása

irányítja. Az éves periódusidő kimaradásának a maximumidőszakai egybeesnek a Genovai-öböl légnyomásmaximumával, ami miatt a ciklonkeletkezés ritkul/gyengül a késő őszi, kora téli időszakban. Ez egyben kevesebb csapadékot is jelent a ciklonközéppontok nyomvonalá mentén, beleértve a Kárpát-medencét is (Garamhegyi et al., 2018).

2. Hidraulikus rezsimerületek lehatárolása talajvízszint-idősorok geomatematikai elemzésével

- V. A vizsgálatok arra mutattak rá, hogy több évtizedes hosszúságú talajvízszint-idősorokon és külső környezeti paramétereken a geomatematikai módszerek (hierarchikus klaszteranalízis, lineáris diszkriminanciaanalízis, lineáris regresszió, korrelációanalízis, kirgelés, variográfia) kombinált alkalmazása alkalmas arra, hogy egy mintaterület hidraulikus rezsimerületeit regionális léptékben lehatároljuk. Az alkalmazott módszertan – megfelelő adatminőség esetén – viszonylag egyszerűen kivitelezhető, gyors és robusztus becslést ad a rezsimerületek elhelyezkedéséről. Ennek köszönhetően egy talajvízszint-monitoringhálózattal rendelkező területet érő különböző beavatkozások hatásai gyorsabban értékelhetők és optimalizálhatók (Garamhegyi et al., 2020).
- VI. A Duna–Tisza közén a vízszintváltozások és a külső éghajlati tényezők (pl. csapadék, evapotranspiráció stb.) kapcsolatának vizsgálata rámutatott, hogy a feláramlással jellemezhető területeken (kiáramlási zónák) a standardizált csapadékindex (SPI-24), évtizedes skálán megbízhatóan írja le a vízszintek alakulását. Ezzel szemben a kiemelt területeken, a gravitációs áramlási rendszer beáramlási zónájában (Központi Homokhátság) a kumulált csapadékeltérési index (CPD) bizonyult megfelelő leíró paraméternek (Garamhegyi et al., 2020).
- VII. A Duna–Tisza közén ~30 éven keresztül fennálló csapadékhiányos időszak (1966–1995) elsősorban a Központi Homokhátság 105 mBf feletti zónáiban, a gravitációs áramlási rendszer beáramlási területein éreztette hatását. Ebben a zónában az időszak végére ~4,5 km³-rel volt kevesebb a talajvízkészlet. A gravitációs áramlási rendszer kiáramlási területein egy nagyságrenddel

kisebb volt ez a csökkenés. A túlnyomásos áramlási rendszer kiáramlási zónájának tekintetében a csapadékhiány hatása nem érződött, a kutakban szignifikánsan emelkedett a talajvízsint.

SUMMARY

The aim of the geomathematical analyses performed on shallow groundwater and meteorological data was the determination of the spatiotemporally differing effects of climate (and climate change) on the changes in trend and periodic behaviour of shallow groundwater. Therefore, pilot areas were chosen within the Carpathian Basin which are highly important to agriculture, which have been characterized as vulnerable to climate change (droughts), and have a shallow groundwater monitoring network with a spatiotemporal data density suitable to the chosen analyses.

The periodic behaviour of the groundwater level was investigated in the Danube-Tisza Interfluve and in the northeastern part of the Tiszántúl for the years 1961 to 2010. 1, ~5 and ~11-year periods were identified using wavelet spectrum analysis. The annual and ~5 year periods were, however, not continuously present over the whole investigated time interval. There was no spatial pattern in those wells in which period was absent. Nevertheless, the absence of annual period did display an approximately 8 year return period, and the absence of period was accompanied by a significant decrease in the annual amplitude and a distortion of the normal period length. It was found that on a local scale this recurrence is driven by winter droughts, as reflected in the values of the Aridity Index, and on a regional scale by the periodic change in the frequency of the Mediterranean cyclones arriving from the Gulf of Genoa (northwest Italy).

The combined geostatistical assessment of the long-term, trend-like changes in the shallow groundwater table and meteorological variables made possible the delineation of the hydraulic flow regime (recharge/discharge zones of the gravitational flow system, discharge zone of the overpressure flow system) areas of the Danube Tisza Interfluve on a regional scale. It was also found that a ~30-year period (1966-1995) characterized by a decreased volume of precipitation is what most influences the water table of the regional recharge zone of the gravity driven flow system, and it is this which – in a statistical sense – correlated primarily with the Cumulative Precipitation Departure (CPD) index. On the contrary, in the discharge zone of the gravity driven flow system the changes in the water table were one order of magnitude smaller than those in the previous case and correlated with the Standardized Precipitation Index (SPI-24). Lastly, the discharge zone of the overpressured flow system did not show any decrease in its shallow groundwater time series in relation to meteorological events/patterns.

After my opinion, the results of the research and their interpretation can help understanding the effects of future meteorological extreme events and can also contribute to management strategies that are used to prepare for future droughts on a broader spatial scale.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Elsőként szeretném köszönetemet kifejezni barátomnak és kutatótársamnak, Trásy Baláznak, akivel számos gyümölcsöző, éjszakába nyúló beszélgetést folytattunk doktoranduszéveink alatt. Külön köszönöm a dolgozat szakmai lektorálásában vállalt segítségét.

Szeretném megköszönni dr. Hatvani Istvánnak a cikkek írásában vállalt óriási segítségét. Fáradhatatlan személyisége és nagyfokú tudományos igényessége mindegyik közös publikáció előnyére vált.

Szeretném kifejezni a köszönetemet témavezetőmnek, dr. habil. Kovács Józsefnek, aki a szakmai munkát irányította, és előteremtette a szükséges adatfeltételt ahhoz, hogy a vizsgálatokat elvégezhessem. Tanácsaival, biztatásával alapvetően segítette a dolgozatom elkészülését.

Köszönöm dr. Pongrácz Ritának a konzultációk során nyújtott szakmai tanácsait, ötleteit, amelyekkel döntően hozzájárult a jelenségek meteorológiai magyarázatához. Köszönöm továbbá Szalai Józsefnek, a talajvíz-megfigyelőkutak magyarországi szakértőjének hasznos szakmai tanácsait is.

Hálás vagyok egykori és jelenlegi kollegáimnak, barátaimnak is: Tanos Péternek, Havril Tímeának, Magyar Norbertnek, Nyerges Anitának, Arató Róbertnek, Agócs Tamásnak, Asbóth Fanninak, akikre mindig számíthattam, nemcsak a felhőtlen, hanem a nehéz időszakokban is. Hasznos ötleteikkel, szakmai és emberi támogatásukkal mindig átjuttattak a holtponatokon.

Köszönöm az Országos Vízügyi Főigazgatóság, az Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság és a Tiszántúli Vízügyi Igazgatóság dolgozóinak a vízszintidősorok adatbázisát, amelyek a dolgozat alapját jelentették.

Hálával tartozom Tanos Mártonnak a dolgozat magyar nyelvű, és dr. Hatvani Istvánnak, valamint Paul Thatchernek az idegen nyelvű részek lektorálásáért.

Doktori kutatásomat a Környezettudományi Doktori Iskola, az Új Nemzeti Kiválóság Program 2019, a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológiai Professzúra Alapítvány, a

Campus Hungary és a Campus Mundi Mobilitási Program, valamint a Green Geo Hungary Kft. támogatta. Hálával tartozom nekik anyagi támogatásukért.

Végül, de nem utolsó sorban, hálás vagyok a családomnak: szüleimnek, akik lehetővé tették és mindvégig támogatták a tanulmányaimat, továbbá hálával tartozom barátnőmnek, Csibi Andreának is, aki az elmúlt másfél évben, a legnehezebb időszakban mindvégig mellettem állt, és megértő szeretettel, szünni nem akaró türelemmel támogatott a munkám során.

IRODALOMJEGYZÉK

- Abou Zaki N, Torabi Haghghi A, M. Rossi P, J. Tourian M, Kløve B (2019) Monitoring Groundwater Storage Depletion Using Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data in Bakhtegan Catchment, Iran. *Water* 11/7, 1456
- Aeschbach-Hertig W, Gleeson T (2012) Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience* 5/12, 853-861 DOI 10.1038/ngeo1617
- Alcamo J, Moreno J, Nováky B, Bindi M, Corobov R, Devoy R, Giannakopoulos C, Martin E, Olesen J, Shvidenko A (2007) Europe. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. In: Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (szerk.): *Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, UK, pp. 541-580.
- Alpert P, Neeman B, U, Shay-el Y (1990) Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus A* 42/1, 65-77 DOI 10.1034/j.1600-0870.1990.00007.x
- Barnston A, Livezey R (1987) Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* 115/6, 1083-1126 DOI 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:csapol>2.0.co;2
- Barry RG, Carleton AM (2013) *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, London, UK
- Bartholy J, Pongrácz R (2007) Regional analysis of extreme temperature and precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change* 57/1-2, 83-95 DOI 10.1016/j.gloplacha.2006.11.002
- Bartholy J, Pongrácz R, Pattantyús-Ábrahám M (2006) European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets. *International Journal of Climatology* 26/11, 1517-1527 DOI 10.1002/joc.1392
- Bartholy J, Pongrácz R, Pattantyús-Ábrahám M (2009) Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theoretical and Applied Climatology* 96/1, 133-144 DOI 10.1007/s00704-008-0082-9
- Bartholy J, Pongracz R, Pieczka I, Torma C (2011) *Dynamical Downscaling of Projected 21st Century Climate for the Carpathian Basin*.
- Benedetto J, Frazier ME (1994) *Wavelets: Mathematics and Applications*, CRC Press, USA
- Bengtsson L (2003) Periodic and non-periodic processes in the Earth's atmosphere and oceans, and their relevance for climate prediction: Interplay of

- Periodic, Cyclic and Stochastic Variability in Selected Areas of the HR Diagram, pp. 433.
- Biró M, Révész A, Molnár Z, Horváth F (2007) Regional habitat pattern of the Danube-Tisza Interfluve in Hungary, I. *Acta Botanica Hungarica* 49/3, 267-304
- Bloomfield JP, Marchant BP (2013) Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. *Hydrol Earth Syst Sci* 17/12, 4769-4787 DOI 10.5194/hess-17-4769-2013
- Bulla B (1962) Magyarország természeti földrajza: egyetemi tankönyv, Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest
- Burgerné Gimes A (2014) Előadásaim. Agroiinform, Budapest
- Butterworth JA, Schulze RE, Simmonds LP, Moriarty P, Mugabe F (1999) Hydrological processes and water resources management in a dryland environment IV: Long-term groundwater level fluctuations due to variation in rainfall. *Hydrol Earth Syst Sci* 3/3, 353-361 DOI 10.5194/hess-3-353-1999
- Chen Z, Grasby SE, Osadetz KG (2002) Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *Journal of Hydrology* 260/1, 102-117 DOI [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00606-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00606-0)
- Chiles J-P, Delfiner P (2009) *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*, John Wiley & Sons, New Jersey, United States
- Cressie N (1990) The origins of kriging. *Mathematical Geology* 22/3, 239-252 DOI 10.1007/bf00889887
- De Boor C, De Boor C, Mathématicien E-U, De Boor C, De Boor C (1978) *A practical guide to splines*, springer-verlag New York
- Deming D (2002) *Introduction to Hydrogeology*, McGraw-Hill, New York, United States
- Detty J, M., McGuire J, M. (2010) Topographic controls on shallow groundwater dynamics: implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones in a till mantled catchment. *Hydrological Processes* 24/16, 2222-2236 DOI 10.1002/hyp.7656
- Döll P (2009) Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. *Environmental Research Letters* 4/3, 035006 DOI 10.1088/1748-9326/4/3/035006
- Döll P, Hoffmann-Dobrev H, Portmann FT, Siebert S, Eicker A, Rodell M, Strassberg G, Scanlon BR (2012) Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations.

- Journal of Geodynamics 59-60, 143-156 DOI
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.05.001>
- Dunn JC (1974) Well-Separated Clusters and Optimal Fuzzy Partitions. *Journal of Cybernetics* 4/1, 95-104 DOI 10.1080/01969727408546059
- Edossa DC, Woyessa YE, Welderufael WA (2016) Spatiotemporal analysis of droughts using self-calibrating Palmer's Drought Severity Index in the central region of South Africa. *Theoretical and Applied Climatology* 126/3, 643-657 DOI 10.1007/s00704-015-1604-x
- Eslamian S, Eslamian FA (2017) *Handbook of Drought and Water Scarcity: Environmental impacts and analysis of drought and water scarcity*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA
- Everitt BS, Landau S, Leese M, Stahl D (2011) Hierarchical Clustering. In: Shewhart WA, Wilks SS (szerk.): *Cluster Analysis*:71-110.
- Fan Y, Li H, Miguez-Macho G (2013) Global Patterns of Groundwater Table Depth. *Science* 339/6122, 940-943 DOI 10.1126/science.1229881
- Farge M (1992) Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics* 24/1, 395-458 DOI 10.1146/annurev.fl.24.010192.002143
- Farr TG, Rosen PA, Caro E, Crippen R, Duren R, Hensley S, Kobrick M, Paller M, Rodriguez E, Roth L (2007) The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics* 45/2
- Fehér K, Kovács J, Márkus L, Borbás E, Tanos P, Hatvani IG (2016) Analysis of drip water in an urban karst cave beneath the Hungarian capital (Budapest). *Acta Carsologica* 45/3 DOI 10.3986/ac.v45i3.3440
- Fehér ZsZ (2019) A Dél-Alföld talajvíz idősorainak nagy léptékű, geostatistikai alapú modellezése: Két megközelítés a nem folytonos monitoring adatok együttes térbeli és időbeli szimulációjára, doktori értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Szeged
- Filippini M, Stumpp C, Nijenhuis I, Richnow HH, Gargini A (2015) Evaluation of aquifer recharge and vulnerability in an alluvial lowland using environmental tracers. *Journal of Hydrology* 529, 1657-1668 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.055>
- Fisher RA (1936) The use of multiple measurements in taxonomic problems. *Annals of eugenics* 7/2, 179-188
- Freeze RA, Cherry JA (1979) *Groundwater*, Prentice-Hall, New Jersey, United States
- Garamhegyi T, Hatvani IG, Szalai J, Kovács J (2020) Delineation of Hydraulic Flow Regime Areas Based on the Statistical Analysis of Semicentennial

- Shallow Groundwater Table Time Series. *Water* 12/3, 828 DOI 10.3390/w12030828
- Garamhegyi T, Kovács J, Pongrácz R, Tanos P, Hatvani IG (2018) Investigation of the climate-driven periodicity of shallow groundwater level fluctuations in a Central-Eastern European agricultural region. *Hydrogeology Journal* 26/3, 677-688 DOI 10.1007/s10040-017-1665-2
- Green TR, Taniguchi M, Kooi H, Gurdak JJ, Allen DM, Hiscock KM, Treidel H, Aureli A (2011) Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology* 405/3, 532-560 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Grinsted A, Moore JC, Jevrejeva S (2004) Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlin Processes Geophys* 11/5/6, 561-566 DOI 10.5194/npg-11-561-2004
- Gun Jvd (2012) The United Nations World Water Development Report – N° 4 – Groundwater and Global Change: Trends, Opportunities and Challenges, UNESCO
- Hao Z, AghaKouchak A, Nakhjiri N, Farahmand A (2014) Global integrated drought monitoring and prediction system. *Scientific Data* 1/1, 140001 DOI 10.1038/sdata.2014.1
- Harsányi E, Juhász C, Nagy A (2013) *Földhasználat és Tájgazdálkodás Debreceni Egyetem, Debrecen.*
- Hatvani IG, Clement A, Kovács J, Kovács IS, Korponai J (2014a) Assessing water-quality data: The relationship between the water quality amelioration of Lake Balaton and the construction of its mitigation wetland. *Journal of Great Lakes Research* 40/1, 115-125 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2013.12.010>
- Hatvani IG, Kovács J, Kovács IS, Jakusch P, Korponai J (2011) Analysis of long-term water quality changes in the Kis-Balaton Water Protection System with time series-, cluster analysis and Wilks' lambda distribution. *Ecological Engineering* 37/4, 629-635 DOI <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2010.12.028>
- Hatvani IG, Magyar N, Zessner M, Kovács J, Blaschke AP (2014b) The Water Framework Directive: Can more information be extracted from groundwater data? A case study of Seewinkel, Burgenland, eastern Austria. *Hydrogeology Journal* 22/4, 779-794 DOI 10.1007/s10040-013-1093-x
- Havril T, Tóth Á, Molson JW, Galsa A, Mádl-Szőnyi J (2018) Impacts of predicted climate change on groundwater flow systems: Can wetlands disappear

- due to recharge reduction? *Journal of Hydrology* 563, 1169-1180 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.020>
- Hersbach H, Poli P, Dee D (2015) The observation feedback archive for the ICOADS and ISPD data sets, ECMWF ERA Report Series, ECMWF, Shinfield Park. Reading, UK
- Hoque MA, Hoque MM, Ahmed KM (2007) Declining groundwater level and aquifer dewatering in Dhaka metropolitan area, Bangladesh: causes and quantification. *Hydrogeology Journal* 15/8, 1523-1534 DOI 10.1007/s10040-007-0226-5
- Horváth F, Cloetingh S (1996) Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266/1-4, 287-300
- Hudgins L, Friehe CA, Mayer ME (1993) Wavelet transforms and atmospheric turbulence. *Physical Review Letters* 71/20, 3279-3282 DOI 10.1103/PhysRevLett.71.3279
- Ilyés Cs, Turai E, Szűcs P (2018) Examination of rainfall data for 110 years using spectral and wavelet analysis. *Central European Geology* 61/1, 1-15 DOI 10.1556/24.61.2018.01
- IPCC (2007) *Climate change 2007*. In: Parry ML, Canziani OF, Palutikof J, van der Linden PJ, CE H (szerk.): *Impacts, Adaptation and Vulnerability Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge.
- Jianhua P, Xiaohua W, Craig N (2014) Cumulative Precipitation Departure from Average Characterizing Mountain System Recharge in Semi-arid North Okanagan, South Interior British Columbia, Canada. *Journal of Applied Sciences* 14, 2156-2162 DOI 10.3923/jas.2014.2156.2162
- Juhász G (1991) Lithostratigraphical and sedimentological framework of the Pannonian (sl) sedimentary sequence in the Hungarian Plain (Alföld), Eastern Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 34/1-2, 53-72
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77/3, 437-472 DOI 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kelemen FD, Bartholy J, Pongrácz R (2015) Multivariable cyclone analysis in the Mediterranean region. *Időjárás* 119/2, 159-184
- Kern Z, Németh A, Horoszné Gulyás M, Popa I, Levanic T, Hatvani IG (2016) Natural proxy records of annual temperature-and hydroclimate variability

- from the Carpathian-Balkan Region for the past millennium: review & recalibration. *Quaternary International* 415, 109-125 DOI 10.1016/j.quaint.2016.01.012
- Kertész Á, Huszár T, Lóczy D, Márkus B, Mika J, Molnár K, Papp S, Sántha A, Szalai L, Tózsza I, Jakab G (2002) Aridification in a Region Neighbouring the Mediterranean. In: Geeson NA, Brandt CJ, J.B. T (szerk.): *Mediterranean Desertification: A Mosaic of Processes and Responses*:147.
- Keyantash J, Dracup JA (2002) The Quantification of Drought: An Evaluation of Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83/8, 1167-1180 DOI 10.1175/1520-0477-83.8.1167
- Khan S, Gabriel HF, Rana T (2008) Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on watertables in irrigation areas. *Irrigation and Drainage Systems* 22/2, 159-177 DOI 10.1007/s10795-008-9049-3
- Kim J-H, Yum B-W, Kim R-H, Koh D-C, Cheong T-J, Lee J, Chang H-W (2003) Application of cluster analysis for the hydrogeochemical factors of saline groundwater in Kimje, Korea. *Geosciences Journal* 7/4, 313-322 DOI 10.1007/BF02919561
- Kløve B, Ala-Aho P, Bertrand G, Gurdak JJ, Kupfersberger H, Kværner J, Muotka T, Mykrä H, Preda E, Rossi P, Uvo CB, Velasco E, Pulido-Velazquez M (2014) Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology* 518, 250-266 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>
- Knowles Jr L, O'Reilly AM, Adamski JC (2002) Hydrogeology and simulated effects of the ground-water withdrawals from the Floridan aquifer system in lake county and in the Ocala National Forest and vicinity, north-central Florida. *Water-Resources Investigations Report* 2, 4207
- Kohán B (2014) GIS-alapú vizsgálat a Duna-Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében, doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest
- Konikow LF, Kendy E (2005) Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal* 13/1, 317-320 DOI 10.1007/s10040-004-0411-8
- Kovács Á, Clement A (2009) Impacts of the climate change on runoff and diffuse phosphorus load to Lake Balaton (Hungary). *Water Science and Technology* 59/3, 417-423 DOI 10.2166/wst.2009.883
- Kovács J (2007) Modern geomatematikai módszerek alkalmazása hidrogeológiai feladatok megoldására, doktori értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Szeged
- Kovács J (2016) Habilitációs dolgozat. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

- Kovács J, Hatvani IG, Korponai J, Kovács IS (2010a) Morlet wavelet and autocorrelation analysis of long-term data series of the Kis-Balaton water protection system (KBWPS). *Ecological Engineering* 36/10, 1469-1477 DOI <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2010.06.028>
- Kovács J, Kiszely-Peres B, Szalai J, Kovácsné Székely I (2010b) Periodicity in shallow groundwater level fluctuation time series on the Trans-Tisza Region, Hungary. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* 4, 65-70
- Kovács J, Nagy M, Czauner B, Kovács IS, Borsodi AK, Hatvani IG (2012) Delimiting sub-areas in water bodies using multivariate data analysis on the example of Lake Balaton (W Hungary). *Journal of Environmental Management* 110, 151-158 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.06.002>
- Kovács J, Szabó P, Szalai J (2004) A talajvízzállás idősorok vizsgálata a Duna-Tisza közén. *Vízügyi Közlemények* 86/3-4, 607-624
- Kovácsné Székely I (2020) Idősorok elemzése, Kézirat.
- Kroes J, Supit I, van Dam J, van Walsum P, Mulder M (2018) Impact of capillary rise and recirculation on simulated crop yields. *Hydrol Earth Syst Sci* 22/5, 2937-2952 DOI [10.5194/hess-22-2937-2018](https://doi.org/10.5194/hess-22-2937-2018)
- Kumar R, Musuuza JL, Van Loon AF, Teuling AJ, Barthel R, Ten Broek J, Mai J, Samaniego L, Attinger S (2016) Multiscale evaluation of the Standardized Precipitation Index as a groundwater drought indicator. *Hydrol Earth Syst Sci* 20/3, 1117-1131 DOI [10.5194/hess-20-1117-2016](https://doi.org/10.5194/hess-20-1117-2016)
- Kundzewicz ZW, Döll P (2009) Will groundwater ease freshwater stress under climate change? *Hydrological Sciences Journal* 54/4, 665-675
- Kuti L, Körössy L (1989) *Az Alföld Földtani Atlasza – Dunaújváros-Izsák, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*
- Kwak J, Lee S, Kim Y, Kim H (2013) Return Period Estimation of Droughts Using Drought Variables from Standardized Precipitation Index. *Journal of Korea Water Resources Association* 46 DOI [10.3741/JKWRA.2013.46.8.795](https://doi.org/10.3741/JKWRA.2013.46.8.795)
- Labat D (2005) Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology* 314/1, 275-288 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>
- Ladányi Zs (2011) *Tájváltozások értékelése a Duna-Tisza közti homokhátság egy környezet- és klímaérzékeny kistáján, az Illancson, doktori értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Szeged*

- Ladányi Zs, Rakonczai J, Kovács F, Geiger J, Deák JÁ (2009) The effect of recent climatic change on the Great Hungarian Plain. *Cereal Research Communications* 37, 477-480
- Lauffenburger ZH, Gurdak JJ, Hobza C, Woodward D, Wolf C (2018) Irrigated agriculture and future climate change effects on groundwater recharge, northern High Plains aquifer, USA. *Agricultural Water Management* 204, 69-80 DOI <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.03.022>
- Lomb NR (1976) Least-Squares Frequency Analysis of Unequally Spaced Data. *Astrophysics and Space Science* 39, 447
- Mádl-Szőnyi J, Tóth J (2009) A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. *Hydrogeology Journal* 17/4, 961-980 DOI 10.1007/s10040-008-0421-z
- Magyar N, Hatvani IG, Székely IK, Herzig A, Dinka M, Kovács J (2013) Application of multivariate statistical methods in determining spatial changes in water quality in the Austrian part of Neusiedler See. *Ecological Engineering* 55, 82-92 DOI <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.02.005>
- Matheron G (1963) Principles of geostatistics. *Economic Geology* 58/8, 1246-1266 DOI 10.2113/gsecongeo.58.8.1246
- McKee TB, Doesken NJ, Kleist J (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology Boston, Anaheim, California, US, pp. 179-183.
- Mejia MN, Madramootoo CA, Broughton RS (2000) Influence of water table management on corn and soybean yields. *Agricultural Water Management* 46/1, 73-89 DOI [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(99\)00109-2](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(99)00109-2)
- Meyers S (2014) Astrochron: An R Package for Astrochronology, Version 0.8. Available at [cran rproject org/package= astrochron](http://cran.rproject.org/package=astrochron) Accessed May 14, 2018
- Mezősi G, Bata T, Meyer BC, Blanka V, Ladányi Z (2014) Climate Change Impacts on Environmental Hazards on the Great Hungarian Plain, Carpathian Basin. *International Journal of Disaster Risk Science* 5/2, 136-146 DOI 10.1007/s13753-014-0016-3
- Mihic D, Spinoni J, Antofie T (2013) Final report on the production of the climatology of the Carpathian Region. Carpatclim Project Deliverable D3. 7.
- Mix D, Olejniczak K (2003) *Elements of Wavelets for Engineers and Scientists*, John Wiley & Sons, USA
- Molnár S, Molnár M (2012) Comprehensive assessment of climate change policies and measures in Hungary: concerns and tasks in an underestimated

- challenge. *Időjárás/ Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service* 116/4, 297-321
- Morlet J, Arens G, Fourgeau E, Glard D (1982) Wave propagation and sampling theory--Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics* 47, 203-221 DOI 10.1190/1.1441328
- Muskulus M, Jacob D (2005) Tracking cyclones in regional model data: the future of Mediterranean storms. *Adv Geosci* 2, 13-19 DOI 10.5194/adgeo-2-13-2005
- Oki T, Kanae S (2006) Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* 313/5790, 1068-1072 DOI 10.1126/science.1128845
- Oliver MA, Webster R (2014) A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *CATENA* 113, 56-69 DOI <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.006>
- Palmer W (1965) Meteorological drought: Res Pap, 45 US Department of Commerce, Weather Bureau, Washington D.C., pp. 58.
- Péczely G (1961) Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. *OMI Kisebb Kiadványai* 32
- Poli P, Hersbach H, Dee DP, Berrisford P, Simmons AJ, Vitart F, Laloyaux P, Tan DGH, Peubey C, Thépaut J-N, Trémolet Y, Hólm EV, Bonavita M, Isaksen L, Fisher M (2016) ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate* 29/11, 4083-4097 DOI 10.1175/jcli-d-15-0556.1
- Povoa LV, Nery JTN (2016) *precintcon: Precipitation Intensity, Concentration and Anomaly Analysis*. R package version 2.3.0. <https://CRAN.R-project.org/package=precintcon>.
- Qi P, Zhang G, Xu YJ, Wang L, Ding C, Cheng C (2018) Assessing the influence of precipitation on shallow groundwater table response using a combination of singular value decomposition and cross-wavelet approaches. *Water* 10/5, 598
- R Development Core Team (2019) *R: a language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria
- Rakonczai J (2013) *A klímaváltozás következményei a dél-alföldi tájon*, MTA doktori értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Szeged
- Rakonczai J, Geiger J (2006) *A Duna-Tisza közti talajvízszint-változások földtani és geomorfológiai kapcsolatai*. X Geomatikai Anként Mórahalom Előadás ppt Kézirat
- Raziei T, Saghafian B, Paulo AA, Pereira LS, Bordi I (2008) Spatial Patterns and Temporal Variability of Drought in Western Iran. *Water Resources Management* 23/3, 439 DOI 10.1007/s11269-008-9282-4

- Reimann J, V. Nagy I (1984) Hidrológiai statisztika, Tankönyvkiadó, Budapest
- Rétháti L (1965a) A talajvíz évi menetgörbéjének sajátosságai. Hidrológiai Közlöny 45/6, 241-253
- Rétháti L (1965b) A talajvízjárást befolyásoló természetes és mesterséges tényezők változásának vizsgálata. Hidrológiai Közlöny 45/12, 529-539
- Rinderer M, van Meerveld HJ, Seibert J (2014) Topographic controls on shallow groundwater levels in a steep, prealpine catchment: When are the TWI assumptions valid? *Water Resources Research* 50/7, 6067-6080 DOI 10.1002/2013wr015009
- Royden LH, Horváth F, Geologists AAoP (2011) The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, US
- Rösch A, Schmidbauer H (2016) WaveletComp 1.1: A guided tour through the R package. URL: http://www.hsstat.com/projects/WaveletComp/WaveletComp_guided_tourpdf
- Russo TA, Lall U (2017) Depletion and response of deep groundwater to climate-induced pumping variability. *Nature Geoscience* 10/2, 105-108 DOI 10.1038/ngeo2883
- Salem GSA, Kazama S, Shahid S, Dey NC (2017) Impact of temperature changes on groundwater levels and irrigation costs in a groundwater-dependent agricultural region in Northwest Bangladesh. *Hydrological Research Letters* 11/1, 85-91
- Salem GSA, Kazama S, Shahid S, Dey NC (2018) Impacts of climate change on groundwater level and irrigation cost in a groundwater dependent irrigated region. *Agricultural Water Management* 208, 33-42 DOI <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.06.011>
- Scargle JD (1982) Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal* 263, 835
- Schulz M, Stattegger K (1997) Spectrum: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 23/9, 929-945 DOI [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(97\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(97)00087-3)
- Sen Asok K, Kern Z (2016) Wavelet analysis of low-frequency variability in oak tree-ring chronologies from east Central Europe: *Open Geosciences*, pp. 478.
- Shahid S, Alamgir M, Wang X-j, Eslamian S (2017) Climate change impacts on and adaptation to groundwater: *Handbook of Drought and Water Scarcity*:107-124.

- Shumway RH, Stoffer DS (2017) Time series analysis and its applications: with R examples, Springer, New York
- Siebert S, Burke J, Faures JM, Frenken K, Hoogeveen J, Döll P, Portmann FT (2010) Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrol Earth Syst Sci* 14/10, 1863-1880 DOI 10.5194/hess-14-1863-2010
- Simon S, Mádl-Szónyi J, Müller I, Pogácsás G (2011) Conceptual model for surface salinization in an overpressured and a superimposed gravity-flow field, Lake Kelemenszék area, Hungary. *Hydrogeology Journal* 19/3, 701-717 DOI 10.1007/s10040-011-0711-8
- Smerdon BD (2017) A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 555, 125-128 DOI <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.047>
- Solomon S, Qin D, Manning M, Averyt K, Marquis M, Tignor MM (2007) Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Somlyódy L (2002) A hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdései, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest
- Spinoni J, Szalai S, Szentimrey T, Lakatos M, Bihari Z, Nagy A, Németh Á, Kovács T, Mihic D, Dacic M (2015) Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology* 35/7, 1322-1341
- Stephens DB, Hsu K-C, Prieksat MA, Ankeny MD, Blandford N, Roth TL, Kelsey JA, Whitworth JR (1998) A comparison of estimated and calculated effective porosity. *Hydrogeology Journal* 6/1, 156-165 DOI 10.1007/s100400050141
- Suess E (1866) Über das Grundwasser der Donau. *Österreichische Rewie* 4/1, 128
- Szalai J (2003) Fejezetek a talajvízszint-észlelő hálózat kialakulásának és fejlődésének történetéből. In: Liebe P (szerk.): A Felszín Alatti Vizeinkért Alapítvány jubileumi konferenciájának kiadványa, pp. 19.
- Szalai J (2011) Talajvízszint-változások az Alföldön. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld:97-110.
- Szalai J, Kovács J, Kovácsné Székely I (2011) A Duna–Tisza köze csapadék és talajvízszint-adatainak vizsgálata klaszteranalízissel. In: Rakonczai J (szerk.): Környezeti változások és az Alföld:111-118.
- 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 G, Mihic D, Antolovic I, Mihajlovic V, Nejedlik P, Stastny P, Mikulova K,

- Nabyvanets I, Skyryk O, Krakovskaya S, Vogt J, Antofie T, Spinoni J (2013) Climate of the Greater Carpathian Region: Final Technical Report.
- Székely F, Liebe P, Veres K, Pető Z, K G (2003) Az ÉK-Alföld vízföldtani modelljének fejlesztése. 1. fázis: VITUKI Témajelentés VITUKI Rt, Budapest, pp. 61.
- Ta'any RA, Tahboub AB, Saffarini GA (2009) Geostatistical analysis of spatiotemporal variability of groundwater level fluctuations in Amman–Zarqa basin, Jordan: a case study. *Environmental Geology* 57/3, 525-535 DOI 10.1007/s00254-008-1322-0
- Tabachnick B, Fidell LS (2007) *Using Multivariate Statistics* 5th Edition edn, Pearson, London, UK
- Taylor RG, Scanlon B, Döll P, Rodell M, van Beek R, Wada Y, Longuevergne L, Leblanc M, Famiglietti JS, Edmunds M, Konikow L, Green TR, Chen J, Taniguchi M, Bierkens MFP, MacDonald A, Fan Y, Maxwell RM, Yechieli Y, Gurdak JJ, Allen DM, Shamsudduha M, Hiscock K, Yeh PJF, Holman I, Treidel H (2013) Ground water and climate change. *Nature Climate Change* 3/4, 322-329 DOI 10.1038/nclimate1744
- Torrence C, Compo GP (1998) A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79/1, 61-78 DOI 10.1175/1520-0477
- Torrence C, Webster PJ (1999) Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. *Journal of Climate* 12/8, 2679-2690 DOI 10.1175/1520-0442(1999)012<2679:icitem>2.0.co;2
- Tóth J (2009) *Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization*, Cambridge University Press, Cambridge, UK
- 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* 1/1, 11-36
- Trásy B, Garamhegyi T, Laczkó-Dobos P, Kovács J, Hatvani István G (2018) Geostatistical screening of flood events in the groundwater levels of the diverted inner delta of the Danube River: implications for river bed clogging: *Open Geosciences*, pp. 64.
- van Beber J (1891) Die Zugstrassen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten der Deutschen Seewarte für den Zeitraum von 1870–1890 (The cyclone tracks of the maps of the German Naval Reserve for the period 1870-1890). *Meteorol, Zeitschrift* 8, 361-366
- van Bracht MJ (2001) *Made to measure: Information requirements and groundwater level monitoring networks*. PhD Thesis - Research external, graduation VU, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, Netherland

- Varga Cs (2016) szakértő, Nitrogénművek Zrt., személyes közlés.
- Venables W, Ripley B (2002) *Modern Applied Statistics With S: Statistics and Computing*, 4th edn.
- Vicente-Serrano S, Beguería S, López-Moreno JI (2010) A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate* 23, 1696-1718 DOI 10.1175/2009JCLI2909.1
- Vidakovic B (2009) *Statistical modeling by wavelets*, John Wiley & Sons, USA
- Vörösmarty CJ, Green P, Salisbury J, Lammers RB (2000) Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science* 289/5477, 284-288 DOI 10.1126/science.289.5477.284
- Walter H, Lieth H (2019) *Klimadiagramm-weltatlas*
- Ward JH (1963) Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association* 58/301, 236-244 DOI 10.1080/01621459.1963.10500845
- Webb AR (2003) *Statistical pattern recognition*, John Wiley & Sons, New Jersey, United States
- Webster R, Oliver M (2007) *Geostatistics for Environmental Scientists*, Second Edition.
- Wells N, Goddard S, Hayes MJ (2004) A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index. *Journal of Climate* 17/12, 2335-2351 DOI 10.1175/1520-0442(2004)017
- Xia J, Wu X, Zhan C, Qiao Y, Hong S, Yang P, Zou L (2019) Evaluating the Dynamics of Groundwater Depletion for an Arid Land in the Tarim Basin, China. *Water* 11/2, 186
- Xu Y, Van Tonder GJ (2001) Estimation of recharge using a revised CRD method. *Water SA* 27/3, 341-343
- Zhang Q, Gemmer M, Chen J (2008) Climate changes and flood/drought risk in the Yangtze Delta, China, during the past millennium. *Quaternary International* 176-177, 62-69 DOI <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.11.004>
- Zhou Y, Dong D, Liu J, Li W (2013) Upgrading a regional groundwater level monitoring network for Beijing Plain, China. *Geoscience Frontiers* 4/1, 127-138 DOI <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.03.008>

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra. A felszín alatti víz (FAV) utánpótlásának modellezett csökkenése 2050-re az 1961–1990 közötti referenciaidőszakhoz képest Döll, 2009 alapján..... 5
2. ábra. A kiválasztott mintaterületek elhelyezkedése Európában és a Kárpát-medencében..... 13
3. ábra. A Duna–Tisza köze és a Tiszántúl mintaterületek Walter–Lieth diagramjai 1961–2010 (DTk: a, Tt: c) és 1971–1974 (DTk: b, Tt: d) közötti időszakra. A tengelyek fölé írt értékek az éves átlaghőmérsékletet (bal) és az éves csapadékösszeget (jobb) mutatják. További jelmagyarázat a diagramokon. 14
4. ábra. A Duna–Tisza közének Ny-K irányú hidrosztratigráfiai típusszelvénye (Mádl-Szónyi és Tóth, 2009) nyomán..... 15
5. ábra. A Duna–Tisza köze, DTk (a) és a Tiszántúl Tt (b) vizsgálatokba bevont talajvízszint-megfigyelőkútjai és a területükre eső CarpatClim-rácspontok. Továbbiak a jelmagyarázatban. Az alaptérkép az SRTM domborzatmodell alapján készült (Farr et al., 2007). 17
6. ábra. Az üzemelő megfigyelőkutak számának időbeli változása a Duna–Tisza közén (a) és a Tiszántúlon (b). 18
7. ábra. A Kárpát-medence éghajlatát befolyásoló izlandi (1), azori (2), szibériai (3) és a mediterrán (4) hatásközpontok térbeli helyzete, (Kalnay et al., 1996) alapján..... 22
8. ábra. A Morlet-wavelethullám (Morlet et al., 1982) alapján..... 25
9. ábra. Egy vízszintidősor eredeti (a, kék pöttyök) és a frekvenciaszűrés (20 évnél nagyobb frekvenciájú periódusidők kerültek kiszűrésre) utáni vízszintidősora (b, fekete vonal), valamint a WSA eredménye látható (c). A teljesítménysűrűség spektrum-diagramon (PSD) a vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen pedig a periódusidő látható logaritmikus skálán. A folytonos fekete vonallal határolt zónákban az adott periódusidő szignifikáns ($p < 0,05$) a vörös zajhoz viszonyítva. A szaggatott vonal az 1 éves periódusidőt jelöli..... 26
10. ábra. Két periodikus idősor közötti fáziskülönbség lehetőségei (Rösch és Schmidbauer, 2016) alapján. .28
11. ábra. Folyamatábra a vizsgálat menetéről..... 29
12. ábra. A periodicitásvizsgálat menetét bemutató folyamatábra (WSA: waveletspektrum-analízis, WTC wavelet-koherencia)..... 36
13. ábra. Az 1652 számú talajvízszint-megfigyelőkút frekvenciaszűrés (20 évnél nagyobb frekvenciájú periódusidők kerültek kiszűrésre) utáni vízszintidősora (a, fekete vonal), valamint a WSA eredménye látható (b). A teljesítménysűrűség spektrum-diagramon (PSD) a vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen pedig a periódusidő látható logaritmikus skálán. A folytonos fekete vonallal határolt zónákban az adott periódusidő szignifikáns ($p < 0,05$) a vörös zajhoz viszonyítva. A szaggatott vonalak az 1, 5, és 11 éves periódusidőket jelölik..... 37

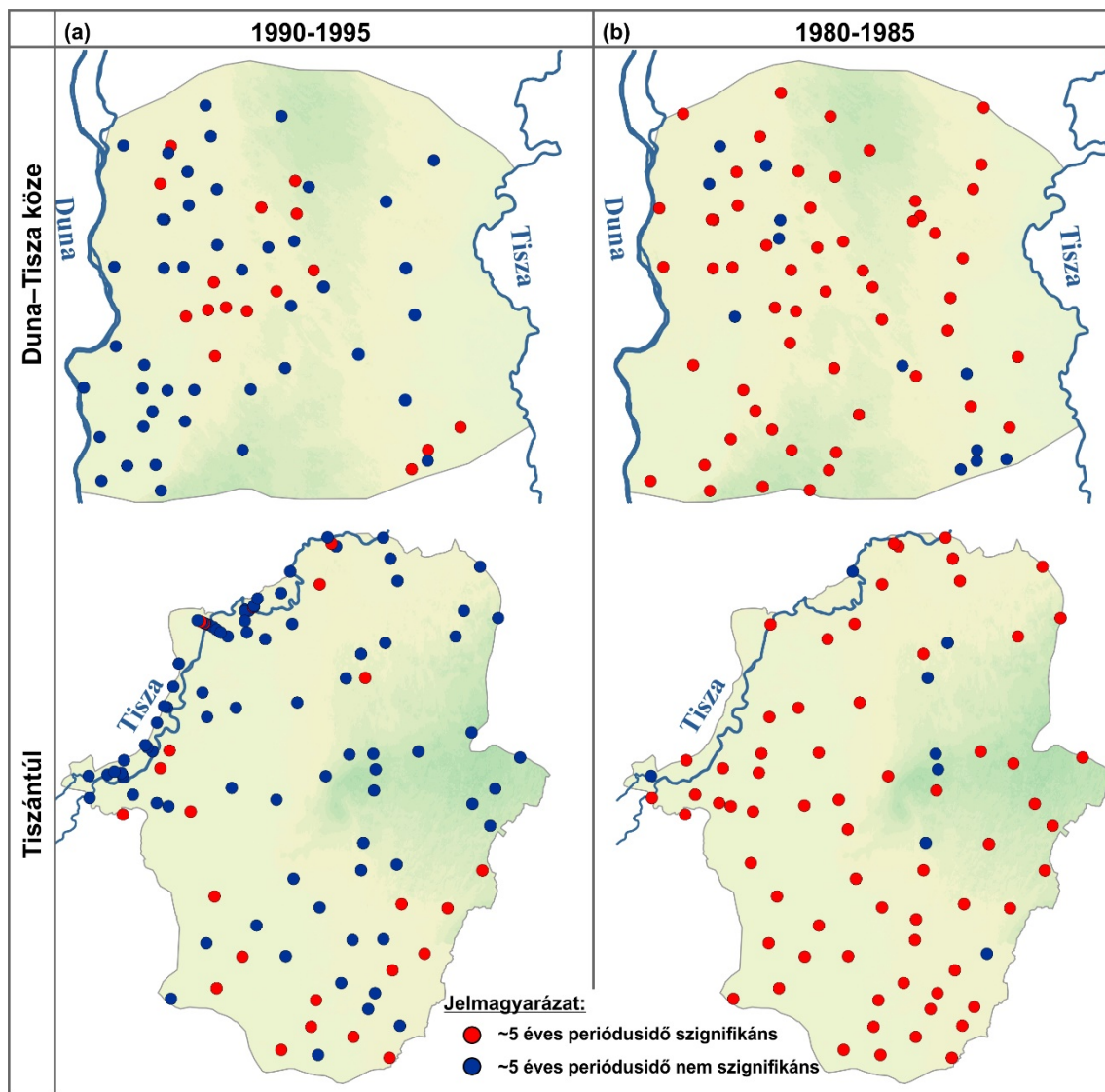
14. ábra. A vízszintidősorok WSA-eredményeinek az összegzése a periódusidő és a vizsgált terület alapján csoportosítva. Az egyes diagramokon a vízszintes tengelyen az idő, a bal oldali tengelyen az egyes megfigyelőkutak, a jobb oldali tengelyen pedig az adott időpillanatban a periódushiányos kutak százalékos aránya látható. Egy vízszintes vonal egy vízszintidősört reprezentál: a piros szakaszokon jelen volt, a zöld szakaszokon kimaradt az adott periódusidő, az üres szakaszok pedig adathiányosak voltak. 39
15. ábra. Az éves perióduskimaradási görbék mindkét mintaterületre (a) és azok PSD-diagramjai a Duna–Tisza köze (b) és a Tiszántúl (c) esetében. A fekete szaggatott vonal a 8 éves periódusidőt jelöli. 41
16. ábra. A szignifikáns éves periódussal jellemezhető megfigyelőkutak és a periódushiánnyal jellemezhető kutak térbeli eloszlása a Duna–Tisza között és a Tiszántúlon 1974-ben (a) és 1986-ban (b). 42
17. ábra. Az éves periódusidő kimaradásának összehasonlítása az éves amplitúdók időbeli változásával (a), valamint a Duna–Tisza köze (DTk) (b) és a Tiszántúl (Tt) (c) éves perióduskimaradási görbéjének és amplitúdóinak WTC-vizsgálat eredményei. 44
18. ábra. Összegző diagram az ariditási index WSA-eredményeiből a Duna–Tisza köze (a) és a Tiszántúl esetében (b), továbbá a 1371 sz. megfigyelőkút és a hozzá legközelebb eső rácspont AI-idősorának WTC-elemzése (c). Az a, b ábrán egy vízszintes vonal 1 rácspont idősorát reprezentálja. A piros szakaszokon szignifikáns volt, a szürke szakaszokon nem volt szignifikáns az éves periódusidő. A fekete vonal (folytonos/szaggatott) a talajvízszint éves perióduskimaradási csúcsait reprezentálja területenként (a, b). A fekete szaggatott vonal (c) az éves periódusidőt jelöli. 46
19. ábra. A Duna–Tisza köze (a) és a Tiszántúl (b) átlagos felhőborítottságának és a kutak éves perióduskimaradási görbéinek a WTC-eredményei. A fekete szaggatott vonal a ~8 éves periódusidőt jelöli. 47
20. ábra. A mediterrán akciócentrum nyomásmezőjének PSD-térképe (a), valamint a nyomásmező és az éves perióduskimaradási görbék WTC-eredményei a Duna–Tisza köze (b) és a Tiszántúl (c) esetében. A fekete szaggatott vonal a ~8 éves periódusidőt jelöli. 48
21. ábra. Az ariditási indexnek, a téli félév meteorológiai paramétereinek (csapadékösszeg (Cs), potenciális evapotranspiráció (PotET), korrigált csapadék (Cs-PotET)) és az éves perióduskimaradási görbéknek az időbeli változása a Duna–Tisza között (a, c) és a Tiszántúlon (b, d) 51
22. ábra. Az átlagos vízszintkülönbség területi eloszlása a periódushiányos és a köztes időszakok között a Duna–Tisza között (a) és a Tiszántúlon (b). A krigelt térképek alapjául szolgáló félvariogramok és paramétereik megtalálhatók a mellékletek között (4. melléklet: a, b). 54
23. ábra. Interpolált térkép a vízszintidősorok (91 db) teljes időszakra számított (1961–2010) mintaterjedelemeik értékeiből. A krigelt térkép alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogram megtalálható a 11. melléklet: a diagramon. 60

24. ábra. A vízszint-megfigyelőkutak klasztercsoportjai és a lineáris regresszióvizsgálat (a), valamint a lineáris diszkriminanciaanalízis (b) és a Dunn-index (c) eredményei. A térképen (a) különböző szimbólumok a trend irányát jelölik, míg a 3 különböző szín a klasztercsoportokat jelzi. A fekete szaggatott vonal a 105 mBf magasságú szintvonal, a szaggatott narancssárga vonal pedig a 0,005 m év⁻¹ vízszintemelkedést jelző kontúrvonal. Az alaptérkép a kutak lineáris regressziós meredekségértékeinek (β_1) a krigelt térképe. A krigelt térkép alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogram megtalálható a 11. melléklet c diagramján..... 61
25. ábra. Lineáris kapcsolatok a talajvízszint-idősorok és a meteorológiai paraméterek között. A korrelációs együtthatók értékei a csoportátlagok és a meteorológiai paraméterek között (a), ahol a CPED a kumulált potenciális evapotranspiráció-eltérés, az SPI a standardizált csapadékindex (SPI-12, SPI-24) és a CPD a kumulált csapadékeltérés. A korrelációs értékek $0,279 > |r|$ esetben tekinthetők szignifikánsnak $\alpha=0,05$ szignifikanciaszinten. Korrelációs értékek az SPI-12-, SPI-24- és CPD-értékek és az egyedi vízszintidősorok között box-whiskers-diagramon, csoportonként ábrázolva (b). A boxok az interkvartilis (IQR=Q3-Q1) intervallumot ábrázolják, a boxon belül a vízszintes vonal a medián. A „whiskerek” pedig a kvartilis értékekenél, az interkvartilis 1,5-szeresével nagyobbak ($Q3+1,5 \times IQR$), illetve kisebbek ($Q1-1,5 \times IQR$). Az egyedi pontok az „outlier” értékek. A következő három diagramon a standardizált vízszintidősorok láthatók (szürke vonalak) csoportonkénti bontásban (G1 – c, G2 – d, G3 – e). A csoportok átlagos vízszintidősorait vastag színes, és az azokra illesztett lineáris trendet szaggatott színes vonalak jelzik. A CPD-indexet fekete folytonos, az SPI-24-et pedig fekete szaggatott vonal jelzi. 65
26. ábra. Kontúrtérkép a talajvízszintidősorok és csapadékindexek közötti korrelációs együtthatókból. Az a térképen az SPI-24, a b térképen CPD index korrelációs értékei láthatók. A kutak jelkulcsa a 24. ábra jelkulcsával megegyező. A krigelt térképek alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogramok megtalálhatók a 11. melléklet: d, e diagramjain..... 68
27. ábra. A talajvízszint potenciometrikus térképei 1966-ban (a) és 1995-ben (b). A krigelt térképek alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogramok megtalálhatók a 11. melléklet: f, g diagramjain..... 69
28. ábra. A tározott vízkészlet becsült változásai 1966-hoz képest a meghatározott 4 zónában. 70
29. ábra. A tározott vízmennyiség változása az 1966 és 1995 közötti csapadékhiányos időszakban. A színes vonalak a különböző zónák vízmennyiség-változásait jelzik, míg a szaggatott vonalak az azokra illesztett lineáris trendet mutatják. 71
30. ábra. Sematikus térképek a kutak vízszintidősorainak klasztercsoportjairól, illetve az eredmények alapján lehatárolt részterületekről. Az első (a) 1976–2003 közötti időintervallum (Rakonczi és Geiger, 2006), a második (b) 1970–2004 közötti időintervallum (Szalai et al., 2011) és jelen tanulmány (c) 1961–2010 közötti intervallum eredményeit mutatja. A fekete vonal az a és b térképen jelen tanulmány vizsgált területének a határa. 72

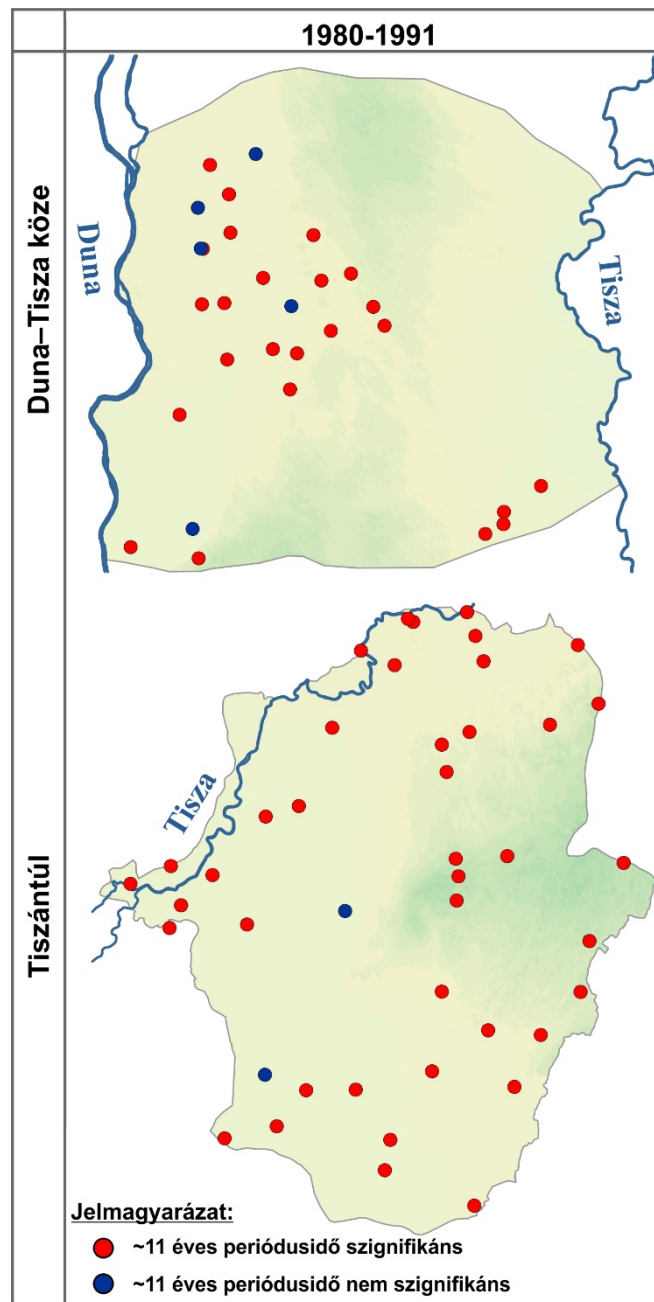
31. ábra. Pont–pont-diagramok a kutak terepszintmagassága (felszíni elevációja) és (a) a mintaterjedelem (maximum–minimum), (b) a regressziós egyenesek meredeksége, (c) a vízszintidősorok és az SPI-24 korrelációs együtthatója, valamint a (d) vízszintidősorok és a CPD-index korrelációs együtthatója között. Az indestérkép a meghatározott rezsimerületeket és azoknak a határait ábrázolja (e). A diagramokon a pontok szimbólumai és színei a csoportosítás eredményeit tükrözik (VI.1.2 fejezet). .75
32. ábra. Keresztszelvények a meghatározott paraméterek térképeiből az 5. ábra: a–n szereplő nyomvonal mentén. A talajvízszint-idősorok mintaterjedelme (1961–2010) (a), a lineáris regresszió meredeksége (β_1) (b) a vízszintidősorok korrelációja az SPI-24 indexszel (c), a vízszintidősorok korrelációja a CPD-indexszel (d) és a területről korábban készült hidraulikus keresztmetszvény Mádl-Szőnyi és Tóth 2009-es munkája nyomán (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009) (e), a szelvényvonalak színskálája (a–d) megegyezik a hozzájuk tartozó térképek színskálájával (23. ábra; 24. ábra; 26. ábra: a, b).....79

MELLÉKLETEK

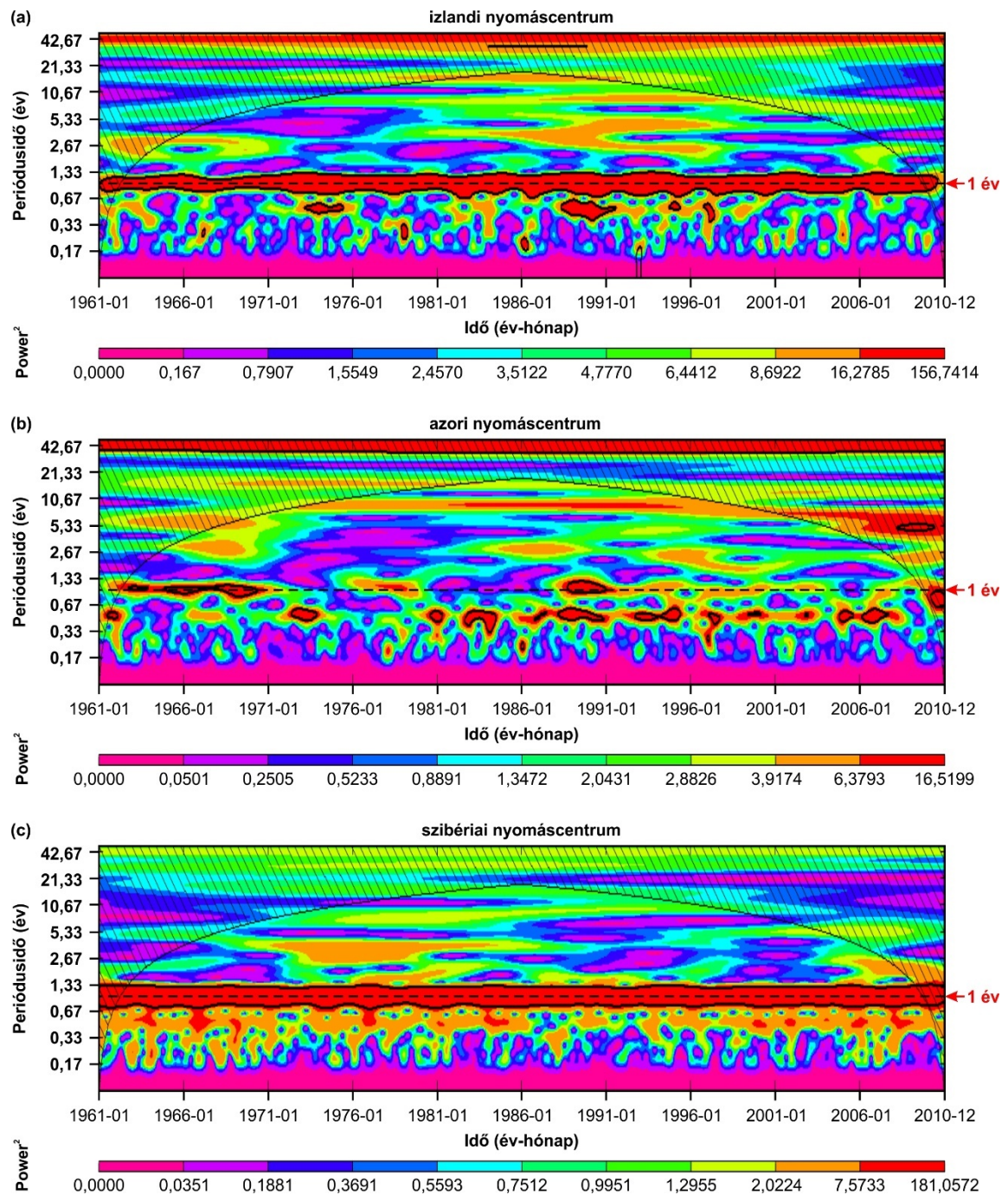
1. melléklet. A szignifikáns ~5 éves periódussal jellemezhető megfigyelőkutak és a periódushiánnyal jellemezhető kutak térbeli eloszlása a Duna–Tisza közén és a Tiszántúlon 1990-1995 (a) és 1980-1985 (b).



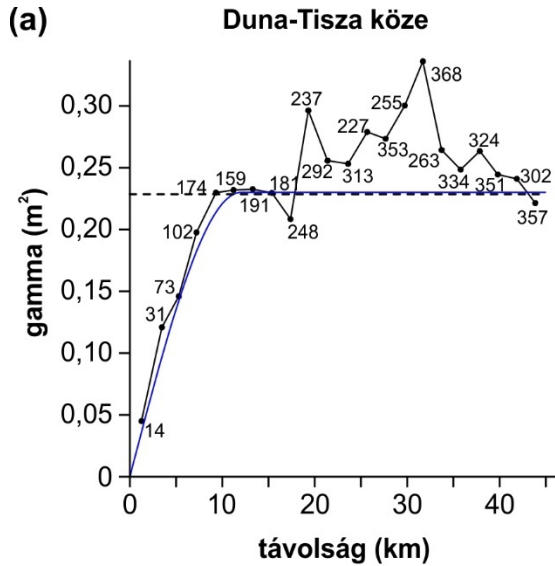
2. melléklet. A szignifikáns ~11 éves periódussal jellemezhető megfigyelőkutak és a periódushiánnyal jellemezhető kutak térbeli eloszlása a Duna-Tisza közén és a Tiszántúlon 1980-1991.



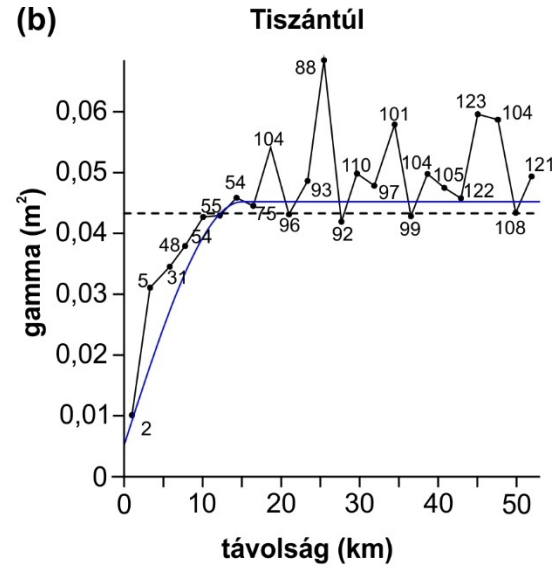
3. melléklet. Az izlandi (a), azori (b) és a szibériai (c) akciócentrumok nyomásmező-idősorainak a PSD-diagramjai. A fekete a szaggatott vonal az éves periódusidőt jelöli.



4. melléklet. Az V. fejezet krigelt térképeihez használt empirikus és elméleti félvariogramok. A panelek fejlécei mutatják, hogy melyik térképhez tartoznak. A fekete színnel jelölt vonal az empirikus, míg a kék színnel jelölt az illesztett elméleti félvariogramot jelöli. A fekete pontok mellett látható számok a számításához felhasznált adatpárok számát jelölik, a szaggatott vízszintes vonal pedig a variancia. Az elméleti félvariogramok paraméterei a diagramok alatt találhatóak.

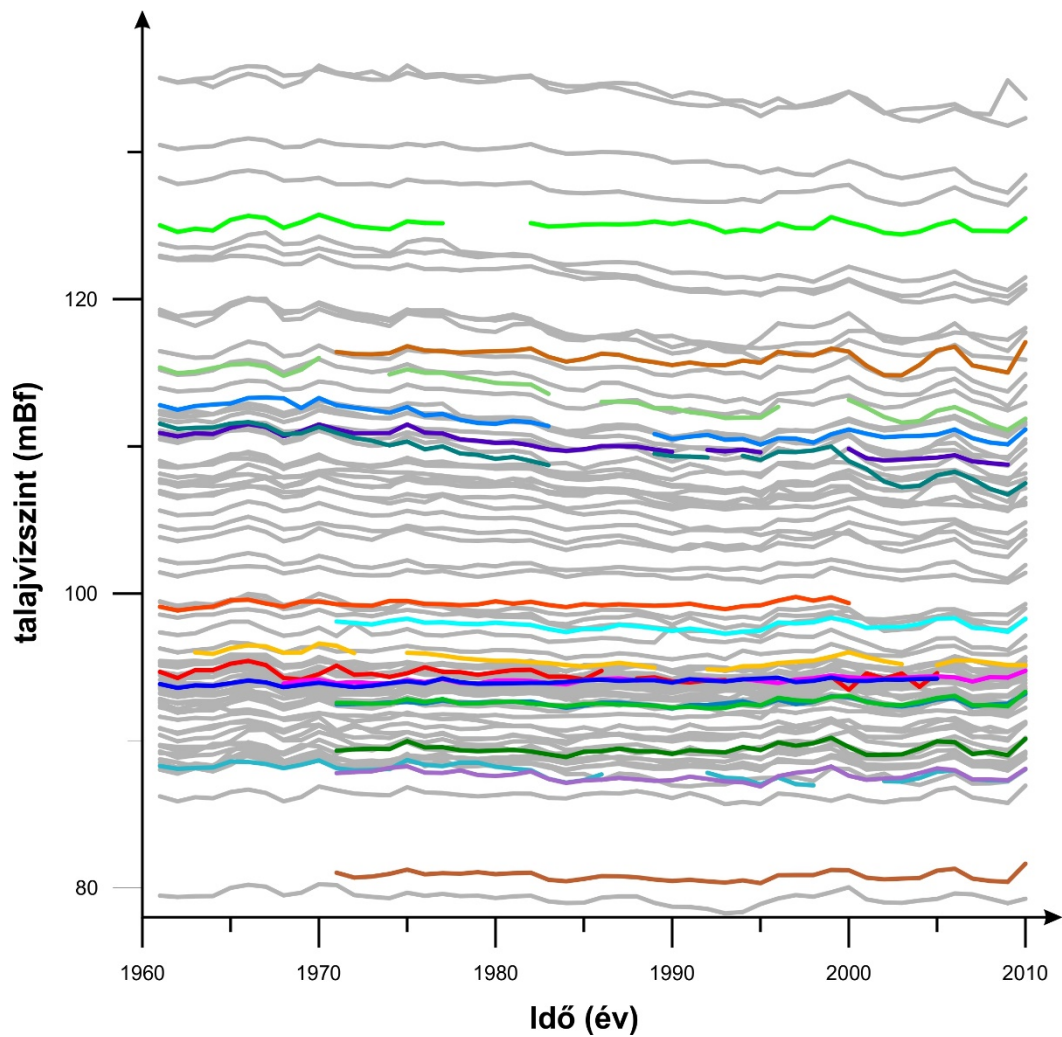


Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **12,0 km**
 köszöbszint: **0,23**
 röghatás: **0,0**
 mintapárok száma: **22**
 legnagyobb távolság: **45 km**



Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **15,0 km**
 köszöbszint: **0,04**
 röghatás: **0,005**
 mintapárok száma: **24**
 legnagyobb távolság: **53 km**

5. melléklet. A diagram a rezsimerület lehatároláshoz felhasznált talajvízkutak (n=91) vízszintváltozását mutatja. Szürke vonalak jelölik azokat a kutakat (n=73), amelyek időszora (az adatpótlás után) a teljes vizsgált időszakot (1961–2010) lefedte. A színes vonalakkal jelölt kutak vízszintidőszoraiból maximum 20% adat hiányzik (n=18).

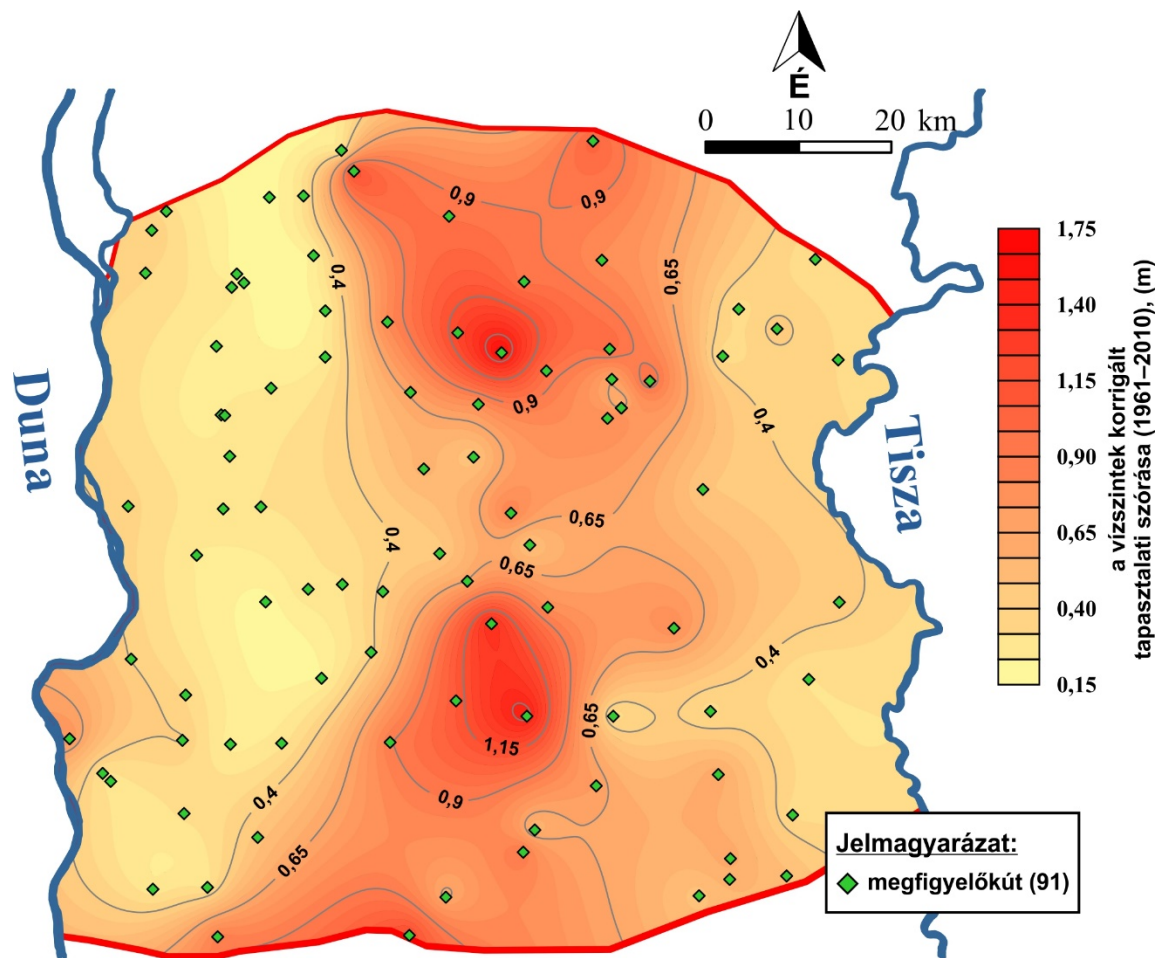


6. melléklet. A vízszintidősorok metaadatai és az értekezésben felhasznált alapstatisztikai, valamint a regressziós modell paraméterei (Tsz.: Törzsszám). A táblázat sorai klasztercsoportonként vannak színezve (G1: sárga, G2: kék, G3: zöld). Az F teszt p értékei közül azok vannak kiemelve, amelyek 0.05-nél nagyobbak.

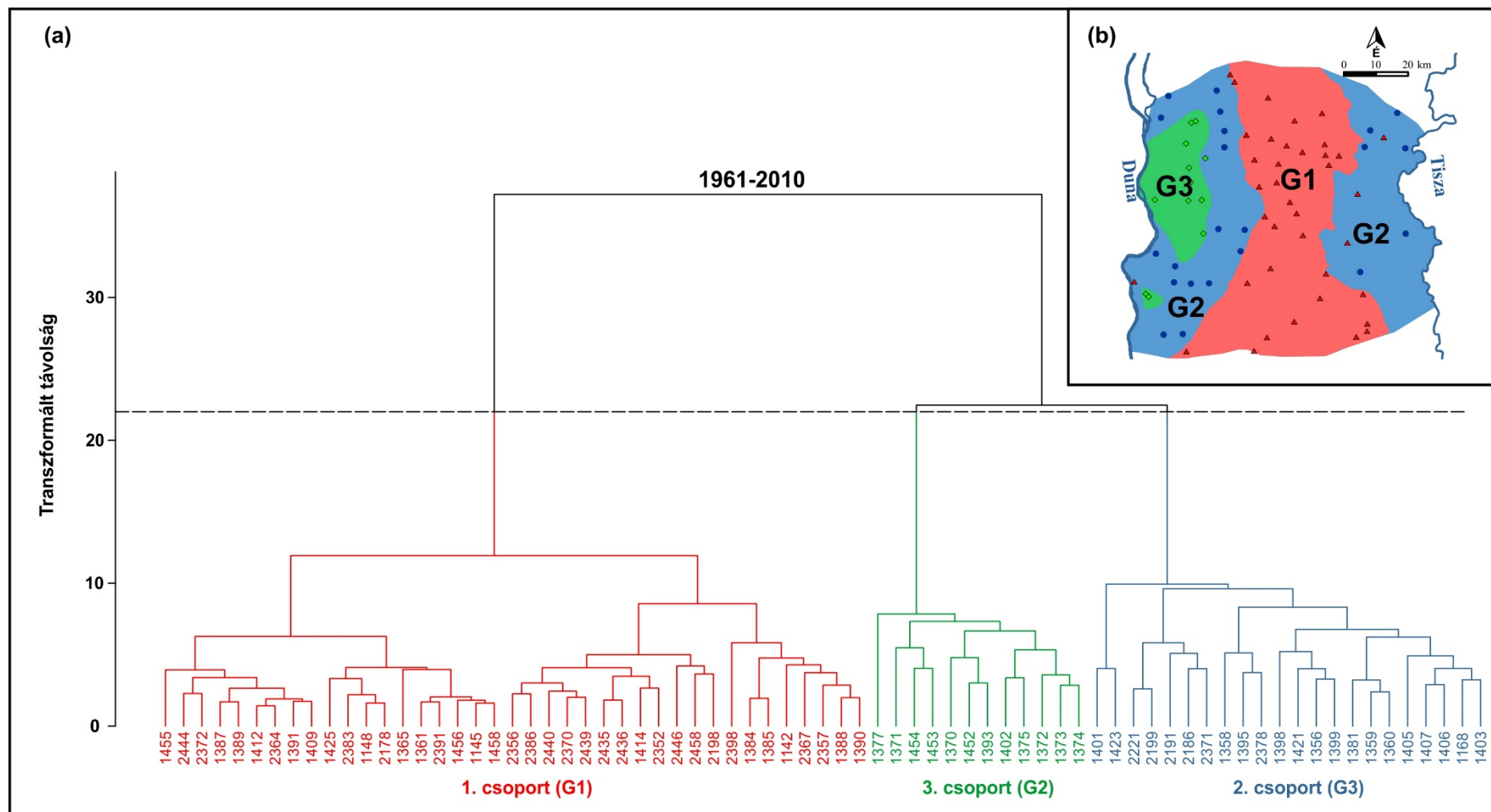
Tsz.:	EOV Y	EOV X	kút- terepszint (mBf)	kút- mélység (m)	1961-2010				
					klaszter csoport	minta- terjedelem (m)	korrigált tapasztalati szórás (m)	regressziós egyenes meredeksége β_1 (m yr ⁻¹)	F teszt p értéke
1142	670767	203132	103.08	5.52	1	1.099	0.279	-0.011	2.48E-06
1145	672211	200715	108.07	9	1	3.836	1.151	-0.075	2.99E-25
1148	683198	195525	131.45	6.88	1	3.694	0.943	-0.059	4.53E-20
1361	676082	183319	112.79	7.4	1	3.030	0.810	-0.051	1.23E-20
1365	691869	187973	137.35	5.7	1	3.270	0.929	-0.055	1.82E-15
1384	680278	166366	108.33	5.17	1	2.193	0.575	-0.024	1.72E-06
1385	682115	156601	109.1	4.95	1	1.728	0.429	-0.017	1.12E-05
1387	678739	175206	106.28	6.32	1	2.733	0.664	-0.039	6.22E-15
1388	686024	167730	111.12	7.53	1	1.981	0.458	-0.021	9.94E-08
1389	686583	173823	119.39	6.67	1	3.389	0.769	-0.044	1.46E-14
1390	692525	157590	112.59	3.76	1	1.849	0.474	-0.024	2.86E-09
1391	690350	161274	111.94	4.93	1	2.973	0.864	-0.050	7.78E-14
1409	676388	134820	116.92	7.3	1	3.197	0.890	-0.047	1.62E-11
1412	684002	139605	113.52	5.1	1	3.654	1.085	-0.066	1.88E-17
1414	685308	153406	110.36	8.27	1	2.591	0.638	-0.033	3.80E-10
1425	656469	112373	110.19	6.28	1	2.602	0.867	-0.051	4.98E-15
1455	639363	135227	91.32	9.27	1	3.004	0.749	-0.038	5.54E-10
1456	684206	182079	123.48	8.97	1	4.178	1.204	-0.074	1.73E-19
1458	689263	179786	126.02	14.6	1	4.754	1.546	-0.101	8.46E-24
2178	700852	190449	124.89	5.35	1	3.032	0.797	-0.049	1.29E-18
2198	721086	182530	98.17	4.89	1	1.872	0.433	-0.018	2.07E-06
2352	694445	177675	120.92	8.88	1	3.330	0.962	-0.053	5.63E-13
2356	701748	180197	122.54	8.47	1	3.603	0.990	-0.050	1.27E-09
2357	712520	164000	100.7	6.88	1	1.779	0.454	-0.023	1.66E-10
2364	694600	150400	110.365	7.95	1	3.255	0.782	-0.048	5.17E-16
2367	702164	137830	103.58	6.75	1	1.748	0.323	-0.013	1.72E-05
2370	709179	147991	101.39	6.94	1	2.932	0.798	-0.041	7.69E-10
2386	682830	116950	130.1	7.67	1	2.348	0.622	-0.033	2.49E-11
2391	691770	122140	124.5	7.46	1	2.798	0.909	-0.056	7.28E-21
2435	703100	173400	113.325	7.8	1	2.599	0.732	-0.036	7.23E-09
2436	703100	173401	113.325	15.55	1	2.077	0.547	-0.022	7.28E-06
2439	701999	176707	115.618	7.09	1	2.371	0.651	-0.031	2.29E-08
2440	706400	176500	112.572	7	1	3.422	0.981	-0.057	9.11E-15
2398	712078	117113	98.16	6.52	1	2.083	0.474	-0.022	3.99E-08
2444	715612	119006	94.224	6.5	1	2.053	0.579	-0.034	3.50E-15
2446	715700	121400	93.555	6.02	1	2.374	0.628	-0.028	4.20E-07
2372	714300	131100	95.23	7.38	1	2.532	0.630	-0.036	1.55E-14
2383	678610	112540	137.635	6.75	1	4.094	1.165	-0.069	1.25E-16
2458	700200	129800	109.064	6.44	1	2.501	0.703	-0.030	1.94E-06
1168	650542	196093	97	8	2	1.242	0.326	-0.006	8.64E-02
1356	648136	188967	95.83	9.3	2	1.460	0.355	-0.001	8.67E-01
1358	666380	197873	97.72	5.08	2	1.210	0.294	-0.007	7.60E-03
1359	667542	190987	96.92	6.8	2	0.981	0.219	-0.003	1.28E-01
1360	668908	184607	97.96	4.71	2	1.014	0.232	-0.005	1.39E-02
1381	668897	179275	98.52	5.62	2	1.016	0.248	-0.005	3.42E-02

Tsz.:	EOV Y	EOV X	kút terepszint (mBf)	kút- mélység (m)	1961-2010				
					klaszter csoport	minta- terjedelem (m)	korrigált tapasztalati szórás (m)	regressziós egyenes meredekség β_1 (m yr ⁻¹)	F teszt p értéke
1395	646479	144418	94.24	9.22	2	1.688	0.393	-0.004	3.15E-01
1398	652399	135051	92.9	8.06	2	1.672	0.406	-0.008	2.86E-02
1399	652772	140280	93.6	6.75	2	1.549	0.346	0.004	2.22E-01
1401	657943	134593	92.92	5.65	2	0.979	0.229	0.003	1.28E-01
1403	663862	134707	97.03	4.3	2	1.147	0.279	-0.006	1.86E-02
1405	666926	152489	97.07	6.62	2	1.187	0.295	-0.005	1.01E-01
1406	674196	145215	105	7	2	1.363	0.371	-0.009	7.07E-03
1407	675551	152211	104.8	3.38	2	1.615	0.420	-0.009	3.22E-02
1421	648984	117869	92.97	10	2	0.979	0.259	-0.002	4.87E-01
1423	655289	118082	90.6	4.7	2	1.145	0.287	-0.001	7.63E-01
2186	716656	184808	99.67	6.2	2	1.641	0.327	-0.003	3.90E-01
2191	725508	190551	88.13	4.8	2	1.269	0.313	-0.004	1.63E-01
2199	714814	179364	94.02	3.2	2	1.598	0.329	-0.010	9.02E-04
2221	728151	178951	90.57	4.7	2	1.529	0.349	-0.013	4.78E-05
2371	713393	138392	91.02	7.12	2	1.464	0.329	-0.007	3.83E-02
2378	728270	150990	82.954	8.66	2	1.979	0.435	-0.013	1.65E-03
1370	646135	162059	95.86	5.8	3	1.875	0.373	0.011	2.36E-03
1371	656322	180522	97.52	6.39	3	1.087	0.229	0.012	3.52E-10
1372	657291	172537	95.09	6.55	3	1.577	0.282	0.010	6.91E-05
1373	657110	161758	93.87	6.3	3	1.516	0.287	0.009	1.51E-03
1374	657862	167826	95.45	5.04	3	1.398	0.268	0.009	3.83E-04
1375	661462	161988	93.87	7.2	3	1.354	0.301	0.010	2.93E-04
1377	662639	175692	96.73	7.18	3	1.111	0.252	0.001	7.47E-01
1393	644116	130317	91.59	5.6	3	1.289	0.289	0.006	3.78E-02
1402	662008	151023	92.68	6.2	3	0.827	0.179	0.007	9.84E-06
1452	643186	131239	90.89	7.49	3	1.319	0.296	0.006	5.00E-02
1453	659503	187842	94.97	6.9	3	0.995	0.189	0.008	4.46E-06
1454	658091	187326	95.63	7.17	3	1.496	0.274	0.007	5.86E-03
1132	648855	193895	97.17	7.69		1.954	0.398		
1169	662438	197710	96.42	6.8		0.911	0.181		
1357	658679	188859	95.7	8.42		0.705	0.178		
1367	656877	172604	95.91	7.9		0.988	0.204		
1397	654046	156404	95.96	6.33		1.127	0.247		
1404	668473	142215	100.14	5		0.919	0.200		
1408	670872	153043	99.55	6.94		1.083	0.294		
1411	652587	126603	92.61	6.95		1.309	0.315		
1427	661094	123851	100.52	7.68		1.800	0.470		
2175	692943	210845	126.77	6.4		1.342	0.315		
2176	699824	204199	114.25	8.5		3.197	1.032		
2355	701500	172200	113.5	8.35		2.749	0.797		
2361	688100	148500	112.985	5.5		4.927	1.350		
2363	692187	137835	116.87	7.33		4.891	1.455		
2381	724750	142080	82.835	6.3		1.319	0.298		
2462	693100	124700	117.695	6.9		2.249	0.549		
2442	722190	119400	89.2	6.37		1.715	0.510		
2392	722890	126430	89.115	6.83		1.366	0.336		

7. melléklet. Interpolált térkép a vízszintidősorok (91 db) teljes időszakra számított (1961–2010) korrigált tapasztalati szórásértékeiből. A krigelt térkép alapjául szolgáló empirikus és elméleti félvariogram megtalálható a 11. melléklet: b diagramon.



8. melléklet. A talajvízkutak csoportjai. A hierarchikus klaszteranalízis eredménye alapján készült dendrogram (a) és a csoportok térbeli eloszlása. (b)



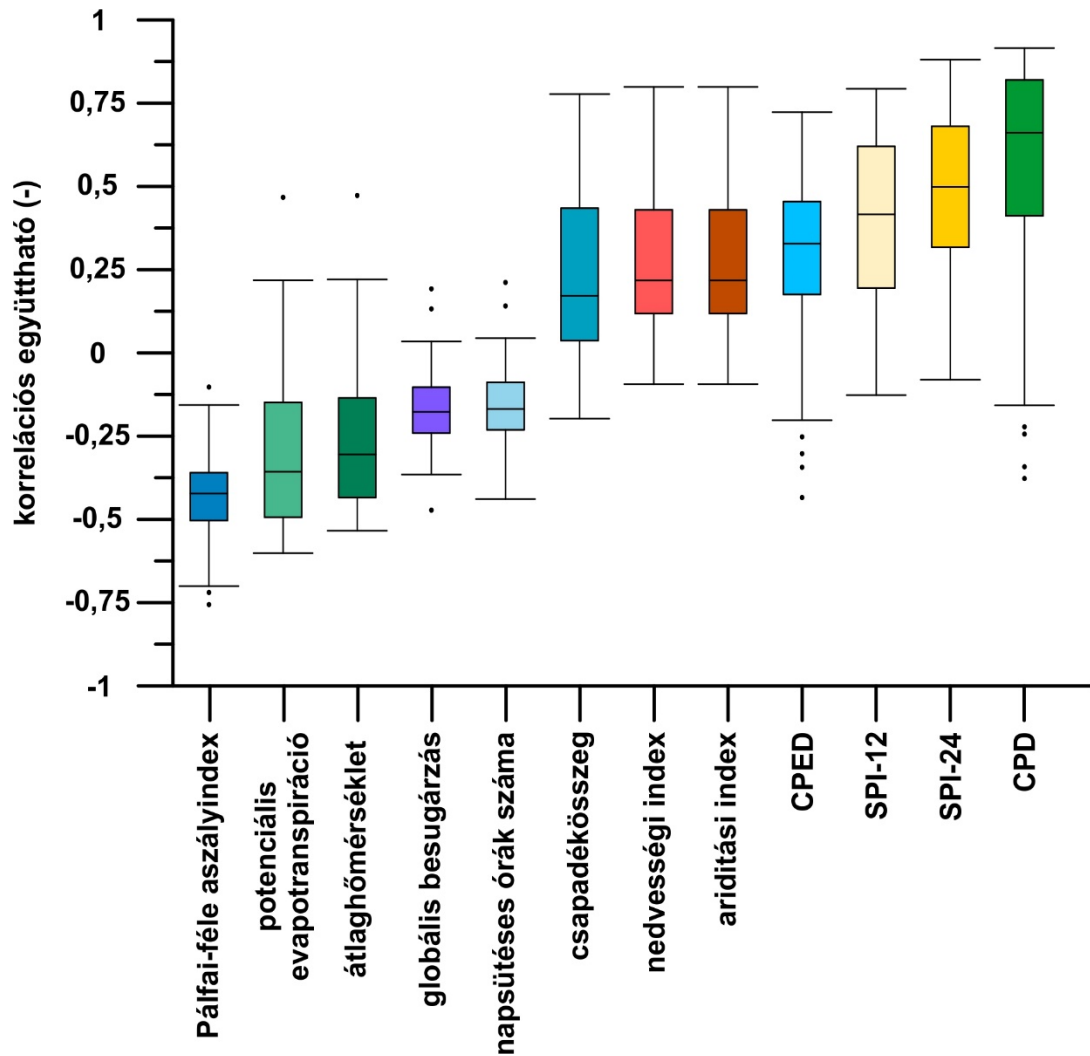
9. melléklet. A vízszintidősorok és a meteorológiai változók közötti korrelációs együtthatók értékei (Tsz.: Törzsszám, CPED: kumulált potenciális evapotranspiráció-eltérés, SPI: standardizált csapadékindex, CPD: kumulált csapadékeltérés). A táblázat sorai klasztercsoportonként vannak színezve (G1: sárga, G2: kék, G3: zöld).

korrelációs együtthatók a vízszintidősorok és a meteorológiai változók között												
Tsz.:	Pálfai féle aszály index	potenciális evapotranspiráció	átlaghőmérséklet	globális besugárzás	napsütéses órák száma	csapadékösszeg	nedvességi index	ariditási index	CPED	SPI-12	SPI-24	CPD
1142	-0.43	-0.36	-0.34	-0.16	-0.15	0.16	0.22	0.22	0.21	0.40	0.49	0.66
1145	-0.26	-0.52	-0.48	-0.22	-0.22	-0.14	-0.05	-0.05	0.38	-0.03	0.05	0.82
1148	-0.26	-0.60	-0.53	-0.32	-0.30	-0.16	-0.05	-0.05	0.10	-0.05	-0.01	0.72
1361	-0.33	-0.51	-0.46	-0.20	-0.20	-0.09	0.00	0.00	0.35	0.07	0.18	0.81
1365	-0.25	-0.50	-0.45	-0.23	-0.24	-0.10	-0.01	-0.01	0.28	0.02	0.06	0.79
1384	-0.41	-0.29	-0.27	-0.12	-0.12	0.14	0.18	0.18	0.50	0.35	0.54	0.70
1385	-0.48	-0.31	-0.26	-0.11	-0.10	0.17	0.22	0.22	0.45	0.43	0.64	0.68
1387	-0.39	-0.49	-0.45	-0.21	-0.20	0.00	0.09	0.09	0.37	0.19	0.32	0.81
1388	-0.50	-0.44	-0.39	-0.24	-0.23	0.21	0.28	0.28	0.33	0.43	0.54	0.72
1389	-0.36	-0.53	-0.46	-0.24	-0.22	-0.06	0.04	0.04	0.26	0.16	0.29	0.77
1390	-0.49	-0.47	-0.43	-0.22	-0.21	0.15	0.23	0.23	0.33	0.38	0.49	0.71
1391	-0.39	-0.50	-0.44	-0.25	-0.24	0.01	0.09	0.09	0.40	0.17	0.29	0.86
1409	-0.44	-0.46	-0.40	-0.22	-0.21	0.06	0.14	0.14	0.47	0.24	0.36	0.89
1412	-0.40	-0.54	-0.48	-0.28	-0.28	0.00	0.09	0.09	0.42	0.13	0.22	0.88
1414	-0.41	-0.42	-0.37	-0.18	-0.18	0.02	0.10	0.10	0.53	0.19	0.31	0.89
1425	-0.22	-0.52	-0.43	-0.37	-0.36	-0.18	-0.08	-0.08	0.29	-0.13	-0.08	0.86
1455	-0.39	-0.37	-0.30	-0.19	-0.18	0.07	0.13	0.13	0.44	0.26	0.38	0.83
1456	-0.26	-0.46	-0.40	-0.17	-0.16	-0.15	-0.06	-0.06	0.41	0.04	0.17	0.83
1458	-0.28	-0.55	-0.48	-0.26	-0.26	-0.11	-0.01	-0.01	0.37	-0.01	0.06	0.86
2178	-0.31	-0.57	-0.50	-0.29	-0.28	-0.12	-0.02	-0.02	0.24	0.03	0.11	0.83
2198	-0.46	-0.32	-0.29	-0.06	-0.05	0.17	0.21	0.21	0.54	0.40	0.54	0.74
2352	-0.30	-0.39	-0.32	-0.16	-0.17	-0.02	0.05	0.05	0.59	0.11	0.25	0.92
2356	-0.45	-0.43	-0.39	-0.18	-0.17	0.09	0.16	0.16	0.45	0.28	0.47	0.79
2357	-0.49	-0.51	-0.48	-0.17	-0.16	0.16	0.23	0.23	0.29	0.35	0.43	0.68
2364	-0.42	-0.56	-0.49	-0.27	-0.26	0.05	0.14	0.14	0.37	0.19	0.27	0.86
2367	-0.48	-0.31	-0.30	-0.10	-0.08	0.22	0.27	0.27	0.30	0.46	0.61	0.52
2370	-0.40	-0.35	-0.30	-0.11	-0.11	0.08	0.13	0.13	0.60	0.27	0.46	0.83
2386	-0.46	-0.46	-0.40	-0.16	-0.15	0.10	0.17	0.17	0.45	0.28	0.43	0.83

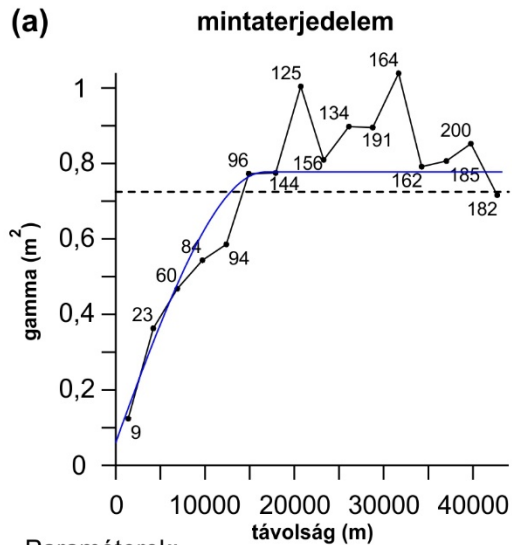
korrelációs együtthatók a vízszintidősorok és a meteorológiai változók között												
Tsz.:	Pálfai féle aszály index	potenciális evapotranspiráció	átlaghőmérséklet	globális besugárzás	napsütéses órák száma	csapadékösszeg	nedvességi index	ariditási index	CPED	SPI-12	SPI-24	CPD
2391	-0.34	-0.51	-0.48	-0.20	-0.21	-0.07	0.02	0.02	0.45	0.04	0.14	0.85
2435	-0.37	-0.36	-0.30	-0.18	-0.18	0.05	0.11	0.11	0.60	0.23	0.37	0.88
2436	-0.46	-0.38	-0.31	-0.23	-0.23	0.14	0.20	0.20	0.53	0.34	0.49	0.86
2439	-0.46	-0.40	-0.34	-0.16	-0.16	0.08	0.15	0.15	0.57	0.30	0.47	0.84
2440	-0.36	-0.44	-0.40	-0.16	-0.16	-0.02	0.06	0.06	0.48	0.18	0.32	0.80
2398	-0.52	-0.53	-0.43	-0.27	-0.25	0.25	0.33	0.33	0.19	0.33	0.34	0.61
2444	-0.40	-0.57	-0.48	-0.32	-0.31	0.02	0.12	0.12	0.30	0.15	0.21	0.82
2446	-0.43	-0.28	-0.29	-0.02	-0.04	0.17	0.21	0.21	0.72	0.31	0.48	0.72
2372	-0.42	-0.57	-0.49	-0.24	-0.23	0.04	0.13	0.13	0.25	0.21	0.30	0.78
2383	-0.28	-0.56	-0.47	-0.31	-0.30	-0.20	-0.09	-0.09	0.13	-0.04	0.02	0.78
2458	-0.60	-0.50	-0.46	-0.24	-0.24	0.26	0.33	0.33	0.46	0.44	0.54	0.79
1168	-0.66	-0.20	-0.21	-0.17	-0.15	0.54	0.55	0.55	0.41	0.72	0.76	0.54
1356	-0.48	0.00	0.00	0.01	0.03	0.42	0.40	0.40	0.33	0.74	0.88	0.41
1358	-0.39	-0.07	-0.11	0.13	0.14	0.17	0.18	0.18	0.48	0.51	0.70	0.54
1359	-0.69	-0.32	-0.30	-0.29	-0.25	0.61	0.63	0.63	0.26	0.69	0.70	0.46
1360	-0.70	-0.39	-0.35	-0.35	-0.31	0.55	0.59	0.59	0.24	0.63	0.65	0.54
1381	-0.61	-0.25	-0.26	-0.20	-0.18	0.51	0.53	0.53	0.34	0.64	0.72	0.54
1395	-0.35	0.01	0.05	0.03	0.04	0.17	0.17	0.17	0.32	0.54	0.79	0.45
1398	-0.50	-0.11	-0.14	-0.07	-0.07	0.46	0.46	0.46	0.50	0.61	0.66	0.41
1399	-0.50	0.05	0.06	0.01	0.03	0.52	0.48	0.48	0.18	0.79	0.87	0.15
1401	-0.72	-0.15	-0.13	-0.29	-0.24	0.71	0.70	0.70	-0.05	0.72	0.60	0.05
1403	-0.58	-0.20	-0.15	-0.10	-0.09	0.46	0.47	0.47	0.49	0.65	0.73	0.59
1405	-0.64	-0.38	-0.30	-0.26	-0.22	0.44	0.49	0.49	0.13	0.66	0.69	0.38
1406	-0.47	-0.18	-0.14	-0.03	-0.02	0.25	0.28	0.28	0.46	0.57	0.77	0.54
1407	-0.59	-0.22	-0.19	-0.17	-0.16	0.44	0.46	0.46	0.49	0.66	0.80	0.62
1421	-0.52	-0.13	-0.10	-0.08	-0.06	0.43	0.44	0.44	0.18	0.77	0.78	0.34
1423	-0.76	-0.35	-0.31	-0.47	-0.44	0.78	0.80	0.80	0.09	0.68	0.49	0.29
2186	-0.64	-0.18	-0.16	-0.15	-0.14	0.50	0.50	0.50	0.53	0.62	0.69	0.61

korrelációs együtthatók a vízszintidősorok és a meteorológiai változók között												
Tsz.:	Pálfai féle aszály index	potenciális evapotranspiráció	átlaghőmérséklet	globális besugárzás	napsütéses órák száma	csapadékösszeg	nedvességi index	ariditási index	CPED	SPI-12	SPI-24	CPD
2191	-0.51	-0.36	-0.29	-0.28	-0.23	0.22	0.27	0.27	0.10	0.51	0.55	0.50
2199	-0.58	-0.43	-0.43	-0.17	-0.15	0.27	0.32	0.32	0.29	0.46	0.53	0.66
2221	-0.55	-0.44	-0.44	-0.13	-0.11	0.24	0.30	0.30	0.31	0.42	0.50	0.64
2371	-0.62	-0.31	-0.25	-0.23	-0.20	0.40	0.44	0.44	0.33	0.62	0.70	0.62
2378	-0.42	-0.23	-0.18	0.00	-0.01	0.13	0.16	0.16	0.45	0.42	0.65	0.66
1370	-0.39	0.07	0.17	-0.15	-0.11	0.28	0.26	0.26	-0.43	0.57	0.60	-0.13
1371	-0.10	0.47	0.47	0.19	0.21	0.35	0.26	0.26	-0.07	0.49	0.52	-0.34
1372	-0.34	0.12	0.21	-0.21	-0.18	0.33	0.29	0.29	-0.30	0.52	0.53	-0.03
1373	-0.54	0.05	0.13	-0.21	-0.18	0.56	0.52	0.52	-0.07	0.70	0.74	0.03
1374	-0.31	0.14	0.22	-0.18	-0.16	0.36	0.32	0.32	-0.20	0.56	0.60	-0.04
1375	-0.39	0.14	0.17	-0.06	-0.04	0.52	0.47	0.47	-0.10	0.67	0.68	-0.22
1377	-0.16	-0.02	-0.06	0.01	0.03	0.14	0.14	0.14	-0.34	0.40	0.41	-0.16
1393	-0.48	0.03	0.07	-0.09	-0.06	0.45	0.42	0.42	-0.11	0.71	0.75	0.03
1402	-0.40	0.16	0.22	-0.12	-0.10	0.58	0.52	0.52	-0.15	0.60	0.61	-0.24
1452	-0.37	0.16	0.19	0.02	0.04	0.36	0.32	0.32	0.02	0.71	0.83	0.15
1453	-0.24	0.22	0.21	-0.02	0.01	0.49	0.43	0.43	-0.25	0.55	0.43	-0.38
1454	-0.42	0.10	0.12	-0.03	-0.01	0.55	0.51	0.51	0.00	0.74	0.73	-0.03

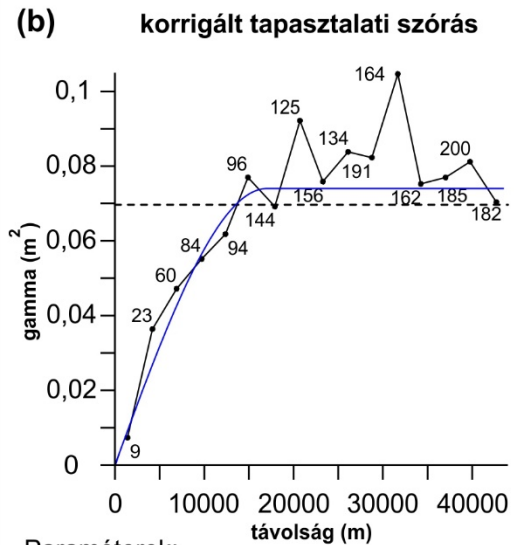
10. melléklet. A vízszintidősorok és a lokális meteorológiai paraméterek közötti korrelációs együtthatók box-whiskers-diagramon ábrázolva. A boxok az interkvartilis (IQR=Q3-Q1) intervallumot ábrázolják, a boxon belül a vízszintes vonal a medián. A „whiskerek” pedig a kvartilisek értékénél az interkvartilis 1,5-szörösével nagyobbak ($Q3+1,5 \times IQR$), illetve kisebbek ($Q1-1,5 \times IQR$). Az egyedi pontok az outlier értékek.



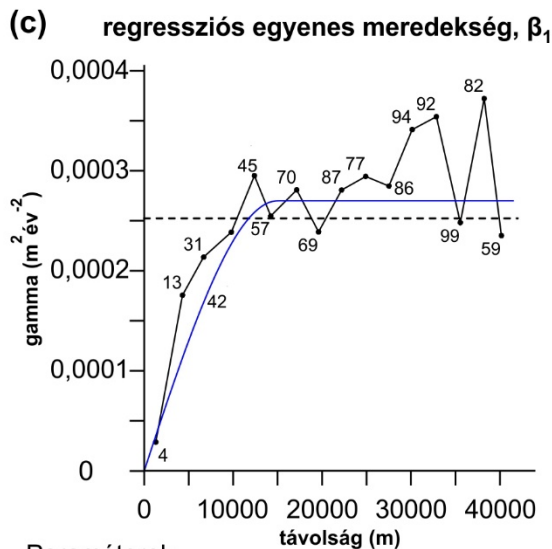
11. melléklet. Az VI. fejezet krigelt térképeihez használt empirikus és elméleti félvariogramok. A panelek fejlécei mutatják, hogy melyik térképhez tartoznak. A fekete színnel jelölt vonal az empirikus-, míg a kék színnel jelölt az illesztett elméleti félvariogramot jelöli. A fekete pontok mellett látható számok a számításhoz felhasznált adatpárok számát jelölik. A szaggatott vízszintes vonal pedig a variancia. Az elméleti félvariogramok paraméterei a diagramok alatt találhatóak.



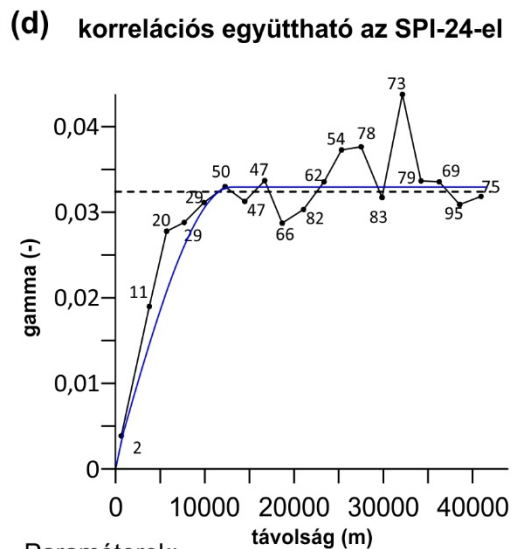
Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **17,0 km**
 köszöbszint: **0,72**
 röghatás: **0,06**
 mintapárok száma: **16**
 legnagyobb távolság: **44 km**



Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **17,0 km**
 köszöbszint: **0,074**
 röghatás: **0,0**
 mintapárok száma: **16**
 legnagyobb távolság: **44 km**

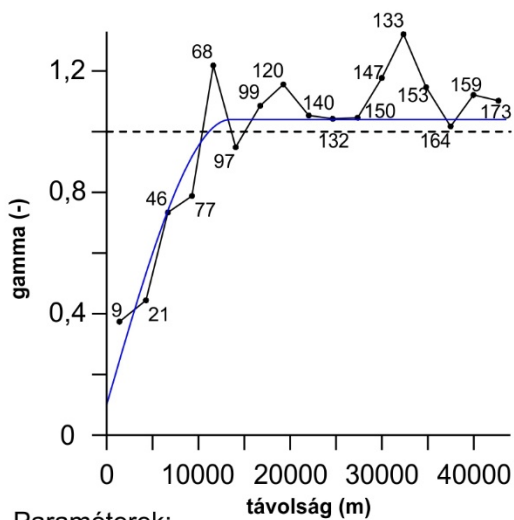


Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **15,0 km**
 köszöbszint: **0,00027**
 röghatás: **0,0**
 mintapárok száma: **16**
 legnagyobb távolság: **42 km**



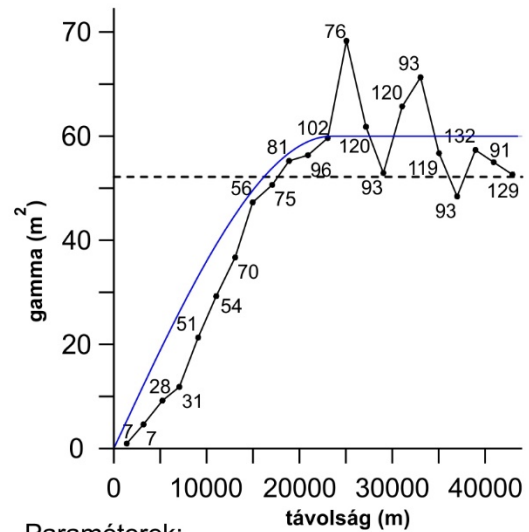
Paraméterek:
 típus: **szférikus modell**
 hatástávolság: **13,0 km**
 köszöbszint: **0,033**
 röghatás: **0,0**
 mintapárok száma: **19**
 legnagyobb távolság: **42 km**

(e) korrelációs együttható a CPD-vel



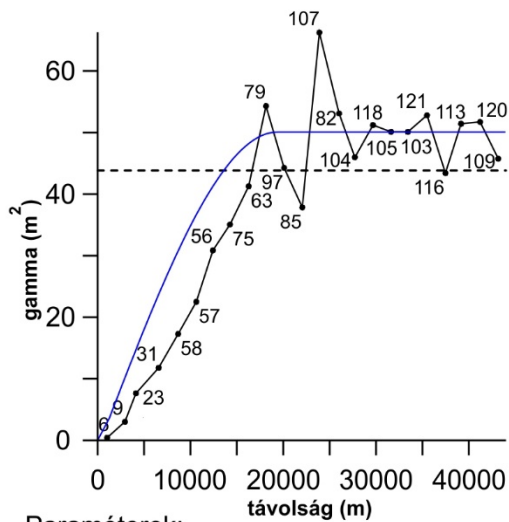
Paraméterek:
típus: **szférikus modell**
hatástávolság: **14,5 km**
köszöbszint: **0,94**
röghatás: **0,1**
mintapárok száma: **17**
legnagyobb távolság: **44 km**

(f) talajvízszint (1966)



Paraméterek:
típus: **szférikus modell**
hatástávolság: **23,5 km**
köszöbszint: **60**
röghatás: **0,0**
mintapárok száma: **22**
legnagyobb távolság: **44 km**

(g) talajvízszint (1995)



Paraméterek:
típus: **szférikus modell**
hatástávolság: **19,0 km**
köszöbszint: **50**
röghatás: **0,0**
mintapárok száma: **23**
legnagyobb távolság: **44 km**

ADATLAP

a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához*

I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: **Garamhegyi Tamás**

MTMT-azonosító: **10055174**

A doktori értekezés címe és alcíme: **Talajvízszint-fluktuációk klímaelemek tükrében alföldi esettanulmányokon**

DOI-azonosító⁴⁶: **10.15476/ELTE.2020.100**

A doktori iskola neve: **Környezettudományi Doktori Iskola**

A doktori iskolán belüli doktori program neve: **Környezeti földtudomány**

A témavezető neve és tudományos fokozata: **Kovács József, PhD, habil**

A témavezető munkahelye: **Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar**

II. Nyilatkozatok

1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatali Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.


2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2020.07.02

.....

a doktori értekezés szerzőjének aláírása

*ELTE SZMSZ SZMR 12. sz. melléklet