

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Természettudományi Kar  
Meteorológiai Tanszék



**EGY ÉGHAJLATI FORGATÓKÖNYV HIDROLÓGIAI  
HATÁSÁNAK VIZSGÁLAT A DUNÁN, KÜLÖNÖS  
TEKINTETTEL A KISVÍZI IDŐSZAKOKRA**

Készítette:

**RADOCHAY IMRE**

Témavezető:

**BÁLINT GÁBOR**

Országos Vízeljáró Szolgálat

Tanszéki konzulens:

**Dr. PONGRÁCZ RITA**

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010.

# Tartalomjegyzék

Bevezetés .....	3
<b>1. A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA VÍZFOLYÁSAINKRA .....</b>	<b>5</b>
1.1. A lefolyás és az éghajlat összefüggései .....	5
1.2. Az emberi tevékenység hatása a klímára .....	6
1.3. Éghajlatváltozások a Kárpát-medence történetében .....	7
1.4. A klímaváltozás hatása a vízfolyásokra .....	7
1.5. Az éghajlatváltozás hatásai a hidrológiai adottságokra .....	9
1.6. Az éghajlatváltozás hatása a vízigényre .....	11
<b>2. A DUNA ÉS VÍZGYŰJTŐJÉNEK JELLEMZÉSE .....</b>	<b>13</b>
2.1. A Duna-vízgyűjtő országai .....	13
2.2. A Duna vízjárásának általános jellemzése .....	15
2.3. A vízjárást meghatározó tényezők .....	16
2.4. A Duna-medence vízmérlege .....	17
2.5. A Duna-vízgyűjtő éghajlata .....	18
2.5.1. Léghőmérséklet .....	19
2.5.2. Csapadék .....	22
2.6. A klímaváltozás és a Duna-vízgyűjtő .....	26
<b>3. A FELHASZNÁLT MODELLEK .....</b>	<b>28</b>
3.1. Az alkalmazott klímamodell .....	28
3.1.1. A REMO modellcsalád általános leírása .....	28
3.1.2. A REMO5.7 bemutatása .....	29
3.1.3. Validáció, hibakezelés – a felhasznált adatbázis előállítás .....	32
3.2. A hidrológiai modell .....	34
3.2.1. A „HOLV” hóolvadás modell .....	34
3.2.2. A „TAPI” csapadék-lefolyás modell” .....	36
3.3. Éghajlati scenáriók .....	41
<b>4. A KLÍMAMODELL EREDMÉNYEINEK ÉRTÉKELÉSE .....</b>	<b>43</b>
4.1. Léghőmérséklet .....	43
4.2. Maximum, minimum hőmérséklet .....	47
4.3. Csapadék .....	51
<b>5. A HIDROLÓGIAI MODELL EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA .....</b>	<b>55</b>
5.1. Validáció .....	55
5.2. A vízhozam átlagértékei és várható változása .....	59
5.3. A kisvízi hozam és átlagértékei és várható változása .....	62
Összefoglalás .....	67
Köszönetnyilvánítás .....	69
Irodalomjegyzék .....	70

## Bevezetés

Napjaink legfontosabb klimatológiai kérdése, mennyire változtatja meg az ember jelenléte bolygónk éghajlatát a jövőben és ehhez kapcsolódóan milyen hatásokkal kell számolnunk az élet legkülönbözőbb területein.

E munka célja, hogy az A1B scenárióra, egy regionális klimatológiai modell (REMO 5.7) eredményeivel meghajtott hidrológiai modell (HOLVTAPI) segítségével a Duna magyarországi szakaszára vízhozam vizsgálatot készítsek, összehasonlítva a 2021-2050 időszakra kapott adatokat az 1971-2000 időszeakkal, elsősorban a kisvízi helyzeteket elemelve.

Nem szokták jó szemmel nézni, ha egy meteorológia szakon írt dolgozatnak a fő vizsgálati témája nem a meteorológia tárgykörébe tartozik, ezért igyekezem a témát a legszélesebben körben megvizsgálni. Célul tűzöm ki tehát a globális klímaváltozás várható hatásainak ismertetését, egy minden szempontból jónak tekinthető regionális klimatológiai modell alapján történő elemzését a Duna Mohács feletti vízgyűjtő területére, a várható változások elemzését hazánkra. Be kívánom mutatni a témában eddig készített, megfelelően aktuális tanulmányokat, különös figyelmet fordítva arra, hogy milyen szerteágazó területekre vezetnek el a meteorológiától: öntöző- vagy ivóvíz igény, hajózhatóság, stb.

A dolgozat végső célja, hogy a regionális klímamodell és az Országos Vízjelző Szolgálat által a napi operatív munkában használt hidrológiai előrejelző modell segítségével megalapozott következtetések tehessünk a Duna várható közepes és kisvízi vízhozamaira. A feladat azért is nehéz, mert míg a folyók egyes árvizeiről rendszeresen és nagy számban készülnek tanulmányok, addig a kisvízes helyzetek nem számítanak különösebben érdekes, hálás témának.

A dolgozat öt fő fejezetre tagolódik. Az elsőben a klímaváltozás témáját járom körül, bemutatva a múltbéli változásokat, az ember szerepét a jelenlegi helyzetben, és a várható változások hatását a vízfolyásokra, ivó- és öntözővíz igényre. A 2. fejezet bemutatom a Duna vízgyűjtő területét. Szó lesz a területi elhelyezkedéséről, országairól, nagy vonalakban vízjárásáról, részletes bemutatom az éghajlatát és a várható változásokról eddig készült tanulmányokat. A 3. fejezet a felhasznált modellekről és scenárióról szól. Ismertetem a felhasznált modellek tulajdonságait, a regionális

klimatológiai modell validálása során fellépett hibákat és javítását. A 4. fejezetben elemzem a klímamodellből kapott adatokat. Négy paramétert vizsgálok meg: átlaghőmérséklet, minimum és maximum hőmérséklet, valamint csapadék. A kapott eredmények alapján igazolást igénylő várakozásokat próbálok tenni a Duna vízhozamának várható megváltozására. Az 5. fejezetben a hidrológiai modell futtatásának, a címben megjelölt eredményei kerülnek bemutatásra. A dolgozatot összegzés és részletes irodalomjegyzék zárja.

# 1. A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA VÍZFOLYÁSAINKRA

## 1.1. A lefolyás és az éghajlat összefüggései

A Földön megjelenő vizekben lejátszódó hidrológiai folyamatok szorosan kötődnek a légköri folyamatokhoz. A területről lefolyó vízmennyiség, a vízfolyások vízállásának és vízhozamának, a tavak vízszintjének, a talajvízszintek időbeli változása – általában véve a vízjárás – jól követi a légkör állapotának változását, szorosan kapcsolódik az időjárás alakulásához.

A vízjárás alakításában a csapadék és a hőmérséklet időbeli alakulása játssza a főszerepet. A területről lefolyó vízmennyiség a csapadék növekedésével növekszik, a hőmérséklet növekedésével – a párolgás növekedése miatt – csökken. Szélsőséges csapadékok szélsőséges lefolyást eredményeznek: a területeken belvizek, a vízfolyásokban árvizek alakulnak ki. A csapadékhiány, főleg magas hőmérséklettel párosulva, a lefolyás csökkenéséhez, sőt tartós hiányához vezet, aminek következtében csökken a talajok nedvességtartalma, a talajvíz szintje, a folyókban szállított vízmennyiség, fellép a hidrológiai aszály.

A folytonosan és folyamatosan változó lefolyás az időjárással, a lefolyás karakterisztikus értékei – mint pl. az átlagos évi lefolyás, az évi lefolyás változékonysága, az évi lefolyás éven belüli menete – az éghajlattal vannak szoros összefüggésben és oly mértékben állandók, mint amilyen mértékben maga az éghajlat az. Az egyes évek lefolyása jelentős, de vízfolyásonként eltérő mértékben ingadozik az átlagos körül: a legkisebb évi lefolyás az átlagnak 15-75%-a, a legnagyobbé az átlag 150-370%-a, az évi lefolyás szélsőértékei közötti arány pedig eléri az 1:10-1:15 értéket (*Nováky 2000b*).

A legnagyobb havi lefolyás a télvégi-tavaszeleji hónapokra esik: a télen felhalmozódott hó ebben az időszakban olvad el és húzódik le a vízfolyásokba. Az év eleji maximumot követően a havi lefolyás fokozatosan csökken egészen a nyárvégi-őszeleji hónapokig, és a legkisebb értékét általában szeptemberben éri el. A Duna különleges helyzetben van minden más vízfolyásunkkal szemben. A folyó több ezer méter magasságig felnyúló hegyvidéki részén az olvadás hosszantartó elhúzódása folyamatos táplálást biztosít a folyó számára. Az olvadásból eredő táplálás találkozik a júniusi csapadékokkal és ezért a Duna esetében a legnagyobb havi lefolyás értéke

júniusban, sőt július jelentkezik, a kisvízi időszak viszont novemberre tolódik (1.1. kép) (Nováky 2000b).



1.1. kép. Kisvíz a Háros-szigetnél.

## 1.2. Az emberi tevékenység hatása a klímára

Az emberi tevékenység az éghajlatot a bolygónk sugárzási mérlegének alakításán keresztül befolyásolhatja, közelebről a sugárzási mérleg alakításában meghatározó szerepet játszó két tényezőre, a légköri üvegházhatásra és a planetáris albedóra gyakorolt hatáson keresztül. A légköri üvegházhatás és a planetáris albedó változását az emberi tevékenység következtében légkörbe jutó szennyeződések növekedés váltja ki. Mérésekkel alátámasztott tény, hogy a Föld éghajlatát módosítani képes üvegházgázok, továbbá az aeroszolok légköri koncentrációja az ipari forradalmat követő mintegy 200 évben növekedett.

Az üvegházgáz-kibocsátás növekedése összefügg a népesség lélekszámának növekedésével, a növekvő népesség fokozódó energia-, nyersanyag-, élelmiszer- és fogyasztási cikk igényével, a fokozódó hulladéktermeléssel. Növekedésének elsődleges kiváltói az iparosodás speciális technológiái. Ezt támasztja alá, hogy az össznépesség mintegy 14%-át adó iparosodott országokra jut a teljes energiafelhasználás 53%-a és az emberi tevékenységből eredő szén-dioxid kibocsátás mintegy 50%-a (IGBP 1997). Ugyanakkor nem hagyható figyelmen kívül, hogy a szén-dioxid kibocsátáshoz ma még

fajlagosan kisebb arányban hozzájáruló fejlődő országok várható technológiai fejlődése a későbbiekben jelentősen megnövelheti a kibocsátást (Nováky 2000a).

### **1.3. Éghajlatváltozások a Kárpát-medence történetében**

Az éghajlatváltozás, az éghajlat ingadozása nem rendkívüli a Föld és kisebb térségei éghajlatának történetében, sokkal inkább törvényszerűség, mint kivétel. Számos vizsgálat igazolta már, hogy a Kárpát-medence és benne hazánk éghajlata a múltban is ingadozott, gyakran számottevő mértékben.

A mintegy 5-8 ezer évvel ezelőtti, klímaoptimumként is említett éghajlat a mainál melegebb és nedvesebb volt. A vaskorban hűvösebbé és szárazabbá vált az éghajlat, amit később egyre nedvesedő, de változatlanul hűvös éghajlat váltott fel. Kétezer évvel ezelőtt, a római hódítások idején a Kárpát-medence éghajlata a mainál csapadékosabb és hűvösebb lehetett. Az első évezredben Európa nagy részén két ízben is – a III-IV., majd a VII-VIII. században – beálló tartós szárazság a Kárpát-medencét sem kerülte el. Az első évezred végén, a második évezred első századaiban az éghajlat ismét csapadékosabbá és melegebbé vált (kis éghajlati optimum): ilyen kedvező éghajlat volt jellemző a magyarok honfoglalása idején (Rácz 1993). A XIV. században egész Európában erőteljes lehűlés kezdődött. Az 1550-1850. közötti tartós lehűlési időszakban, az ún. kis jégkorszakban az éghajlat csapadékosabbá is vált. A kis jégkorszaknak végérvényesen az 1861-1877. évek meleg, száraz nyarai vetettek véget, amivel elkezdődött a jelenkori felmelegedés időszaka (Rácz 1993).

Az előttünk álló lehetséges éghajlatváltozás abban különbözik minden korábbtól, hogy a változásban az emberi tevékenység is szerepet játszik, illetve a változás intenzitása minden korábbit meghaladó léptékű lehet (Nováky 2000a).

### **1.4. A klímaváltozás hatása a vízfolyásokra**

Mérések alapján valószínűsítjük, hogy az utóbbi 100 évben a hőmérséklet 0,6 °C-kal nőtt. Az IPCC második, 1995-ben készített értékelő jelentése a globális melegedés 0,2 °C/évtized legvalószínűbb emelkedési intenzitásával számol. Kedvező esetben a növekedés az átlagosnál mérsékeltebb, 0,1 °C/évtized lehet. Átlagosnál gyorsabb 0,35 °C/évtized ütemű lehet a növekedés, ha a gazdasági fejlődés gyors lesz

(Nováky 2000a). Az IPCC harmadik, 2001-ben készített értékelő jelentése 2100-ra 1,4-5,8 °C-os globális hőmérsékletnövekedést jósol. A Kárpát-medencére pontosított forgatókönyv 1,3-5,2 °C közötti változást feltételez (Bartholy 2004). Ez az Észak-Európára feltételezett érték, földrajzi elhelyezkedésünkől adódóan azonban könnyen érvényesülhetnek a dél-európai hatások is, ahová az IPCC jelentés már a globálishoz képest 1,5-szeres növekedést jelez (Simonffy 2003). A mediterrán klíma irányába való eltolódás (enyhébb és nedvesebb telek, száraz meleg nyarak, kevesebb csapadékos nap, szélsőségesen nagy csapadékok előfordulása) is megtörténhet (Domonkos 2004).

A globális felmelegedés természetesen hatással lehet kisebb térségek, így hazánk és a hazai vízfolyások határainkon túlnyúló vízgyűjtőinek éghajlatára. Az éghajlat lehetséges változásai megváltoztatják a hidrológiai adottságokat. Éghajlatunk területi változása jól tükröződik a felszíni vizek átlagos évi lefolyásának területi változékonyságában: az évi csapadék növekedése növeli, az évi középhőmérséklet növekedése csökkenti a lefolyást. A lefolyási tényező maga is éghajlatfüggő (Nováky 2000a). A műszeres észlelések adatainak statisztikai elemzése a Kárpát-medence csapadékos napok számának csökkenő tendenciáját mutatja a XX. században szinte valamennyi hónapra, a téli és nyári félévre, az évre (Mika et al. 1995). A csapadékos napokon belül csökkent a havas napok száma és aránya, csökkent a hótakarós napok száma is. Az éghajlatváltozás forgatókönyvei szerint a csapadék csökkenése és a hőmérséklet növekedése folytatódik az évezred első évtizedeiben (Nováky 2000a).

Egy, a Kisalföld és a dél-alföldi régióra elvégzett vizsgálat szerint, ha a globális felmelegedés 2035-ig nem éri el az 1 °C-ot, a két térségben akkor is kb. kétszer akkora hőmérséklet-emelkedéssel járhat, különösen a téli félév estében (Nováky 2000a). A hőmérséklet növekedésével jelentősen csökken a nyári csapadék. A téli félévben azonban a csapadék mennyiségének növekedése várható.

A nagyobb folyók határon túli vízgyűjtői éghajlati változásáról csak a globális felmelegedés alacsonyabb 0,3 °C-ot meg nem haladó fokozatára vannak vizsgálati eredmények. Ezek szerint a felmelegedés a Duna hazánkon kívül eső vízgyűjtőiben is jellemző lesz mind a téli, mind a nyári félévben. A csapadék esetében várható változások igen bizonytalanul becsülhetők. A Duna németországi és csehországi vízgyűjtőjében összességében a csapadék lényeges változása nem várható, a csapadék nagyobb mértékű növekedése lehetséges a Duna ausztriai vízgyűjtőjében. A Duna vízgyűjtőiben – az ausztriai közvetlen vízgyűjtőt kivéve – a téli csapadék valószínűleg csökken (Nováky 2000a).



## 1.5. Az éghajlatváltozás hatásai a hidrológiai adottságokra

A műszeres észlelésekkel átfogott időszakra végzett vizsgálatok megállapításai szerint a vízjárásban bekövetkezett változások elsősorban az emberi hatások következményei. Az évi közepes- és kisvízi szintek nagyobb folyókra kimutatott csökkenése a folyószabályozások miatt bekövetkező medermélyülések következménye. A Duna hazai felső szakaszán az 1950-es éveket követően megkezdődött medermélyülést a folyó németországi és ausztriai szakaszán megépített nagyszámú tározó hordalékának visszatartása okozta. Nincsenek tudományos igazolások arra, hogy az árvízszinteknek a műszeres észlelések ideje alatt, az elmúlt mintegy száz évben esetenként megfigyelt emelkedő tendenciájában éghajlati okok is közrejátszottak volna.

A Duna budapesti szelvényében a jégbeállás gyakorisága és az állójegek napok száma évszázados csökkenésének oka jórészt a folyószabályozásnak, az utolsó 50 évet tekintve a hőterhelések okozta felmelegedésnek és a szennyvízbevezetések növekedésének tulajdonítható (1.2. kép).



1.2. kép. Jégzajlás a Dunán Budapestenél, 2006 telén.

Az évi lefolyás is változásokat mutat. Vizsgálatok kimutatták ennek éven belüli átrendeződését: a Duna nagymarosi szelvényében az árvizek a késő tavaszi-kora nyári időszakról fokozatosan áttolódnak a nyár derekára, a nyár végi-ősz eleji hónapok

lefolyása csökken, az ősz végi-tél eleji hónapok lefolyása nő. A vízhozamokban kimutatott kismértékű, általában nem szignifikáns változások nem igazolják az éghajlat változását (Szalay 1999). Az éghajlati hatásvizsgálatok ugyanakkor azt mutatják, hogy hazánkban és folyóink hazánkon túli vízgyűjtőiben várható éghajlatváltozások következményeként hidrológiai adottságaink is megváltoznak.

Vízfolyásainkon eléggé egyértelműen valószínűsíthető a téli félév lefolyásának növekedése és a nyári félév lefolyásának csökkenése. A téli félév hőmérsékletének emelkedése miatt csökken a hó formájában lehulló csapadék aránya, csökken a téli időszakban felhalmozódó hó mennyisége, a hótakaró olvadásának ideje korábban jelentkezik. A nagyobb, magasabb hegyekkel borított, ezért ma is hűvösebb éghajlatú vízgyűjtőkön a melegedés kisebb hatással van az olvadásra, amely itt – még melegedő éghajlat esetén is – időben jobban elhúzódhat. Az éghajlatváltozás következményeként várható az első olvadásos árhullám tömegének és tetőző vízhozamának növekedése.

A területi éghajlat-lefolyás összefüggések alapján a teljes vízgyűjtőjünkkel az ország határain belül fekvő vízgyűjtőkre végzett éghajlati hatásvizsgálatok szerint az éghajlatban várható változások – a kevesebb csapadék és a nagyobb párolgás – eléggé egyértelműen valószínűsítik az évi lefolyás csökkenését az ezredforduló után a 2030-ig terjedő időszakban. A Duna és határainkon kívül eredő mellékfolyói esetében – erős spekulatív jelleggel – lényeges változás nem valószínűsíthető (Nováky 2000a).

A vízkészleteknek szempontjából a felmelegedés eredő hatása egyértelmű csökkenés. Csökkennek a tárolt készletek, de ami még fontosabb, hogy a hasznosítás szempontjából meghatározó utánpótlás is csökken. A növekvő potenciális párolgás miatt mind a felszíni lefolyás, mind a felszín alatti vizekbe történő beszivárgás a csapadéknál nagyobb arányban csökken: 20%-os csapadékcsökkenés a lefolyásban vagy a beszivárgásban akár 50%-os csökkenést is okozhat. A kisebb mederbeli lefolyás (a felszíni eredetű lefolyás és a felszín alatti vizekből származó alaphozam egyaránt csökken) a nyári kisvizes időszakot érinti érzékenyen, a vízi és vizes ökoszisztémákra elsősorban a tartósan alacsony vízszint, illetve a gyakoribb kiszáradás hat (Simonffy 2003).

2008-ban az Országgyűlés elfogadta a 2008-2025 időszakra vonatkozó Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégiát (NÉS). Az ebben szereplő feladatok kapcsolódnak témánkhoz is. Célul tűzi ki a közlekedési (üvegházgáz) kibocsátások mérséklése érdekében a kombinált áruszállításra történő átállást, amelyhez jobban ki kell használni a vízi szállítás lehetőségeit. A vízenergiával azonban, mint érdemleges alternatív

energiaforrással (melyek részeseését 20%-ra kellene emelni az időszak végéig) a NÉS nem számol! Mondván, a ténylegesen kiaknázható vízenergiában meglehetősen szegény az ország, ugyanakkor a vízenergia hasznosítása sok műszaki és természetvédelmi problémát is fölvet (Pálfai 2008). Régóta húzóóó vitatéma Magyarországon a vízlépcsó(k) építésének kérdése, melyek megoldást adhatnának a megújuló energiatermelés részarányának növelésére, a hajózáás javítására – melyet az Unió is elvárna. (Nagy általánosságban 3 m körüli budapesti vízállásnál a hajózáás már nem zavartalan, 150 cm körül pedig már 30-nál is több gázló, hajóút szűkület akadályozza a forgalmat.) Megoldást jelentene továbbá az ország termékeinek legolcsóbb szállítására, Magyarország valódi tranzit országgá válására (Szilvássy 2006). Az eddig ismert előrejelzések tükrében a hajózáási helyzet további romlása várható, mind nagyobb időszakokban leszünk képtelenek biztosítani az áruszállításhoz szükséges megfelelő merülési mélységet a Dunán.

## **1.6. Az éghajlatváltozás hatása a vízígényre**

Fontos tudni, hogy mekkora terhelést jelent a lakosság és a gazdaság a Dunára, hogyan változik a vízfogyasztás, vízfelhasználás, ha emelkedik a hőmérséklet.

Eseti vizsgálat szerint a lakossági (települési) vízfogyasztás szoros összefüggésben változik a hőmérséklettel: a vízfogyasztás a nyári időszakban a hőmérséklet 20-25 °C tartományában a hőmérséklet 1 °C-os emelkedésével mintegy 3-4%-kal növekszik (Nováky 2000a). Hasonló képet mutat az állatok itatóvíz-ígényének hőmérséklettel összefüggő változása is. Mivel ezek a vízígények a teljes települési, illetve állattartási vízígény csak egy részét, települési vízígény esetén kisebb hányadát teszik ki, a teljes vízígény növekedés ennél lényegesen kisebbre várható.

Hazánk éghajlatában megjelenik és erősödik a mediterrán jelleg: napfényben gazdagabb, szárazabb, nyáron melegebb és szárazabb, télen enyhébb és csapadékosabb lehet. Az éghajlat ariditásának növekedésével növekszik az aszályhajlam. A növények átlagos évi vízígénye különösen érzékeny a nyári félév (május-október) átlagos középhőmérsékletére: jelenlegi éghajlati adottságok mellett a hőmérséklet 1 °C területi eltérése 19-89 mm eltérést okoz a vízígényben, a növény fajtajától függően (Nováky 2000a). Az éghajlatváltozásra tehát leginkább az öntözővíz-ígény érzékeny, mivel nem csak a növények párolgás által szabályozott vízígénye növekszik meg, de a csapadék

csökkenése miatt csökken a vízigény kielégítésére rendelkezésre álló természetes vízellátottság is. 1 °C globális melegedés esetén a fajlagos öntözővíz-igény az ország egész területén magasabb lehet, mint jelenleg az alföldi területeken (Nováky 2000a).

Érdemes a Budapest környéki ivóvíz kutakkal kicsit részletesebben is foglalkozni, hiszen két-milliónál is több embert látnak el ivóvízzel, így a Duna vízhozam-változásának nagy hatása lehet. A parti szűrésű vízkitermelés hőmérséklet-függését Molnár (2000) vizsgálta részletesen. A Fővárosi Vízművek kezdettől fogva közvetett módon a várost kettészelő Duna folyamra támaszkodik, s ez így marad várhatóan a jövőben is. Az ivóvízbeszerzés szempontjából ma is a legfontosabb vízbázis a Szentendrei-sziget, ahol 1897 óta üzemelnek kutak. A víznyerésre igénybevett réteg kedvező szemszerkezetű, vízvezető képessége igen jó. Az itt nyert víz minősége ma még megfelelő, tisztítás nélkül juttatható a hálózatba.

Magyarország éves vízfogyasztása a 90-es évek környékén tetőzött, azóta jelentősen csökkent (Molnár 2000). A tanulmány egyértelműen megállapította, hogy a víz hőmérsékletének növekedésével a kitermelhetősége javul (csökken az ellenállása). Abban az esetben tehát, ha a nyári csapadék csökken, s ezáltal a Duna vízszintje is csökken, a hőmérséklet emelkedik, a zavartalan vízellátásnak nem lesz mennyiségi akadálya, ha nő az emberek átlagos vízigénye.

A cikk szerzője szerint az ország éves vízfogyasztása minden felhasználással együtt több, mint 6 milliárd m<sup>3</sup>. Az ebből egy másodpercre számított érték közel 200 m<sup>3</sup>. Tekintve, hogy ennek csak kisebb része származik a Dunából, az érték néhány százalékos megváltozása valóban nem számottevő.

Meg kell még említeni azt is, hogy a vízügyi szakemberek nem számolnak a Dunával, mint a jövőben fellépő öntözővíz igény kielégítésére alkalma jelentős forrás. Ennek oka, hogy a Dunából ellátható területeken még nem égető kérdés az öntözés alkalmazása a mezőgazdasági termelésben. Szerepe a Duna-Tisza-közi homokhátság öntözésében lehet számottevő (Ijjas 2000).

## 2. A DUNA ÉS VÍZGYŰJTŐJÉNEK JELLEMZÉSE

### 2.1. A Duna-vízgyűjtő országai

A Közép- és Délkelet-Európát 2857 km hosszában átszelő Duna, 6855 m<sup>3</sup>/s-os sokévi közép-vízhozamával a Föld 21., Európának pedig – a Volga után – második legbővizűbb folyama. 6320 km hosszú vízválasztójának legmagasabb pontja 4052 m (Piz Bernina). A 475 m átlagos tengerszint feletti magasságú vízgyűjtő három – eltérő vízrajzi és földrajzi tulajdonságokkal jellemezhető – fő részre tagolódik: a feketeerdőbeli forrásvidéktől a Dévényi-kapuig terjedő Felső-, a Vaskapuig terjedő Középső-, valamint a fekete-tengeri delta-torkolatig terjedő Alsó-Duna vidékre.

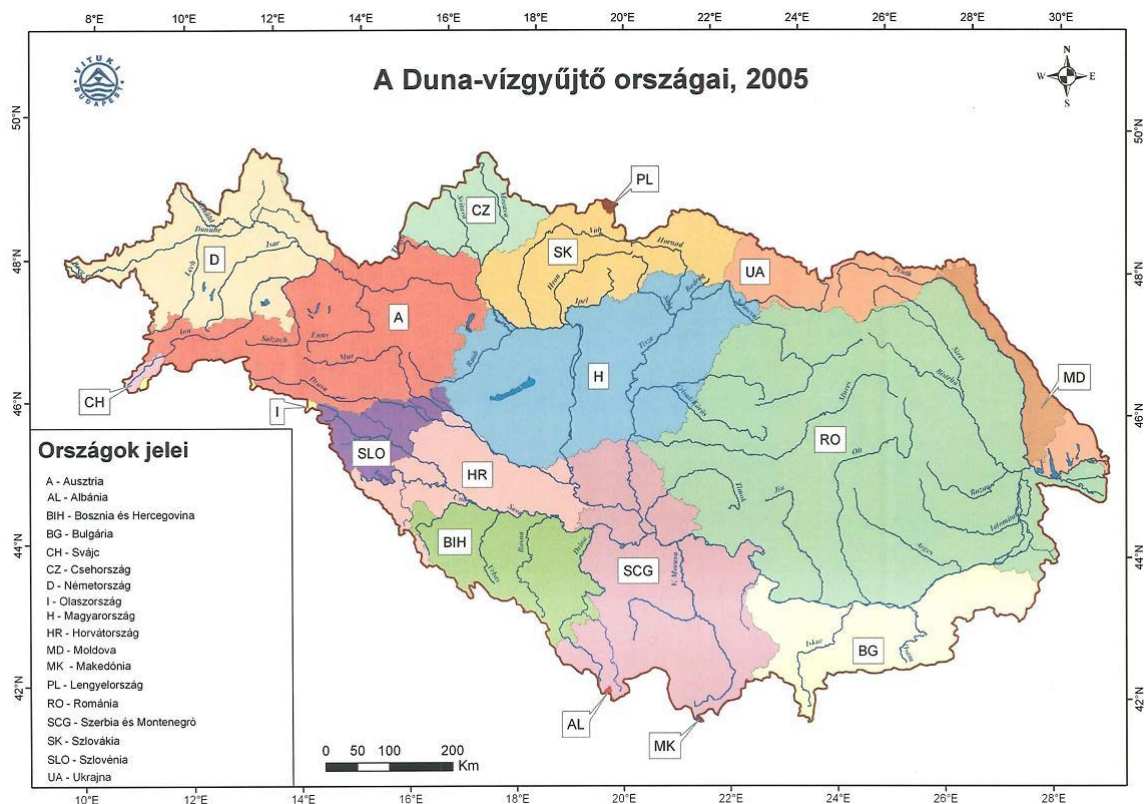


2.1. ábra. A Duna-vízgyűjtő földrajzi elhelyezkedése (Neppel 1999). Vastag vonallal van jelölve a fő kontinentális vízválasztó vonal, a sűrűn csíkozott terület a Duna-vízgyűjtő.

Az európai kontinens 10,508 millió km<sup>2</sup>-nyi területéből 0,817 millió km<sup>2</sup>-t (7,8%-ot) elfoglaló Duna vízgyűjtőn a földrész 783 milliós lakosságából 82,7 millió fő (10,55%) él. Napjainkban 20 ország osztozik a Duna-vízgyűjtő területén, ezzel a nagyobb folyók között valószínűleg az első helyen áll. A Duna vízgyűjtőjének földrajzi elhelyezkedését a 2.1. ábra mutatja. Közülük 13 országot, egyenként 1,46 és 28,43% közötti területi részesedéssel (szorosabb értelemben vett) „Duna-vízgyűjtőbeli ország”-nak tekinthetünk. A négy részesedési listavezető: Románia (28,43%), Magyarország (11,39%), Szerbia (11,19%) és Ausztria (9,88%), valamint további két ország: Szlovákia (5,94%) és Szlovénia (2,19%), területének 90, illetve 100%-a a Duna vízgyűjtőjében található. A 2.1. táblázat és a 2.2. ábra a Duna vízgyűjtőjén 2005-ben osztozó 18 országot tartalmazza. Azóta Montenegró és Koszovó lakosai is úgy döntöttek, hogy elszakadnak Szerbiától, a táblázat ezt még nem veszi figyelembe (Domokos 2001, Kovács 2006).

No.	Az ország		Terület (1000 km <sup>2</sup> )		Részesedés		Népesség		
	jele	neve	összesen	a vízgyűjtőn belül	az ország a vízgyűjtőből	a vízgyűjtő az országból	összesen (10 <sup>6</sup> )	ebből a vízgyűjtőn	
					%			(10 <sup>6</sup> )	%
„Dunai országok” (jelentős területi részesedéssel), kb. hidrográfiai sorrendben									
1.	D	Németország	357,0	59,6	7,30	16,8	82,1	9,1	11,1
2.	A	Ausztria	83,9	80,7	9,88	96,4	8,1	7,7	9,4
3.	CZ	Csehország	78,9	24,5	3,00	31,1	10,3	2,8	2,5
4.	SK	Szlovákia	49,0	48,5	5,94	99,0	5,4	5,2	6,4
5.	H	Magyarország	93,0	93,0	11,39	100,0	10,0	10,0	12,2
6.	SLO	Szlovénia	20,3	18,0	2,19	88,8	2,0	1,7	2,1
7.	HR	Horvátország	56,6	35,4	4,33	62,5	4,8	3,2	3,8
8.	BIH	Bosznia és Hercegovina	51,1	38,3	4,66	74,9	3,8	2,9	3,5
9.	SCG	Szerbia és Montenegró	102,2	91,4	11,19	90,0	10,4	9,0	11
10.	RO	Románia	237,5	232,2	28,43	97,6	22,6	22,6	27,6
11.	BG	Bulgária	110,9	48,2	5,90	43,6	8,3	3,9	4,8
12.	MD	Moldova	33,7	12,0	1,46	35,6	4,3	1,1	1,2
13.	UA	Ukrajna	603,7	32,5	3,96	5,4	50,9	3,1	3,7
„Periférikus országok” (csekély területi részesedéssel)									
14.	CH	Svájc	41,3	1,8	0,22	4,4	6,7	0,3	0,4
15.	I	Olaszország	301,3	0,5	0,06	0,2	57,5	0,1	0,1
16.	PL	Lengyelország	312,7	0,3	0,03	0,1	37,8	0,04	
17.	AL	Albánia	28,7	0,1	0,01	0,01	3,2		
18.	MK	Macedónia	25,7	0,4	0,05	0,2	2,1		
1-18.	A Duna vízgyűjtője összesen			817,0	100,00			82,74	100,0

**2.1. táblázat.** A Duna-vízgyűjtő országai 2005-ben (Kovács 2006).



2.2. ábra. A Duna-vízgyűjtő országai 2005-ben (Kovács 2006).

## 2.2. A Duna vízjárásának általános jellemzése

A folyók vízjárása, tehát a vízhozam éves ingadozása főként a rövidtávon változó éghajlati tényezőktől, elsősorban a csapadéktól függ. Egyenletes vízjárású, évi egy téli árvízzel jellemezhető területek kontinensünkön az Atlanti-óceán közelében fordulnak elő. Kelet felé távolodva a csapadék előfordulása egyre inkább évszakos jelleget ölt, ezért a folyók vízjárása is egyre szélsőségesebbé válik. A kontinentalitás növekedésével együtt jár az évi két árvíz megjelenése: egy (kora) tavaszi, amely a hóolvadáshoz kötődik és egy nyári, amely az esőzésekhez kapcsolódik. Dél-Európában a mediterrán éghajlat rendkívül szélsőséges vízjárást kialakító hatása érvényesül, mely a kisebb vízfolyások nyári teljes kiszáradásától az ősz végén hirtelen megjelenő, sokszor katasztrofális árvizekig terjed (Nemerkenyi és Gábris 2007).

A Duna vízgyűjtője a fenti három klímaterület ütközőzónájában helyezkedik el. A terület folyóinak nagyvizei általában évente kétszer jelentkeznek: kora tavasszal, az alpi és kárpáti hóolvadás eredményeként, illetve nyár elején (zöldár), amely a kora nyári

csapadékmaximumokkal van összefüggésben. A délebbi területeken mediterrán hatásra októberben is levonulhat egy kisebb árhullám. A Duna vízjárására jellemző, hogy a csapadékban szegényebb, igen meleg, nyár végi, kora őszi kisvizes időszakokban a vízhozam nagy részben az Inn vízgyűjtőjében és az Alpok osztrák területein található gleccserek olvadékvizéből származik. Ez a táplálási forma a vízjárás éven belüli részleges kiegyenlítődését okozza: évszázados viszonylatban a Duna kisvizei inkább az olvadásmentes január-februárban, kevésbé a nyár végi, őszi időszakban jelentkeznek. Jelenleg az Alpokban a gleccserek fokozatos visszahúzódása tapasztalható. Az utóbbi fél évszázadban egyre intenzívebbé váló folyamatnak köszönhetően jelentősen csökkent a vízrendszer felső szakaszán a sokéves hóval és jéggel borított területek kiterjedése, így a nyár végi, őszi eleji olvadékhozam is egyre kevesebb lett. Valószínűleg ennek a jelenségnek is köszönhetőek az utóbbi évek kiemelkedően alacsony augusztus-novemberi vízhozam értékei (Nováky 2006). Számunkra ez a jelenség kiemelkedően fontossá válhat, hiszen az itt bemutatott klímaváltozás vizsgálatok szerint is a hőmérséklet további növekedése várható, mely a gleccserek visszahúzódását fokozza.

### **2.3. A vízjárást meghatározó tényezők**

A Dunának 11 jelentős jobboldali és 13 fontosabb baloldali mellékfolyója van, mégis a Duna összes vízhozamából a jobb parti mellékvizeknek nagyjából kétszer nagyobb (66%) a részesedése, mint a bal partiaknak (34%) (Stancík és Jovanovic 1989). A Duna jelentősebb mellékfolyói; jobb oldali: Lech, Isar, Inn, Enns, Rába, Sió, Dráva, Száva, Morava, Iszker, Lom; bal oldaliak: Naab, Morva, Vág, Nyitra, Garam, Ipoly, Tisza, Zsil, Olt, Arges, Jalomica, Szeret, Prut (RzD 1986).

Kevésbé fontos, de hazánk szempontjából érdekes, hogy a Duna-vízgyűjtő legnagyobb kiterjedésű állóvizei a Kárpát-medence alföldi területein alakultak ki. A természetes tavak között közel 600 km<sup>2</sup>-es felületével a Balaton a legnagyobb, utána Eurázsia legnyugatibb fekvésű sztyepptava, a Fertő-tó következik több mint 300 km<sup>2</sup>-es kiterjedéssel. A vízgyűjtő legnagyobb kiterjedésű mesterséges állóvize a Kiskörei-víztározó (Tisza-tó), melynek felülete 127 km<sup>2</sup> (Kovács 2009).

A Felső-Duna vízgyűjtő legjelentősebb dunai mellékvízfolyása a jobboldali Inn, amely közel 27 000 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőjén a Duna-vízgyűjtő legmagasabban fekvő területeinek vizeit gyűjti össze. A területet nagyrészt vízzáró kristályos kőzetek borítják,



az évi csapadék pedig sokszor meghaladja az 1600 mm-t. A Dunán Budapestnél átfolyó éves vízmennyiség egyharmada az Inn vízgyűjtőjéről származik. Más szavakkal az Inn-nek döntő befolyása van a Duna vízjárására annak Dráva-torkolat feletti szakaszán. A domborzati viszonyoknak és a kontinentális éghajlatnak köszönhetően a Középső-Duna vízgyűjtőnek a Duna vízhozamához való hozzájárulása viszonylag szerénynek nevezhető (Neppel 1999).

## **2.4. A Duna-medence vízmérlege**

A Duna-medence sokéves vízmérlegét (Domokos és Sass 1985) határozták meg az 1941-70-es időszakra. A számítások az egyszerű:  $P = ET + R$  összefüggésen alapultak, ahol  $P$  – a részvízgyűjtőre hulló csapadék,  $ET$  – az elpárolgó vízmennyiség,  $R$  – a részvízgyűjtő alsó záró szelvényét elhagyó lefolyás (felszíni és felszín alatti egyaránt). A mérlegegyenlet ezen lecsupaszítását az egyszerűbb számítás indokolja, a hosszú időszak alatti a folyamatok kiegyenlítődése pedig lehetővé teszi. A Duna teljes vízgyűjtőjét feldarabolták: önálló egységet képeztek a nagyobb vízgyűjtők, valamint az ezek torkolatai közti Duna-szakaszok. Ily módon 47 részvízgyűjtőt hoztak létre. A Duna-medence egészére a következő középértékeket kapták:

éves csapadék: 816 mm

párolgás: 547 mm

lefolyás: 264 mm

A számítás záró hibája 5,6‰, ami igen jónak tekinthető. A lefolyási tényező 0,32 (Domokos és Sass 1985). A közölt táblázat alapján kiszámítottam a Dunára a Dráva torkolatáig (ez kb. a magyarországi szakasz vége) érvényes értékeket, amelyek a következők:

éves csapadék: 871 mm

párolgás: 519 mm

lefolyás: 350 mm

A számítás záró hibája 2,7‰, ami még kedvezőbb, mint a teljes vízgyűjtőre adódó érték. A lefolyási tényező értéke 0,40.

## 2.5. A Duna-vízgyűjtő éghajlata

A Duna-vízgyűjtő nyugat-keleti irányban elnyújtott alakjának (a tengertől való távolság jelentős növekedésének), illetve a különböző domborzati sajátosságoknak köszönhetően, a területen változatos klimatikus viszonyokkal találkozhatunk. Az északnyugati területeken, a Duna felső szakaszán nagy jelentőségűek az atlantikus hatások, míg a keleti területeken a kontinentális klíma az uralkodó. A középső-medencében, különösen a Dráva és a Száva vízgyűjtőjén, ezeken felül mediterrán hatások is jelen vannak. A földrajzi elhelyezkedésből fakadó klimatikus jellemzőket nagymértékben befolyásolják a vízgyűjtőt átszelő hegységrendszerek módosító hatásai, például a magassági és kitettségi viszonyok (Stancík és Jovanovic 1989).

A Duna vízgyűjtőterülete három klimatikus régióra osztható: a legnyugatibb Felső-Duna vidék viszonylag kiegyenlített, hűvösebb klímával, a Közép-dunai síkságok kontinentálisabb, forró nyarú és mérsékelt hideg telű éghajlattal, míg a Román-alföld területe forró nyárral és hideg téllal jellemezhető.

A legfontosabb meteorológiai paraméterek, amelyek a vízjárást befolyásolják, a léghőmérsékleti- és csapadékviszonyok (Kovács 2009). Mivel a modellezés folyamatában is ezek játszanak szerepet, elvégeztem egy vizsgálatot, hogy jellemezhessem a szóban forgó terület hőmérsékleti és csapadék viszonyait. A felhasznált adatok az Országos Vízeljáró Szolgálat (OVSZ) adatbázisából származnak, az 1985-2009-es időszak 25 évére. A kapott értékek az adatsor hosszúsága miatt közel klímaátlagnak is tekinthetők. Számításaim a hőmérséklet és csapadék viszonyok átlagértékeire vonatkoznak, a többi paraméter Stancík és Jovanovic (1989) Duna Monográfiából származik.

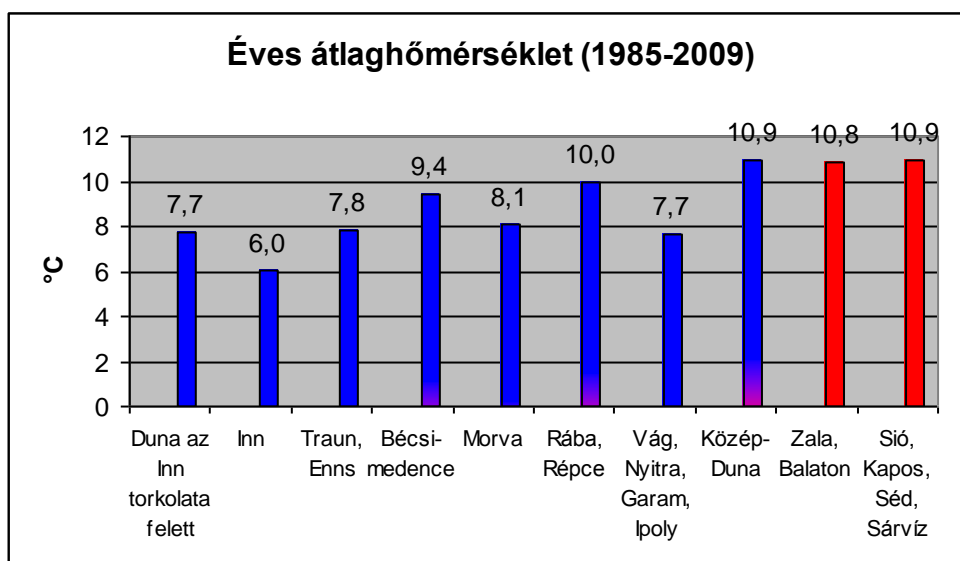
Részint az ésszerűséget (feleslegesen részletes számítások elkerülése), részint az adatok megszerezhetőségét szem előtt tartva a Duna déli országhatárunkig tartó szakaszát tíz részvízgyűjtőre való felosztását használtam. Sorrendben: 1. Duna az Inn torkolata felett, 2. Inn, 3. Traun-Enns, 4. Bécsi-medence, 5. Morva, 6. Rába-Répcse, 7. Vág-Nyitra-Garam-Ipoly, 8. Közép-Duna, 9. Zala-Balaton és 10. Sió-Kapos-Sárvíz-Séd (2.3. ábra).



**2.3. ábra.** A Duna részvízgyűjtői (OVSZ)

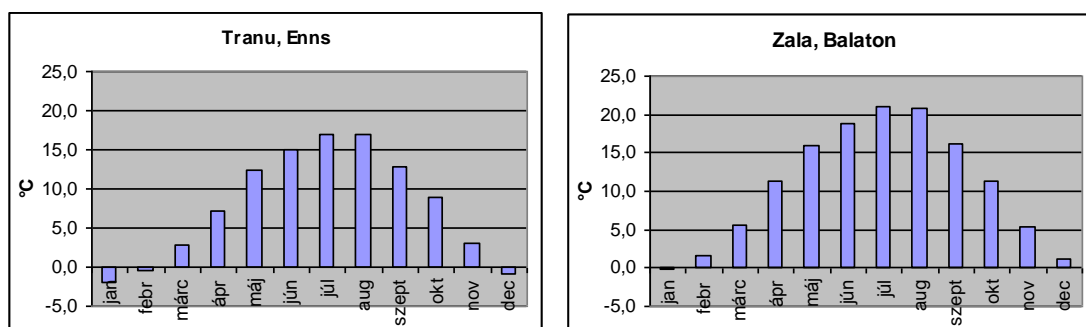
### 2.5.1. Léghőmérséklet

Az 1985-2009-es időszakra a fenti 10 vízgyűjtőn kiszámítottam a 25 évre vonatkozó éves és havi hőmérsékleti átlagokat. A legkisebb érték az Inn vízgyűjtőjére adódott 6,0 °C-kal, míg a legnagyobb értékeket a Közép-Duna, Zala-Balaton és a Sió-Kapos vízgyűjtőjére kaptam 10,8-10,9 °C-os értékekkel (2.4. ábra). Ez utóbbiak közel 1 °C-kal magasabbak az 1961-90-es klímaátlagnál. Figyelembe kell venni természetesen, hogy az átlag más állomásokból származik, és országos átlaghoz hasonlítom, de úgy gondolom, ha a valós eltérés csupán 0,5 °C körül is van, 20-25 év alatt ez is igen jelentős különbség!



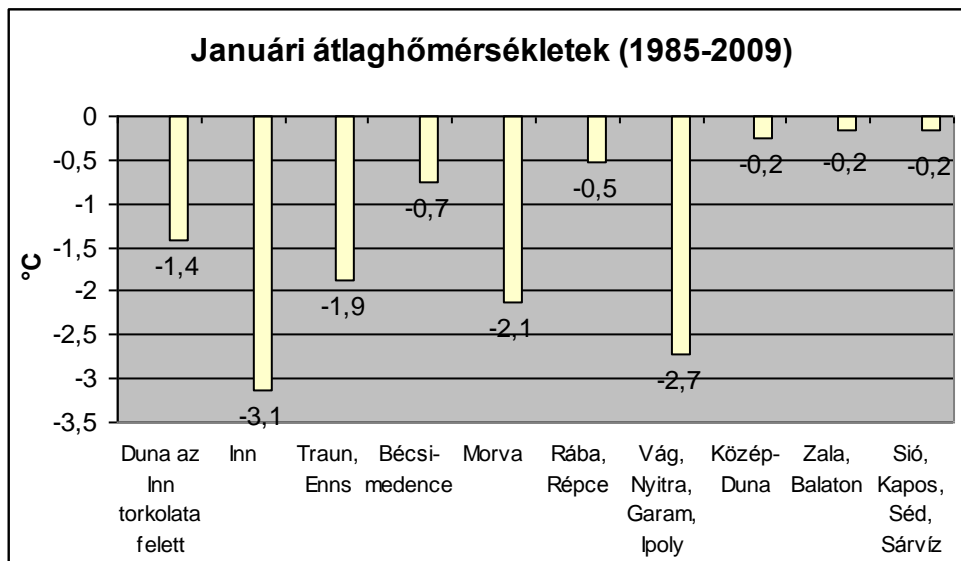
**2.4. ábra.** A 10 vízgyűjtő évi átlaghőmérséklete (1985-2009).

Minden vízgyűjtőn a január volt a leghidegebb hónap. A Felső-Dunán, az Inn, Traun-Enns, Morva és a Vág-Nyitra-Garam-Ipoly vízgyűjtőn a tél mindhárom hónapjának átlaghőmérséklete 0 °C alatt van (2.5. ábra). A többin azonban a január átlaga is alig megy fagypont alá (2.6. ábra).



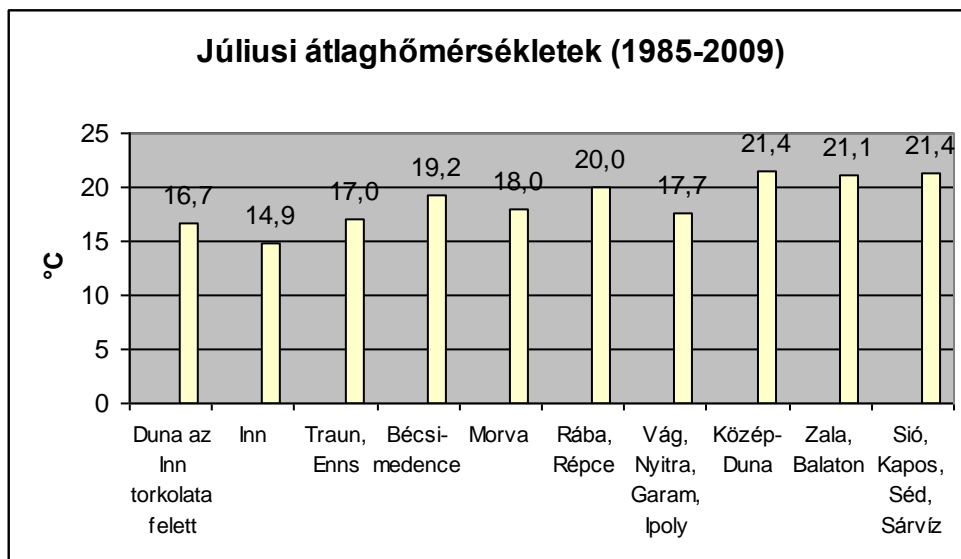
**2.5-6. ábra.** A hőmérséklet havi átlagértékei a Traun, Enns és a Zala, Balaton vízgyűjtőre (1985-2009).

Érdekes, hogy a 2.6. ábrán a Zala, Balaton példáján vizsgálva a január átlaga ennyire magas. Ahogy a 2.7. ábra is mutatja a Magyarországon jelentős területtel bíró részvízgyűjtők közül egyik januári átlaga sem kisebb -0,5 °C-nál. Ha figyelembe vesszük az izotermák januárban szokásos észak-nyugat – dél-keleti futását, az érték még így is meglepő.



**2.7. ábra.** Januári átlaghőmérsékletek a Duna részvízgyűjtőin (1985-2009).

A legtöbb vízgyűjtőn a július volt a legmelegebb hónap (2.8. ábra). Kivétel ez alól a Traun-Enns és a Morva ahol néhány század °C-kal az augusztus melegebbnek adódott. A felső vízgyűjtőkről általában elmondható, hogy a július és az augusztus közel egyforma meleg volt, jelentősebb különbség az alsó 5 részvízgyűjtőn van, 0,2-0,3 °C.



**2.8. ábra.** Júliusi átlaghőmérsékletek a Duna részvízgyűjtőin (1985-2009).

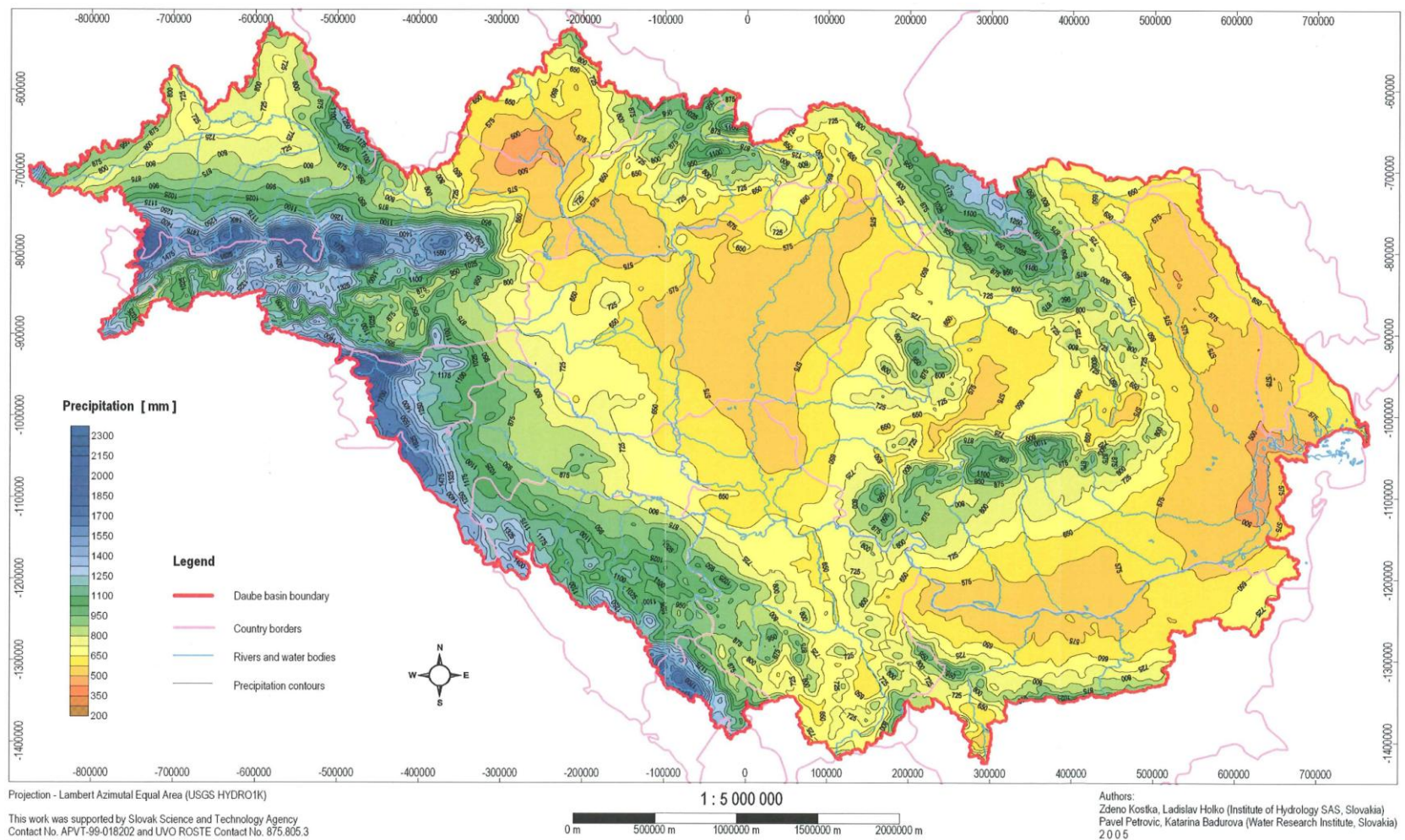
Meteorológiai állomások szintjén vizsgálva a térséget, az átlagos évi középhőmérséklet viszonylag széles tartományban, -6,2 °C és + 11 °C között változik. A legalacsonyabb értékeket 3100 m felett, a Sonnblick csúcson mérték, míg a

legmagasabb értékek a Közép-Duna Duna-Tisza-közi részén észlelhetők. Nyáron a 0 °C-os izoterma átlagosan 3500 méteren húzódik. A függőleges hőmérsékleti gradiens a Felső-Duna vízgyűjtőjében nyáron 0,5-0,7 °C, télen 0,2-0,4 °C 100 méterenként. Ez az érték a Kárpátokban nyáron 0,7 °C, télen 0,3-0,4 °C (Stancik és Jovanovic 1989).

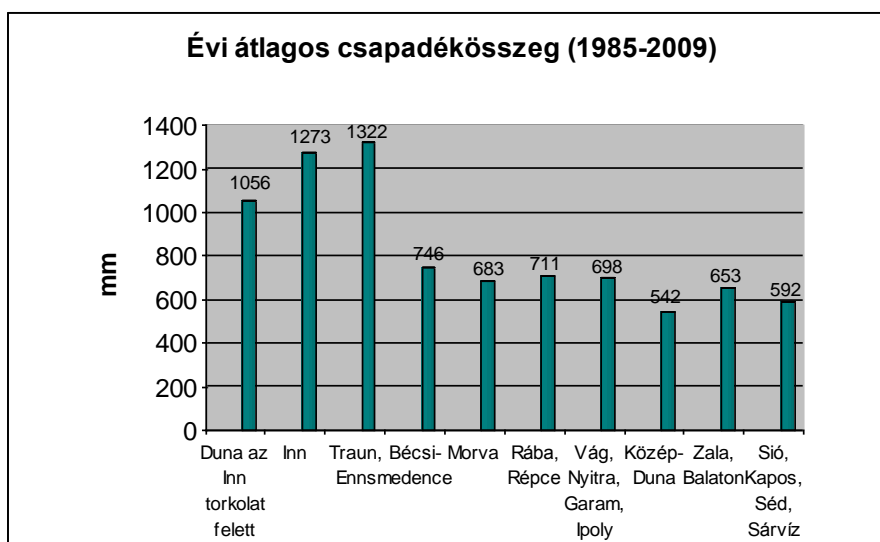
### **2.5.2. Csapadék**

A csapadék legnagyobb része az atlanti és mediterrán régiókból származó nedves légtömegekkel érkezik ide. A klíma kontinentális jellegének erősödésével a csapadék mennyisége kelet felé fokozatosan csökken. A Felső-Duna csapadékeloszlása változatos képet mutat. A magasabb alpi területeken a csapadék mennyisége a 2000 mm-t is meghaladja, a hegységperemi területek különlegesen csapadékgazdagok. Az Alpok területén és az északi peremhegyvidékeken az évi átlagos csapadékösszeg 100 méterenként körülbelül 50 mm-rel növekszik. Az Alpok északi előterének hegyláb felszínén a csapadék mennyisége a hegységperemi 1500 mm-ről a Duna völgyéig 700 mm-re csökken. Körülbelül 1500 mm hullik a Duna forrásvidékén, a Fekete-erdőben, illetve a Bajor- és Cseh-erdőben is. A köztes területek 600 és 1000 mm közötti csapadékot kapnak. A Kárpátokban az átlagos csapadékmennyiség 1000 és 1500 mm között változik. A hegyvonulatok előterében és a hegyláb felszíneken a csapadék mennyisége 600 és 1000 mm között mozog. A Kárpát-medencében 600-800 mm (a Közép-Tisza vidékén pedig csak 500 mm) csapadék hullik évente (2.9. ábra) (Stancik és Jovanovic 1989).

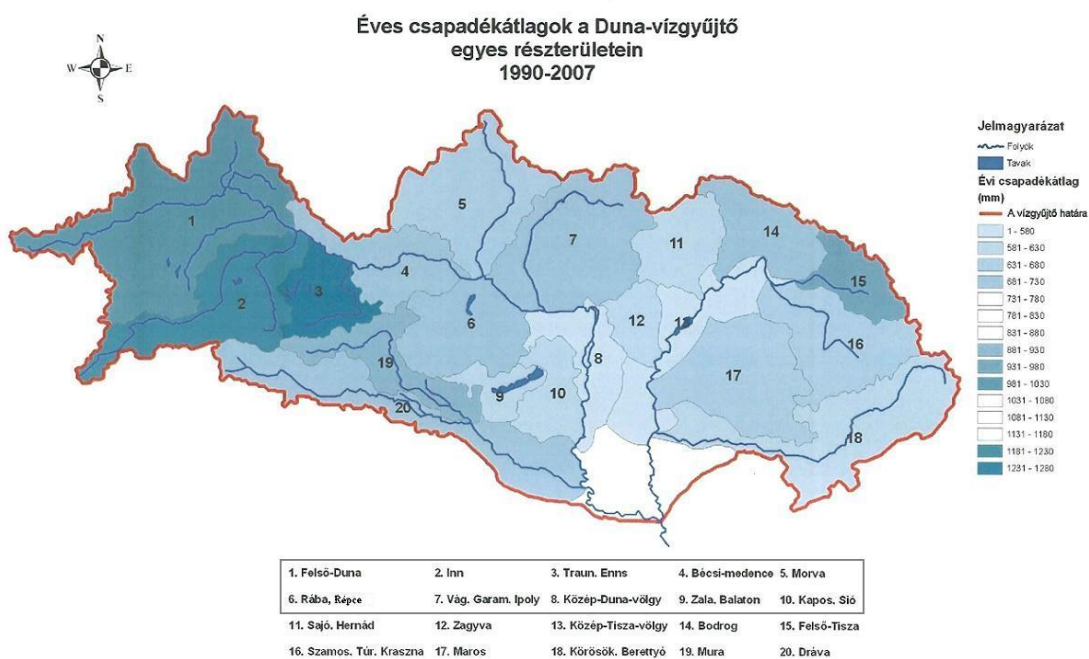
Az 1985-2009-es időszakra a fenti 10 vízgyűjtőn kiszámítottam a 25 évre vonatkozó éves és havi csapadékátlagokat. A három legfelsőre kaptam a legnagyobb értékeket, mind 1000 mm felett, a Közép-Dunára a legkisebbet, 542 mm-t: 2.10. ábra. A 2.11. ábra Kovács (2009) hasonló vizsgálatának eredményét mutatja térképen.



2.9. ábra. Átlagos éves csapadék a Duna-vízgyűjtőn (1961-1990) (Holko et al. 2005).



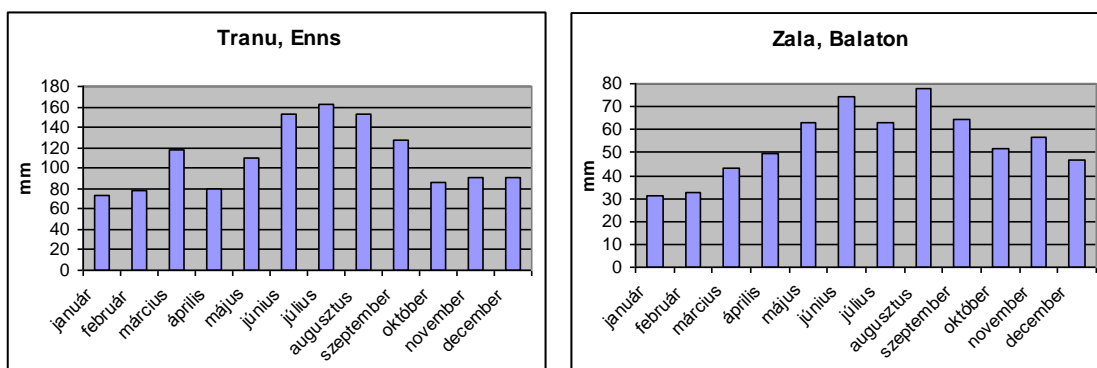
**2.10. ábra.** A 10 részvízgyűjtő éves csapadékösszege 1985-2009.



**2.11. ábra.** Éves csapadékátlagok a Duna-vízgyűjtő egyes területein (Kovács 2009).

Ami a csapadék éves menetét illeti, a havi csapadékok ábrája minden vízgyűjtőn hárommaximumos görbe (kivétel a Vág, Nyitra, Garam, Ipoly, az csak kettő). A felső 5 vízgyűjtőn és a Vág, Nyitra, Garam, Ipoly vízgyűjtőjén júliusi (2.12. ábra), míg az alsókon júniusi csapadékmaximum jellemző. Érdekes, hogy a Zala, Balaton vízgyűjtőre az augusztus adódott a legcsapadékosabbnak, míg a június csak a második. Az alsóbb vízgyűjtőkre azonban általában jellemző, hogy az augusztus csapadékosabb volt a júliusnál (2.13. ábra).





**2.12-13. ábra.** A csapadék havi átlagértékei a Traun, Enns és a Zala, Balaton vízgyűjtőre (1985-2009).

Ami az alsó vízgyűjtőket illeti, két maximum már meg is van (június, augusztus). A harmadik, a térségre eddig is jellemző, novemberi maximum (2.13. ábra). E késő őszi maximumról a felső vízgyűjtők esetében is lehet beszélni, de ott sok helyen inkább decemberre tolódik. A felső vízgyűjtők évi harmadik maximumát a bőséges márciusi csapadék adja (2.12. ábra). A teljes térséget tekintve a legcsapadékosabb hónap a Traun, Enns júliusa 163 mm-es átlaggal, a legkevésbé csapadékos a február a Közép-Duna völgyében 29 mm-rel.

A fentiek alapján a Duna-vízgyűjtő csapadékának területi elrendeződéséből megállapítható, hogy a főfolyó vízjárását leginkább a magashegységi régiók határozzák meg. Főként azok a mellékvizek, melyek a Keleti-Alpok középső, legmagasabbra kiemelt vonulatait tárják fel (Inn, Traun, Enns) (Stancík és Jovanovic 1989).

Nem szabad megfeledkezni a téli szilárd csapadékról sem, mivel a vízgyűjtő jelentős részét borítják magashegységek. A havas napok száma, a hó tartóssága és vastagsága a tengerszint feletti magassággal növekszik és itt az éves csapadéknak akár 80-90%-a is érkezik hó formájában. Míg az alpi völgyekben átlagosan 58 a havas napok száma egy évben, addig a 3000 m feletti régióban (Zugspitze – Bajor-Alpok) már 191 nap. Az Alpok területén a hó tartóssága 1500 m magasságában átlagosan 4 hónap, 2500 m felett azonban már ennek duplája, de elérheti a 10 hónapot is. A nedvesebb, szél felőli hegyoldalakon az állandó hóhatár átlagosan 2900 m magasan húzódik, míg másutt általában 3200 m körül található. A Kárpátokban az Alpokhoz képest általában hosszabb ideig marad meg a hó: 2000 méteres magasság felett akár 300 napig.

A középhegységekben nagyjából 100 napig marad meg a hó és itt a csapadéknak kb. 20-30%-a érkezik szilárd formában. A Felső-Duna vidékén ez az érték lecsökken 10-15%-ra, amely évi 40-60 napos hóborítást jelent. A Duna-vízgyűjtő középső

szakaszát már általában alig egy hónapig fedi hó (a legrövidebb havas időszakot – 9-12 nap – a fekete-tengeri partvidéken észlelték).

Az 1500-2000 m közötti magasságban a hóborítás október-november környékén kezdődik és februárra elérheti akár a 150-250 cm-es vastagságot is. Az olvadás márciustól gyakran májusig is elhúzódik. 2000 m felett a hóborítás maximuma általában tavasszal következik be, a hó vastagsága nem egy helyen az 5 métert is meghaladhatja. Az olvadási periódus itt általában a nyári hónapokig tart (Stancík és Jovanovic 1989).

## **2.6. A klímaváltozás és a Duna-vízgyűjtő**

A klímaváltozás hidrológiai hatásaival kapcsolatban az utóbbi néhány év globális szinten legjelentősebb, egyben legnagyobb hatású munkáját az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC) II. Munkacsoportja köré szerveződött nagy létszámú és szaktekintélyű tudós társaság tette közzé (Kovács 2009). Itt a vízgazdálkodással kapcsolatos eredményeket mutatom be nagy vonalakban az európai kontinensre, különös tekintettel a Duna vízgyűjtőterületére vonatkozó megállapításokra.

Az együttműködő kutatók több előrejelzési modell futtatási eredményei alapján több időszakra (2020, 2050, 2070) készítettek forgatókönyveket. A kutatás bázisa az 1961-1990 közötti harminc éves időszak adatai voltak. A vízgazdálkodás témakörében a vizek hozzáférhetőségének, illetve a száraz időszakok és az árvizek előfordulásának változásait tanulmányozták (Alcamo et al. 2007).

Ezek alapján 2020-ra Észak-Európában az éves lefolyás mintegy 15%-os növekedése várható, míg ugyanez a paraméter délebbre közel 25%-kal csökkenhet. Általánosságban a nyári félév lefolyásának csökkenése prognosztizálható. Ezzel szemben a téli félév árvízi veszélyeztetettsége a téli csapadékok növekedésével – különösen északon – emelkedik, a gyors lefolyású, hirtelen kialakuló árhullámok gyakoriságának növekedése pedig az egész kontinensen várható. A hőmérséklet növekedésével csökken a hó formájában lehulló csapadék mennyisége, és a hóolvadásból kialakuló árvizek előfordulásai a tavaszi időszakból a télbe tolódnak át.

A 2050-es évekre Dél-kelet-Európában az éves lefolyásnak kb. 20-30%-os csökkenése várható. 2070 körül az éves lefolyás növekedése északon elérheti a 30%-ot, míg a Dél-Európában megfigyelhető lefolyáscsökkenés 35% fölé emelkedhet. A nyári

csapadékok csökkenése és a párolgás növekedése miatt a nyári kisvizek mennyiségének néhol mintegy 80%-os csökkenése is várható. Ezeknek köszönhetően északon csökken, nyugaton és délen pedig növekszik az aszály kockázata. A jelenlegi 100 éves gyakoriságú szárazság várhatóan 50 évente (vagy még gyakrabban) fordul elő Dél- és Dél-kelet-Európában. A mediterrán államok mellett a Duna-vízgyűjtő országai közül itt Magyarország, Románia, Bulgária Moldova és Ukrajna nevét említi a tanulmány. Évszázadunk utolsó negyedében a mai 100 éves visszatérési idejű árvizek gyakorisága Európa legnagyobb részén növekszik, ritkább előfordulásuk csak a kontinens déli régiójában várható (Alcamo et al. 2007).

A Duna vízgyűjtőjét is magába foglaló Közép- és Kelet-európai régióról összefoglalva elmondható, hogy a klímaváltozás hatásai valószínűleg meglehetősen nagymértékben lesznek érzékelhetőek a területen. A XXI. század második felére az éves lefolyás csökkenése várható a térségben. Ezzel együtt a lefolyás éven belüli megoszlása is megváltozik: a téli időszak nagyobb mértékben fog részesedni az éves lefolyt vízmennyiségből, míg a nyári félévben a korábbiakhoz viszonyítva kevesebb víz érkezik majd a folyókon. Az alpi vízfolyásokon ez a nyári lefolyás csökkenés akár az 50%-ot is elérheti, mivel itt a folyamatot a gleccserek erőteljes visszahúzódása (akár eltűnése) is elősegíti. A rendelkezésre álló vízkészletek apadása a felszín alatti vizeknél is megfigyelhető lesz, az utánpótlódás csökkenése különösen a folyóvölgyekben és az alföldi térszíneken (pl.: a Kárpát-medence belső területein) lehet jelentős.

A modellek futtatási eredményei alapján kidolgozott forgatókönyvek több esetben Észak- és Dél-Európára jeleznek elő folyamatokat, amelyek között a hipotetikus határvonalat a Duna-vízgyűjtőt éppen kettészelő é. sz. 47°-án húzták meg. Emiatt a klímaváltozás folyamataiból a Duna teljes vízgyűjtőjére vonatkozó jelenségeket elég nehéz meghatározni. Az azonban szinte biztosan kijelenthető, hogy Európa középső és keleti részén a víz általi veszélyeztetettség a következő bő fél évszázadban jelentősen emelkedni fog, néhol akár a kétszeresére is növekedhet (Alcamo et al. 2007).

### **3. A felhasznált modellek**

#### **3.1. Az alkalmazott klímamodell**

##### **3.1.1. A REMO modelleszalád általános leírása**

A REMO rácsponli modell – a térbeli leszármaztatás véges differenciál módszerrel történik – a primitív egyenleteket advektív formában, elforgatott szférikus koordinátarendszerben számítják. A horizontális diszkretizációból adódó fázishibákat lépcsős Arakawa ráccsal (c-típusú) csökkentették (Mesinger és Arakawa 1976). A modell előrejelzési változói a felszíni nyomás, a hőmérséklet, a horizontális szélkomponensek, a vízgőz tartalom és a felhő-víz tartalom a modell szintjein. Vertikálisan hibrid koordinátarendszert használ (Simmons és Burridge 1981), mely a modell alsó szintjein a felszínt követi, a légkör tetején pedig nyomási-rendszerként viselkedik. A vertikális szintek maximális száma 49, jelen esetben 20-at használtak (Horányi 2007).

Az időbeli diszkretizációhoz két időlépcsős explicit leapfrog sémát használnak, semi-implicit korrekcióval a prognosztikus egyenletek lineáris részére. A numerikus megoldások számítógépes szűrésére Asselin-filtert használnak. Jelenleg csak a hidrosztatikus modell-verzió elérhető, a nem-hidrosztatikus fejlesztés alatt áll, ezért a modell legnagyobb térbeli felbontása jelenleg 10 km körül van. Az Euler-féle advekciós szemlélet miatt legjobb térbeli felbontás mellett a legnagyobb lehetséges időlépcső 45 másodperc (Horányi 2007).

Az oldalsó határfeltételek megfelelő kezelése érdekében a modell klasszikus Davies-féle sémát alkalmaz (Davies 1976). Az alacsony szintű modell-légkörben az alatta lévő felszín hatása figyelembe van véve olyan tényezők által, mint tengerfelszín hőmérséklet vagy jéggel való borítottság; a felső légkörben sugárzási határfeltételt tartalmaz Klemp és Durran (1983) és Bougeault-nak (1983) megfelelően (Horányi 2007).

### 3.1.2. A REMO5.7 bemutatása

A REMO5.7 egy 3 dimenziós, hidrosztatikus légköri cirkulációs modell,  $0,22^\circ$  horizontális felbontással, melyből leskálázással 10 km felbontású adatokat nyertünk és dolgoztunk fel (Jacob 2007a; Jacob 2007b; Li 2007). Két műveletet hajtottak végre vele: az első egy szimuláció a múlt 1961-2000-ig tartó időszakára az ECMWF ERA40 re-analízis adatbázisa által hajtva, a másik a tranziens futtatás 1951-2050 között a meghatározott scenárió alapján, egy globális lékör-óceán kapcsolt modell által hajtva. A használt globális modell az ECHAM5/MPI-M (EC5) volt, melyet az IPCC negyedik értékelő jelentéséhez készítettek. Az üvegházgáz kibocsátás menete az A1B scenárión alapszik (Pálvölgyi 2009).

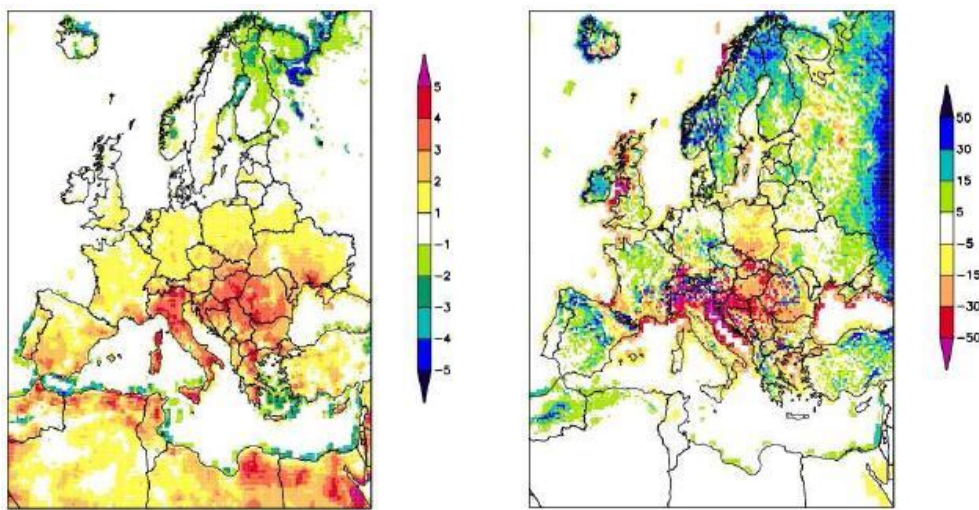
A modellfuttatásokat a CLAVIER project keretein belül végezték a Tisza vízgyűjtőjének vizsgálatára, Magyarország, Románia és Bulgária jövőbeni éghajlati és az ebből adódó környezeti, gazdasági, turisztikai és sok más tényező várható alakulásának tanulmányozására (Matreata 2009; Mattányi 2010). A futtatást azonban egész Európára, így a teljes Duna-vízgyűjtőre elvégezték, innen származnak a felhasznált modell-adataim. Az eredményekből a hidrológiai modellhez a napi átlaghőmérsékletet, a napi minimum és maximum hőmérsékleteket, valamint a 6 órás csapadék összegeket használtuk fel.

A modell eredmények validációját elvégezték az ERA40 vezérelte futtatás kontroll időszakára (1951-2000) és az észlelt adatokból történt tranziens futására is, összehasonlítva a mért adatokkal. A validációt a középhőmérséklet és csapadék értékekre végezték (Pálvölgyi 2009).

A két fő paraméter – a léghőmérséklet és a csapadék – jövőbeli tendenciáját a 2021-2050 és az 1961-1990 közti referencia időszak összehasonlításával vizsgálták. A hőmérséklet növekedése erőteljesnek adódott: a 2021-2050-es időszakra mind az éves, mind az évszagos átlagokra növekedés adódott (az említett három országra). Az éves csapadék változásában csak kisebb változások mutatkoztak. A csapadék azonban éven belüli átrendeződést mutat: tavasszal és nyáron csökken a csapadék, ősszel és télen nő (Pálvölgyi 2009). Az adatok részletes vizsgálatát a 4. fejezetben mutatom be az általam kutatott területre.

A legnagyobb hiba, mely az ERA40-nel hajtott REMO eredmények vizsgálatánál megjelent a „száraz nyár probléma” (Summer Drying Problem – SDP) (3.1. ábra). Ez abban nyilvánul meg, hogy Közép- és Kelet-Európa (késő)nyarára túl

száraz és túl meleg klíma adódik. Ez a hiba sok globális és regionális modellben megjelenik. Az ECHAM5 által meghajtott REMO5.7 hibája mind a léghő, mind a csapadék esetében jóval kisebb (Pálvölgyi 2009). A hiba eredetét nem tudják biztosan, de az MPI-M (Max Planck Meteorológiai Intézet) a REMO érzékenységi vizsgálatai alapján arra következtet, hogy a kárpáti vízgyűjtőn a nedvesség és a hőáram modellezése nem működik megfelelően. A választott hiba korrekció a modellezés során felhalmozódó mennyiségek eloszlását az a valóságban észlelt adatokhoz rögzíti. A modelltől adódó bizonytalanság (a hibák javítása után) a vizsgált területen a hőmérsékletet tekintve maximálisan 0,5 °C köré adódott (Pálvölgyi 2009).

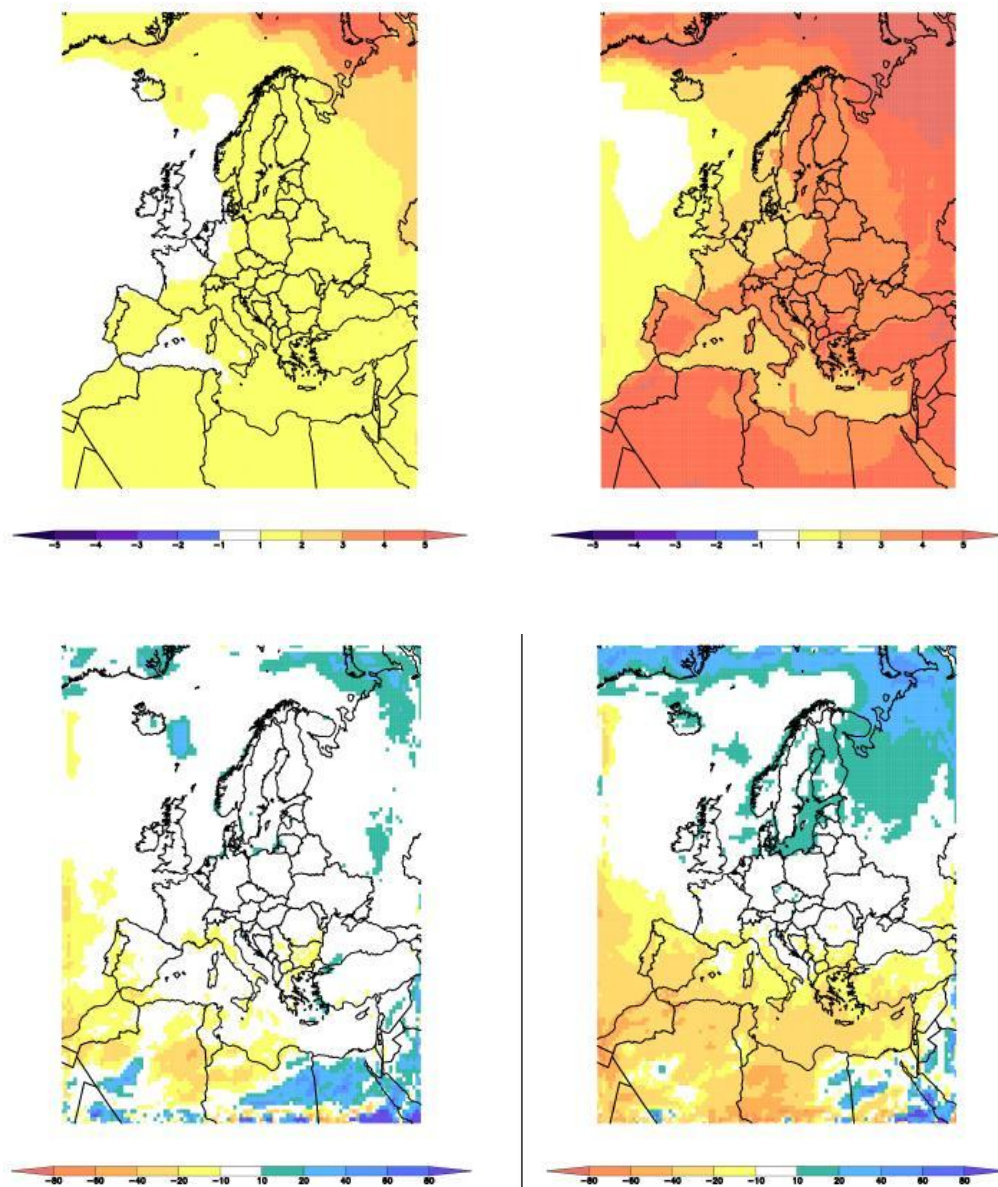


**3.1. ábra.** A modellben fellépő SDP hiba. Az ERA40 által hajtott REMO5.7 átlaghőmérséklet és csapadék eltérése a CRU adatbázistól az 1961-2000 közötti időszakra, a nyári hónapokban. Látható, hogy a Mohács feletti Duna-vízgyűjtőn a hőmérséklet hibája a nyári félévben 0-4 °C között van, a csapadék hibája a 0% körül tág határok közt ingadozik. Mindkét paraméterre igaz, hogy az osztrák vízgyűjtőkön a hiba jóval kisebb (Li 2007).

A REMO5.7 0,44° felbontású futtatásához már készültek elemzések, melyek rövid bemutatásával szeretném hangsúlyozni, hogy a kapott adatok igen jónak tekinthetők és felhasználhatók hidrológiai modell bemeneteként.

A lenti négy ábra a REMO5.7 modelltől az A1B szcenárióra futtatva kapott eredményeket mutatja az átlaghőmérsékletre és a csapadékra a 2021-2050 és a 2070-2100 közötti időszakra, összehasonlítva az 1961-1990-es kontroll idősakkal (3.3-6. ábra). Látható, hogy a közelebbi időszakban a hőmérséklet növekedése 1 és 2 °C közé esik a Duna-vízgyűjtő régiójában, míg a távolabbi időszakra ezek az értékek 3-4 °C közöttiek. A csapadék változása mindkét periódusra +/-10%-on belüli.

Jacob (2007b) megállapította, hogy Magyarországon a csapadék évi összege nem változik jelentősen, a nyári összeg csökken (évszázad vége felé haladva egyre erőteljesebben), de ezt a csökkenést az őszi-téli csapadék növekedése ellensúlyozza (Jacob 2007b). Úgy gondolom, hogy az itt bemutatott eredmények jól egyeznek jelenlegi ismereteinkkel, a korábban leírtakkal.



**3.3-6. ábra.** Az átlaghőmérséklet (fent) és az átlagos csapadék (lent) megváltozása a 2021-2050 (bal) és a 2071-2100 (jobb) közötti időszakban az 1961-1990 kontroll időszakhoz viszonyítva (Jacob 2007b).

Ebben a dolgozatban csak a 2050-ig terjedő időszakkal fogok foglalkozni.

### 3.1.3 Validáció, hibakezelés – a felhasznált adatbázis előállítása

Az itt bemutatott hibajavított klíma scenáriók alapja a REMO regionális klímamodell 5.7-es verziójával végrehajtott szimuláció (Jacob 2001; Jacob et al. 2001; Jacob és Podzun 1997). A szimulációt  $0,22^\circ$  (~25 km) felbontású rácson végezték, a peremfeltételek az ERA40 re-analízis adatbázisból származnak (Uppala et al. 2004) az 1961-2000 közötti időszakra, az ECHAM5 globális óceán-légkör kapcsolt modellből (Roeckner et al. 2003) az 1951-2050-es időszakra. Míg az ERA40 által hajtott szimuláció célja, hogy a lehető legpontosabban előállítsa a múlt időjárását, s ezáltal értékelhessük a modell tulajdonságait napi szinten, a mért adatokkal összehasonlítva, addig az ECHAM5 hajtott futás célja, hogy előállítsa a jövő éghajlatát, de nem korrelál az aktuális időjárással (Bálint 2008).

A REMO szimuláció empirikus-statisztikus eljárásokkal történő utófeldolgozáson (hibajavításon) esett át, melyhez két különböző mért adatok tartalmazó adatbázist használtak: az egyik az ECA&D, mely  $0,25^\circ$ -os ráccsal fedi le Európát (<http://eca.knmi.nl/download/ensembles/ensembles.php>), a másik a HUNG-GRID, mely Magyarországra vonatkozik, rácstávolsága  $0,1^\circ$ . Az előbbi adatbázis az egész Duna-vízgyűjtőt lefedi (Bálint 2008). A hibajavítást az általam felhasznált összes adatra elvégezték.

Az empirikus-statisztikus modellhiba-javítás és a statisztikus leskálázás empirikus közelítések, melyek a klíma szimuláció légköri paraméterei (amik hibával terheltnek lehetnek vagy túl rossz térbeli felbontásúak) és a meteorológiai mérések (melyekről feltételezzük, hogy minimális hibával jellemzik az aktuális időjárást, klímát) közötti kapcsolatot vizsgálja. Ezt a kapcsolatot utólagosan használják fel, hogy a jövőre vonatkozó klíma szimulációból előállítsák a „jövő észleléseit”, feltételezve, hogy ez a kapcsolat a jövőben is érvényes marad. A régebben alkalmazott statisztikai leskálázással ellentétben, melyek főként a térbeli felbontás finomítására összpontosítottak – globális klímamodellek (GCM) esetén –, a CLAVIER-ban használt statisztikai eljárást nagy felbontású RCM-re alkalmazták (a REMO5.7 horizontális rácsfelbontása  $0,22^\circ$ ), ezért a hibajavításra nagyobb hangsúlyt lehetett fektetni a rácstávolság finomításánál (Bálint 2008).

Az utólagos feldolgozásban három technikát alkalmaztak: többszörös lineáris regresszió (MLR) (Huth 1999; Sailor és Li 1999), lokális skálázás (LS) (Salathé 2003; Schmidli et al. 2006) és kvantilis leképezés (QM) (Wood et al. 2004; Dettinger et al.

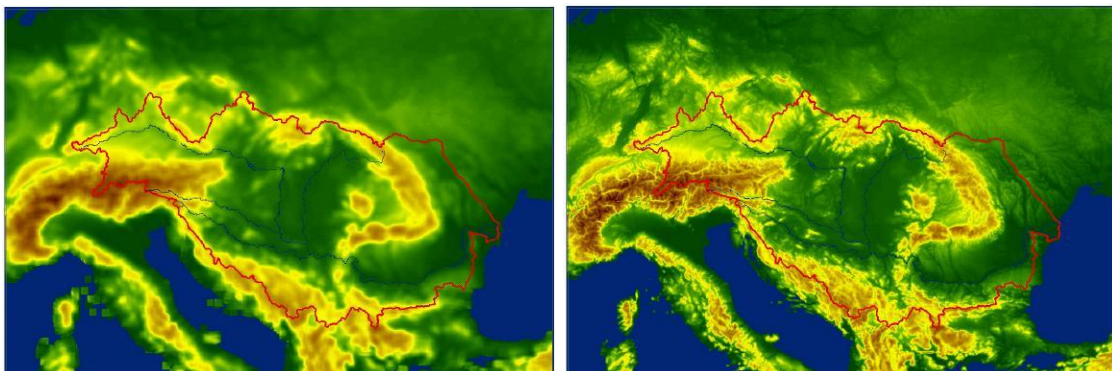


2004). Mindhárom empirikus-statisztikus hibajavítási eljárást pontszerűen alkalmazták, mely az RCM minden egyes rács-cellájának külön kalibrálását jelenti. Az RCM felbontásának növelése és a zajok elkerülése érdekében a szomszédos cella helyett a 9 legközelebbi cella átlagát használták (Bálint 2008).

Az utófeldolgozási technikák értékelésére kereszt-validációs eljárást alkalmaztak. Ez abból áll, hogy bizonyos időszakok adatait kihagyják, a statisztikus modellt kalibrálják a fennmaradó időszakra és futtatják a modellt a kihagyott időszakra, a háttér szimulációra (itt az ERA40 által hajtott modell) (Huth 1999.). Ez a REMO esetében úgy történt, hogy az utófeldolgozott adatok értékelésére kalibrálták a modellt az 1961-2000-es időszakra, kihagyva belőle egy dekádöt. Így gyakorlatilag egy 30 éves időszakhoz jutottak. Az eljárást mind a 4 dekádra elvégezték 1961 és 2000 között és a kapott hibák mutatják a 40 év alatt előforduló átlagos hibákat (Bálint 2008).

A hidrológiai modellnek, mellyel dolgozunk az RCM-ből származó adatok közül 6 órás csapadékösszegre és hőmérsékleti idősorra van szüksége. Ezért a 24 órás csapadékösszeg és a napi átlaghőmérséklet időbeli leskalázására van szükség első lépésként a térbeli leskalázás előtt. Az időbeli leskalázást, hogy megkapjuk a 6 órás napi adatokat tehát alkalmazták a nyers RCM szimulációra, hogy előbb 24 órás javított adatokat kapjanak (Bálint 2008).

A felhasznált hidrológiai modellnek 0,1 fokos bemenő meteorológiai adatokra van szüksége. A hibajavított adatbázis felbontása még 0,22 fok volt, így azt még le kellett skálázni. Az egyszerű eljárás azon alapult, hogy a változók átlagértékeit meghatározó függvények számát növelték. Az eloszlások napi értékekre vonatkoztak. A leskalázás kritériuma, hogy a csapadék és hőmérséklet területi átlagai megmaradnak. Az eredeti hibakorrekción a WegCenter és az INGHA végezte. A 3.7. ábra az eredeti, a 3.8. ábra pedig a leskalázott felszíni magasságot mutatja (Bálint 2008).



**3.7-8. ábra.** 0,25 (balra) és 0,1 fokos (jobbra) orográfia (Bálint 2008).

## 3.2. A hidrológiai modell

A felhasznált hidrológiai modell a HOLVTAPI volt, mely az Országos Vízelző Szolgálat operatív lefolyásszimulációs rendszerének (OLSER) része. Két részmodellből áll össze, a HOLV hóolvadás és a TAPI csapadék-lefolyás modelltől. Az alábbiakban ezeket mutatom be röviden.

### 3.2.1. A „HOLV” hóolvadás modell

A Föld jelentős hányadán a hidrológiai körfolyamat, illetve a vízmérleg az év bizonyos szakaszában másként alakul, amint azt a csapadék észlelések jelzik. Negatív hőmérsékletek esetén ugyanis a csapadék szilárd formában éri el a talajt. Az aktív csapadék meghatározása ekkor csak speciális számítások útján lehetséges, hiszen a felszínen hó formájában megjelenő csapadék vízleadását kell meghatározni. A hómodellek feladata a szilárd fázisú csapadék felhalmozódásának és vízleadásának a meghatározása, így módon csapadék-lefolyás modellek számára az aktív csapadék értékek előállítása abban az időszakban, amikor hó borítja a vízgyűjtőt, illetve szilárd halmazállapotú csapadék hullik.

A 'HOLV' hómodell rugalmas szerkezetű, a számítás módszerét a rendelkezésre álló adatfajták függvényében választja ki. A modell a csapadék és léghőmérséklet adatok feltétlen ismeretét igényli, amennyiben csak ezek állnak rendelkezésre, a hóolvadás számítására a hőmérsékletindex módszert alkalmazza. Amennyiben további adatfajták (felhőborítottság, harmatpont, szélsébség) is rendelkezésre állnak, a hófelhalmozódás és -olvadás folyamata a hótakaró energiamérlegének a meghatározása alapján történik.

Amennyiben az egyes energia tagok számításához szükséges adatok nem állnak rendelkezésre, akkor az energiamérleg módszer helyett a hőmérséklet index alkalmazása kerülhet előtérbe. Ennek alapegyenlete:

$$E_o - E_z = M = (C_o + C_p P) (T - T_o), \text{ ahol:} \quad (1)$$

$E_o$  - a hófelszín által elnyelt teljes energia mennyiség [ $J/m^2s$ ]

$E_z$  - a hótakaró és a talaj határfelületén végbemenő teljes energiaáramlás [ $J/m^2s$ ]

- M - a vizsgált időszak alatt a hó felszínén keletkező olvadékvíz [mm]
- $C_o$  - a hőmérsékletindex [ $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}$ ]
- $C_p$  - az eső olvadásnövelő hatását figyelembevevő tényező [ $^\circ\text{C}^{-1}$ ]
- P - a vizsgált időszak alatt folyékony halmazállapotban lehulló csapadék [mm]
- T - a léghőmérséklet [ $^\circ\text{C}$ ]
- $T_o$  - az úgynevezett küszöbhőmérséklet [ $^\circ\text{C}$ ]

A hőmérsékletindex értékét időben szinuszosan változónak tekintjük, amit egyrészt a radiáció évszakos változása, másrészt pedig a különböző korú hófelszín eltérő sugárzás elnyelő képessége indokol. Hó alakjában hulló csapadék esetén a csapadékszlelések értékét a szélesség függvényében korrigáljuk, az alábbi összefüggés szerint:

$$P = P_o C; \quad (2)$$

$$C = 1.0 + (u - 1.0) S_c, \text{ ahol} \quad (3)$$

- $P_o$  - az észlelt csapadék [mm]
- P - a korrigált csapadék [mm]
- C - a számított korrekciós tényező
- u - szélesség [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
- $S_c$  - a korrekció együtthatója

A hótakaró tömörödését a

$$\rho_h = \rho_{h\max} (1 - e^{-kt}) \rho_{ho} e^{-kt} \text{ összefüggés alapján számítjuk, ahol:} \quad (4)$$

- $\rho_{ho}$  - a hótakaró kezdeti sűrűsége
- $\rho_h$  - a hótakaró sűrűsége t időtartammal később
- $\rho_{h\max}$  - a hótakaró lehetséges maximális sűrűsége
- t - a számítás időlépése
- k - tapasztalati állandó

Amennyiben egy hómodellt csapadékból származó lefolyás számításánál kívánjuk alkalmazni, a modell feladata, hogy a talajfelszín állapotáról (a talajfelszín esetleges fagyottságának a mértékéről) is szolgáltatson információt, hiszen a lefolyás és a beszivárgás arányát a talajfelszín állapota jelentősen befolyásolhatja. Modellünk a talajfagy aktuális értékének a számítására az alábbi összefüggést alkalmazza:

$$TF_i = TF_{i-1}TF_{DH} - \alpha_{TF}T_1, \text{ ahol:} \quad (5)$$

$TF_i$  - a talajfagy értéke az  $i$ -edik időlépésben [cm]

$TF_{i-1}$  - a talajfagy értéke az  $i-1$ -edik időlépésben [cm]

$TF_{DH}$  - a  $H$  hóvastagsághoz tartozó talajfagy csökkentési tényező. Ez hivatott figyelembe venni a talaj mélyebb rétegeinek a melegítő hatását, valamint a hótakaró hőszigetelő képességét.

$\alpha_{TF}$  - a talaj fagyási tényezője [cm/°C]

$T_1$  - a levegő középhőmérséklete [°C]

(Gauzer 2008)

### 3.2.2. A „TAPI” csapadék-lefolyás modell

A lefolyás kialakulása csapadékból valamely vízgyűjtőn a hidrológiai ciklus egyik legösszetettebb folyamata. A vízgyűjtőre hullott csapadék egy része még mielőtt elérné a vízgyűjtő felszínét elpárolog, illetve felfogja azt a vízgyűjtőt borító növényzet. Ez utóbbi jelenség - az intercepció - hatása igen jelentős is lehet, így semmiképpen nem hanyagolható el. Nagyságát alapvetően a növényzet mennyisége, s nedvesítettségi állapota határozza meg. A növényzet mennyisége szezonális hatásokhoz, a nedvesítettség a megelőző csapadékviszonyokhoz kapcsolható.

A csapadék megmaradó része eléri a vízgyűjtő felszínét, és ott a felszíni mikro és makro depresszióban összegyűlik, illetve részben a felszínen lefolyik. A csapadék mennyiségével arányosan egyre több mikro depresszió töltődik fel és ennek megfelelően a vízgyűjtő mind nagyobb felülete vesz részt a felszíni lefolyás kialakításában. A vízgyűjtő felszíne természetesen nem vízzáró, így a felszínre jutott csapadék jelentős része beszivárog. A beszivárgás intenzitása egy adott geológiai, talajtani, domborzati és növényzeti viszonyokkal rendelkező vízgyűjtőn döntő módon a talaj nedvességtartalmától, közvetve a megelőző csapadékviszonyoktól függ.

A beszivárgott víz jelentős része a talaj felső, laza szerkezetű rétegében a domborzatnak megfelelően kialakítja a felszín közeli lefolyást. Ez a fajta lefolyás, különösen erdős vízgyűjtőkön, igen jelentős lehet, túlevelű erdős vízgyűjtőkön esetenként nincs is felszíni lefolyás, hanem a csapadék felszín közeli lefolyás formájában éri el a befogadót. Ez a fajta lefolyás átmenetet képez a szivárgás és a szabadfelszíni vízmozgás között, de az utóbbihoz áll közelebb, a viszonylag nagy levonulási sebesség valamint a kis tározódás miatt.

A beszivárgott csapadékvíz egy része eléri a mélyebb talajrétegeket. Egy része a felszín alatti lefolyás formájában jut el a vízhálózatba, másik része pedig a mélyebb talajrétegekben tározódik, s innen táplálja a vízrendszer alap- vagy bázis lefolyását. Az alaplefolyás nagysága jelentős tározódás és a szivárgó vízmozgás jellegéből adódóan – különösen nagy folyók esetében - csak igen lassan változik.

A csapadék-lefolyás folyamat fenti rövid ismertetéséből is kitűnik a folyamat összetettsége, s az, hogy a részfolyamatok nagy része az aktuális csapadékmennyiségen kívül elsősorban az adott vízgyűjtő megelőző nedvesítettségi viszonyaitól függ (Gauzer 2008).

A TAPI modell neve az aktuális talajnedvesség viszonyok jellemzésének a módszerére utal, amely a Megelőző Csapadék Index (angolul Antecedent Precipitation Index, API) számításán alapszik. A név első betűje pedig az M. Sugawara által kifejlesztett úgynevezett ‘Tank’ modell egyes elemeihez való hasonlóságot jelzi.

A csapadék azon hányada, amely felszíni, felszín közeli és felszín alatti lefolyás formájában éri el a vízhálózatot, jól jellemezhető a lefolyás és a csapadék tömegeinek az arányával (térfogati lefolyási tényező):

$$\alpha_t = \frac{\sum (Q_i - Q_{0i})}{\sum u_i}, \text{ ahol:} \quad (6)$$

$\alpha_t$  - a térfogati lefolyási tényező

$Q_i$  - a vízhozam értéke az i-edik időpontban [ $m^3/s$ ]

$Q_{0i}$  - az alaplefolyás értéke az i-edik időpontban [ $m^3/s$ ]

$u_i$  - a csapadékhozam értéke az i-edik időpontban [ $m^3/s$ ]

Mivel a térfogati lefolyási tényező számításához a fenti összegezéseket általában hosszúidejű csapadék és vízhozam idősorokból határozzuk meg, a csapadék és az általa kiváltott lefolyás közötti időkülönbség elhanyagolható. A  $Q_0$  alaplefolyás értékét hosszúidejű vízhozam idősorok alapján határozhatjuk meg. Lehetőség van egy nyári, magasabb, az egyéb időszakban érvényes értéket néha többszörösen meghaladó érték megadására is. Ennek segítségével becsülhetjük a magashegyi vízgyűjtőkön (például a Felső-Duna egyes vízgyűjtői) a gleccserekből eredő folyamatos nyári hozzáfolyás hatását is.

Az, hogy a csapadék mely része fordítódik a felszíni, és mely része a felszín közeli, illetve felszín alatti lefolyásra, nagymértékben függ a szezonális változásoktól, és a vízgyűjtő nedvesítettségi viszonyaitól, vagyis közvetve a megelőző időszak csapadékviszonyaitól.

A vízgyűjtő felszínének nedvességére vonatkozó adatok még kísérleti vízgyűjtőkről sem állnak kellő mennyiségben rendelkezésre, a pontbeli mérések pedig nem reprezentatívak a vízgyűjtő egész területére. Operatív előrejelzési modellek számára ezért csak közvetve, a megelőző csapadék mennyisége révén kaphatunk ilyenfajta információt. Természetesen minél régebben hullott a csapadék, annál kisebb a hatása a felszín pillanatnyi nedvességtartalmára. A hidrológiai gyakorlatban széleskörűen elterjedt a nedvességi viszonyok jellemzésére a megelőző csapadékindex, API (Antecedent Precipitation Index) alkalmazása, amely lényegében egy súlyozott csapadékösszeg, időben visszafelé csökkenő súlyszámokkal. A súlyozó függvénytől függően az API lehet lineáris, parabolikus, exponenciális, stb. A TAPI modellben az alábbi, exponenciális súlyozású csapadékindexet alkalmaztuk:

$$API_i = \sum_{t=0}^{t=n} P_{i-t} e^{-ta} , \text{ ahol:} \quad (7)$$

$P_i$  - a csapadék értéke az  $i$ -edik időpontban [mm]

$n$  - a számítási időszak hossza

$a$  - az API lecsengésének (a vízgyűjtő kiszáradásának) a sebességét befolyásoló modellparaméter

A számítási időszak hossza az az időszak, amely elteltével az API értéke 0.05 alá csökken. Azt mondhatjuk tehát, hogy az utolsó N időlépés alatt történtek vannak hatással a vízgyűjtő lefolyási viszonyaira. A párolgási és intercepciós veszteségeket az alábbi, a veszteségek szezonális változását figyelembe vevő összefüggéssel jellemezzük:

$$V_i = D [1 + \sin(\pi A)] \quad [\text{mm}]; \quad A = \frac{304.5 - i}{183}, \text{ ahol:} \quad (8)$$

$V_i$  - a veszteség értéke az év  $i$ -edik napján [mm]

$D$  - a maximális napi veszteség [mm]

Az API aktuális értékének a kiszámítása után az aktív csapadék felszíni és felszínalatti lefolyást kiváltó arányát az

$$\alpha_1 = 1 - \sqrt{\frac{\text{CAPKUL}}{\text{CAPMAX}}}; \quad \text{CAPKUL} = \text{CAPMAX} - \text{API}; \quad \text{ha } \text{CAPMAX} > \text{API}$$

$$\alpha_1 = 1; \quad \text{egyébként} \quad (9)$$

kifejezésekből határozzuk meg, ahol:

$\text{CAPMAX}$  - a vízzel telített talajhoz tartozó API érték, ennek elérése után a teljes aktív csapadék mennyiség a felszínen folyik le.

Amennyiben a talaj felső rétege fagyott, ez a felszíni lefolyás arányának a növekedését eredményezi. Az alkalmazott összefüggés szerint 5 cm vastagon fagyott talaj 80%-kal csökkenti a beszivárgást, 10 cm felett pedig a teljes lefolyás felszíni lefolyás formájában megy végbe. A beszivárgott vízmennyiség bizonyos  $\alpha_b$  hányada 'elvész' a lefolyás szempontjából, a maradék  $\alpha_a$  hányada a felszínalatti lefolyás, a többi pedig a felszín közeli lefolyás alapjául szolgál.

A TAPI modell a teljes lefolyást tehát négy részre osztja:

- felszíni lefolyás:  $Q_{fei} = P_i \alpha_t \alpha_l$  (10)

- felszín közeli lefolyás:  $Q_{fki} = P_i \alpha_t (1 - \alpha_l)(1 - \alpha_b)(1 - \alpha_a)$  (11)

- felszín alatti lefolyás:  $Q_{fai} = P_i \alpha_t (1 - \alpha_l)(1 - \alpha_b) \alpha_a$  (12)

- $Q_{oi}$  = alaplefolyás: meghatározásáról már szoltunk a korábbiakban (13)

Az egyes lefolyás összetevők arányának megállapítása után ezek tömegének a meghatározása következik. A vízgyűjtő terület lefolyás transzformációs hatásának a modellezése mind a felszíni, mind a felszín közeli, és a felszín alatti lefolyás tekintetében is sorba kapcsolt lineáris tározókkal (kaszkádokkal) történik. A vízgyűjtő háromdimenziós kiterjedésének megfelelően, egymás alatt párhuzamosan három kaszkád sor helyezkedik el, a felső,  $n_1$ ,  $k_1$  paraméterekkel a felszíni, a középső,  $n_2$ ,  $k_2$  paraméterekkel a felszín közeli, az alsó,  $n_3$ ,  $k_3$  paraméterekkel pedig az felszín alatti lefolyást reprezentálja. A számítások során a Diszkrét Lineáris Kaszkádmodellt alkalmaztuk.

A TAPI csapadék-lefolyás modell azon paramétereit, melyek számítási algoritmusát a modell nem tartalmazza, valamilyen optimalizálási eljárás segítségével határozhatjuk meg. Az eddigiekben érvényes jelölések használatával, az alábbi paraméterek értékét kell optimalizálni:

- $n_1$  - a felszíni lefolyás tározóinak a száma;
- $k_1$  - a felszíni lefolyás tározási tényezője;
- $k_2$  - a felszín közeli lefolyás tározási tényezője;
- $k_3$  - a felszín alatti lefolyás tározási tényezője;
- $a$  - az API exponense;
- CAPMAX - a maximális beszivárogni képes vízmennyiség;
- $\alpha_a$  - a felszín alatti lefolyás aránya a felszín közeli+felszín alatti lefolyásból;
- $\alpha_b$  - a beszivárgásnak a lefolyásban részt nem vevő hányada

(Gauzer 2008).

A diszkrét lineáris kaszkádmodell további, részletekbe menő leírását itt nem folytatom.



### 3.3. Éghajlati scenáriók

Az éghajlati modellek esetében nem csak a benne foglalt fizikai, matematikai leírás, a parametrizáció részletessége, pontossága és az alkalmazott módszerek fontosak. Az eredményt az is befolyásolja, hogy milyen éghajlati forgatókönyvre (scenárióra) alkalmaztuk a modellt. Az egyes scenáriók az üvegház hatású gázok koncentrációjának jövőbeni alakulását határozzák meg az alapján, hogy a világ fejlettsége, népessége, globalizációja merre tart. A gázok jövőben várható koncentrációja a modell számára bemenő adat. Az általunk használt forgatókönyv az A1B, ezt és a napjainkban alkalmazott többi scenáriókat itt mutatom be.

Az A1 cselekmény és forgatókönyvcsalád egy olyan jövő világot ír le, amelyben nagyon gyors a gazdasági növekedés. A globális népesség az évszázad közepén tetőzik, utána csökken. Gyors az új és hatékonyabb technológiák bevezetése. A legfőbb alaptémák a régiók közötti konvergencia, kapacitásépítés és növekvő kulturális és szociális kölcsönhatás, miközben csökkennek az egy főre jutó jövedelmek közötti regionális különbségek. Az A1 forgatókönyvcsalád három csoportba fejlődik, amelyek az energiatermelő rendszerek technológiai változásának alternatív irányait írják le. A három A1 csoportot az alábbi technológiai hangsúlyok különböztetik meg: erősen fosszilis (A1FI), illetve nem fosszilis energiaforrások (A1T) vagy egyensúly az összes forrás között (A1B). (Itt az egyensúly azt jelenti, hogy nem támaszkodnak erősen egyik adott energiaforrásra sem, azzal a feltételezéssel, hogy hasonló fejlesztési ráta vonatkozik minden energiaellátási és felhasználási technológiára.)

Az A2 cselekmény és forgatókönyvcsalád egy meglehetősen heterogén világot ír le. Az alaptéma az önállóság és a helyi identitások megőrzése. A népesedési mintázatok nagyon lassan konvergálnak, ami folyamatosan növekvő népességet eredményez. A gazdasági fejlődés elsősorban régióorientált. Az egy főre jutó gazdasági növekedés és technológiai változás térben változatosabb és lassúbb, mint a többi forgatókönyvnél.

A B1 cselekmény és forgatókönyvcsalád egy konvergens világot ír le az A1 cselekménnyel azonos globális népességgel, amely az évszázad közepén tetőzik, utána csökken, azonban a gazdasági struktúra itt gyorsan változik egy szolgáltatási és információs gazdaság irányába, az anyagi igényesség csökkenésével és tiszta és forráshatékony technológiák bevezetésével. A hangsúly a gazdasági, társadalmi és környezeti fenntarthatóság globális megoldásain van, beleértve a fokozottabb

jogegyenlőséget, de nem tartalmazva a további kibocsátást csökkentő éghajlati kezdeményezéseket.

A B2 cselekmény és forgatókönyvcsalád egy olyan jövő világot ír le, ahol a hangsúly a gazdasági, társadalmi és környezeti fenntarthatóság helyi megoldásain van. Ebben a világban a globális népesség folyamatosan nő, az A2-nél kisebb mértékben, a gazdasági fejlődés szintje közepes, és a technológiai változás kevésbé gyors és sokfélébb, mint a B1 és A1 cselekményben. Miközben a forgatókönyv szintén a környezetvédelem és társadalmi igazságosság felé orientálódik, a helyi és regionális szintekre összpontosít.

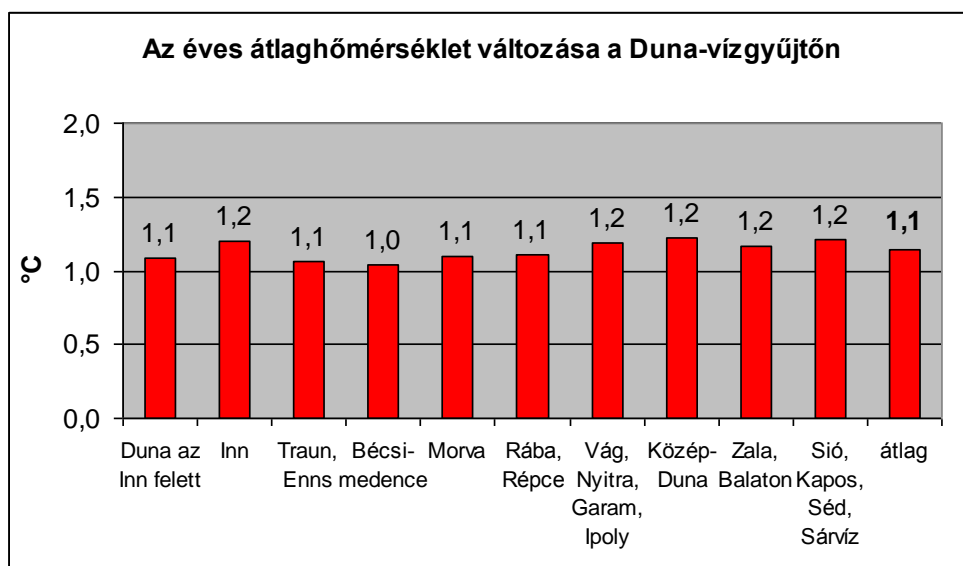
A SRES forgatókönyvek nem tartalmaznak további kibocsátáscsökkentő éghajlati kezdeményezéseket, ami azt jelenti, hogy egyetlen olyan forgatókönyv sincs a SRES családban, ami kimondottan feltételezi az ENSZ Klímaváltozási Keretegyezmény vagy a Kiotói Jegyzőkönyv célkitűzéseinek megvalósítását (IPCC 2007).

## 4. A klímamodell eredményeinek értékelése

Ebben a fejezetben bemutatom, hogy a REMO5.7 regionális klímamodell futtatása milyen eredményeket adott. Össze fogom hasonlítani a modelltől a 2021-2050 és 1961-1990 időszakokra kapott értékeket a napi átlaghőmérséklet, a napi minimum és maximum hőmérséklet és a csapadék értékeire. Sajnálatos módon az OVSZ adatbázisa ezen paraméterekre csak 1983-tól áll rendelkezésre, így a 2. fejezetben bemutatott klímajellemzésnél használt 1985-2009 és a modellezésnél használt 1961-1990 referencia időszak nincs összhangban. A vizsgálat során, a területre átlagolt mennyiségek meghatározásakor az egyes vízgyűjtőket nagyságuk szerint vettem figyelembe, egészen pontosan aszerint, hogy területükre hány pont esett a 0,088 fok felbontású rácson.

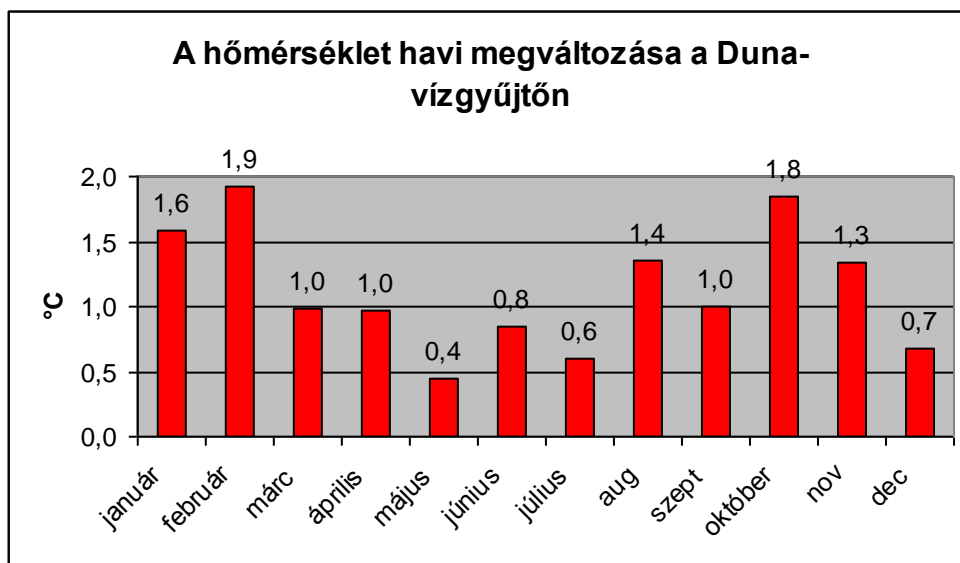
### 4.1. Léghőmérséklet

Az éves átlaghőmérséklet megváltozása a két időszak között a teljes vízgyűjtőre nézve 1,1 °C. Az egyes részvízgyűjtők között nincsen nagy szórás: 1 °C (Bécsi-medence) és 1,2 °C (Inn, Vág-Nyitra-Garam-Ipoly, Közép-Duna, Zala-Balaton és Sió-Kapos) között változnak (4.1. ábra).



4.1. ábra. Az éves átlaghőmérséklet megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.

Nincsen olyan terület vagy időszak, melyen a hőmérséklet csökkenését jeleztük volna előre. A legkisebb növekedés a Morva vízgyűjtőjén tapasztalható májusban, 0,2 °C, a legnagyobb a Közép-Dunán októberben, 2,4 °C. Ami a hőmérsékletváltozás esetleges havi menetét illeti, nem állapítható meg markáns törvényszerűség. A kapott emelkedési kép leginkább egy kétmaximumos görbére hasonlít – februári és októberi maximummal, közel 2 fokos emelkedéssel –, ezt azonban elrontja a június és augusztus túl magas (vagy a július és szeptember túl alacsony) növekedési üteme. A legkisebb emelkedés májusban tapasztalható, területi átlagban 0,4 °C, a legnagyobb februárban 1,9 °C (4.2. ábra).

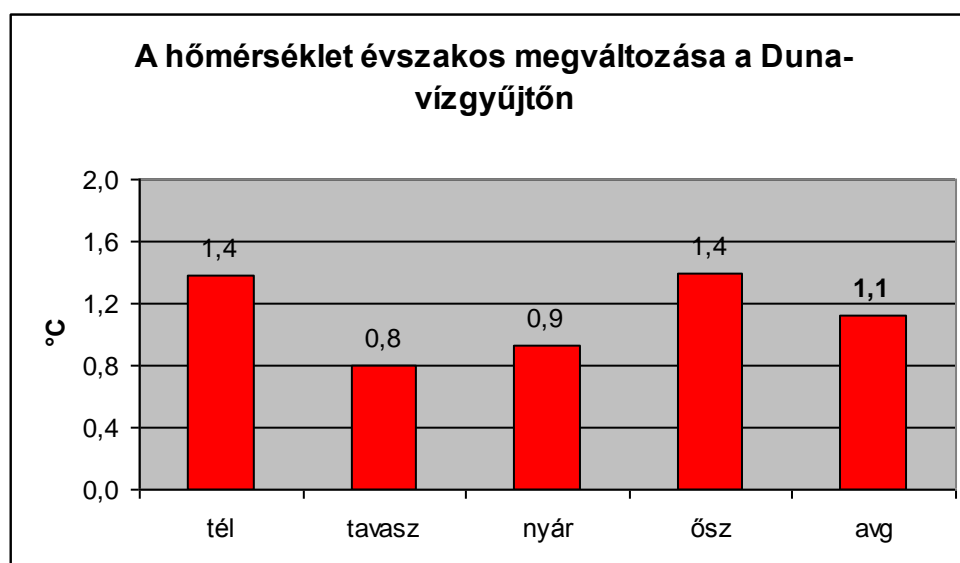


**4.2. ábra.** A hőmérséklet havi megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.

A január bő másfél fokos várható emelkedése azt is jelenti, hogy az itt bemutatott vízgyűjtők kb. felén a január negatív átlaghőmérséklete pozitívvá, de legalábbis nulla fok körülivé válik. Ez azt is jelenti, hogy egyes területeken egyáltalán nem lesz negatív átlaghőmérsékletű hónap! A másik szembetűnő dolog, hogy az augusztus közel 1 fokkal jobban melegszik, mint a július. Ez pedig azt jelenti, hogy a 2021-2050 periódusban az augusztus lehet a legmelegebb hónap a július helyett (ahogy arról a 2.5. fejezetben a Zala, Balaton esetében már beszéltem).

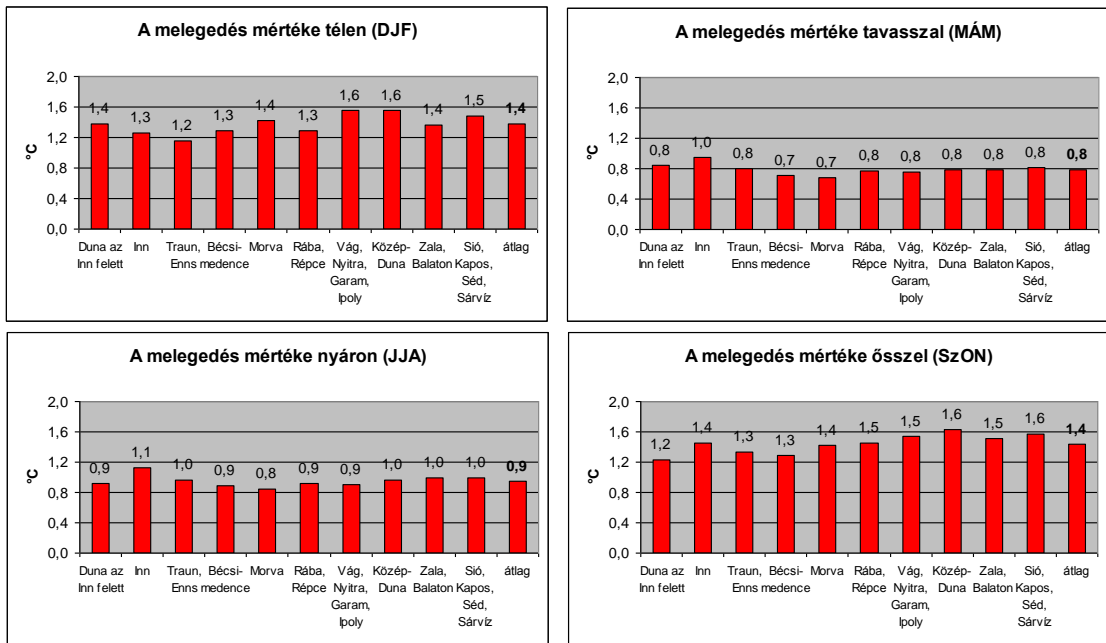
A 4.2. ábra már sejteti, hogy a REMO5.7 esetében nem olyan prognózist kaptunk, mint a legtöbb modell esetében. Tapasztalatom szerint a modellek legnagyobb része a legnagyobb hőmérsékletemelkedést a nyári időszakra teszi, míg a legkisebbet tavaszra. Ez utóbbi most is így van, a tavaszi emelkedés a legkisebb, területi átlagban

0,8 °C, 0,1 fokkal alulmúlva a nyárit. A növekedés üteme télen és ősszel adódott a legnagyobbak, 1,4-1,4 fokkal (4.3. ábra) (Ezt talán az is okozhatta, hogy a modell validációja közben „túl jól” sikerült az SDP probléma kezelése vagy más modellekben nem jelentkezett olyan erősen, hogy foglalkozzanak vele). A hőmérséklet ilyen mértékű őszi és téli emelkedése a párolgáson keresztül jelentősen csökkentheti a talajok ilyenkor szokásos, vízzel való feltöltődését. A nyár további melegedése tovább fokozhatja az aszályhajlamot. Mindkét hatás függ természetesen a csapadéktól, amit a 4.3. fejezetben mutatok be. Téli étékek jelentős növekedésével összhangban valószínűleg csökken majd a havas és hótakarós napok száma is.



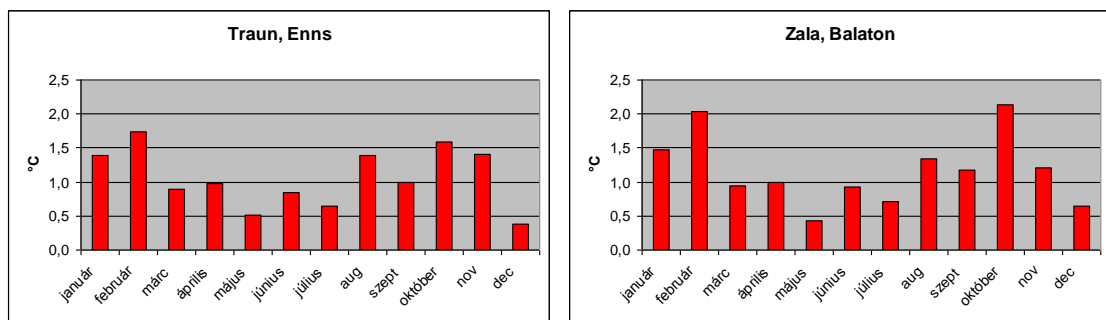
**4.3. ábra.** A hőmérséklet évszakos megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.

A 4.4-7. ábrák a hőmérséklet évszakos megváltozását mutatják részvízgyűjtőnként. Nem láthatóak nagy különbségek, a területi eltérések 0,3-0,4 °C közöttiek. Az öt erőteljesebb melegedéssel jellemezhető vízgyűjtő azonban jól kirajzolódik: Az Inn a kisebb változású tavasz és nyár legnagyobb melegedését adja, a négy alsó vízgyűjtő pedig a nagyobb változású ősz és tél legmagasabb értékét. A Bécsi-medence – mint a legkevésbé felmelegedő vízgyűjtő – minden évszakban átlagos, de inkább az alatti növekedést mutat.



**4.4-7. ábra.** Az egyes részvízgyűjtők melegedési üteme évszakonként 2021-2050 és a referencia időszak között.

Végül szerepeljen még itt két részvízgyűjtő, melyeket a 2.5. fejezetben is példaként mutattam be. A Traun, Enns (4.8. ábra) kicsivel átlag alatti, míg a Zala, Balaton (4.9. ábra) átlag feletti várható növekedéssel bír. A különbség legnagyobb részét az a két hónap adja, amely területi átlagban is a legnagyobbak adódott, a február és az október. Ezen időszakok alatt a Kárpát-medencében lévő vízgyűjtő fél fokkal nagyobb melegedésre számíthat, mint az alpi.

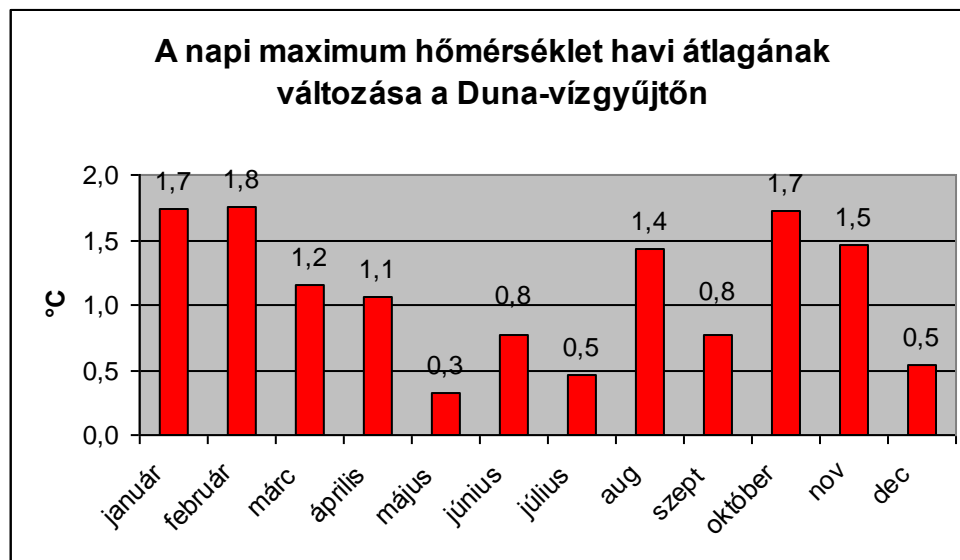


**4.8-9. ábra.** A hőmérséklet változásának várható havi üteme a Traun, Enns és a Zala, Balaton vízgyűjtőjén, 2021-2050 és a referencia időszak között.

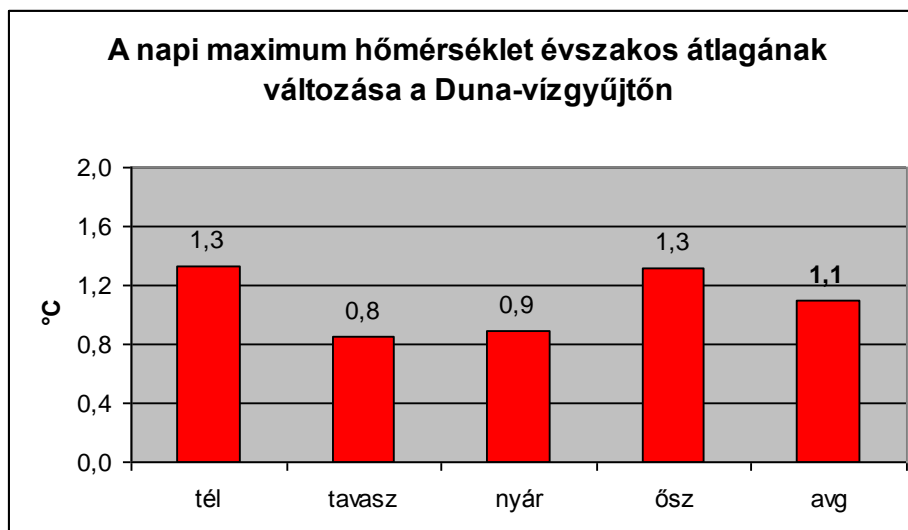
## 4.2. Maximum, minimum hőmérséklet

A napi maximum hőmérséklet átlagos változása az egyes részvízgyűjtők szinte teljesen megegyezik a napi középhőmérséklet átlagos változásával, ezért az ábrát nem is mutatom be. Az átlag itt is 1,1 °C, ami 1 °C (Duna az Inn torkolat felett, Traun-Enns, Bécsi-medence) és 1,2 °C (alsó négy vízgyűjtő) között változik.

A havi értékek esetében már valamivel nagyobb a különbség. A legkisebb változás itt is a Morva májusához kötődik, 0,1 °C, míg a legnagyobb változás helye és ideje is ugyanaz: Közép-Duna, október, 2,3 °C. A változás éves menete is megegyezik, csak az értékek változtak némiképp (4.10. ábra). Február maximum hőmérsékleteiben várható most is a legnagyobb változás, de itt az október mellett a januári érték is igen magas, valamint jóval átlag feletti az augusztus és a november. Az ábrán az látszik, hogy mindenképpen várható a napi maximum hőmérsékletekhez kapcsolódó rekordok számának növekedése, de nem elsősorban nyáron. 4.11. ábrán az is látszik, hogy erre ősszel és télen van nagyobb esély, de a kép itt árnyaltabb, mint a napi középhőmérsékletek esetében. Várhatóan emelkedni fog a nyári-, hőség- és forró napok száma is. A télvégi maximum hőmérsékletek emelkedése igen kedvező a téli árvizek számára, csökken a hófelhalmozódás mennyisége is.



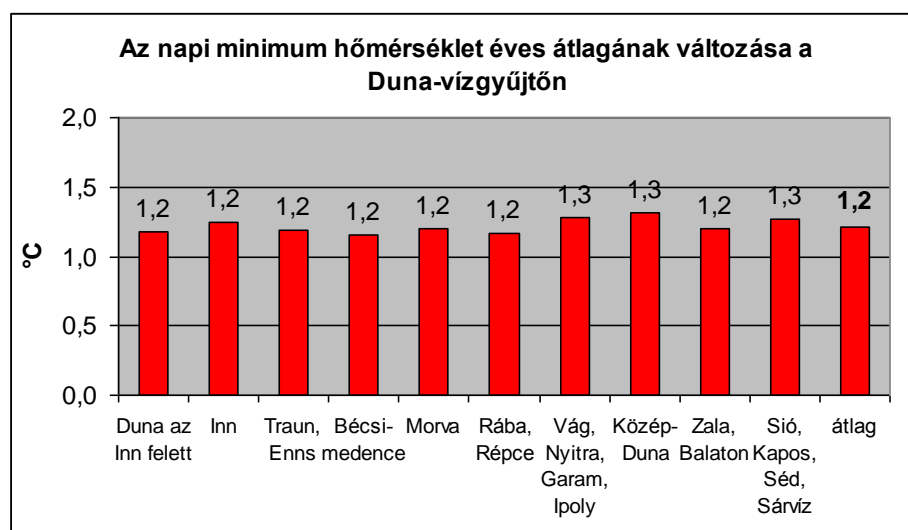
4.10. ábra. A napi maximum hőmérséklet havi átlagának változása a Duna-vízgyűjtőn, 2021-2050 és a referencia időszak között.



**4.11. ábra.** A napi maximum hőmérsékletek évszakos átlagának változása a Duna-vízgyűjtőn, 2021-2050 és a referencia időszak között.

A napi maximum hőmérséklet havi átlagának változása részvízgyűjtőnként szintén csaknem megegyezik a napi középhőmérséklet változásával, ezért ezt külön nem taglalom.

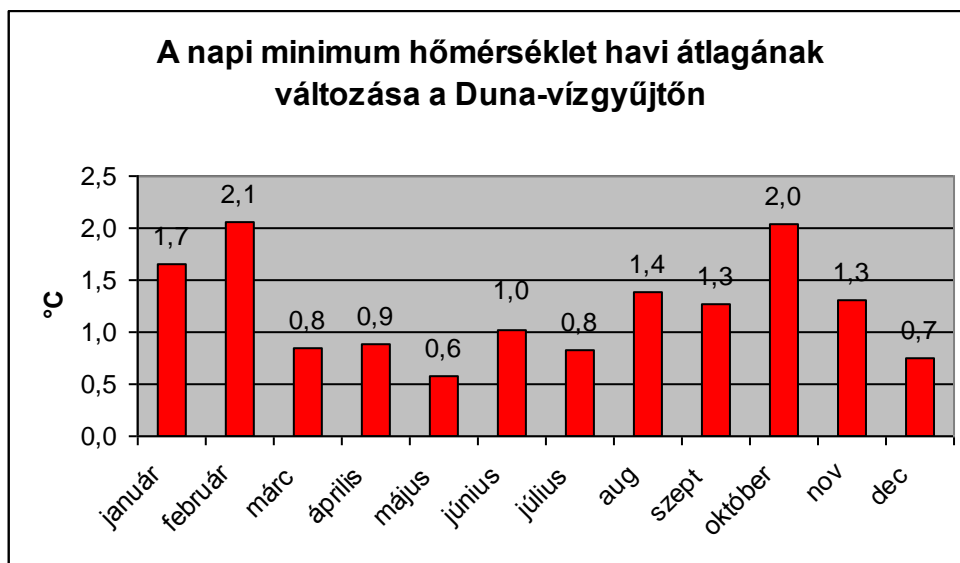
A napi minimum hőmérséklet esetében kicsit már más a helyzet. Ennek a paraméternek a növekedése kissé nagyobb, mint az eddigiek: 1,2 °C, szórása kisebb, csak 1,2, 1,3 °C-os értékek vannak (4.12. ábra). Itt is elmondható, hogy az Innhez és az alsó vízgyűjtőkhöz tartozik magasabb érték.



**4.12. ábra.** Az napi minimum hőmérséklet éves átlagának megváltozása a Duna-vízgyűjtőn, 2021-2050 és a referencia időszak között.



A legkisebb várható havi változású területnek a Morva és a Vág-Nyitra-Garam-Ipoly részvízgyűjtője adódott májusban 0,4 °C-kal, míg a legnagyobb változásra a Közép-Duna októberében van esély: 2,7 °C a kapott érték. A minimum hőmérséklet havi változásának menete (4.13. ábra) hasonló az eddig látottakhoz, azzal a különbséggel, hogy itt a maximumok még erőteljesebbek, a februári és az októberi érték is meghaladja a 2 °C-ot. A legkisebb várt változás itt is májushoz tartozik, értéke azonban magasabb az eddig látottaknál: 0,6 °C.

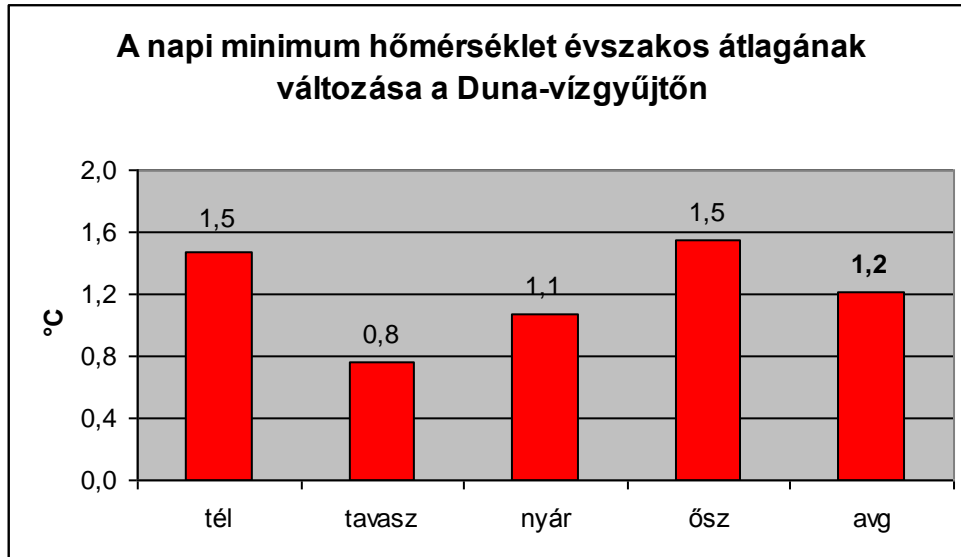


**4.13. ábra.** A napi minimum hőmérséklet havi átlagának változása a Duna-vízgyűjtőn, 2021-2050 és a referencia időszak között.

Az évszakosan összegzett értékekben mutatkozik talán a legnagyobb eltérés az eddigiektől. A 4.14. ábrán látható, hogy a vizsgált paraméter legnagyobb változása itt is őszi és téli a legnagyobb, de a változás mértéke itt nagyobb, a téli megközelíti, az őszi meg is haladja a másfél fokot. Nagyobb a nyári minimum hőmérsékletek változásának értéke is, megközelíti az 1,1 °C-ot. A tavaszi érték az eddigi paraméterekkel megegyező: 0,8 °C. A minimum hőmérsékletek ilyen jelentős várható emelkedése azt is jelenti, hogy minden bizonnyal csökkeni fognak a negatív hőmérsékleti rekordok, a téli, fagyos és zord napok száma.

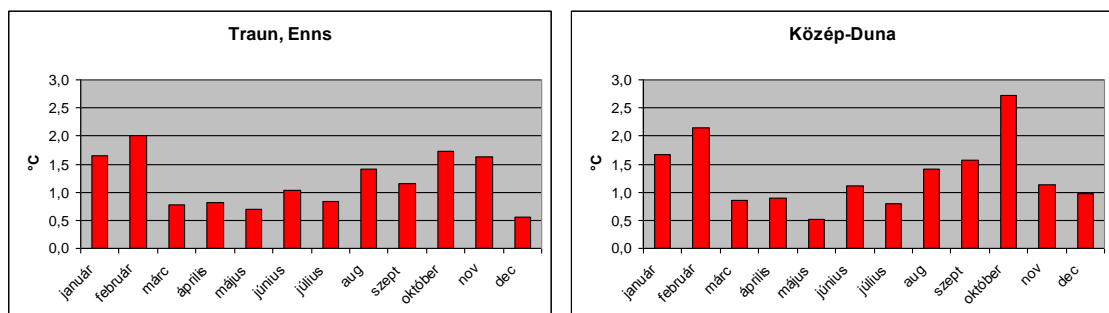
A tél értékei 1,2 és 1,6 °C között változnak. A kisebb értéket a Rába, Répcse, a nagyobbak a Vág-Nyitra-Garam-Ipoly és a Közép-Duna vízgyűjtőjén fordulnak elő. Tavasszal az értékek szűk sávban mozognak 0,7 és 0,9 °C között, ez utóbbi szám csak az Inn mentén fordul elő. A nyári változás szórása is kicsi, 1-1,2 közötti, itt is az Inn a

legnagyobb. Ősszel nagy a szórás, eléri a 0,4 fokot. Az értékek 1,4 °C-os növekedésről indulva folyásirányban emelkednek, kivéve a legmagasabb értékkel bíró Közép-Dunát (1,8 °C).



4.14. ábra. A napi minimum hőmérsékletek évszakos átlagának változása a Duna-vízgyűjtőn, 2021-2050 és a referencia időszak között.

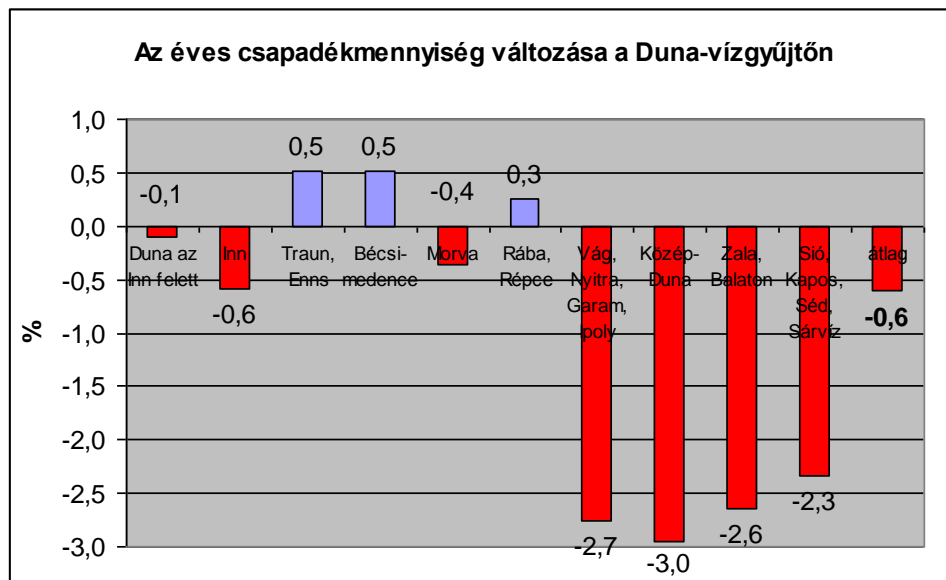
Megvizsgálva újra egy jórészt hegységi és egy jóval keletebbre lévő síkvidéki vízgyűjtőt, észrevehetünk néhány különbséget. A felső vízgyűjtőkre általában jellemző, hogy az októberi maximum nem olyan jellegzetes, ezáltal az változás éves menete sokkal egyenletesebb. (4.15. ábra). A havi értékek közti szórás 1,4 fok. A Kárpát-medencében lévő alsó vízgyűjtőkön viszont határozott az októberi maximum, ezért a szórás is nagyobb, 2,2 fok körüli (4.16. ábra).



4.15-16. ábra. A napi minimum hőmérséklet változásának várható havi üteme a Traun, Enns és a Közép-Duna vízgyűjtőjén, 2021-2050 és a referencia időszak között.

### 4.3. Csapadék

A csapadékmennyiség éves megváltozása a Duna-vízgyűjtőn a területtel súlyozva -0,6%-nak adódott a 2021-2050 időszakra, az 1961-1990 referencia időszakhoz viszonyítva (4.17. ábra). Ez a változás jelentéktelen és hibahatáron belüli. A legnagyobb területi éves változás sem éri el a 3%-ot. Az ábrán látható kép csalóka, mert azt látjuk, hogy hét vízgyűjtőn csökkent a csapadék, abból négyen jelentősebben, és csak háromon nőtt. Az utolsó (alsó) három vízgyűjtő részesezése azonban elenyésző, a területből együtt kb. 10%, az éves csapadékból 6-7%.

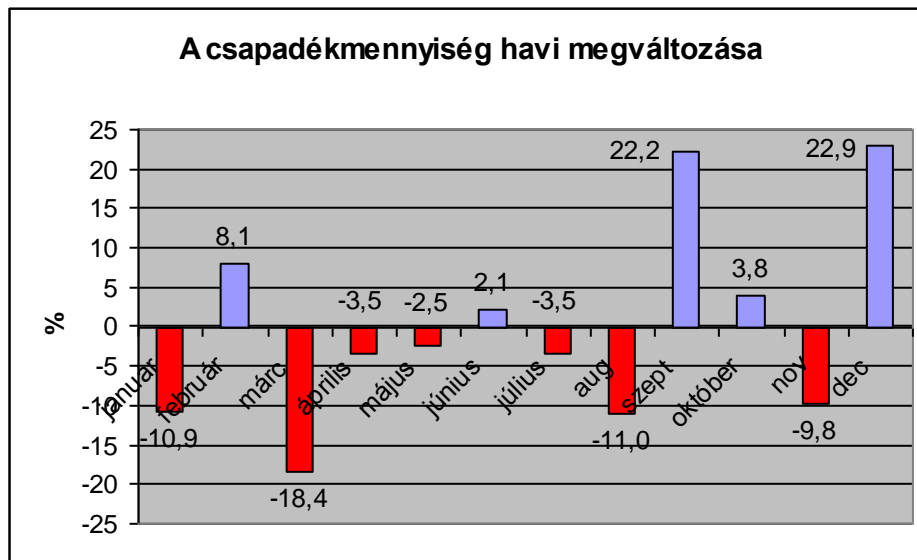


4.17. ábra. Az éves csapadékmennyiség megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.

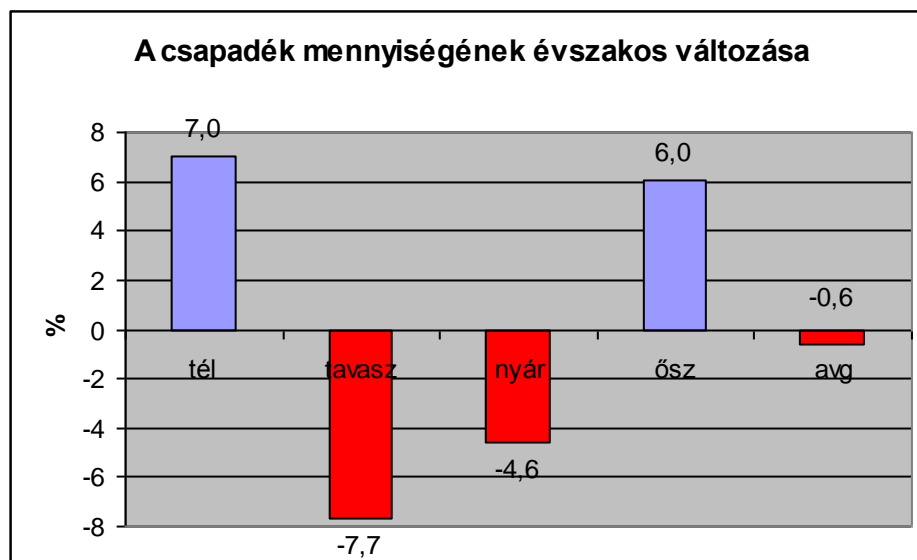
A csapadék havi megváltozását bemutató ábrán (4.18. ábra) már jóval nagyobb változásokat látunk. Hét hónap összegében mutatkozik jelentősebb változás: a december 23, a szeptember 22 és a február 8%-kal növekszik, míg a március 18, az augusztus és a január 11, a november pedig 10%-kal csökken. Az említett hónapokban minden részvízgyűjtőn azonos a csapadék változásának tendenciája (kivétel a február, mert ott a legfelső vízgyűjtőn 1,5%-os csökkenés látható). A legnagyobb csökkenés a Duna Inn-torkolat feletti vízgyűjtőjén adódott, márciusban -21,9%, a legnagyobb havi növekedés a Zala, Balaton decemberében, 35,8%.

Ezek a változások azt eredményezhetik, hogy minden vízgyűjtőn a január válik a legszárazabb hónapra, a február helyett. Nyáron minden vízgyűjtőn sok csapadék

hullik. Ha csökken az augusztusi és jelentősen nő a szeptemberi csapadék, akkor a szeptemberi csapadék eléri a nyári hónapok szintjét, míg az augusztus a június-szeptember periódus legszárazabb hónapjává válik. A november csökkenése és a december növekedése a mediterrán hatás egy hónappal későbbre történő csúszását jelentheti.



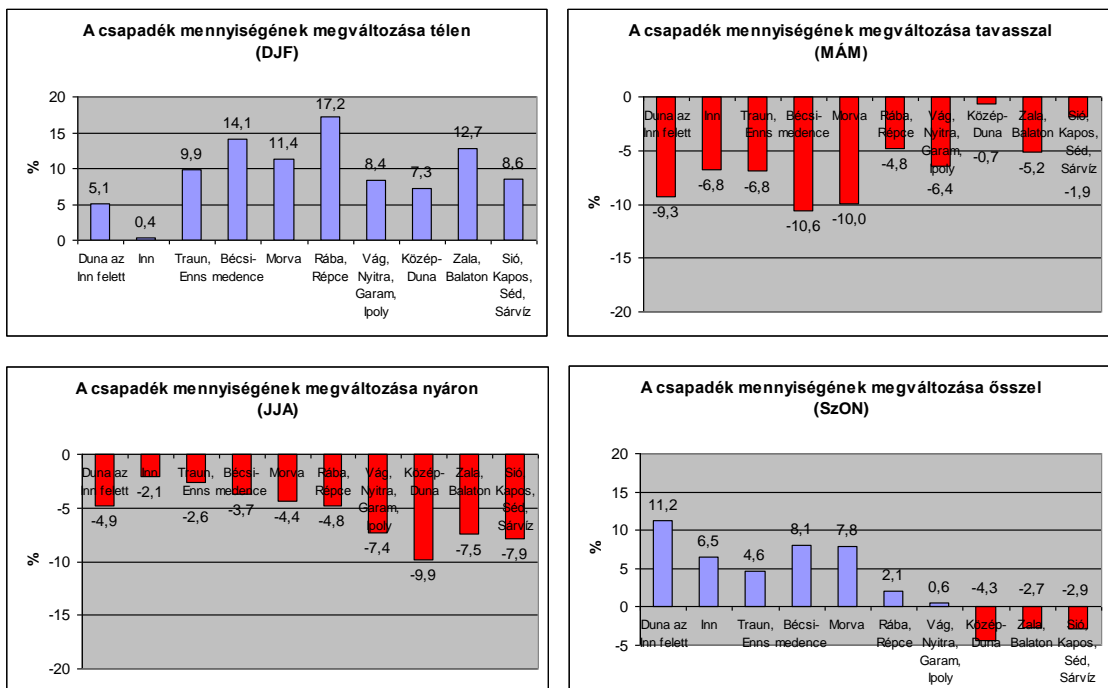
4.18. ábra. A csapadékmennyiség havi megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.



4.19. ábra. A csapadékmennyiség évszakos megváltozása a Duna-vízgyűjtőn 2021-2050 és a referencia időszak között.

Összegezve az egyes hónapok értékeit évszak szerint, kapjuk a 4.19. ábrát. Látható, hogy míg a tavaszi és nyári csapadék csökken, az őszi és téli nő, az értékek 4-8% között változnak. Figyelembe véve, hogy a nyári csapadék a legtöbb, a téli a legkevesebb, a nyári kis relatív megváltozása legalább olyan jelentőségű, mint a tavaszi vagy az őszi, a téli pedig kevésbé az.

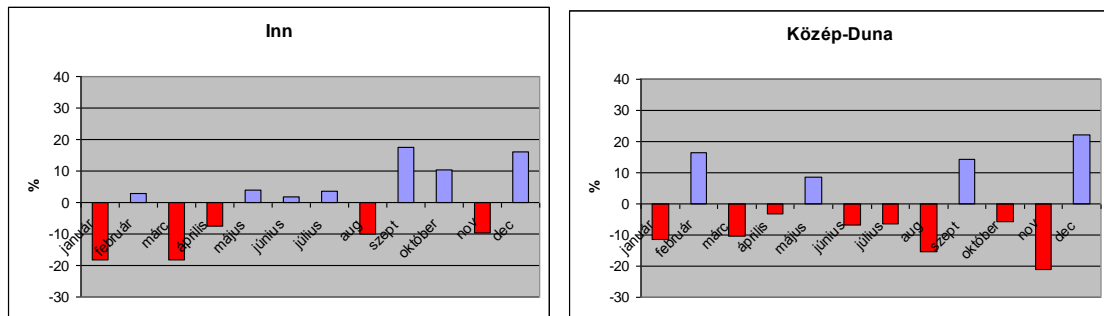
Érdeemes megnézni az egyes részvízgyűjtők várható viselkedését évszakonként (4.20-23. ábra). Jól látható, hogy az értékek szórása jóval nagyobb, mint az a hőmérséklet esetében volt. A téli növekedés átlaga 7%, a területek közti szórás 17% (Inn 0,4%, Rába, Répce 17,2%). A tavaszi csökkenés 7,7%-nak adódott, a szórás itt kisebb, 10% (Közép-Duna -0,7%, Bécsi-medence -10,6%). A nyári csökkenés 4,6% volt, itt található a legkisebb szórás, 8% (Inn -2%, Közép-Duna -9,9%). Az őszi növekedés 6%-nak adódott. A helyzet itt érdekesebb, a felső hét vízgyűjtőn a csapadék növekedését, az alsó három csökkenést prognosztizáltuk. A szórás 15,5% (Duna az Inn torkolat felett 11,2%, Közép-Duna -4,3%).



4.20-23. ábra. Az egyes részvízgyűjtők csapadékmennyiségének változása évszakonként 2021-2050 és a referencia időszak között.

Ismét kiemelném a nyugatabbi és keletebbi vízgyűjtőkön várható hatások különbségét az Inn és a Közép-Duna példáján (4.24-25. ábra). Látható a fent említett hét hónap, melyek változási iránya minden részvízgyűjtőn azonos, a februári

csapadéknövekedés fent még elenyésző (a legfelső vízgyűjtőn negatív), lefelé haladva erősödik. A június, július változása nem számottevő, de a Duna mentén lefelé haladva ez pozitívból inkább negatívvá válik. Az október helyzete érdekes, mert a felső és alsó öt vízgyűjtőn ellentétes előjelű. A november csökkenése is lefelé erősödik, ami talán összefügg azzal, hogy ezeken a területeken eddig másodmaximumként jelentkezett. Ez a hatás úgy tűnik, decemberre tevődik át.



**4.24-25. ábra.** A csapadékmennyiség változásának várható havi üteme az Inn és a Közép-Duna vízgyűjtőjén, 2021-2050 és a referencia időszak között.

Az alábbiakban megpróbálom megbecsülni, a hőmérséklet és a csapadék várható változásának együttes hatását a lefolyásra, a 2021-2050 időszakra, az 1961-1990 referencia időszakhoz képest. A 4.3. ábrán láttuk, hogy a hőmérséklet télen átlag feletti módon emelkedik, mely a csapadék növekedésével (4.19. ábra) párosulva észrevehetően nagyobb lefolyást okozhat, hisz nő az eső formájában hulló csapadék. Ez azt is eredményezi, hogy a tavaszi olvadáskor kevesebb lesz a hóban tárolt vízmennyiség. Figyelembe véve a csapadék ekkorra prognosztizál csökkenését, a tavaszi lefolyás csökkenését várom. Nyáron csökken a csapadék, kis mértékben emelkedik a hőmérséklet (ekkorra időtávlatban esetleg a gleccservíz táplálás csökkenését is figyelembe kell venni), az együttes hatás ez esetben is a lefolyás csökkenését valószínűsíti. Ősszel a hőmérséklet jelentősebb emelkedése mellett növekszik a csapadék (ráadásul nagyobb mértékben éppen a nagyobb lefolyást adó felső szakaszon), a csapadéknak pedig nagyobb része lesz eső, mint az 1961-1990 időszakban. A hatások itt ellentétesek így az eredőjük a modell hibájával együtt bármelyik irányban módosíthat.

Összefoglalva tehát a vízhozam téli növekedését és tavaszi, nyári csökkenését várom, a kisvizek ezen időszakban való gyakoribbá válásával és téli ritkulásával együtt.

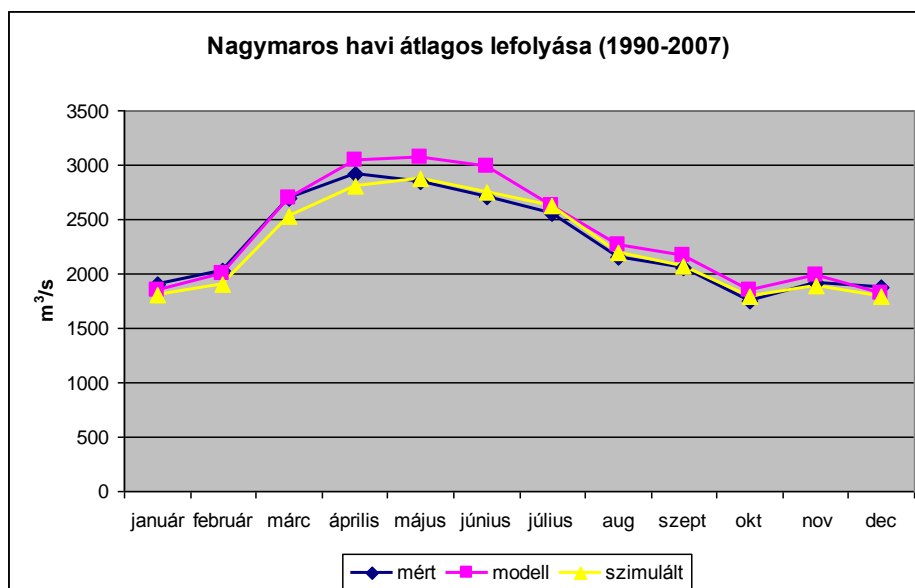
## **5. A hidrológiai modell eredményeinek bemutatása**

A vizsgálat célja az volt, hogy a klímaváltozás hatásait értékeljük a Duna magyarországi szakaszán, a 2021-2050 és az 1971-2000 időszak között. Mivel az ország területén jelentős hozzáfolyás nem történik, így két állomást választottunk ki, mintegy az érkező és távozó vízmennyiség jellemzésére, Nagymarost és Mohácsot. A választás olyan szempontból is jó, hogy Nagymarosnak már 1893 óta, Mohácsnak 1930 óta tartó adatsora áll rendelkezésre. Az adatok a II. Világháború idején hiányosak, Nagymarosé 1944 tavaszi-nyári, Mohácsé 1944-45 téli időszakban. Mindkét állomás adatai az OVSZ adatbázisában, illetve évkönyvekben megtalálhatóak.

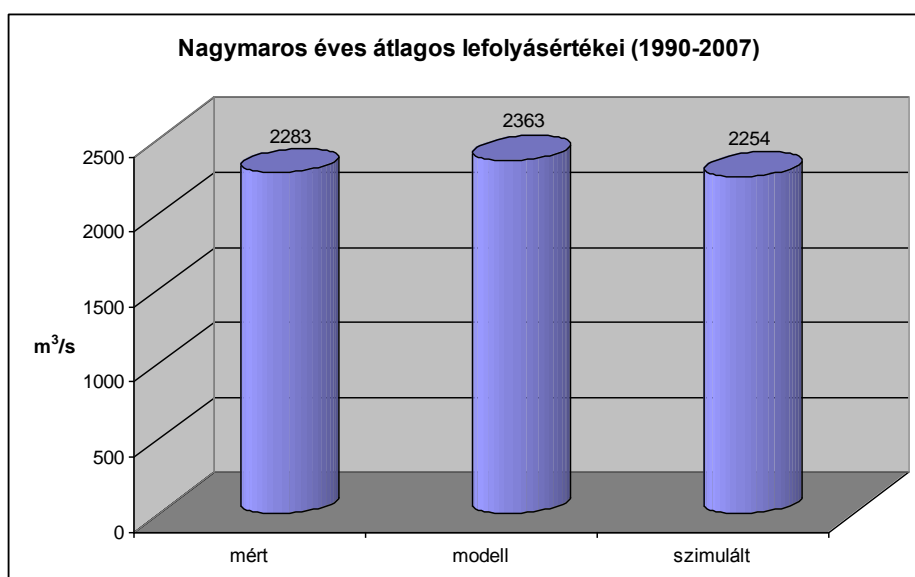
### **5.1. Validáció**

Az első komoly (és mint utólag kiderült, legnehezebb) feladat a 3.2. fejezetben bemutatott HOLVTAPI hidrológiai modell validációja volt. Ehhez ugyanis szükség volt a mért vízhozam adatok, mért meteorológiai adatok és az RCM-ből származó adatok együttes rendelkezésre állására, figyelembe véve a modellek felpörgési idejét. Ez a helyzet sajnos csak az 1990-2007 közti, 18 éves időszakra állt fenn. A továbbiakban a mért vízhozam adatokat mért-, a mért meteorológiai adatokból futtatott hidrológiai modellből kapottakat szimulált-, míg az RCM eredményekből futtatott hidrológiai modellből kapottakat modell adatoknak fogom nevezni.

Sikerült a hidrológiai modellt úgy kalibrálni, hogy az éves összegben és évi menetben is jól visszaadja a mért vízhozam értékeket. Az 5.1. ábrán látható, hogy a szimulációhoz tartozó éves menet jól követi a mértet. A december és az év első 4 hónapja kicsit alatta marad, míg a nyári hónapok hajszállal felette futnak, az ősziek szinte teljesen egyeznek. Az ehhez tartozó modell eredmények azonban kissé felülbecsültek. A téli hónapok éppen csak a mért adatok alatt maradnak, míg áprilistól kezdve a görbe a mért adatok felett fut, május-júniusban különösen. Az éves átlagokat tekintve (5.2. ábra) a szimuláció alig 2%-kal becsli alul, míg a modell adatok 3%-kal felül a mért adatokat. Nagymaros és Mohács ábrái igen hasonlóak, így csak az előbbit mutatom be.



5.1. ábra. A mért, szimulációs és modell adatok havi átlagai a validációs időszakra, Nagymarosra.

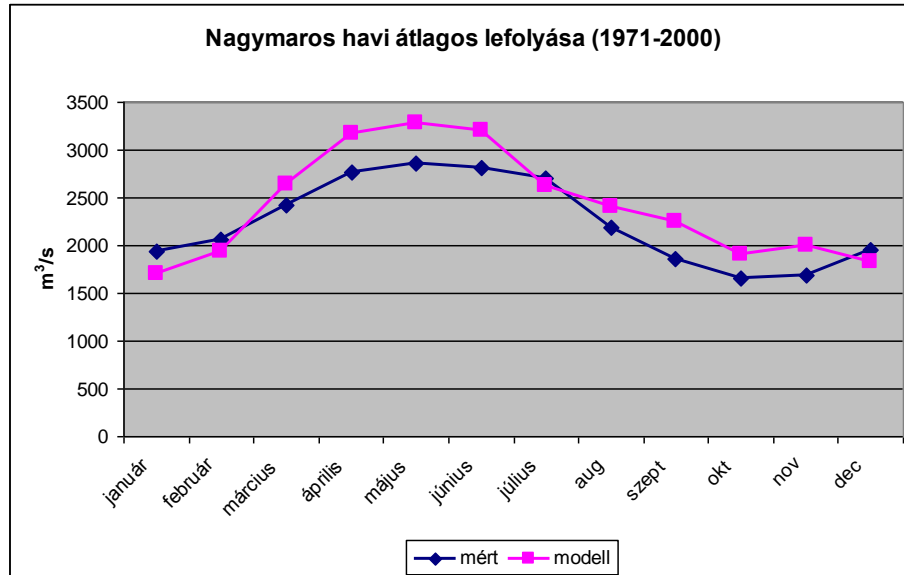


5.2. ábra. Nagymaros éves átlagos lefolyása a mért, szimulációs és modell adatok alapján a validációs időszakra.

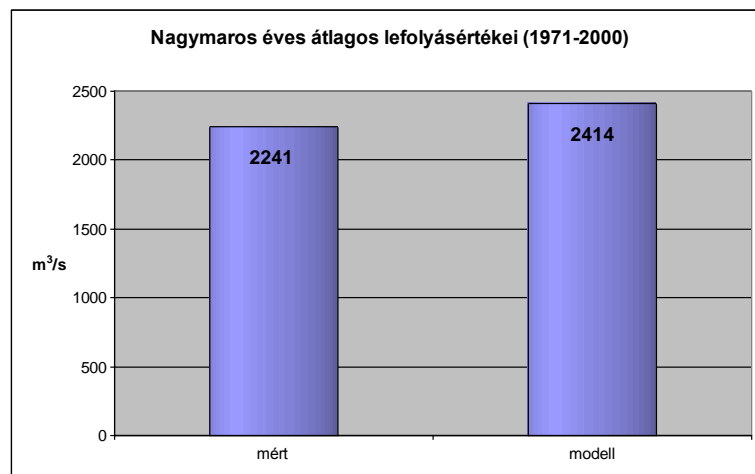
Úgy gondolom, hogy ezen eredmények biztatóak. Azonban, ha elhagyjuk a mért adatokból történt futtatás (szimuláció) eredményeit és 30 év átlagában vizsgáljuk a modellt, máris árnyaltabb a kép (5.3. ábra). Az 1971-2000 időszakra összehasonlítva a mért és modell adatok átlagát, azt tapasztaljuk, hogy a fent említett hibák sokkal jelentősebbek. Az augusztus-november időszakban a felülbecslés megközelíti, az április-június időszakban meghaladja a 10%-ot. A modelltől számított éves átlag 8%-kal haladja meg a mért adatokból számítottat (5.4. ábra). Tisztában vagyok vele, hogy a



klímamoddellel meghajtott hidrológiai modelltől kapott eredményekből nem lehet következtetést levonni, de úgy gondolom, hogy a hibáknak a hosszabb időszak alatt bekövetkezett növekedésének ténye az, ami aggodalomra adhat okot.



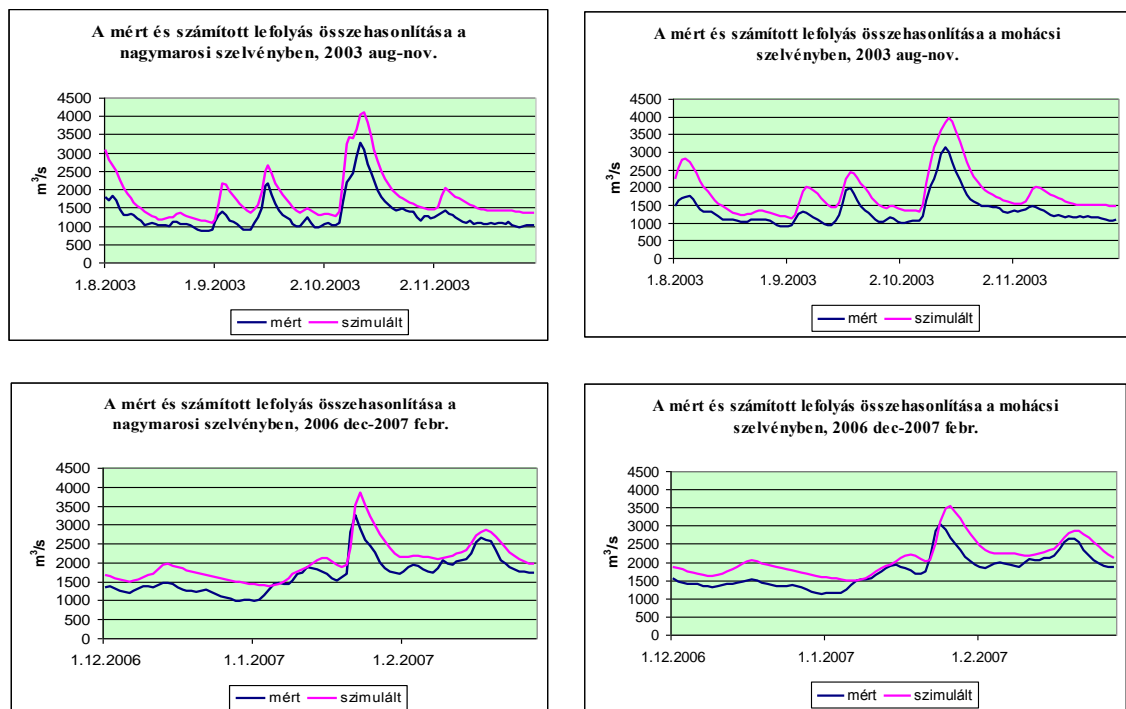
**5.3. ábra.** A mért és modell adatok havi átlagainak összehasonlítása az 1971-2000 időszakra, Nagymarosra.



**5.4. ábra.** Nagymaros éves átlagos lefolyása a mért és modell adatok alapján az 1971-2000 időszakra.

A fent bemutatott ábrák számomra azt jelentik, hogy a modell-futtatásból nyert eredményeim jelentős hibával lehetnek terhelve. Mivel a hidrológiai modell a validációs időszak alatt „jól viselkedett”, az időszak rövidege ellenére is azt gondolom, hogy a végül 30 éves átlagra kapott eltérések a klíma- és hidrológiai modell együttes hibája. Hogy ezt bizonyítsam, és hogy a modell kisvizés időszakban várható viselkedését

(jóságát) kicsit előre is vizsgáljam, elvégeztem két kiragadott, átlag alatti lefolyású időszak elemzését. Az első időszak 2003 augusztus-november, egy őszi (5.5-6. ábra), a másik 2006 december-2007 február (5.7-8. ábra), egy téli időszak. A szimulált és mért napi vízhozamokat hasonlítottam össze. Az eredmények minden várakozásomat alulmúlták. Az első időszakban a validációs vizsgálat alapján a szimulációs idősornak kissé a mért felett kellene haladnia, a különbség azonban 450-500 m<sup>3</sup>/s. A második, téli időszakban szimulációnak kicsivel a mért alatt kéne haladnia. Ezzel ellentétben felette halad 350 m<sup>3</sup>/s körüli különbséggel. Ezek alapján megállapítható, hogy a modell a kisvízes időszakok lefolyását az átlagosnál jobban felülbecsüli. Az ábrákon az is látszik, hogy a modell késik a mért adatokhoz képest. A modellezett adatok bizonytalansága tehát elég nagy.

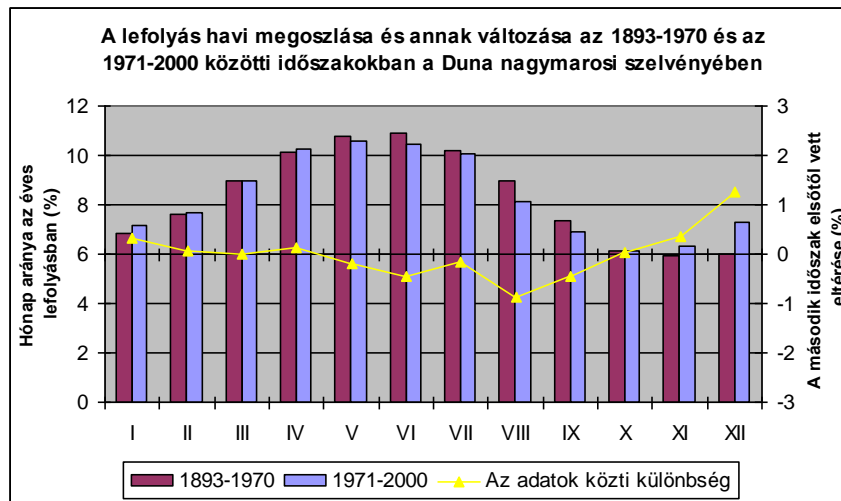


**5.5-8. ábra.** Két esetvizsgálat. A mért és szimulált lefolyás összehasonlítása 2003 augusztus-november időszakára (fent), 2006-2007 telére (lent), Nagymarosra (balra) és Mohácsra (jobbra).

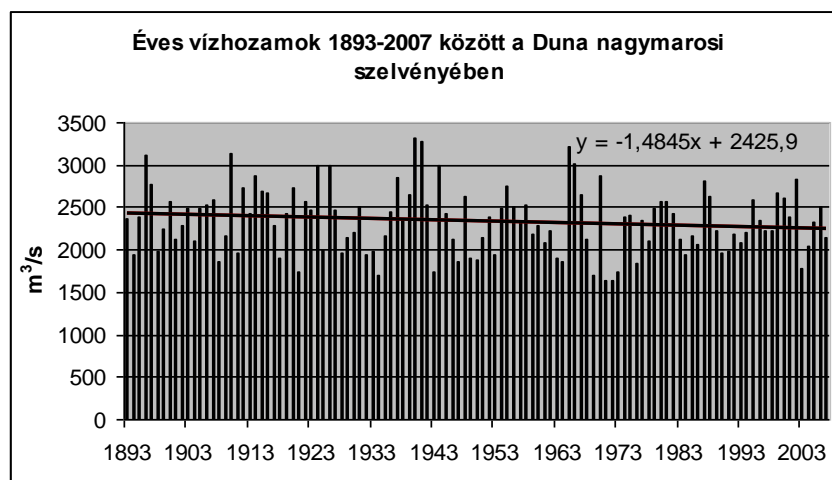
Összefoglalva a fentieket, azt lehet mondani, hogy a kapott eredmények nem a legjobbak, de a vizsgálat elvégezhető, hangsúlyozva, hogy az eredmények hibával terhelték lehetnek.

## 5.2. A vízhozam átlagértékei és várható változása

A Duna átlagos vízhozama Nagymarosnál a teljes 1893-2007 közötti 115 éves időszakra  $2340 \text{ m}^3/\text{s}$ . Az időszak elején volt több a lefolyás: 1893-1970 között  $2383 \text{ m}^3/\text{s}$ , volt az átlag, míg 1971-2000 közt csak  $2241 \text{ m}^3/\text{s}$  (5.9. ábra). A két időszak közt a lefolyás éves menete nem változott jelentősen. Februártól ápriliséig nincs változás, innentől kis csökkenés tapasztalható augusztusig, majd meredekebb emelkedés az év végéig. Novembertől januárig a lefolyás növekedése tapasztalható. A legnagyobb csökkenés augusztusban, a legnagyobb növekedés decemberben tapasztalható, változásuk nagyságrendje 1% körüli.



5.9. ábra. A lefolyás havi megoszlása és annak változása az 1893-1970 és az 1971-2000 közötti időszakban, Nagymarosnál.

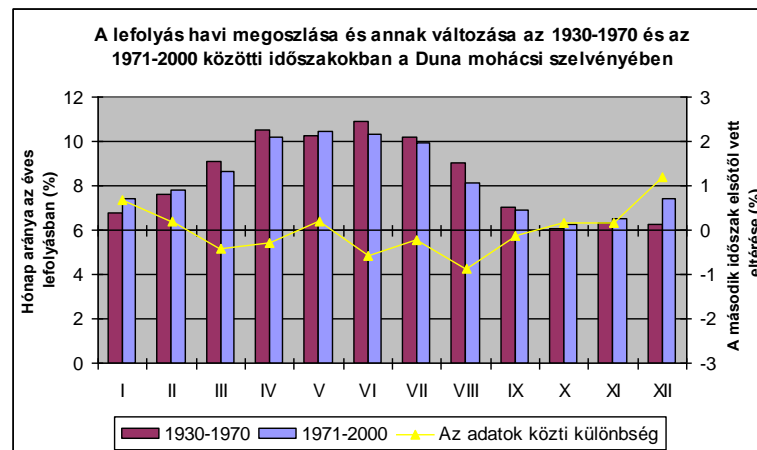


5.10. ábra. Nagymaros évi átlagos vízhozamai, 1893-2007.

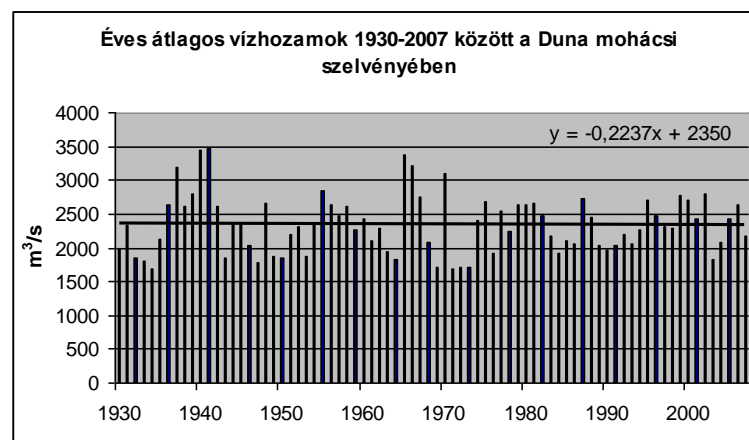
Az időszakok közt fent látható különbség a 115 év éves átlagaira illesztett trend alapján  $170 \text{ m}^3/\text{s}$ -os csökkenést jelent az időszak végére, az elejéhez képest (5.10. ábra).

Ugyanezen értékek Mohácsra: a teljes, 1930-2007 közti időszakra vonatkozó évi átlagos lefolyás  $2341 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ezt szintén 1970-nél két részre bontottam. Az 1930-1970 közötti időszak átlaga  $2382 \text{ m}^3/\text{s}$ , az 1971-2000 időszaké  $2286 \text{ m}^3/\text{s}$  (5.11. ábra). Az éves átrendeződés is hasonló: télen növekedés, tavasszal és nyáron inkább csökkenés, ősszel változatlan. A változás legnagyobb havi értékei itt is 1% körüliek. Bár a változás kicsi, azt látjuk, hogy a 4. fejezet végén megfogalmazott várakozással egybeesik. Tehát a klímaváltozás hatása (ha kis mértékben is) már kimutatható a mért adatokban.

A teljes 78 éves időszakra illesztett lineáris trend Mohács esetében is csökkenést mutat, de a nagymarosi változásnak csupán tizedét,  $17 \text{ m}^3/\text{s}$ -ot ad (5.12. ábra).

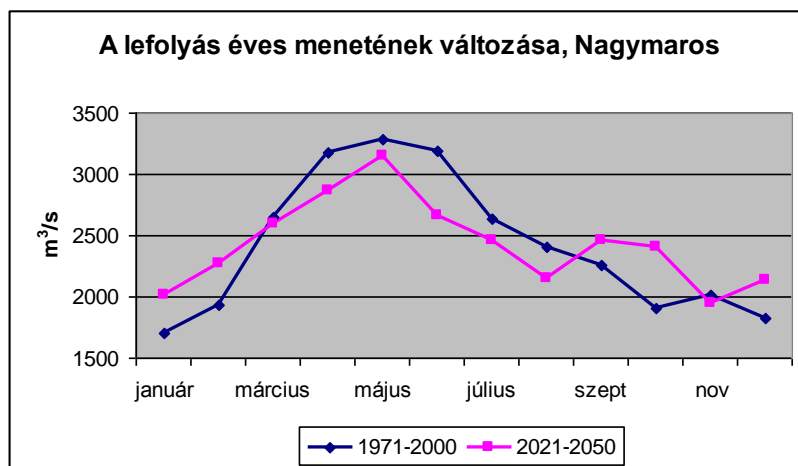


**5.11. ábra.** A lefolyás havi megoszlása és annak változása az 1930-1970 és az 1971-2000 közötti időszakban, Mohácsnál.

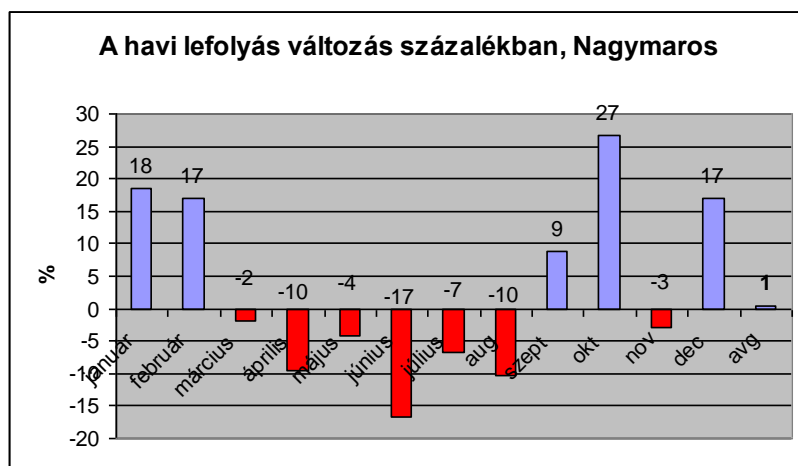


**5.12. ábra.** Mohács évi átlagos vízhozamai, 1930-2007.

A modell alapján 2021-2050 között az évi átlagos vízhozam Nagymarosnál és Mohácsnál is változatlan marad 1971-2000-hez képest (1% alatti növekedés). A lefolyás éves menetében azonban igen nagy változások adódtak (5.13. ábra). A téli hónapok mindegyikén jelentősen nő a lefolyás, márciustól augusztusig csökken, majd szeptembertől – november kivéve – újra nő (5.14. ábra). Ez azt eredményezi, hogy bár a május-júniusi lefolyási maximum megmarad, de kialakulhat egy októberi másod maximum. Összefoglalva az eredményt azt mondhatjuk, hogy a nagyobb vízhozammal jellemezhető hónapok lefolyása csökken, míg a kisebb hozamúaké nő, kiegyenlítettebbé válik tehát az éves menet. Amit tehát a mért adatoknál láttunk, itt teljességgel beigazolódott: a téli lefolyás jelentősen (15-20%-kal) nőhet, a tavaszi kb. 5%-kal, a nyári 10-15%-kal csökken. Úgy tűnik az ősz is lefolyás növekedést hoz, 10-15%-osat, köszönhetően az október 27%-os várható lefolyás növekedésének.



5.13. ábra. A lefolyás éves menetének változása Nagymarosnál 1971-2000 és 2021-2050 között.



5.14. ábra. A havi lefolyás várható megváltozása Nagymarosnál 1971-2000 és 2021-2050 között.

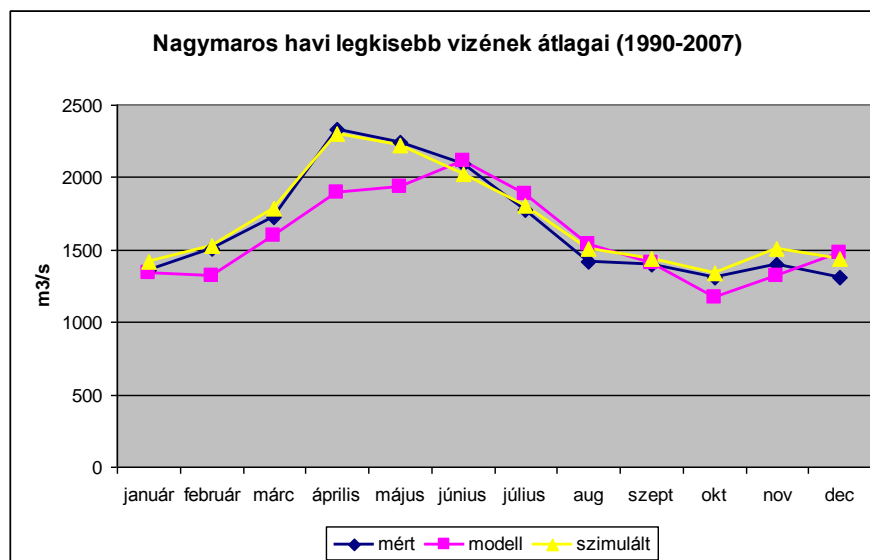
A Mohácsnál várható változások teljesen hasonló képet mutatnak a nagymarosival, csak 1-2% az eltérés, ezért azzal külön nem foglalkozom.

### 5.3. A kisvízi hozam átlagértékei és várható változása

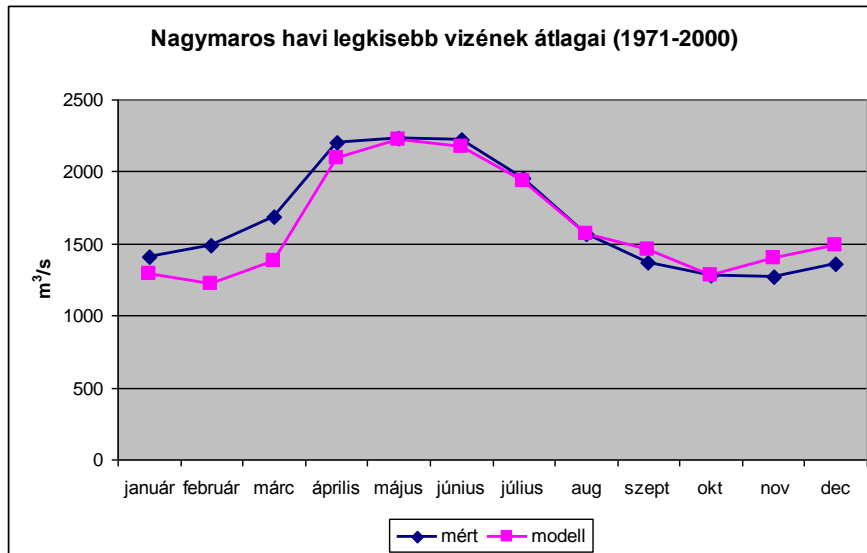
Kisvíznek nevezzük azt a vízállást vagy a hozzá tartozó vízhozamot, ami egy meghatározott szintnél kisebb vagy egy előfordulási valószínűséghez tartozik (2, 5, 10%-os kisvíz). A dolgozatomban az egy évben előforduló legkisebb, legkisebb 7 napos (2%-os) és legkisebb 30 napos (12%-os) vízhozamokat vizsgálom.

A hidrológiai modell validálásakor ábrázoltam azt is, hogy a szimulált és modellezett adatsorban kapott havi minimum értékek 1990-2007 időszakra számított átlagértékei milyen kapcsolatban vannak a mért adatokkal (5.15. ábra). Látható, hogy míg a szimuláció nagyon jól követi a mért adatok átlagát, a modell adatok sokkal kevésbé, különösen tavasszal. Miközben a mért adatok átlagának maximuma áprilisra adódik, a modellt júniusra. A kisvizek leggyakoribb előfordulását adó augusztus-január időszakban viszont elég jó.

Kiszámítottam a havi minimumokat az 1971-2000 időszakra is (5.16. ábra). Látható, hogy az értékek itt sokkal megnyugtatóbbak, mint voltak a havi átlagok esetében, a hosszabb időszakra ezt a paramétert jobban leírja a modell.

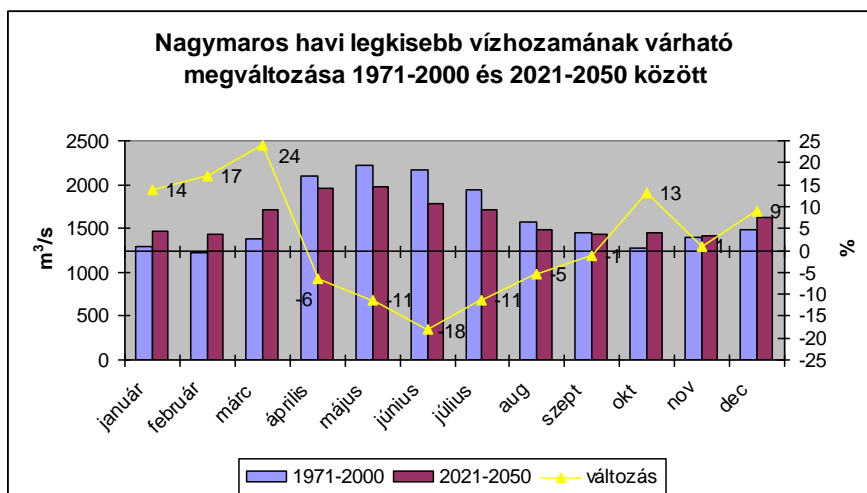


5.15. ábra. A havi legkisebb vízhozamok átlagai Nagymarosnál, az 1990-2007 validációs időszakra, a mért, modell és szimulációs adatok alapján.



**5.16. ábra.** A havi legkisebb vízhozamok átlagai Nagymarosnál, az 1971-2000 időszakra, a mért és a modell adatok alapján.

A modell alapján a kisvízi értékekben és időszakokban is jelentős változás állhat be a 2021-2050 időszakra (5.17. ábra). A kisvizek évi átlagos értéke 11%-kal, mintegy 100 m<sup>3</sup>-rel nő. A változás nagy vonalakban hasonlít az átlagértékek megváltozásához. Itt viszont a legnagyobb változással bíró hónap például a március (+24%), az átlag ebben a hónapban 2%-kal már csökkent. A szeptember és a november stagnálásától eltekintve a kisvizek hozama ősztől márciusig nő, a köztes időszakban jelentősen csökken (júniusban pl. 18%-kal). A változások hatására a kisvizek a havi értékének éves szórása 44%-kal csökken Nagymarosnál (41%-kal Mohácsnál).



**5.17. ábra.** Nagymaros havi legkisebb vízhozamának várható megváltozása 1971-2000 és 2021-2050 között.

Próbáltam végezni egy vizsgálatot, hogy az egyes 30 éves időszakokban melyik hónapra hányszor esik a legkisebb vízhozam érték, az eredmény azonban felemás lett. Nagymaros mért adatait 3 csoportban vizsgáltam: 1901-1930, 1940-1970 és 1971-2000, Mohácsét az utóbbi kettőben. Nagymarosnál az első időszakban a legtöbb kisvíz decemberre esik, a másodikban decemberre és januárra, a harmadikban november és december. Mohácsnál a második időszakban december, január, október, a harmadik időszakban november, október a leginkább kisvízes hónap. Megfigyelhető tehát, hogy a kisvizek előfordulás korábbra tevődik.

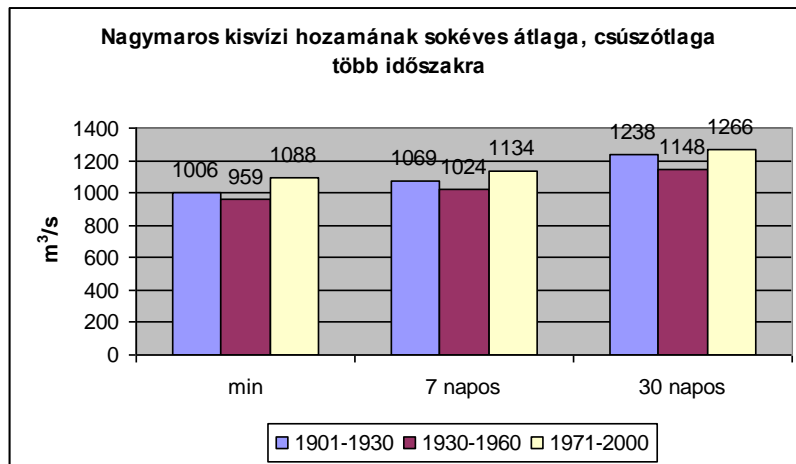
Az utolsó időszak (1971-2000) mért adatait összehasonlítom a modell hasonló időszakra vonatkozó adataival és elég különös eredményt kaptam. Miközben valamilyen szintű egyezést vártam, az eredmények igen különbözőek lettek. Nagymaros esetében a mért adatok november-decemberi csúcsával szemben a modelltől október, március adódott, közben a december értéke nulla.

Bár a kapott eredmények igen rosszak, összehasonlítottam a modell ezen adatait a 2021-2050 időszakkal. A két hónap már közel sem egyeduralkodó, február, március, szeptember, október és november is hasonló számú vízhozammal szerepel. (Decemberben továbbra sincs kisvíz a modell szerint.) Az eredményt az 5.17. ábrához hasonlóan értelmezem: az eddigi őszi és téli kisvízes időszakokban nő a lefolyás, ezért az év egyre nagyobb időszakában fordulhat elő kisvíz, különösen ősszel, de ezek vízhozama valamivel nagyobb lesz.

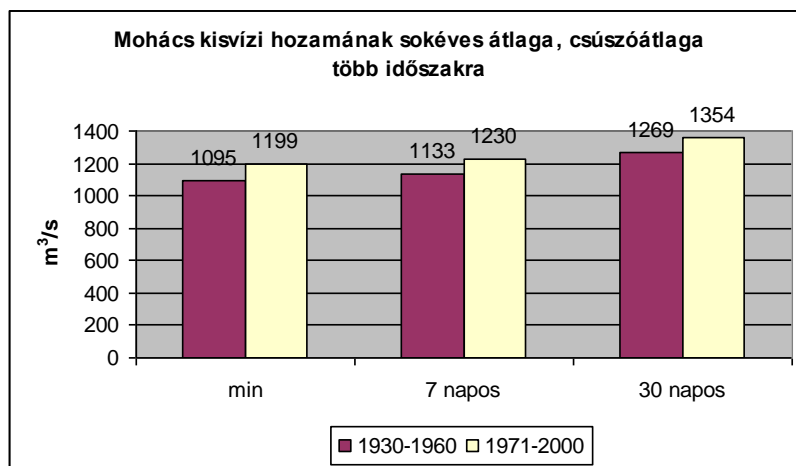
Mint ahogy azt a fejezet bevezetőjében említettem a minimum értékek mellett megkerestem a legkisebb vízhozamú 7 és 30 napos csúszó átlagokat is. Ezen értékek 30 éves átlagát mutatja az 5.18. ábra Nagymarosra, az 5.19. ábra Mohácsra, a mért értékekre. Az ábrákon látható, hogy a század elejéhez képest a középső időszakban csökkentek az értékek, míg a század végére megint nőttek. Mohács azonos időszakbeli értékei mintegy  $100 \text{ m}^3$ -rel nagyobbak, mely a két mérőállomás között végbemenő mederbeli kiegyenlítődé és a kevés hozzáfolyás hatása.

A modell ezen értékeket alulbecsli, mely hatás az átlag hosszának növekedésével csökken.



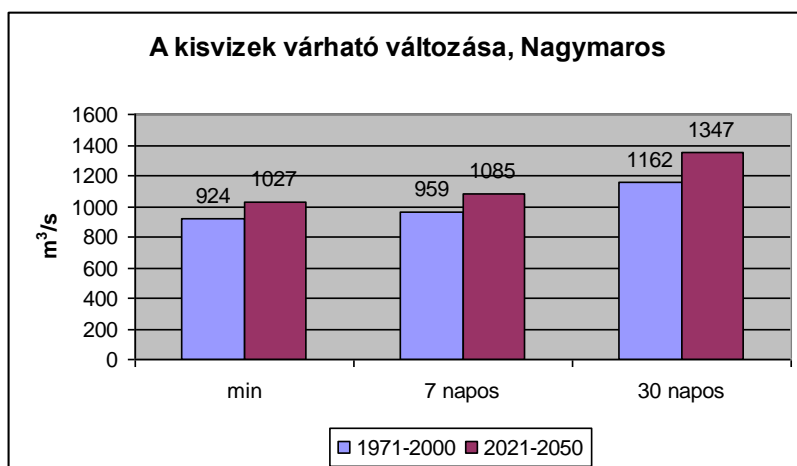


**5.18. ábra.** Nagymaros kisvízi hozam minimumának, 7 és 30 napos csúszó átlagának 30 éves átlaga az 1901-1930, 1930-1960 és 1971-2000 időszakokra.

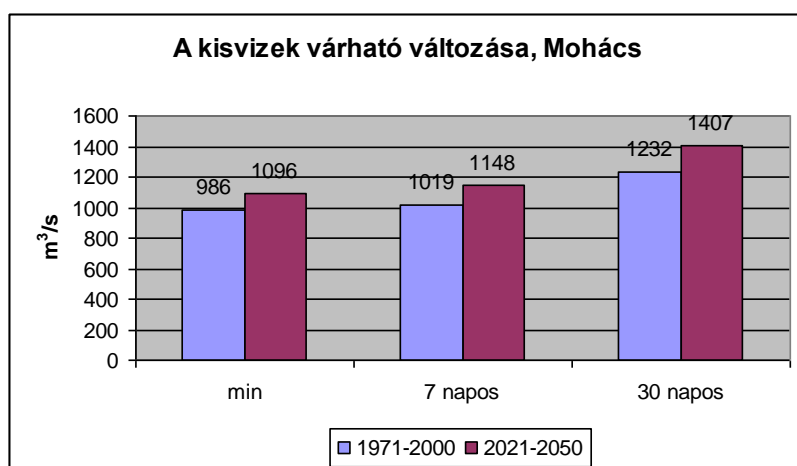


**5.19. ábra.** Mohács kisvízi hozam minimumának, 7 és 30 napos csúszó átlagának 30 éves átlaga az 1930-1960 és 1971-2000 időszakokra.

Elvégeztem a modellt ezen eredményeinek összehasonlítását az 1971-2000 és 2021-2050 időszak között. Az eredmény: növekedés minden hosszúságú kisvízi időszakra. Nagymaros esetében az éves legkisebb vízhozam 9%-kal, a 7 napos legkisebb víz 12%-kal, a 30 napos legkisebb víz 14%-kal fog nőni várhatóan (5.20. ábra). Mohács ugyanezen értékei sorra: 8%, 11% és 12% (5.21. ábra).



**5.20. ábra.** Nagymaros kisvízi hozam minimumának, 7 és 30 napos csúszó átlagának 30 éves átlaga a modelladatok 1971-2000 és 2021-2050 időszakára.



**5.21. ábra.** Mohács kisvízi hozam minimumának, 7 és 30 napos csúszó átlagának 30 éves átlaga a modelladatok 1971-2000 és 2021-2050 időszakára.

Összefoglalva az eddigieket elmondhatjuk, hogy a nem a legszerencsésebben beállított hidrológiai modell segítségével azért a várakozásnak megfelelő eredményeket kaptunk. Sem Nagymaros, sem Mohács esetében nem adódott számottevő éves lefolyás-változás. A klímamodell eredményeinek megfelelően a téli lefolyás jelentősen nő, a tavaszi kissé, a nyári erőteljesebben csökken, miközben az őszi lefolyás is számottevően megnő. A kisvizek havi mennyiségében és éves előfordulásukban is jelentős változás állhat be a modell szerint. Az éves menetük jóval kiegyenlítettebbé válik, miközben a különböző tartósságra vonatkozó átlagértékei egyaránt nőnek. Úgy tűnik tehát, hogy a kis valószínűséggel előforduló kisvízes helyzetek még ritkábbá válnak.

## Összefoglalás

Napjainkra bebizonyosodott, hogy az éghajlat az emberi tevékenység hatására gyors változásokon megy át. Bár a klímaváltozás a Föld történetében megszokott jelenség, a mostani hőmérsékletemelkedés különösen gyors és intenzív. Az emelkedés nagyságának becslésére sok tanulmány készítették már, erre tettem egy kísérletet én is.

Az eszköz az ECHAM5 GCM által hajtott REMO 5.7 regionális klimatológiai modell volt. Miután jellemeztem az éghajlatot az 1985-2009 időszakra, a modell segítségével a 2021-2050 időszakra bekövetkező változásokat vizsgáltam az 1961-1990 bázisidőszakhoz képest, a Duna Mohács feletti szakaszának vízgyűjtőjére. Problémát jelentett, hogy nem tudtam konzekvens bázisidőszakot meghatározni, mivel az adatbázis nem tartalmazott 1983 előtti adatokat. A vizsgálat eredményeül azt kaptam, hogy az átlaghőmérséklet több mint 1°C-kal fog emelkedni. A melegedés az őszi-téli félévben lesz intenzívebb. Az éves csapadékösszeg alig változik, az éven belüli menet azonban annál inkább. Miközben a lassabban emelkedő hőmérsékletű időszakban (tavasz-nyár) a csapadék 4-8%-kal csökken, addig a gyorsabban emelkedő időszakban (ősz-tél) 6-7%-kal nő.

A dolgozat 1. fejezetében bemutattam azokat az ágazatokat, melyekre a klímaváltozás közvetlen hatással van. Azt mondhatjuk, hogy a melegedés hatására bekövetkező ivóvízigény (állati és emberi egyaránt) növekedése, nem fog gondot okozni az ellátásban. Az egész ország területén nőni fog azonban az agrárium vízigénye. Mint láttuk, a tenyészidőszak csapadéka csökkenni fog, miközben a növények vízigénye jelentősen megnő a felmelegedés miatt. Gyakrabban fog jelentkezni az aszály, és olyan területeket is érinteni fog, amelyeket eddig nem. Újra át kell tehát gondolni az öntözés mind nagyobb területeken való bevezetését, a Duna fokozottabb igénybe vételét.

A dolgozatom fő témáját a Duna magyarországi vízhozamának, ezen belül is a kisvizes időszakok várható alakulása adta. Ezt a vizsgálatot a REMO5.7 napi csapadék és hőmérsékleti eredményei által hajtott, az OVSZ napi munkájában alkalmazott lefolyás-szimulációs modell, a HOLVTAPI által szolgáltatott adatok alapján végeztem el. Két állomást vizsgáltam, Nagymarost és Mohácsot. A múlt mért adatait elemeztem több időszakra, a modell adatokat pedig a 2021-2050 és 1971-2000 időszakok összehasonlításával végeztem el. A modell validációjában is gondot jelentett, hogy nem rendelkeztem elég régi mért adatokkal. (Az ERA40 adatbázis alkalmazását elvetettük,

mert úgy találtuk, hogy a benne lévő csapadék adatok nem tartalmazzák a valóságban lehullott szélsőségesen nagy értékeket és a kapott átlag is jóval a mért alatt maradt.) Úgy gondolom, hogy a modell kalibrálása így nem sikerült tökéletesen.

A vízhozamokra kapott eredmények nagyon hasonlítanak a klímamodell csapadékra adott eredményeihez, ami megfelel a várakozásoknak. Az éves lefolyás mindkét állomáson kb. változatlan maradt. A havi változások kettéosztják az évet: tavasszal és nyáron csökken, ősszel és télen nő az átlagos vízhozam. Ez egyben azt is jelenti, hogy az év bővizűbb időszakában csökken, a lefolyásban szegényebb időszakában pedig nő a vízhozam, tehát a vízjárás kiegyenlítettebbé válik.

A havi legkisebb vízhozam értékek sokéves átlagában bekövetkező változások hasonlítanak az átlagos vízhozam változásához. Az éves menet hasonló, azzal a különbséggel, hogy csökkenés helyett a március kisvízeiben várható a legnagyobb emelkedés. A kisvizek megjelenésének kiegyenlítettebbé válása azt jelenti, hogy a havi átlagok szórása a 2021-2050 időszakra 40-45%-kal csökkent. Éves szinten a havi legkisebb vízhozamok átlagosan  $100 \text{ m}^3$ -rel lehetnek magasabbak. Fokozottan igaz ez a növekedés, ha a minimumok 7 és 30 napos csúszó tálagát vizsgáljuk. Míg a legkisebb értékre vonatkozó növekedés 8-9%-ot jelent, addig a 30 naposra már 12-14%-ot.

A vizsgálat legfontosabb eredményét úgy lehetne megfogalmazni, hogy a kis valószínűséggel előforduló kisvizes helyzetek ritkábbá válnak, miközben előfordulásuk nem korlátozódik az őszi időszakra, korábban is megjelenhetnek, a téli-tavaszi időszakban azonban még ritkábban, a havi kisvizek kiegyenlítettebbé válnak.

## **Köszönetnyilvánítás**

Ezúton szeretnék köszönetet mondani Bálint Gábor témavezetőmnek és konzulensemnek dr. Pongrácz Ritának, akik a munka során mindvégig segítségemre voltak.

Köszönöm Gnant Boglárkának és dr. Gauzer Balázsnak, hogy a segítették modellek eredményei közt való eligazodásban, a hidrológiai modell kalibrálásában, Lipták Gábornak, hogy az adatok feldolgozásra alkalmas formába való hozásában segítséget nyújtott. Köszönet illeti továbbá Kovács Pétert, aki doktori munkájával volt segítségemre, Konecsny Károlyt, aki az irodalmi áttekintésben segédkezett, valamint az Országos Vízeljáró Szolgálat fent nem említett többi dolgozóját, akik biztattak és hasznos tanácsokkal láttak el.

## Irodalomjegyzék

- Alcamo J., Moreno J. M., Nováky B., Bindi M., Corobov R., Devoy R. J. N., Gannakopoulos C., Martin E., Olesen J. E., Shvidenko A., 2007: Europe. In: Parry M. L., Canziani O. F., Paulitkof J. P., Van den Linden P. J., Hanson C. E., (eds.), 2007: Climate Change 2007: 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, United Kingdom, 541-580.**
- Bálint G., 2008: Scenarios of daily temperatures and precipitation based on statistical methods (D2.3), Clavier Project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/729>**
- Bartholy J., Pongrácz R., Matyasovszky I., Schlanger V., 2003: Expected regional variations and changes of mean and extreme climatology of Eastern/Central Europe. – In: Combined Preprints CD-ROM of the 83rd AMS Annual Meeting. Paper 4.7, American Meteorological Society. 10.**
- Bartholy J., Pongrácz R., Matyasovszky I., Schlanger V., 2004: A XX. században bekövetkezett és a XXI. századra várható éghajlati tendenciák Magyarország területére. AGRO-21 Füzetek, 33. 1-18.**
- Bougeault, P., 1983: A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. Mon. Wea. Rev., 111, 420-429.**
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 405-418.**
- Dettinger, M. D., Cayan, D. R., Meyer, M. K., Jeton, A. E., 2004: Simulated hydrologic responses to climate variation and change in the Merced, Carson and American river basins, Sierra Nevada, California, 1900-2099, Clim. Change, 62, 283-317.**
- Domokos M., 2001: A Duna-vízgyűjtőbeli országok hidrológiai együttműködésének három évtizede (1971-2000), Vízügyi Közlemények, LXXXIII. évf. 1. füzet, 91-114.**
- Domokos M. - Sass J., 1985: A Duna-medence sokévi átlagos vízmérlege. Vízügyi Közlemények, LXVI. évf. 3. füzet, 440-455.**
- Domonkos P., 2004: Éghajlat előrejelzés a 2005-2025 időszakra. AGRO-21 Füzetek, 33. 19-35.**
- Gauzer B., 2008: Az OVSZ operatív lefolyás-szimulációs rendszere (OLSER), felhasználói kézikönyv.**

- Holko L., Kostka Z., Miklánek P.**, 2005: Basin-Wide Water Balance of the Danube River Basin – Maps of mean annual precipitation, actual evapotranspiration and runoff 1961-1990. Final report, Institute of Hydrology SAS, Liptovský Mikuláš, Slovakia. 18.
- Horányi A.**, 2007: Fine-scale meteorological and hydrological dataset deduced from ERA40 for the last 40 years (D1.4), Clavier project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/724>
- Huth, R.**, 1999: Statistical downscaling in central Europe: evaluation of methods and potential predictors, *Clim Re.*, 91-101.
- IGBP**, 1997: The terrestrial biosphere and global change, IGBP Science No1, Stockholm.
- Ijjas I.**, 2000: A területi vízgazdálkodás stratégiai kérdései, *Vízügyi Közlemények*, LXXXII. évf. 3-4. füzet, 595-624.
- IPCC**, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacob, D., és Podzun, R.**, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 63, 12-, 119-129.
- Jacob, D.**, 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 77, 1-4, 61-73.
- Jacob, D., Van der Hurk, B. J. J. M., Andrea U., et al.**, 2001: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 77, 1-4, 19-43.
- Jacob, D.**, 2007a: Assessment report for existing climate change simulation (D1.1), Clavier Project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/721>
- Jacob, D.**, 2007b: Dataset from existing simulations for impact studies (D1.2), Clavier Project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/722>
- Klemp, J. B. és Durran, D. R.**, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430-444-
- Kovács P.**, 2006: Characterization of the runoff regime and its stability in the Danube catchment. Follow-up volume No. XI. to the Danube Monograph. Regional Cooperation of the Danube Countries. ViTuKI, Budapest, 40.
- Kovács P.**, 2009: *Vízjárástípusok és a vízjárás stabilitása a Duna vízgyűjtőterületén.* Doktori értekezés, Budapest.

- Li, L.**, 2007: Model validation report (D1.3), Clavier Project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/723>
- Matreata, M., Corbus, S., Csík A., Gauzer B., Gnantt B., Mattányi Zs., Bálint G.**, 2009: Preliminary results of hydrological impact studies for catchment of central and lower Danube basin – project CLAVIER, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-11722.
- Mattányi Zs., Csík A., Gnantt B., Hunyady A., Bálint G.**, 2010: Regional climate change model based assessment of hydrological regime change and other regional characteristics, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-14472.
- Mesinger, F. és Arakawa, A.**, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series, 17(1).
- Mika J., Ambrózy P., Bartholy J., Nemes Cs., Pálvölgyi T.**, 1995: Az Alföld éghajlatának időbeli változékonysága és változásai a hazai szakirodalom tükrében. Vízügyi Közlemények, LXXVII, 3-4., 261-286.
- Molnár Z.**, 2000: A parti szűrésű víztermelés vizsgálata, Hidrológiai Közlöny, 2000. 4. szám, 215-228.
- Nemerkényi A., Gábris Gy.**, 2007: Európa természeti viszonyai. In: Gábris Gy. (szerk.): Európa regionális földrajza 1. Természetföldrajz, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 121-139.
- Neppel F.**, 1999: Palaeogeography of the Danube and its Catchment. (Follow-up volume No. V/2 to the Danube Monograph). Regional Cooperation of the Danube Countries. ViTuKI, Budapest.
- Nováky B.**, 2000a: Az éghajlatváltozás vízgazdálkodási hatásai. Vízügyi Közlemények, LXXXII. évf. 3-4 füzet, 419-448.
- Nováky B.**, 2000b: A lefolyás és az éghajlat összefüggései, Léggör, XLV. évf. 1. szám, 2-7.
- Nováky B.**, 2006: Az éghajlatváltozás hatása a felszíni és felszín alatti vizekre. In: Az MTA-VAHAVA projekt zárójelentése, Budapest.
- Pálfai I.**, 2008: Néhány szó a Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégiáról, különös tekintettel a vízgazdálkodásra, Hidrológiai Tájékoztató, XLVIII. évf. 39-40.
- Pálvölgyi T.**, 2009: Clavier Newsletter (D0.4), Clavier Project, <http://www.clavier-eu.org/?q=node/718>
- Rácz L.**, 1993: Éghajlati változások a középkori és korai újkorban Európában In Európa híres kertje. Történeti ökológiai tanulmányok Magyarországról. Orpheusz Könyvkiadó. Budapest.



- Regionale Zusammenarbeit der Donauländer (RzD)**, 1986: Die Donau und ihr Einzugsgebiet. Eine hydrologische Monographie. Teil 1: Texte, Teil 2: Tabellen, Teil 3: Karten (Danube Monograph, German version). Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München. 605.
- Roeckner, E., Baeuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., Tompkins, A.**, 2003: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5. Part 1: Model Description, Report 349, Max Planck Institute for Meteorology (MPI), Hamburg.
- Sailor, D. J. és Li, X.**, 1999: A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change, *J. Climate*, 12, 103-114.
- Salathé, E.**, 2003: Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin, *Int. J. Climatol.*, 23, 887-901.
- Schmidli, J., Frei, C., Vidale, P. L.**, 2006: Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and downscaling methods, *Int. J. Climatol.*, 26, 679-689.
- Simmons, A. J. és Burridge, D. M.**, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758-766
- Simonffy Z.**, 2003: Szélsőséges meteorológiai események hatása a vízkészletre. *Vízügyi Közlemények*, LXXXV. évf. 4. füzet, 582-599.
- Stancík A. és Jovanovic S.**, 1989: Hydrology of the River Danube. Quadrilingual, abridged version of the Danube Monograph. *Príroda*, Bratislava. 272.
- Szalay M.**, 1999: A hidrológiai jellemzők múltban megfigyelt tendenciái és azok éghajlati összefüggései. A hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdései. MTA Stratégiai Kutatások Programja. Kézirat, Budapest.
- Szilvássy Z.**, 2006: Folyami hajózás – magyar sorskérdés, *Hidrológiai Közlöny*, 2006. 4. szám, 42-44.
- Uppala, S., Kallesberg, P., Hernandez, A., Saarinen, S., Fiorino, M., Li, X., Onogi, K., Andrea, U., da Costa Bechtold, V.**, 2004: ERA-40: ECMWF 45-years reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957-2002. *ECMWF Newsletter*, 101, 2-21.
- Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., Lettenmaier, D. P.**, 2004: Hydrologic implication of dynamical and statistical approaches to downscale climate model outputs, *Clim. Change*, 62, 189-216.