

**Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudomány kar
Meteorológiai Tanszék**

**A vízhőmérséklet menetének és a jégjelenségek
kialakulásának szimulációs vizsgálata a magyar Duna-
szakaszon**

Diplomamunka



Készítette: Hirling Bálint

Témavezető:

Bálint Gábor

VITUKI Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet

Tanszéki konzulens:

Dr. Pongrácz Rita

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2011.

TARTALOMJEGYZÉK

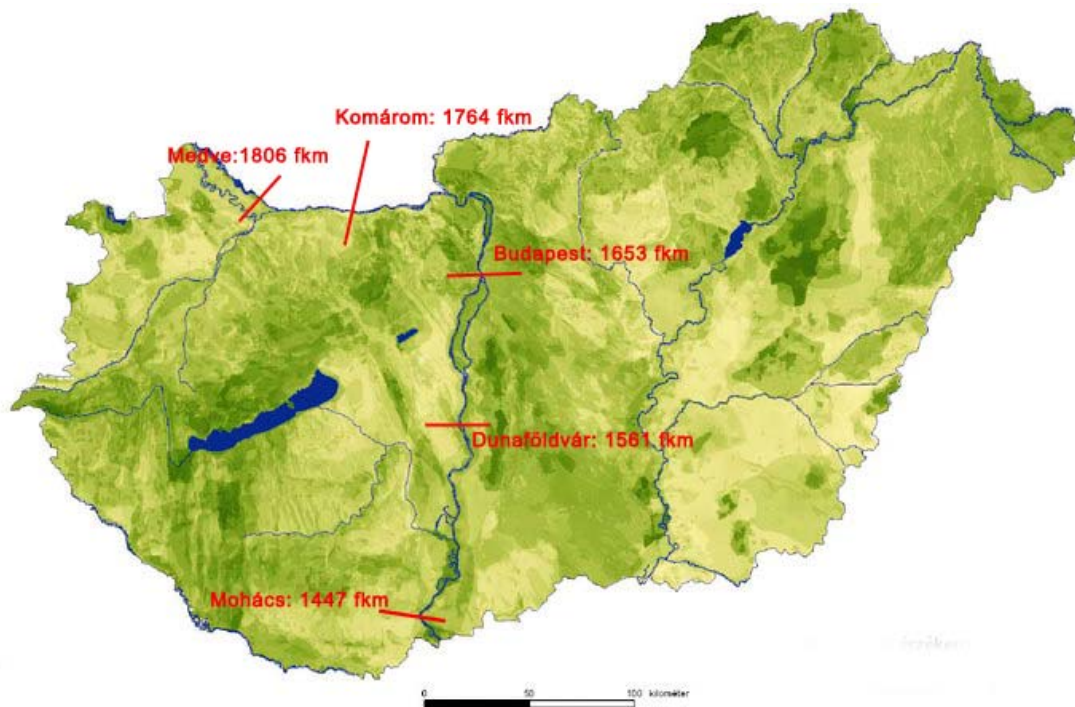
Bevezetés	3
1. Fejezet	5
Jégviszonyok a Duna magyarországi szakaszán	5
1.1 <i>Történelmi áttekintés</i>	5
1.2 <i>A jégtorlaszok és a jeges árvizek kapcsolata</i>	6
1.3 <i>Az Éghajlatváltozás hatása a folyók felszíni vízhőmérsékletére</i>	8
1.4 <i>A vízhőmérséklet fogalma és a jég kialakulása</i>	9
1.5 <i>A negatív hőösszeg fogalma</i>	10
2. Fejezet	11
Adatok és módszerek	11
2.1 <i>A folyami jégészlelés</i>	11
2.2 <i>Jégjelenségek kialakulásának számolása</i>	12
2.4 <i>A Vízjelző Szolgálat előrejelző rendszere</i>	20
2.5 <i>A szimulációs adatbázis</i>	21
3. Fejezet	22
Az analízis során alkalmazott emissziós scenárió	22
3.1 <i>Az AIB emissziós scenárió</i>	22
3.2 <i>A Kárpát-medence térségére a XXI. század végére várható regionális hőmérséklet- és csapadék-változások</i>	25
4. Fejezet	27
Validáció	27
5. Fejezet	31
A Duna vízhőmérséklet adatsorai az 1952-2049 közötti időszakra ...	31
5.1 <i>A modellfuttatás adatbázisa</i>	31
5.2 <i>Vizsgálatok</i>	31
Összefoglalás	40
Köszönetnyilvánítás	42
Irodalomjegyzék	43

Bevezetés

A Duna a második leghosszabb folyó Európában. Németországi forrásától egészen a Fekete tengerig 2850 kilométert tesz meg. Három országon keresztülhaladva éri el határunkat. Hazánk és a környező országok éghajlati viszonyai között télen a negatív léghőmérsékletű időszakok az uralkodóak. Ebből következően folyóinkon számolni kell a jég megjelenésének különböző formáival (jégzajlás, jégtorlasz, álló jég). A jeges árhullámok esetén az árvízveszélyt az fokozza, hogy a jég kisebb-nagyobb mértékben lecsökkenti az adott folyószelvény vízszállító kapacitását, növelve ezzel a szelvény feletti szakaszon a vízszintemelkedés mértékét. Tehát lényeges leszögezni, hogy jeges árvíz esetében nem a folyó vízhozamának növekedése nagy, hanem a jég által okozott duzzasztás a meghatározó. A jeges árvizek gyakran egybeesnek a tavaszi árhullámok levonulásával.

Az árhullám által vagy a felmelegedés révén felszakadt és megindult jégtaakaró a legváratlanabb helyzeteket teremtheti. Hirtelen megállása, torlódása rendkívül gyors vízszint-emelkedést eredményezhet. (Kovács, 1980). A dunai nemzetközi hajóforgalom számára lényeges adat a folyón várható jég kialakulásának ideje, fennmaradásának időtartama, illetve térbeli kiterjedése.

A globális és regionális szinten megfigyelhető éghajlatváltozás hatására változás észlelhető a dunai jégjelenségek gyakoriságában is. Mind a középhőmérsékletek, mind az extrém hőmérsékleti paraméterek idősorait tanulmányozva (Pongrácz és Bartholy, 2000) szembetűnő a hetvenes évek közepétől napjainkig jelentkező erős melegedő tendencia. (Pongrácz és Bartholy, 2006). Ennek a változásnak a mértékét, és a távolabbi jövőben várható alakulását, a dunai jegesedésre gyakorolt hatását kívánom a dolgozatomban bemutatni. Az éghajlatváltozás közelítésére az A1B éghajlati scenáriót választva, valamint a Magyarországi, 417 km-es Duna-szakaszt, egy napos folyásidőtartam alapján négy részre osztva vizsgálom. Az átfolyási időtartamot figyelembe véve az első szakasz első állomása Pozsony kellene, hogy legyen, de az éghajlati vizsgálatokhoz használt származtatott vízállás idősorok csak Medve vízmérce esetén álltak rendelkezésre. A bösi vízlépcső is indokolja ezt a választást.



1. ábra A Duna magyarországi szakasza négy részre felosztva körülbelül egy napos átfolyási idő alapján

Dolgozatomban az Országos Meteorológiai Szolgálat REMO 5.7 előrejelző modell adataira támaszkodva meghatároztam a vízhőmérsékleti adatsorok változásának lehetséges tendenciáit a XX. század közepétől a XXI. század közepéig. A feladat megoldásához a VITUKI Országos Vízelző Szolgálat vízhőmérséklet előrejelző modelljét használom. A modell kalibrációját az 1983 - 2008 között eltelt huszonöt év adatait felhasználva végzem el. A dolgozat célja a téli hőösszegek minél biztosabb előrejelzése, illetve ezzel kapcsolatban a korábbi adatok, trendek és a várható éghajlati változások figyelembe vételével megbízható jégelőrejelzés készítése. További cél a VITUKI Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet számára gyakorlatban is használható adatokat szolgáltatni, és különböző futtatásokkal grafikusán is láthatóvá tenni a változás tendenciáját és annak mértékét.

A dolgozat öt fő fejezetre tagoltam. Az 1. fejezetben a történelmi áttekintés mellett a jégviszonyokat, valamint a vízhőmérséklet és a jég kapcsolatát mutatom be. A 2. fejezetben az adatbázist és a mérési módszereket tekintem át. A 3. fejezetben az alkalmazott éghajlati scenáriót vizsgálom. A 4. fejezet a 1983 - 2008-ig tartó időszakra történő validációt, és annak értékelését tartalmazza. Majd az 5. fejezet a jövőre vonatkozó projekcióval foglalkozik. A dolgozatot összefoglaló és részletes irodalomjegyzék zárja.

1. Fejezet

Jégviszonyok a Duna magyarországi szakaszán

1.1 Történelmi áttekintés

A történelem során a legveszélyesebb árvizek a dunai szabályozás előtt jéggel vonultak le. A feljegyzések az 1012. évi árvizet említik először. Az 1700-as évektől kezdve adataink száma megnövekszik, a XX. századból már 24 jeges árvízről van ismeretünk. A XIX. század első harminc évének hat árvizének mindegyikét jég okozta, melyből arra következtethetünk, hogy az említett régebbi áradások legnagyobb részét is jégtorlasz okozta. 1838-ban a jeges ár áldozata lett nemcsak Pest városa, hanem Esztergomtól kezdve egészen Mohácsig az egész Duna-völgye (Lászlóffy, 1934). A múlt században 1920., 1923. (Budapestnél), 1926., 1929. (Felső-Dunán), az 1940., 1941. évi jeges árvizek pedig a Budapest alatti szakaszon okoztak nagy károkat. A legutóbbi, 1956. évi jeges árvíz 58 gátszakadással és 750 km² elöntött területtel felülmúlta az addigi áradások pusztításait.

A XX. században a folyam felső szakaszán vízlépcsők egész sorát építették ki, drasztikusan átalakítva ezzel a folyó természetes vízjárását, valamint a középső és az alsó szakasz ökológiai rendszereit. Mind a mellékfolyók, mind a Duna partját sok helyen kikövezték, a szigetek egy részét pedig kőgáttal leválasztották a főmederről. A szabályozásokkal egyre nagyobb területet árvízmentesítettek, viszont ennek következtében az eredeti mederben a töltések magasításával egyre nagyobb víztömegeket kellett át bocsátani. A folyófenéken leülepedő hordalék ennek következtében sokkal keskenyebb, és állandó helyzetű ártéren terült szét. Tehát miközben a folyók szabályozott szakaszain megritkultak az árvizek, más szakaszokon korábban nem tapasztalt vízmennyiségek és főleg vízállások jelentek meg, veszélyeztetve olyan területeket is, amelyeket korábban nem érintett az árvíz.

A jeges árvizek kialakulásának okait a hidrometeorológiai és medermorfológiai jelenségekben egyaránt fellelhetjük. A folyószabályozás, vagyis az esésviszonyok, a kisvízi meder, a kanyarulatok, a gázlók és a mellékágak, valamint a hullámtér rendezése tekinthető a legcélravezetőbb módszernek a védelem szempontjából. Ezek segítségével

megakadályozható a jégmegállásra hajlamos folyószakaszok kialakulása és az ott fennálló helyzetek elfajulása. (Kránicz, 1977; Sipos, 1973). Emellett szükség van a különböző jégrombolási eljárásokra is melyek közül a leghatékonyabbnak a jégtörő hajók alkalmazása bizonyul (Sipos, 1973; Kovács, 1980; Szenti 1985). A globális felmelegedés ellenére, a hidrometeorológiai tényezők szerencsétlen egybeesése bármikor okozhat szélsőségesen fagyos időszakot, ennek következtében akár nagymértékű jégképződést, esetlegesen jeges árvizet is. De egyéb antropogén hatások, sőt a folyamszabályozás által módosított medermorfológia is komoly következményekkel járhatnak. Antropogén hatások, például a szennyvízbevezetések vagy a folyók partjára települt erőművek, amely a hűtővizet a folyóba engedve növeli annak átlagos vízhőmérsékletét.

Megállapítható továbbá, hogy a január hónap minimális léghőmérsékletének sokévi átlaga a múlt század utolsó negyedében 26%-kal nagyobb volt, mint századunk első felében. A századunk második felére jellemző átlag 9%-kal nagyobb, mint a század első felében kialakult érték. (Déri, 1985). Tehát a mederszabályozás és az antropogén hatások mellett fontos vizsgálni a léghőmérséklet emelkedését, mint fűtő hatást, amely egyre nagyobb jelentőséggel bír a jégjelenségek megjelenésének alakulásában.

1.2 A jégtorlaszok és a jeges árvizek kapcsolata

A magyar folyókon kialakuló jégviszonyokkal Lászlóffy Woldemár, majd Horváth Sándor foglalkoztak tudományos alaposítással. Lászlóffy a dunai jeges árhullámokat három típusba sorolja, az őket megelőző felmelegedés jellegzetességei alapján:

- ha az enyhülés lassan megy végbe, és nem terjed ki a vízgyűjtő terület magasabban fekvő régióira, vagy nincs jelentősebb hőmennyiség, akkor a vízszintemelkedés csak kis mértékű lesz.
- ha a tavaszi felmelegedés a Kárpát-medencében délnyugat felől indul meg, akkor az árhullám mérete nem lesz számottevő.
- jelentősebb árhullám várható, ha nagy a felhalmozott hókészlet és Nyugat-Európából kiinduló intenzív felmelegedés megy végbe, mellyel egyidejűleg az olvadás is megkezdődik

A nagyobb magyarországi folyók közül a jeges árhullámokra csak a Dunán lehet számítani, egyrészt azért, mert a Tisza medre kis esésű, másrészt pedig azért, mert a beletorkolló mellékfolyók között kicsi a távolság.

A jeges árvíz sajátossága, hogy a vízállás és a vízhozam között nincs egyértelmű kapcsolat, sőt, a vízhozam növekedése illetve csökkenése a vízállás változással alig van összefüggésben. A jégtáblák kialakulásával a folyómeder vízszállító-képessége csökken, és a torlaszszerű felhalmozódás miatti szelvénycsökkenés már jelentős vízszintkülönbséget idéz elő. A tapasztalat azt mutatja, hogy a jeges árvíz szintjét nem a vízhozam, hanem a jégtorlasz alatti szűkület, esetenkénti az elzáródása okozza (Starosolszky et al., 1999), ekkor akár néhány óra alatt méteres emelkedések is lehetnek. Ezért a kialakuló visszaduzzasztott vízszintek jóval magasabb értékeket is elérhetnek, mint a nem jeges árvizek. (Keve, 2002). Veszélyes szakasznak leginkább a Budapest alatti alsó szakasz mondható. Mohács környékén a legnagyobb a valószínűsége, ugyanis ott van elég idő a jégtakaró alulról való felépülésének. A felépülés sebessége a folyón felfelé haladva a jég utánpótlás függvényében csökkenő tendenciát mutat. Viszont a jégbeállás valószínűsége nehezen becsülhető az adatsorok inhomogenitása következtében.

A múlt század végi gátak és vízlépcsők építésével a hosszabb dunai szakaszok rövidültek, így a jégképződés valószínűsége is csökkent. A dunacsúnyi és a bösi vízlépcsők működése miatt a jégtermelés túlnyomó részt a Bős alatti visszatorkolásnál – Szap alatt – valósul meg. Ebből az következik, mint már említettem, hogy Budapest fölött nem, alatta viszont Mohács környéki szakaszokon állhat meg a jég. Nem szabad azonban a veszély megszűnésével számolni, mivel a vízlépcsőknél tárolt jég esetenkénti és esetleges leeresztése sokkal súlyosabb helyzeteket állíthat elő a magyar szakaszon, mint korábban. Ugyanis, ha az osztrák vízlépcsőknél a vizet egy ütemben eresztik le és ezzel a felhalmozott jég egyszerre indul meg, akkor a magyar szakaszon a jégtorlasz-képződés elkerülhetetlenné válhat.

Starosolszky és munkatársai megállapították, hogy a jégtorlaszok elemzése mindig egy sor akadályba ütközik, így ezek a komplikációk megakadályozzák azt, hogy a jelenleg is érvényben lévő empirikus megközelítés megváltoztatását indítványozzuk. Az elvégzett vizsgálatok alapján sem tudunk olyan javaslatot tenni, amely az önkényesnek tekinthető mértékadó árvízszint-meghatározási módszert megváltoztatná, és például statisztikai alapú eljárást javasolna (Starosolszky et al., 1999).

1.3 Az Éghajlatváltozás hatása a folyók felszíni vízhőmérsékletére

1846-tól 1995-ig tartó, 150 éves időszakban tavakon illetve a folyókon az egyre későbbre tolódó fagyási és a korábban kezdődő olvadási tendencia volt a jellemző. A 150 éves intervallum alatt, a fagyás kezdete átlagosan 5,8 nappal későbbre tehető, mint az azt megelőző 100 éves időszakban, valamint az olvadás kezdete átlagosan 6,5 nappal korábban kezdődik az imént említett 100 évhez képest. Ezek a változások elsősorban a múlt évszázad során a levegő hőmérsékletének 1,2°C-al való növekedésére vezethetőek vissza. 1950 óta az évenkénti változékonyság mind a fagyási, mind az olvadási periódusokban növekedett (John J. Magnuson et al., 2000). Továbbá kimutatható, hogy a zord, illetve fagyos napok száma, valamint a hideg éjszakák aránya is csökkenő tendenciát mutat (Bartholy és Pongrácz, 2006).

Egy korábbi dolgozatban (Lipták, 2009) elemzésre került a dunai vízhőmérséklet leendő változása. A tanulmány vizsgálatai azt igazolják, hogy az 1961–1990 és 2021–2050 időszak összehasonlító analízise alapján megállapítható, hogy a feltételezett A1B éghajlati forgatókönyv valóra válása esetén a Duna magyarországi szakaszán a vízhőmérsékletekben az alábbi változások valószínűsíthetők:

- Az 1961 – 1990-es referencia időszakhoz képest a 2021 – 2050-es időszak közepes vízhőmérsékletében 1,2–1,4°C-os növekedése várható.
- Az évi közepes vízhőmérséklet 1–2 °C-kal lesz magasabb az egyes szakaszokon.
- A nyári időszakokban nő a melegebb vízhőmérsékletű napok száma, ezzel szemben téli időszakban csökken a hidegebb (< 4 °C) vízhőmérsékletű napok száma.
- Az évi maximális vízhőmérsékletek tekintetében szintén az átlagértékekhez hasonló nagyságú növekedést tapasztalhatunk.
- A havi közepes vízhőmérsékletek is növekszenek, átlagosan 1–1,5 °C-kal. Évszakosan a késő őszi illetve a késő téli hónapokban várható az átlagot meghaladó vízhőmérséklet-emelkedés.

Az általunk vizsgált összes paraméter azt mutatja tehát, hogy a jövőben a vízhőmérsékleti értékek egyértelműen a melegedés irányában fognak változni. Ez

természetesen következik az alkalmazott forgatókönyvből, amely a levegő hőmérsékletének jövőbeli növekedését mutatja.

1.4 A vízhőmérséklet fogalma és a jég kialakulása

A nyílt vízfelületek (mint pl. folyók, tavak, óceánok) energiaháztartása lényegesen különbözik a talaj, valamint a levegő hőháztartásától (Unger és Sümeghy, 2002). A vízhőmérséklet egy olyan fizikai tényező, amely fontos szerepet tölt be a folyamatban létrejövő kémiai és biológiai hatásokban. A vízhőmérsékletet elsődlegesen a következő tényezők határozzák meg (Caisse, 2007; Stanciková és Capeková, 1993).:

- A vízfelszínnel érintkező levegő hőmérséklete (hőcsere a víz és a környezet között: levegő, folyómeder, folyópart stb.)
- Napsugárzás, evaporáció és a vízgőz kondenzációja
- A vízfelszín orografikus tulajdonságai (pl. a vízfelszín magassága, talajvíz beszivárgása, tavak száma)
- A vízfolyások hidrológiai rendszere (talajvíz hőmérséklete, párolgó víz hőmérséklete, árvízkor a vízhozam)
- A vízfelszín antropogén aktivitásai (ember által létrehozott tározók, csatornák, szennyvíz)

A jégjárás viszonyokat a jégjelenségek kialakulásában résztvevő összetevők nagy száma, változékonysága és a jégjelenségek kialakulásában betöltött szerepük eltérő súlya teszi igen változatosá (Hirling és Károlyi, 1982). Sok tényező elhanyagolhatóan kis részben befolyásolja a víz hőmérsékletének alakulását, illetve sok faktort nehéz számszerűsíteni, mérni, ezért a dolgozatban elhanyagolom ezeket és csak a mérhető, lényeges tagok hatását vizsgálom. A változók számát viszont nem érdemes jelentősen redukálni, mert ezek növelésével a kapcsolat bizonytalansága is növekszik (Horváth, 1981).

A folyóknál, illetve tavaknál is jelentősen befolyásolja az olvadás időpontját a hozzáfolyás. Ez szerepet játszik a tavaszi olvadásnál és annak mértékében. Az olvadáshoz hasonlóan, a fagyásnál és a beállt jég eseténél is számolni kell a felszíni hozzáfolyással (Science, 2000). Ezek a paraméterek késleltetik a jégjelenségek kialakulását, illetve rövidítik a jégtáblák

fennmaradásának időtartamát. Az 1950-es évektől napjainkig bekövetkezett oldottanyag-tartalom változás hatására a Duna-víz fagyási folyamatában jelentős változás következett be. A jégképződési folyamatra jellemző vízfázis tömegfelezési időtartama mintegy 12%-kal növekedett, vagyis a jégképződés folyamata a Dunán lassult. Továbbá megállapítható, hogy a vízfázis tömegfelezési időtartama a szennyezettebb mederszakaszokon még nagyobb mértékben növekedett. Ez azt jelenti, hogy a jégtakaró kialakulásához szükséges kritikus jégvastagság eléréséhez a nagyobb oldottanyag-tartalmú vízfolyásszakaszokon számottevően nagyobb a jégképződési időszükséglet, mint a tisztább vizű szakaszokon (Déri, 1988).

1.5. A negatív hőösszeg fogalma

A jégzajlás megjelenése után a tartósan negatív léghőmérsékletek biztosítják a zajlás erősödését, majd egy későbbi időpontban a zajló jég megáll és álló jégtakaró alakul ki. Az álló jégtakaró még a pozitív léghőmérsékletek megjelenése után is megmarad egy rövid ideig, majd a jégtakaró felszakad és megindul, így ismét jégzajlás alakul ki. További pozitív léghőmérsékletek hatására a zajló jég eltűnik a folyóról, majd az addig 0 fok közelében levő vízhőmérséklet ismét emelkedni kezd (Horváth, 1981). A pozitív léghőmérséklet negatívba való átfordulásának időpontjában észlelt vízhőmérséklet az ún. kezdeti vízhőmérséklet. A negatív léghőmérsékletek napi középértékeit naponta összegezik a zajló jég megjelenésének időpontjáig. Az ebből kapott negatív léghőmérsékleti összeget a jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszegnek nevezzük. A negatív hőösszeg a megszakítás nélkül nulla fok alatti középhőmérséklettel rendelkező napok hőmérsékleteinek összege. Ezzel kapcsolatban megfogalmazható egy egyszerűen a magyar Duna szakaszra jellemző szabály, miszerint: körülbelül 70°C negatív hőösszeg és a folyó 0.5°C alatti hőmérséklete kell ahhoz, hogy egyáltalán helyi jégképződésről beszélhessünk. A negatív hőösszeg nem állhat össze -5°C-nál melegebb napi középhőmérsékletekből, mert az még hosszú idő alatt sem képes folyó vizet hatékonyan fagyasztani.

2. Fejezet

Adatok és módszerek

2.1. A folyami jégészlelés

A VITUKI Országos Vízelző Szolgálat (OVSZ) irányításával évtizedek óta észlelik és rögzítik a főbb vízfolyásaink jégjelenségeit: a jég megjelenését, felszakadását és eltűnését. A jégjelenségek minél pontosabb előrejelzéséhez megbízható adatokkal kell szolgálni, ezért az észlelőktől megkívánják a víztükör felület százalékos jégborítottságának, valamint a jégtáblák vastagságának jelentését is. Az észlelésből származó adatok sajnos nagyon bizonytalanok, ugyanis a vízfelület jégborítottságának becslése a partról nézve történik, a jég vastagságát pedig a partra kisodródott táblákon mérik vagy becslik. A jégborítottság alacsony szintről való becslése rendkívül bizonytalan (Keve, 2002). Még ugyanaz az észlelő is könnyen megállapíthat 30-40%-kal is eltérő értékeket ugyanolyan helyzetben, ugyanis a jégtáblák általában rendezetlenül sodródnak, vagyis akár 10 percen belül is óriási különbség lehet a pillanatnyi fedettségben, amit az észlelőnek egyénileg kell korrigálni. Ez azt jelenti, hogy a becsült fedettségi észlelések a szokásosnál jóval nagyobb arányban terheltek szubjektív hibákkal. A jégtáblák vastagságát több olyan tényező is nagy mértékben befolyásolja, mely a különböző táblák esetén ugyanazon a napon másféleképpen érvényesül. A vastagodást azonosnak mondható időjárási és vízhőmérsékleti viszonyok mellett a torlódás, a felaprózódás és az összetapadás többszörösen véletlen jellegű folyamatai is módosítják (Zsuffa, 1972). Az objektív és pontos megfigyelés legjobb megoldásának a webkamerás rendszer kiépítése tűnik. Az első webkamerákat 2001-ben hozták működésbe a Duna bajai szakaszán. Az első sikeres mérések és megfigyelések hatására további öt kamerát helyeztek ki a folyó különböző szelvényeibe. A lefedett terület így 130km hosszúvá vált. A felvételek alapján a jégtáblák méretösszetétele, mozgása és átrendeződése analizálhatóvá vált. Így szintúgy jól követhetőek a torlódások és leválások időbeli alakulása is. A perspektivikus torzítás miatt az lenne az optimális, ha a kamerát pontosan a vizsgált folyószelvény fölé emelhetnénk és merőlegesen letekintenénk a zajló folyamra. A hat kamerából kettő időszakosan van

bekapcsolva, viszont négy az interneten, éjjel-nappal online módon ad képet a folyószelvényről.

Az Egyesült Államokban folyó kutatások során iowai tudósok foglalkoztak alaposabban a jégzajlások magaslati filmezésének problémájával. A vizsgálatok során felszíni sebességeloszlást, a medergeometria ismeretében pedig vízhozamot számítottak (Ettema, 2002; Jasek, 1999). Ahhoz azonban, hogy megtaláljuk a pontos összefüggést az adott szelvény középsebessége és a felszíni sebességeloszlás között, még jóval több kutatás szükségeltetik. Ezt komplikálja még az is, hogy a zajló jégtáblák sűrű zajlás esetén ütköznek egymással, ami torzítja a víz sebességének, ennek képi mintából való számítását. Ha pedig csak a sodorvonalon zajlik a jég, akkor a vízfelszín többi részéről nem nyerhető adat. A zajlás állandóan változó jellege is nehezíti az objektív mérőszám kinyerését a képekből. További fejlesztést kíván a zajló jég vastagságának mérési nehézségeit megoldó technika, valamint a képek minőségének fejlődése (infra kamera, műholdkép).

2.2. Jégjelenségek kialakulásának számítása

A jégjelenségek alakulását döntő módon a hűtő (a levegő) és a hűtött közeg (a víz) termodinamikai jellemzői határozzák meg (Starosolszky, 1970). A következőkben áttekintjük a jégjelenségek megjelenésének, kialakulásának numerikus számolási módját. A léghőmérséklet csökkenését a vízhőmérséklet csökkenése is követi. A folyóvizekben kialakuló turbulencia következtében határozott hőmérsékleti rétegződés nem tud kialakulni, ezért a víz hőmérséklete a folyószelvény bármely pontján azonosnak vehető. A jégzajlás akkor kezdődik meg, amikor a vízfelszíni réteg néhány század fokkal 0 °C alá hűl és kialakulnak a jégtáblák.

A vízhőmérséklet számítása energiamérleg modellel történik. Ennek alapja a vízfolyás energiamérlege, mely az alábbi módon írható fel (Starosolszky, 1969):

$$\Delta E = (1-A)E_{rh} + E_{hh} \downarrow - E_{hh} \uparrow + E_e + E_l + E_c + E_m + E_{iv} + E_s \quad (1)$$

Az energia-egyenlet tagjai:

ΔE – az egységnyi felületű vízoszlop energiaváltozása időegység alatt,

- E_{rh} – beérkező rövidhullámú sugárzás, vagy globálsugárzás,
 A – az albedo, ami a bejövő és a visszavert rövidhullámú sugárzás hányadosa,
 $E_{hh\downarrow}$ – a légkörből beérkező hosszuhullámú (4–100 μm) sugárzás,
 $E_{hh\uparrow}$ – a vízfelszín hosszuhullámú kisugárzása,
 E_e – a levegő és a vízfelszín közötti közvetlen energiacsere, vagy másképpen fogalmazva a „szenzibilis” hőáram,
 E_l – a vízfelszín párolgásából, illetve a pára kondenzációjából adódó energiaváltozás, vagyis a latens hőáram,
 E_c – a csapadékhullásból származó energiaváltozás,
 E_m – a folyómeder és a víz közötti energiacsere,
 E_{tv} – a folyó mentén a talajvíz hozzáfolyásból, ill. elfolyásából eredő energiaváltozás,
 E_s – a súrlódási energia, ami abból adódik, hogy a meder súrlódása felemészti a víz helyzeti energiáját.

Az egyenletből elhanyagolható az utolsó négy tag, mert csak nagyon kis mértékben módosítják a vízfolyás energiátartalmát. Az egyes energia-összetevőket a következők alapján számoljuk:

Egyes tagok számolása:

A Napból érkező rövidhullámú sugárzást az

$$E_{rh} = E(a_{rh} + b_{rh} N_f) \quad (2)$$

egyenlet alapján határozzuk meg, ahol:

E_{rh} - a rövidhullámú sugárzás értéke

E - a lehetséges maximális sugárzás, a földrajzi szélesség és az évszak függvényében

N_f - az égbolt felhőborítottsági hányada, tizedben kifejezve

a_{rh} és b_{rh} - tapasztalati állandók

A (2) egyenlet alkalmazásához szükséges a felhőborítottság értékét előrejelezni. Ez egy egyszerű és mindenki által ismert tényen alapszik, miszerint derűs időben a nappali felmelegedés és az éjszakai lehűlés egyaránt erősebb, mint zárt felhőzet esetén. Ennek következtében a rendelkezésre álló léghőmérsékleti előrejelzések alapján a felhőborítottság mértéke az alábbi módon becsülhető:

$$N_f = a_f + b_f(T_{\max} - T_{\min}) \quad (3)$$

A fenti egyenletben a_f és b_f állandók, valamint T_{\max} és T_{\min} a napi hőmérsékleti szélsőértékeket jelentik. A vízfelszín albedójának az értéke a napmagasságtól, a felhőzettől és a víz hordalékosságától függően általában 0,05 és 0,20 között változik, esetünkben a 0,10 középértékkel számoltam.

A légköri sugárzás számításának alapjául a Stephan-Boltzmann törvény szolgál. Eszerint:

$$E_{hh\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_1^4 \quad (4)$$

ahol:

$E_{hh\downarrow}$ - a légköri sugárzás értéke [W/m^2]

ε_a - a légkör sugárzási tényezője

σ - a Stephan-Boltzmann állandó, értéke $5.735 \cdot 10^{-8}$ [J/m^2K^4s]

T_1 - a légkör abszolút hőmérséklete [K]

A légköri sugárzási tényezőjét a Brunt-féle összefüggésből kapjuk:

$$\varepsilon_a = (a_{hh} + B_{hh} \sqrt{e}) \quad (5)$$

ahol:

e - a párányomás a vízfelszín felett 2 m magasan [hPa]

a_{hh} és B_{hh} - tapasztalati állandók

Az (5) egyenlet alkalmazásához ismerni kell az e párányomás értéket, amit a harmatpont ismeretében határozhatunk meg. Amennyiben ez nem áll rendelkezésünkre, a napi legalacsonyabb léghőmérséklet értékével közelíthetjük.

A felhőzet a légkör sugárzási tényezőjére az alábbi hatással van:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_a (1 + 0.24 N_f)$$

A légköri sugárzás fő kibocsátója általában a felhőzet, ezért a légkör hőmérsékletét a felhőzet hőmérsékletének a becslésén keresztül nyerhetjük. A felhőzet hőmérsékletének a becslése a rendelkezésre álló információk alapján csak nehezen lehetséges, ezért az aktuális léghőmérséklettől egy állandó értékkel eltérőnek vettem. Ez alapján a (4) egyenletben szereplő T_l hőmérsékletet a

$$T_l = T_a + 0.1(N_f \Delta T) \quad (6)$$

ahol:

T_l - a légkör hőmérséklete [K]

T_a - az aktuális léghőmérséklet [K]

ΔT - a felhőzet hőmérsékletének eltérése a léghőmérséklettől [K]

A vízfelszín $E_{hh\uparrow}$ kisugárzását szintén a Stephan-Boltzman törvény alapján számoljuk:

$$E_{hh\uparrow} = \varepsilon_w \sigma T_w^4, \quad (7)$$

ahol:

$E_{hh\uparrow}$ - a vízfelszín hosszuhullámú kisugárzása [W/m^2],

ε_w - a vízfelszín sugárzási tényezője,

T_w - a vízfelszín hőmérséklete [K].

A vízfelszín és a felette levő levegő közötti *közvetlen energiaáram* vagy szenzibilis hőáram értékét az

$$E_e = D_e u (T_a - T_w) \quad (8)$$

összefüggésből kaphatjuk, ahol:

E_e - az energiaáram értéke [W/m^2]

u - a szélesség a vízfelszín felett 2 m magasságban [m/s]

T_a - a levegő hőmérséklete [K]

T_w - a vízfelszín hőmérséklete [K]

D_e - hőcsere együttható [$J/m^3 \cdot ^\circ C$]

Modellünkben a *latens hőáram* a szélesség és a párányomás különbség-függvénye:

$$E_l = D_l \cdot u (e_a - e_w) \quad (9)$$

ahol:

E_l - a latens hőáram [W/m^2]

u - a szélesség a vízfelszín felett 2 m magasságban [m/s]

e_a - a 2 m-es szinten mért párányomás [hPa]

e_w - a vízfelszín telítési párányomása [hPa]

D_l - hőcsere-együttható [$W/m^2 / (hPa \cdot m/s)$]

A levegő párányomása szükség esetén a minimális léghőmérséklettel közelített harmatpont értékéből határozható meg, a vízfelszín párányomását pedig a vízhőmérsékletéhez tartozó telítettségi párányomással vettem egyenlőnek.

2.2.1. A zajló jég beállása

Ha a jégzajlás megindulása után, továbbra is a negatív léghőmérsékletek az uralkodóak, egyre erősödő zajlás figyelhető meg, és elképzelhető a jég beállása. Ennek bekövetkeztéhez két feltételnek kell teljesülnie:

- Először is elegendő mennyiségű jégnek kell keletkeznie ahhoz, hogy az egyre nagyobb számú és méretű jégtáblák mozgása nehézségekbe ütközzön, s így a zajlás fokozatosan

megálljon. Ennek a feltételnek a teljesülését a zajlás megindulásától a mért hőmérsékletek összegével (hőösszeg) hozzuk összefüggésbe.

- A másik feltétel, hogy a megállt jégnek össze kell fagynia. A fagyás folyamatának megfelelő intenzitással kell végbemennie, ezt az első feltétel teljesülésekor érvényes léghőmérséklettel jellemezhetjük, amelynek tehát mindig egy kritikus érték alatt kell maradnia.

Az első feltétel teljesülésének a vizsgálatához számolnunk kell a zajlás kezdete óta érvényes léghő összegét. A jégbeállás akkor következhet be, ha ez az összeg eléri a

$$\Sigma T_z = av^b z^c \quad (10)$$

értéket, ahol:

ΣT_z - a zajlás kezdetétől vett hőösszeg

v - a víz közepes áramlási sebessége

z - a szelvény szélessége

a, b, c - tapasztalati állandók az adott folyószakaszra

A fent leírt feltétel teljesülését követően a beálláshoz szükséges kritikus hőmérséklet a (9) összefüggéssel megegyező alakban számítható, természetesen az állandók most más értéket kapnak.

2.2.2. Az álló jég felszakadása

A melegedés hatására a jég felszíne olvadni kezd, majd a jég lassan feldarabolódik és ismét megindul a zajlás. Belátható, hogy minél hosszabb és hidegebb az állójeges időszak, annál vastagabb állójég alakul ki és annál később fog a pozitív hőmérsékletű időszak kezdete után bekövetkezni a jég felszakadása. Ennek meteorológiai feltételét az állójeges időszak pozitív léghőmérsékleteinek az összegével jellemezzük, ez az összeg a fentiekből következően ugyanezen időszak negatív léghőmérséklet összegével van összefüggésben. Vagyis az állójég felszakadása attól az időponttól valószínűsíthető, amikor az állójeges időszak pozitív léghőmérséklet összege eléri a

$$\Sigma T_{\bar{a}}^+ = a(\Sigma T_{\bar{a}}^-)^b \quad (11)$$

értéket, ahol

$\Sigma T_{\bar{a}}^+$ - pozitív léghőmérsékletek összege az állójeges időszak alatt

$\Sigma T_{\bar{a}}^-$ - negatív léghőmérsékletek összege az állójeges időszak alatt

a,b - tapasztalati állandók az adott folyószakaszra

2.2.3. A jég eltűnése

Tartósan pozitív léghőmérsékletek következtében a folyókról a jég fokozatosan eltűnik. A folyamat kétféleképp történhet. Egyik lehetőség, ha korábban kialakult állójég, illetve az az eset, amikor ez nem történt meg. A jég eltűnésének feltételét a megfelelő időszakok negatív és pozitív léghőmérséklet összegeivel hozzuk összefüggésbe. A jég abban az esetben tűnik el, amikor a pozitív hőösszeg eléri az alábbi értéket:

$$\Sigma T_e^+ = a(\Sigma T_z^- + \Sigma T_{\bar{a}}^-)^b \quad (12)$$

ahol:

ΣT_e^+ – az állójég teljes eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszeg

ΣT_z^- – a jégzajlás alatti negatív hőösszege

$\Sigma T_{\bar{a}}^-$ – az állójeges időszak negatív hőösszege

Amennyiben állójég nem alakult ki, az erre az időszakra vonatkozó negatív és pozitív hőösszegek zérusnak veendőek (*Hirling és Károlyi, 1981*).

2.3. A REMO modelles család általános leírása

A REMO (REgional MOdell) rácsponti korlátos tartományú numerikus előrejelző modell (Jacob és Podzun, 1997). A regionális klímamodellezés céljára fejlesztett modellt világszerte tesztelték különböző földrajzi sajátosságú területeken. Hasonlóképpen

Magyarországon is, a hamburgi Max Planck Meteorológiai Intézet vezetésével a VITUKI és az Országos Meteorológiai Szolgálat közreműködésével művelt CLAVIER projekt keretében a Duna-vízgyűjtőjére is elvégezték, innen származnak a felhasznált adataim.

A modell a prognosztikai egyenleteket egy elforgatott szférikus koordináta rendszerben oldja meg. A prognosztikai változók a modellszinteken a hőmérséklet, a szél horizontális komponensei, a specifikus nedvesség, a felhővíz-tartalom és a felszíni légnyomás. Vertikálisan egy hibrid koordináta-rendszerben van definiálva (Simmons és Burridge, 1981), ami a felszínen felszínkövető, magasabban folyamatos átmenet során, a légkör tetején nyomási-koordináta rendszerként viselkedik. A legfinomabb horizontális felbontás 10 km, ugyanis ennél kisebb felbontásnál nem-hidrosztatikus jelenségek is fellépnek, amit a hidrosztatikus modell már nem képes leírni. Az advekción Euleri szemléletmódban történik, valamint a legnagyobb felbontáshoz tartozó legkisebb időlépcső 45 másodperces (Horányi, 2007). A modell-légkör alsó határának jellemzőit meghatározza a tengeri jég eloszlása, a tengerfelszín-hőmérséklet, valamint a szárazföldi felszín karakterisztikái, ezzel szemben a légkör tetején lejátszódó sugárzási folyamatok leírása a *Klemp és Durran* (1983), illetve a *Bougeault* (1983) által kidolgozott sémák szerint történik.

2.3.1. A REMO 5.7 bemutatása

A REMO5.7 egy 3 dimenziós, hidrosztatikus légköri cirkulációs modell, amelyet az ECHAM4, majd a továbbfejlesztett ECHAM5 globális cirkulációs modell fizikai parametrizációját alapul véve fejlesztettek ki, regionális klímamodellezés céljára. A klímaváltozás okozta bizonytalanságokkal a CLAVIER EU-s program keretében foglalkoztak hazánkban. A projekt során Magyarország, Románia és Bulgária területeire két különálló műveletet hajtottak végre. Elsőként a modell egy múltbeli időszak (1961-2000) ERA-40 re-analízis adatbázisára támaszkodva (Simmons and Gibson, 2000) vizsgálták a modell viselkedését „kvázi-tökéletes” esetben. A másik tranziens futtatást az 1951-2050-es időszakra integrálták az A1B SRES emissziós scenárió szerint, amely az üvegházgáz koncentrációjának növekedését megközelítőleg reálisan becsli a 21. század végéig (Nakicenovic et al., 2000). Ugyanis 2050-ig, nincs alapvetően nagy különbség a optimista vagyis a legjobb és a pesszimista, vagyis a legrosszabb kibocsátási forgatókönyv között, figyelembe véve az RCM modell bizonytalanságait.

A Budapestre adaptált modellváltozatban a talaj termikus és hidrológiai folyamatainak leírása az ECHAM4 sémáit követi (Roeckner et al., 1996): a talaj hőmérsékletének kiszámítása öt diszkrét rétegben, a diffúziós egyenlet megoldásával történik (Warrilow et al., 1986). A talaj hőegyenlege a Fourier-törvénynek engedelmeskedik, (azaz a hőterjedés a talaj hővezető képességének és a hőmérsékleti gradiensnek függvénye). A felszíni lefolyás számolása során a modell figyelembe veszi a másfajta talajtípusok eltérő víztartó kapacitását a vízgyűjtő-területeken (Dümenil és Todini, 1992); a nedvesség leírása három, a csupasz talajra, a hóra és a növényzetre vonatkozó egyensúlyi egyenlet megoldásával áll elő; a felszíni vertikális fluxusok kiszámításánál a Monin-Obukhov sémát (1954) veszi alapul. A Morcrette-által (1986) kidolgozott eljárást adaptálták a modellbe a sugárzási folyamatok számításához, figyelembe véve az ózon, több üvegházgáz és az aeroszolok elnyelő-szóró hatását. A konvekció parametrizációja alapvetően a háromszintű Tiedtke sémára (1989) támaszkodik, a Nordeng (1994) által továbbfejlesztett eljárás azonban számos módosítást is tartalmaz.

2.4. Az Országos Vízeljáró Szolgálat előrejelző rendszere

Jégelőjelzések a téli - november 15. és március 15. közötti - időszakban, hetente kétszer készülnek, a Duna és a Tisza magyarországi szakaszára a VITUKI Országos Vízeljáró Szolgálatnál. A léghőmérséklet-előjelzések időelőnye alapján maximum 10 napra és hetente kétszer készülnek jégelőjelzések. Az előrejelző rendszer egy determinisztikus modell, melynek feladata hogy az elérhető meteorológiai és medermorfológiai adatok alapján előrejelzést készítsen a 10 napos időszakra, prognosztizálva a vízhőmérséklet és ennél fogva a jégviszonyok alakulását. A programcsomag két FORTRAN nyelven megírt programból (JEGADAT és JEGELORE) áll. A JEGADAT program előkészíti az OVSZ Operatív Hidrometeorológiai Adatfeldolgozó Rendszeréből (OPADAT) az előrejelzéshez szükséges paramétereket (Gauzer, 1990). Ezt követően a JEGELORE program az előkészített adatokból elvégzi a jégviszonyok előrejelzését.

Az előrejelző-rendszer bemenő információi között megtalálhatók hidrológiai (vízhőmérséklet és vízállás) és meteorológiai (napi maximum és minimum hőmérséklet, valamint a harmatpont és szélsősebesség) adatok egyaránt. A program ezekből

a bemenő információkból készíti el az előrejelzést egy adott folyószakaszra, annak jégviszonyai (jégmentes, zajló vagy beállt) függvényében.

2.5. A szimulációs adatbázis

A szimulációs program futtatásához szükségünk volt a megfelelő bemenő adatokra. Az OVSZ adatbázisából kapott, 06 UTC-kor mért vízhőmérséklet, vízállás, napi minimum illetve maximum hőmérsékleti adatokkal számoltunk a Duna négy magyarországi szakaszára. A léghőmérsékleti paramétereket a meteorológiai adatbázisból nyertük ki, ugyanis a vízmérce-állomásoknál nincs hivatalos léghőmérséklet mérő készülék. A verifikáció során táblázatban bemutatott, meteorológiai állomáson mért értékeket behelyettesítve adtuk meg a szimulációs program futásához a megfelelő bemenő paramétereket.

I. Szakasz	fkm	Met. állomás	II. Szakasz	fkm	Met. állomás
Medve	1806	Győr	Komárom	1764	Győr
Komárom	1764	Győr	Budapest	1653	Budapest-Lőrinc
III. Szakasz			IV. Szakasz		
Budapest	1653	Budapest-Lőrinc	Dunaföldvár	1561	Paks
Dunaföldvár	1561	Paks	Mohács	1447	Baja

2.1. táblázat. A vizsgált folyószakaszok és a hozzájuk rendelt meteorológiai állomások.

(fkm: folyamkilométer, távolság Sulinától)

3. Fejezet

Az analízis során alkalmazott emissziós scenárió

3.1. Az A1B emissziós scenárió

A globális éghajlati modellekkel képesek vagyunk a légkörben létrejövő kölcsönhatások, mozgások három dimenziós leírására. Az éghajlati modellek segítségével lehetővé válik annak eldöntése, hogy az éghajlati rendszer milyen érzékenyen reagál a reáható kényszerekre, továbbá képesek leszünk a rendszer folyamatainak és kölcsönhatásainak objektív elemzése révén egy klímaállapot kialakulásának és megváltozásának oksági értelmezésére (OMSZ, 2006). Ezek a modellek ugyan durva felbontásúak, de megfelelő alapot képeznek leskálázás során a regionális modellek peremfeltételeihez. A regionális modellek felbontása akár 5-10 km is lehet, mely lehetővé teszi a kisebb térségek éghajlati rendszerében zajló folyamatainak és kölcsönhatásainak leírását.

Az éghajlat lehetséges változása módosítja a Duna-medence hőmérsékleti és csapadék viszonyait. Ennek következtében a Duna lefolyási viszonyai is változnak. Az éghajlatváltozás lehetséges jövőinek feltérképezésére alkalmazzuk a scenárió módszert. Ez a módszer bizonyítottan alkalmas a természeti jelenségek és az emberi tevékenység által indukált éghajlatváltozás okainak, hatásainak, irányainak és a változásokhoz történő adaptációs stratégiáknak, jövőalternatívák formájában történő feltárására (Legett-Pepper-Swart, 1992; Hughton et al. Eds., 1996; Nakicenovic-Swart eds., i.m.). A scenáriók jövőképek, melyek a jövőbeni lehetséges változásokat írják le. Segítségükkel az éghajlati modellek megalapozottabbakká válnak és a környezeti változások ok-okozati viszonyait is könnyebb megítélni. Nem követelmény az egyes scenáriókban megfogalmazott fejlődési utak pontos megvalósulása. Annak valószínűsége, hogy egy éghajlati forgatókönyv valaha is megvalósul, igen csekély (Kahn-Wiener, 1967). Éppen ezért a scenáriókhoz nem szabad valószínűséget rendelni, hiszen azok megállapítására nem létezik objektív mérce (Schwarz, 1996). Inkább egy általános képet adnak arról, hogy az egymásra ható rendszerek hogyan viselkedhetnek, fejlődhetnek a jövőben.

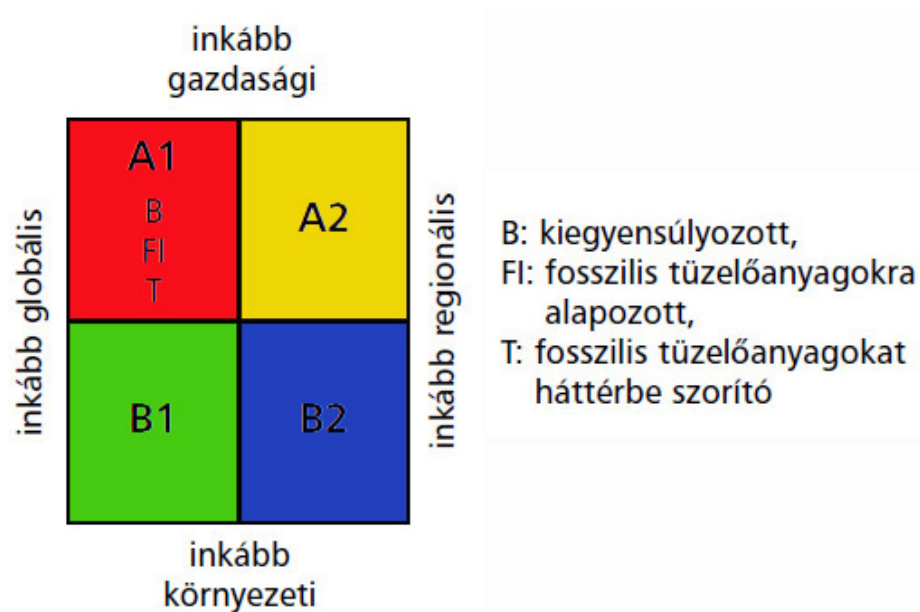
Az előrevetített éghajlatváltozás mind a környezeti, mind a társadalmi-gazdasági rendszereket befolyásolni fogja. E hatások egyaránt lehetnek jótékonyak, avagy kedvezőtlenek, ám minél nagyobb mértékű és minél gyorsabb ütemű az éghajlat módosulása, annál inkább túlsúlyba kerülnek a kedvezőtlen hatások (IPCC, 2007).

Az ENSZ Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) 2007-ben kiadott Negyedik Értékelő Jelentése (AR4) becslést ad az éghajlat várható változásának mértékére, valamint többek között a jövőbeli lehetséges éghajlatváltozáshoz kapcsolódó forgatókönyveket is tárgyalja. Kimondja, hogy az iparosodás kezdete óta a Föld éghajlati rendszere globális és regionális szinten is megváltozott, s a változások egy része az emberi tevékenységnek köszönhető. Egyre nagyobb bizonyossággal állítható, hogy az emberi eredetű üvegházhatású gázokból eredő sugárzási kényszer pozitív, vagyis azok melegedést idéznek elő. Ugyan a légkörbe kerülő aeroszolok közvetlen hatása negatív, ám ez kisebb az üvegházgázok fűtő hatásánál. A Negyedik Értékelő Jelentés kimondja, hogy a világ összességében melegszik (IPCC 2007), a modellek 1,1-3,5 C-os globális melegedést jeleznek 2100-ra minden olyan profil esetében, amely 450 és 1000 ppm közötti szinten stabilizálja a szén-dioxid koncentrációt. A melegedésért leginkább felelős gázok koncentrációja jelentős mértékben növekedett az utóbbi másfél évszázadban: a szén-dioxidé 35%-kal a metáné (CH₄) 148%-kal, s a dinitrogén-oxidé (N₂O) 18%-kal növekedett 2005-re. Sok melegedésre utaló jel tetten érhető a Föld éghajlatában és biofizikai rendszerében. Ennek indikátora többek között az, hogy csökkent a hideg, illetve fagyos napok száma a XX. század során az összes szárazföldi területen (IPCC, 2007).

A Negyedik Értékelő Jelentés legfőbb előnye a Harmadik Értékelő Jelentéshez képest a bizonytalanság csökkentése, mert a korábbinál több elemzésre és modelleredményre támaszkodik. Az előrejelzés nagy időtávja miatt a gazdasági és társadalmi folyamatok jövőre vetített alakulását nem ismerjük pontosan, ezért is csak az éghajlati forgatókönyvekben gondolkodhatunk.

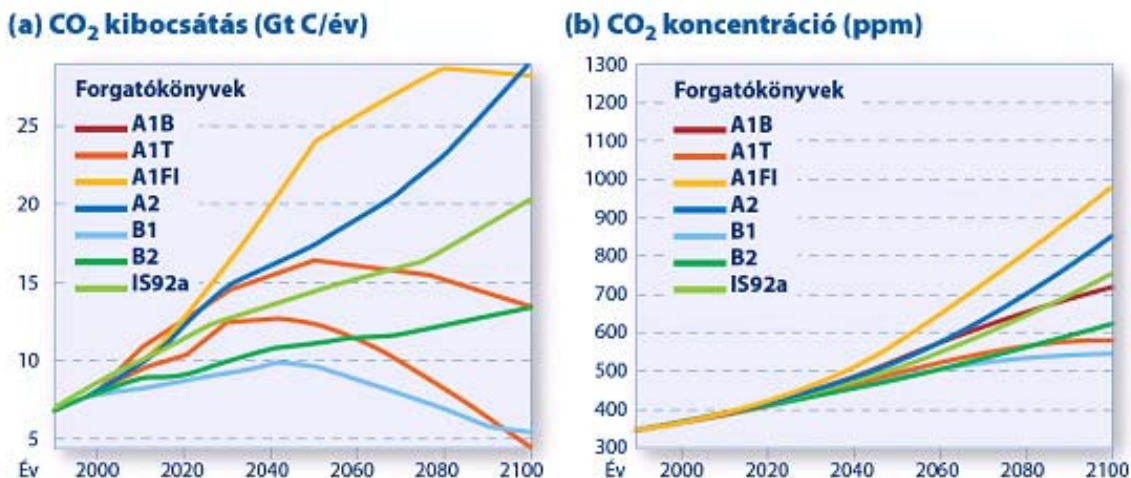
Az A1, B1, és A2, B2 scenáriópárok a régiónkénti fejlődés, és a globalizációs folyamatok felgyorsulása alapján prognosztizálják a jövőt. Az A1, A2 scenáriók esetén a gyors gazdasági fejlődésé, míg a B1, B2 eseten a környezettudatos technológiai fejlesztéseké a prioritás. Ennek következtében az emissziók (s egyben a klímaváltozás mértéke) szempontjából az A1 a leginkább optimista és a B2 a leginkább pesszimista

forгатókönyv. Az A1 forгатókönyvből még további három alcsoportot (A1T, A1B, A1F1) különít el a jelentés.



3.1.ábra. A globális éghajlatváltozás forгатókönyvei, valamint az A1 forгатókönyv alfajai (IPCC 2007 alapján)

A fenti négy alapszcenárión belül 19 kiinduló forгатókönyv áll rendelkezésre. Ezek a szennyezőanyag-kibocsátás globális mértékét és összetételét, valamint a gazdaság leendő állapotát írják le. A leggyakrabban az A1B emissziós szcenáriót alkalmazzák. Ez egy olyan jövőt prognosztizál, amelyben a népességszám 2050-ig gyors ütemben növekszik, eléri a körülbelül 9 milliárdos értéket (WPP, 2008), majd csökkenni kezd. Az évek során új, hatékony technológiák kerülnek bevezetésre, és a különféle társadalmak között egyre több kulturális egymásra hatás érvényesül, ennek következtében csökkennek a különböző földrajzi régiók közötti eltérések. Továbbá feltételezi a fosszilis és nem fosszilis energiaforrásokra támaszkodó energiatermelő rendszerek technológiai fejlődését. Összefoglalva, az A1B forгатókönyv egy mérsékelt optimista és egy mérsékelt pesszimista változási menet eredménye alapján jött létre (2. ábra). Ezen felül valószínű, hogy a szárazföldi területek jobban melegszenek majd, mint amit a globális átlagok mutatnak – különösen a téli hónapokban, az északi félgömb magasabb szélességein (IPCC, 2007).



3.2. ábra A globális emisszió legfontosabb forgatókönyv családjának széndioxid kibocsátási (bal) és koncentrációs (jobb) mutatói a XXI. századra

A vizsgálatunk során felhasznált éghajlati forgatókönyv tehát az IPCC - fentebb röviden bemutatott - A1B nevű scenáriója. Ezt az A1B emissziós scenáriót veszi alapul a REMO 5.7 regionális klímamodell változat, mely a Német Meteorológiai Szolgálat (DWD) Europamodell/Deutschmodell dinamikus magjának és a Max Planck Meteorológiai Intézet (Hamburg) ECHAM4 globális klímamodell fizikai parametrizációs sémájának a kombinációja. A REMO egy rácsponti korlátos tartományú numerikus előrejelző modell (Szépszó, 2005).

3.2. A Kárpát-medence térségére a XXI. század végére várható regionális hőmérséklet- és csapadék-változások

A CLAVIER (Climate Change and Variability: Impact on Central and Eastern Europe) projekt keretében Közép-Európára elemezték a várható hőmérséklet- és csapadék-változásokat. A megfelelően finom, 10 km-es térbeli felbontáshoz a leskálázást a VITUKI-ban végezték. A modell az 1984 - 2000-ig tartó időszakot alapul véve határozza meg a jövőbeni változásokat. A modell futtatáskor az A1B emissziós scenáriót vették figyelembe (1961 - 1990 és az 2021 - 2050-ig terjedő időszakokra). A modellezési eredmények alapján az évszakok hőmérsékleti anomáliája pozitív, vagyis egyértelmű melegedés feltételezhető (Bartholy, Matyasovszky, 1998). Ez a Kárpát-medence térségére

átlagosan 1,4 °C–1,6 °C melegedést jelez előre. A hőmérséklet-emelkedés mértéke évszaktól függően változik, a tavaszi időszakban kisebb mértékű (0,8-1,2°C), míg a legnagyobb pozitív változás a téli időszakban (1,5°C-2°C) várható. A hőmérséklet növekedésének mértéke nyáron északról dél felé, míg télen nyugatról kelet felé haladva növekszik. A csapadékösszegek várható tendenciája a Kárpát-medencében a következőképp alakul: általános csapadék-csökkenés tapasztalható, mindössze téli időszakban várható csapadék-növekedés. Miközben az egyes évszakokra vonatkozó változások iránya viszonylag egyértelmű, addig azok mértéke igencsak bizonytalan. A jövőbeni változások, kétes hidrológiai következményeik miatt még bizonytalanabban becsülhetők.

A globális skálán történő melegedés mai ismereteink szerint hazai várható következményeit az IPCC negyedik jelentése alapján az alábbiakban foglalhatjuk össze:

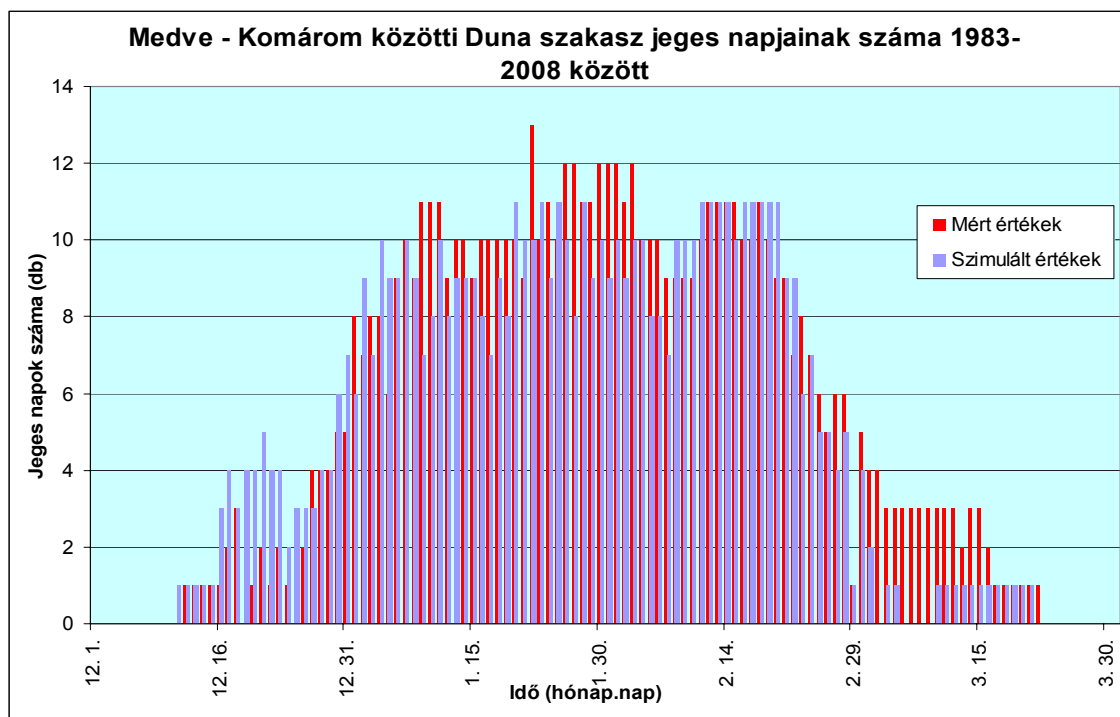
- a hőmérsékletre vonatkozóan egyértelmű a melegedő tendencia,
- nyáron csökken a csapadék, míg télen nő, ami a mediterrán hatásokat erősíti,
- az éves csapadék előbb csökken, majd nőhet,
- növekszik a szélsőséges csapadékesemények valószínűsége,
- a hőmérséklet növekedése 0,2 – 0,45°C/évtized.

A szimulációs futtatásokat az 1953 - 2050 közötti, közel százéves időszakra végeztem.

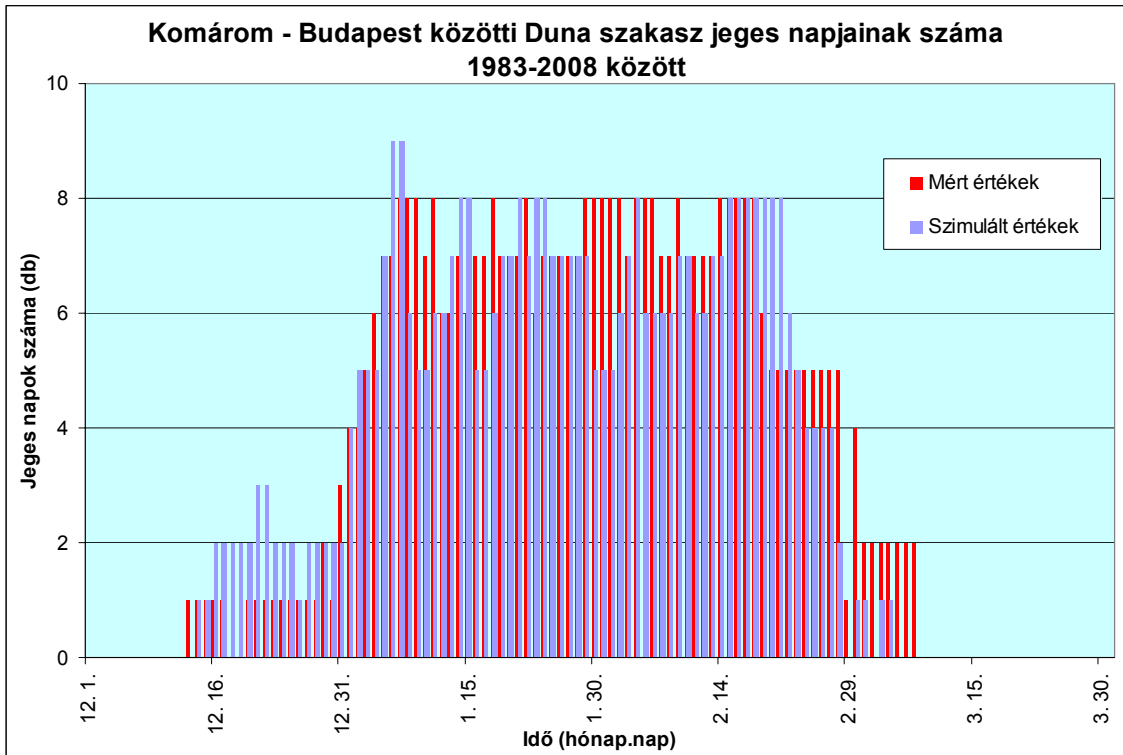
4. Fejezet

Validáció

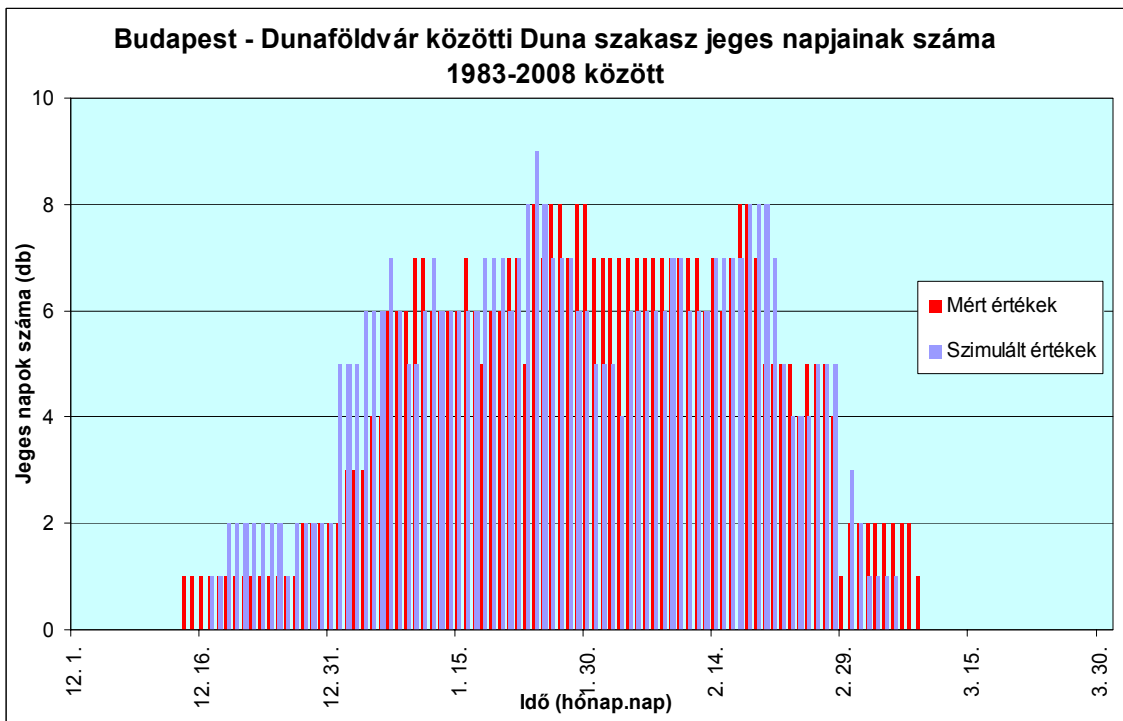
A szimulációs rendszer alkalmazhatóságát a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálat (OVSZ) adatbázisából rendelkezésre álló jég adatokkal, az 1983 - 2008-as, huszonöt éves időszakra teszteltem, ugyanis 1983-tól van a szolgálatnál pontos jégmegjelenést mutató gépi adatbázis. A mért értékeket összevetve a szimulált értékekkel, beleszámítva, hogy a becsült fedettségi észlelések a szokásosnál sokkal nagyobb arányban terheltek szubjektív hibákkal, (Keve, 2002) azonban elmondható, hogy a két adatbázis kielégítően fed egymást. A következő grafikonokon a tényleges és számított napi jégelőfordulási összegeket ábrázoltuk a Duna Medve–Komárom, Komárom–Budapest, Budapest–Dunaföldvár, Dunaföldvár–Mohács szakaszára. A grafikonok értékeit a huszonöt év alatt az adott napon előforduló jeges napok számát összesítve kaptuk. A november 15. és március 15. közötti, úgynevezett „téli időszakot” a látványosabb megjelenítés érdekében módosítottam, így december 1. és március 30. közötti intervallumban láthatjuk a grafikonon a jeges napok számát.



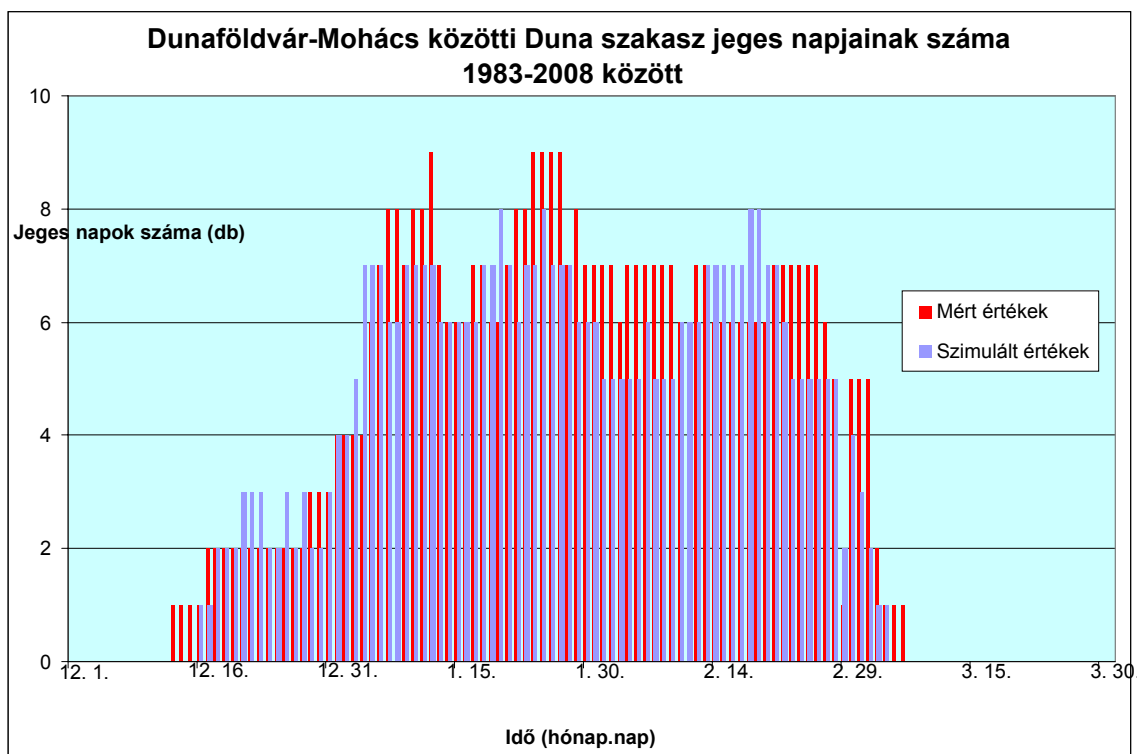
4.1.1. ábra. Referencia időszakban mért és szimulált értékek Medve és Komárom között.



4.1.2. ábra. Referencia időszakban mért és szimulált értékek Komárom és Budapest között.



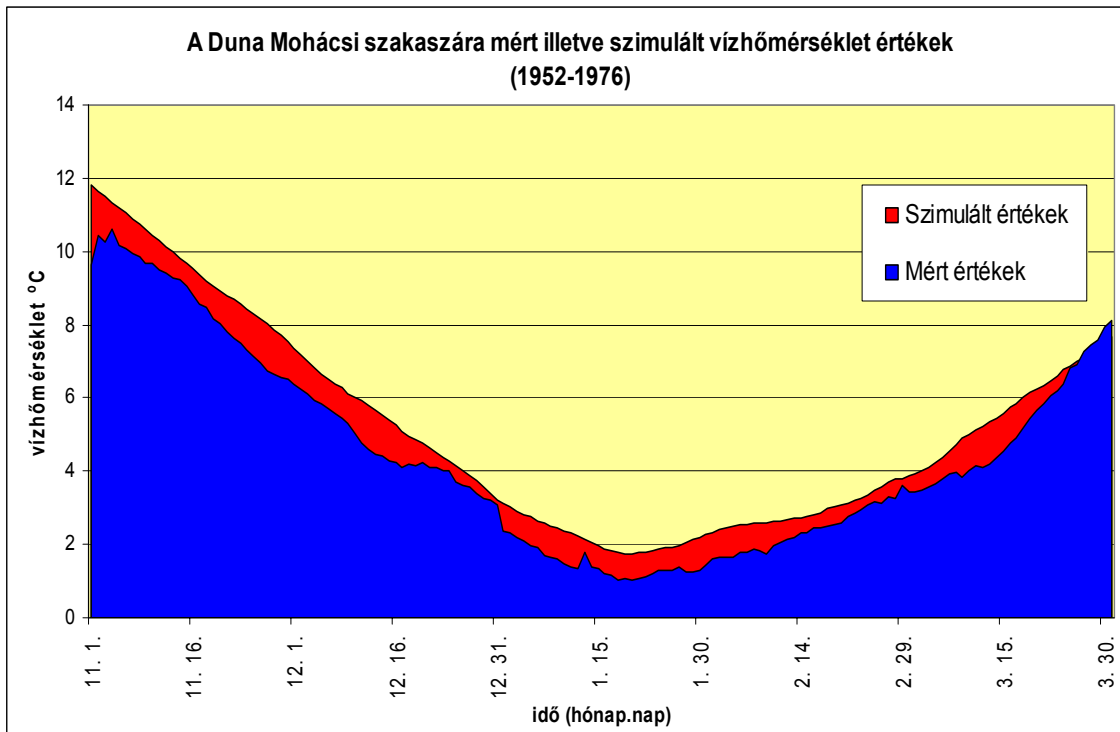
4.1.3. ábra. Referencia időszakban mért és szimulált értékek Budapest és Dunaföldvár között.



4.1.4. ábra. Referencia időszakban mért és szimulált értékek Dunaföldvár és Mohács között.

A vizsgálat során kiderült, hogy minden esetben a szimuláció valamelyest alábecsül, tehát kevesebbet mutat, mint a mért adatbázis. A Budapest – Dunaföldvár közötti szakaszon közelítik legjobban a szimulációs értékek a mért adatokat. A főváros nyolc hídja a jégképződést gátolja, mert feltördeli a táblákat, nem beszélve a városi klíma fűtőhatásáról. A szimulációban ezeket a paramétereket nem lehet számszerűsíteni. A decemberi első jégtáblák megjelenését a szimuláció két-három napos késéssel jelzi, valamint a márciusi jeges időszak végét megközelítőleg ugyanennyi nappal korábban befejezi.

A Dunaföldvár alatti folyószakasz az egyik legveszélyesebb hely jégtorlódás szempontjából az egész magyar Duna-szakaszon (Keve, 2003). Ezért a legutolsó, vagyis a Dunaföldvár és Mohács közötti szakaszt érdemes elemezni. A validáció második lépéseként összevetettük az OVSZ-től kapott Mohács állomás vízhőmérséklet adatait a szimulált vízhőmérséklet adatainkkal. A vizsgált intervallum 1952-től 1976-ig tartó huszonöt éves periódus, ugyanis a mohácsi állomáson 1976-os évet követően vízhőmérsékleti adatok nem álltak rendelkezésre.



4.2. ábra Mohács állomás mért átlagos vízhőmérséklet értékei összevetve a szakaszra szimulált értékekkel

Megvizsgáltam továbbá az 1952 - 1976-os intervallumra a vízhőmérséklet értékeket, összevetve erre a periódusra szimulált adatokkal. Az 4.5-ös ábrán látható, hogy a szimulált hőmérsékleti értékek magasabbak, mint az állomáson mértek, ez a korábbi 4.1.1. – 4.1.4. ábrákából feltételezhető, ugyanis a téli időszakban előforduló kevesebb jeges nap magasabb vízhőmérsékleti értékeket feltételez. Látva a vízhőmérséklet havi menetét átlagolva a 25 évre, megállapítható, hogy a hűlés gyorsabban végbemegy, mint a január végétől kezdődő melegedés. Egyértelmű, hogy a januárban a legalacsonyabb a vízhőmérséklet, az átlag azt mutatja, hogy ez a minimum körülbelül január 20-ára tehető. A szimuláció is pontosan visszaadta ezt a dátumot.

5. Fejezet

A Duna vízhőmérséklet adatsorai az 1952 - 2049 közötti időszakra

A fejezetben az 1952 - 2049-es időtartamra futtatott modell eredményeit vizsgálom, kiemelve az 1952 - 1976 és a 2025 - 2049-es huszonöt éves időszakokat. A jeges napok számát illetve az előrejelzett vízhőmérsékleteket összehasonlítom az OVSZ adatbázisából származó mért adatokkal.

5.1. A modellfuttatás adatbázisa

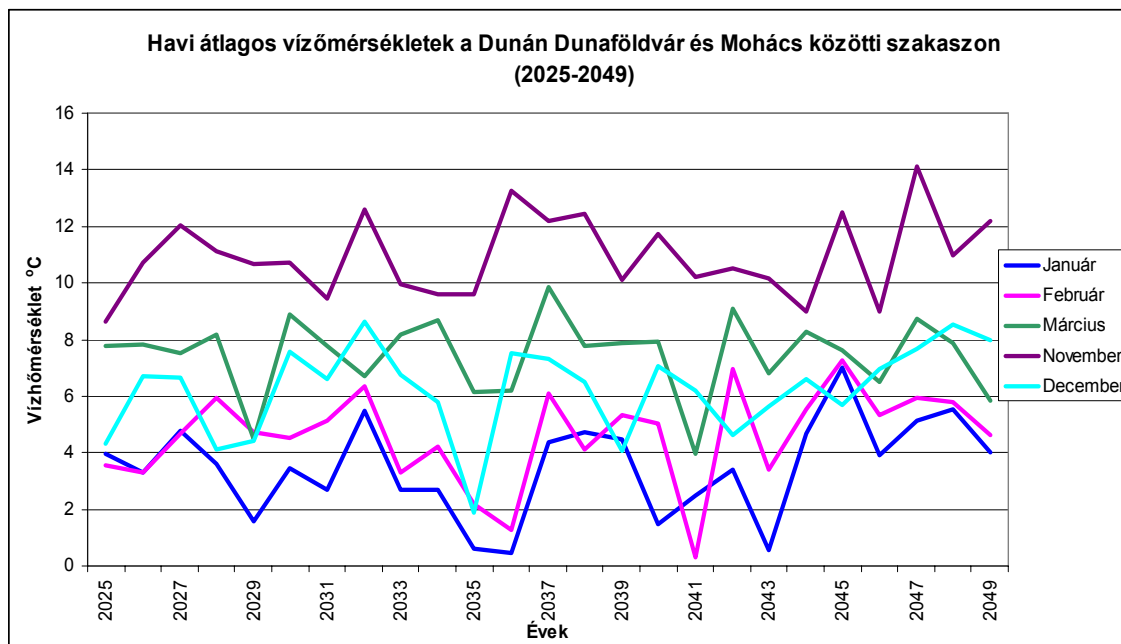
A 3. fejezetben tárgyalt REMO 5.7 regionális klímamodell A1B emissziós scenárió alapján kapott eredményeit használtuk fel. Ezekből az adatokból számoltuk a szimulációs rendszer futtatásához szükséges bemeneti meteorológiai paramétereket. A paraméterek a négy közeli meteorológiai állomáson (Győr, Budapest-Lőrinc, Paks és Baja) mért napi minimum illetve maximum hőmérséklet, valamint a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálat által fejlesztett Operatív Szimulációs és Előrejelző Rendszer (OVSZ-NHFS) által generált vízállás idősorok a Duna öt vízjelző állomására (Medve, Komárom, Budapest, Dunaföldvár, Mohács).

5.2. Vizsgálatok

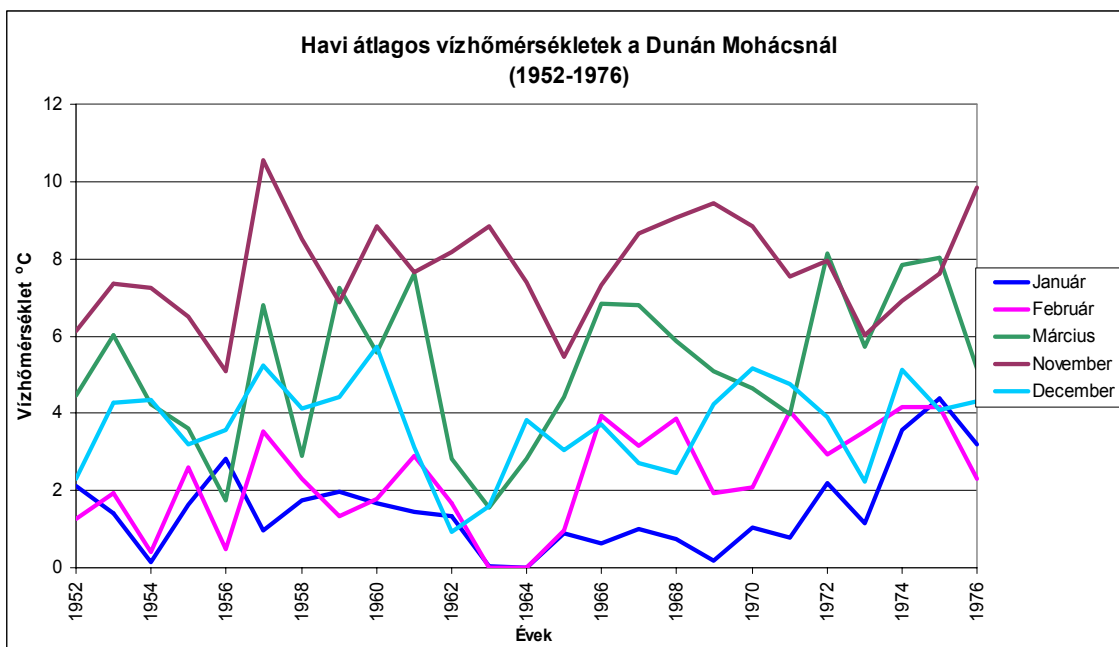
A modell által számolt, közel száz éves időtartam adatait két huszonöt éves időszakra bontva vizsgáltam. Az 1952 - 1976-ig tartó időszak reprezentálja a múltat, míg a 2025 - 2049-es időtartamban prognosztizáljuk az A1B scenárió alapján a jövőbeli jégjárást, illetve vízhőmérsékletet. Míg a validációnál az 1983 - 2008-as jég-előfordulási adatok álltak rendelkezésre, addig az elemzéseket az 1952 - 1976 közt mért mohácsi vízhőmérséklet-adatokkal végeztük el. A mérések hiányossága miatt kényszerültem az általános harminc éves vizsgálat helyett huszonöt éves időszakot vizsgálni. Az előrejelzett

vízhőmérsékleti adatokat először az 1952 - 1976-os időszakra vizsgálom, majd a jeges napok számának változását elemezzük összevetve az 1983 - 2008-as periódussal. Ahogy már említettem a Dunaföldvár alatti Duna-szakasz a legveszélyesebb hely jégvonulás szempontjából, ezért a Dunaföldvár és Mohács közötti folyószakaszt vizsgálom.

Először a vízhőmérsékletek havonkénti változását tanulmányozzuk, ehhez a két, 25 éves időszak idősoraiból kiszámítottuk, a vízhőmérsékletek havi átlagértékeit és grafikonon ábrázoltuk. A novembertől márciusig kiválasztott hónapok az ún. „téli időszak” hónapjai, amelyekben jégjelenségekről, illetve annak megjelenési valószínűségéről beszélhetünk. Egyértelműen látszik a két grafikon összevetéséből, hogy a havi közepes vízhőmérsékletek nagyobbak a 2025 - 2049-es időszakban, mint a 1952 - 1976-os években. A folyószakaszra vetített átlagos eltérések 2 - 3,2 °C -os intervallumba esnek. Az értékek növekedése minden hónapban megfigyelhető, az 5.1.2.-es grafikonon jól látható, hogy a januári és a februári átlagos vízhőmérsékletek többször megközelítették illetve elérték a 0 °C-os értéket, a jövőben viszont a szimuláció nem jelez ilyen eredményeket.



5.1. ábra Havi átlagos vízhőmérsékletek a vizsgált 2025 - 2049-es időszak alapján Dunaföldvár és Mohács között.



5.1.2. ábra Havi átlagos vízhőmérsékletek a vizsgált 1952 - 1976-os időszak alapján Mohács állomásra.

A vizsgált dunai szakasz két huszonöt éves időtartamra vonatkozó alapvető statisztikai jellemzőit az 5.2. táblázatban foglaltam össze. A táblázatban a hónapokat egyenként elemezve tüntettem fel az adott hónap átlaghőmérsékletét, a mediánt, a vízhőmérsékletek korrigált empirikus, vagy más néven tapasztalati szórását, valamint a különböző percentilis értékeket (25., 50., 75. percentilis).

5.2. táblázat. A havi vízhőmérsékletek statisztikai tulajdonságai a vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es időszak alapján a Dunaföldvár és Mohács közötti szakaszon.

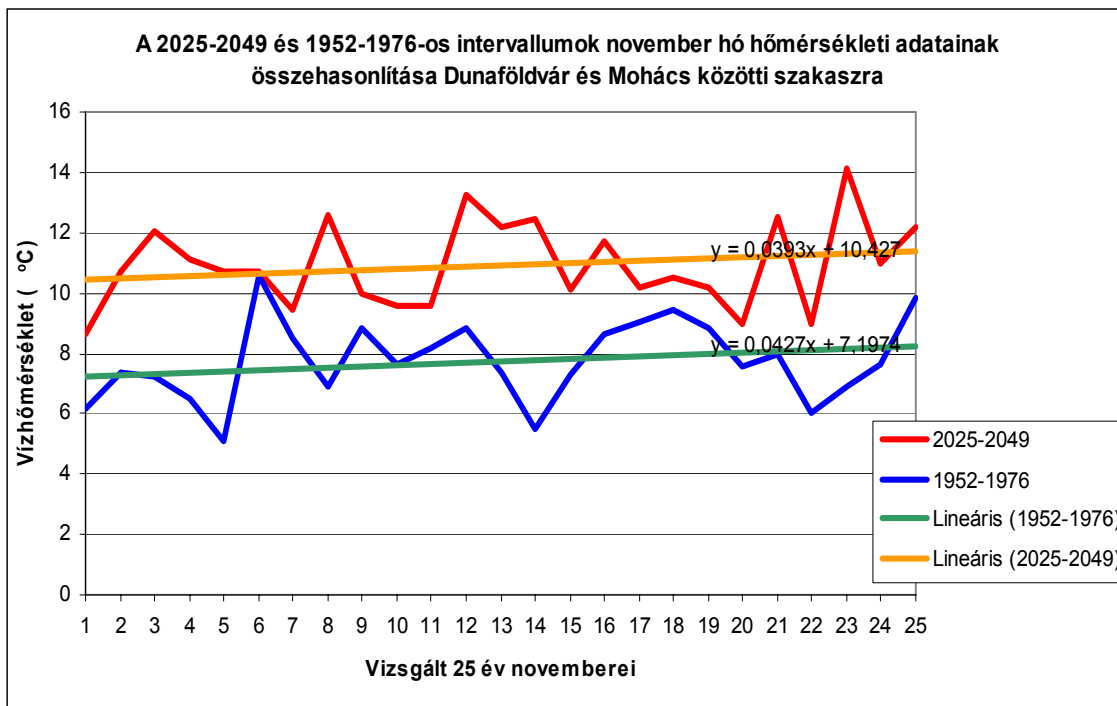
	1952 - 1976					2025 - 2049				
	Nov	Dec	Jan	Febr	Márc	Nov	Dec	Jan	Febr	Márc
Átlag	7,8	3,7	1,5	2,3	5,2	10,9	6,2	3,5	4,6	7,5
Medián	7,6	3,9	1,3	2,3	5,2	10,7	6,6	3,6	4,7	7,8
25. percentilis	6,9	3,1	0,8	1,3	4	10	5,7	2,7	3,6	6,7
50. percentilis	7,6	3,9	1,3	2,3	5,2	10,7	6,6	3,6	4,7	7,8
75. percentilis	8,8	4,3	2	3,5	6,8	12,2	7,3	4,7	5,8	8,2
Szórás	1,3	1,2	1,1	1,3	1,9	1,4	1,6	1,7	1,7	1,4

A Duna ezen szakaszán az átlagos vízhőmérséklet értéke növekedni fog, mégpedig körülbelül 2,4 °C –kal az 1952 - 1976-os periódushoz viszonyítva. Ez csaknem 0,5 °C –kal magasabb érték, mint amit előzetesen vártunk, azonban figyelembe kell venni, hogy egy korábbi és rövidebb időszakot vetettem össze a 2025 - 2049-es időszakkal. A táblázat utolsó sorában a tapasztalati szórást a következő képlettel számoltam:

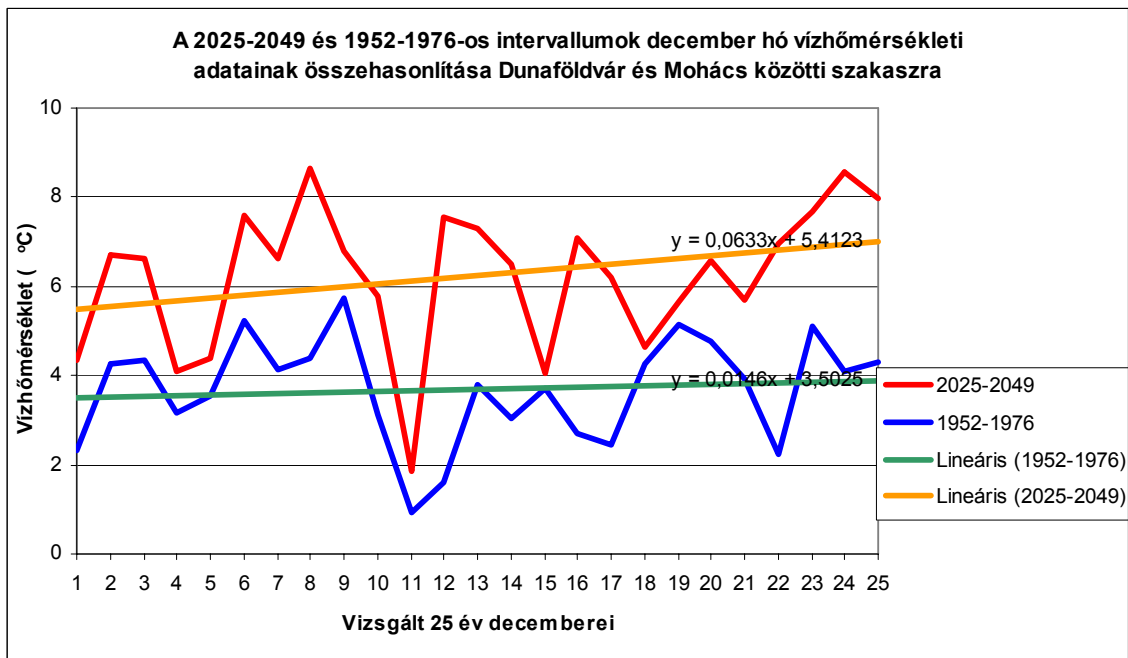
$$s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (13)$$

A 0.25-ös kvantilis vizsgálatánál is egyértelmű a melegedési tendencia. A leghidegebb hónapot, a januárt példának véve, míg az 1952 - 1976-os referencia időszakban, a hónap átlagában 25%-volt a 0,8 °C -nál alacsonyabb vízhőmérsékletek előfordulása az egész időszakot tekintve, addig ez a jövőbeli 25 év során 2,7 °C lesz, tehát a szélsőséges vízhőmérsékletek előfordulása nagy mértékben csökkenni fog.

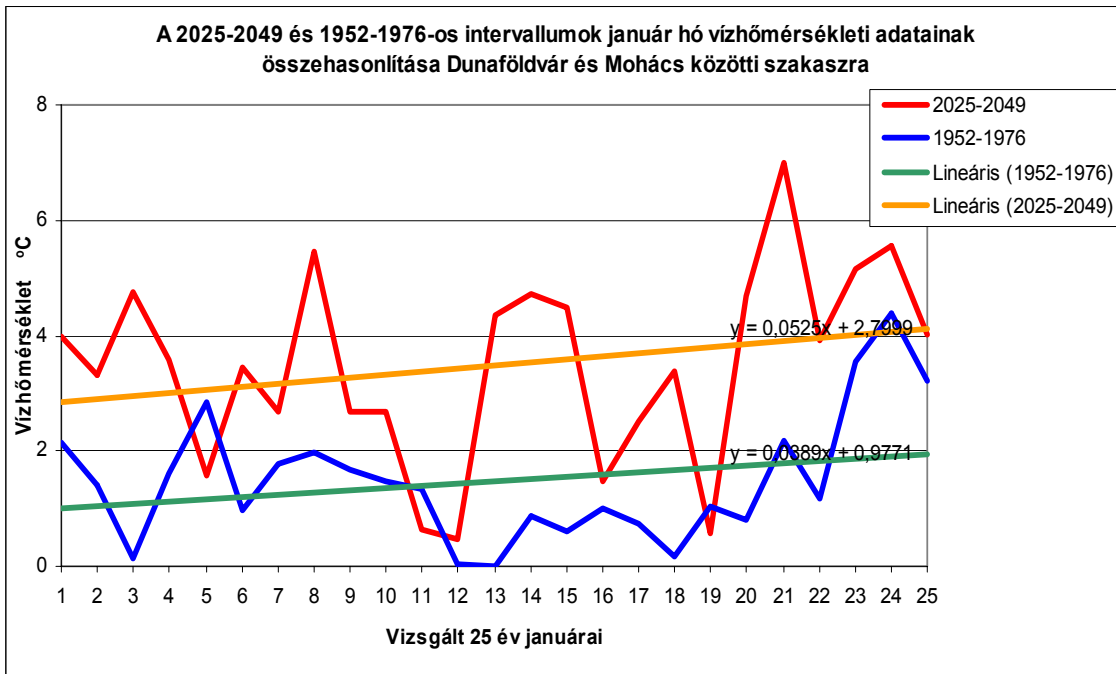
Tovább vizsgálva a kiválasztott öt téli hónap változását, a hőmérséklet-növekedési görbéjére lineáris trendvonalat illesztettem, amelynek segítségével megállapítható, hogy a 2025 - 2049 közötti huszonöt év során a decemberi hónapban a legmeredekebb a trendvonal, tehát ennek a hónapnak a vízhőmérséklete fog átlagosan a legnagyobb mértékben emelkedni az évek során. A decemberhez tartozó trendvonal egyenletéből kiolvasható, hogy ez körülbelül 1 °C –ot jelent 16 év alatt. Az is látható, hogy a téli időszak közepe, tehát a decembertől februárig tartó három hónapban jóval nagyobbak az adatok amplitúdói a trendvonalhoz képest, vagyis nagyobb a bizonytalanság és szélsőségesebben változnak a vízhőmérsékleti értékek.



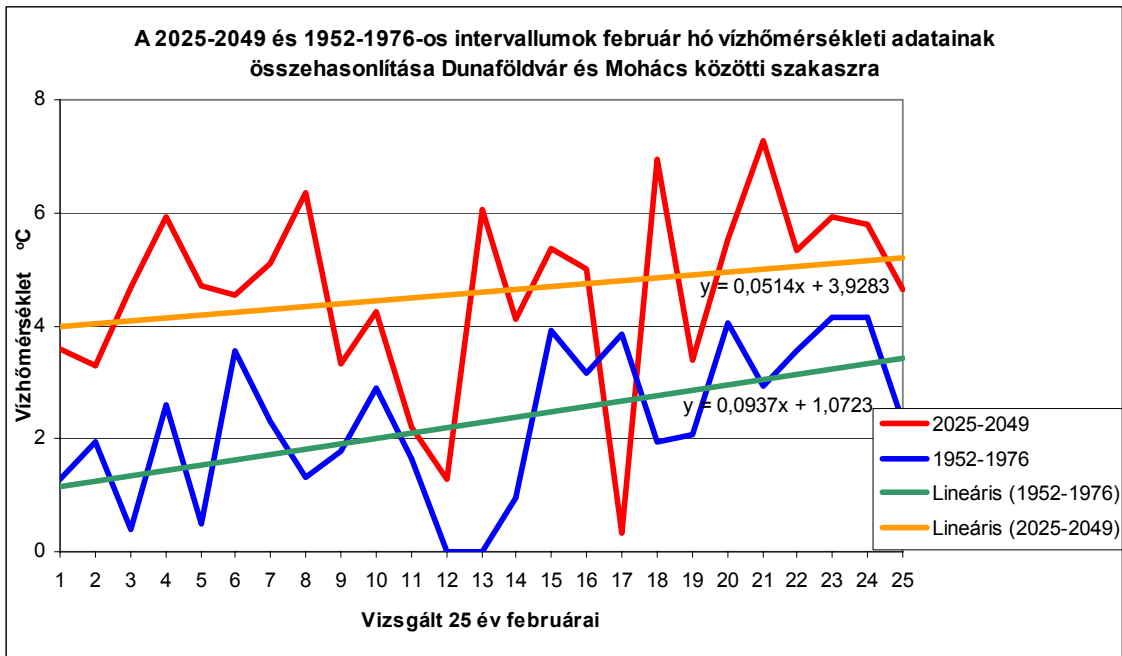
5.3.1. ábra A vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es intervallumok havi átlagos vízhőmérsékleti értékeinek változása november hónapban



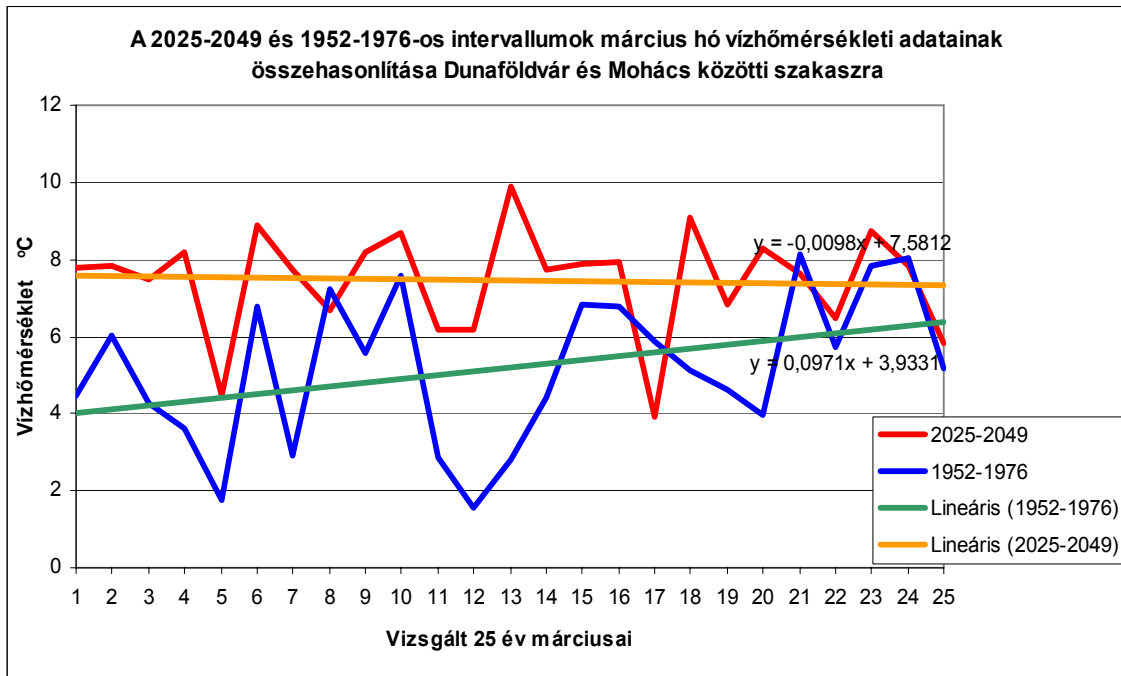
5.3.2. ábra A vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es intervallumok havi átlagos vízhőmérsékleti értékeinek változása december hónapban



5.3.3. ábra A vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es intervallumok havi átlagos vízhőmérsékleti értékeinek változása január hónapban

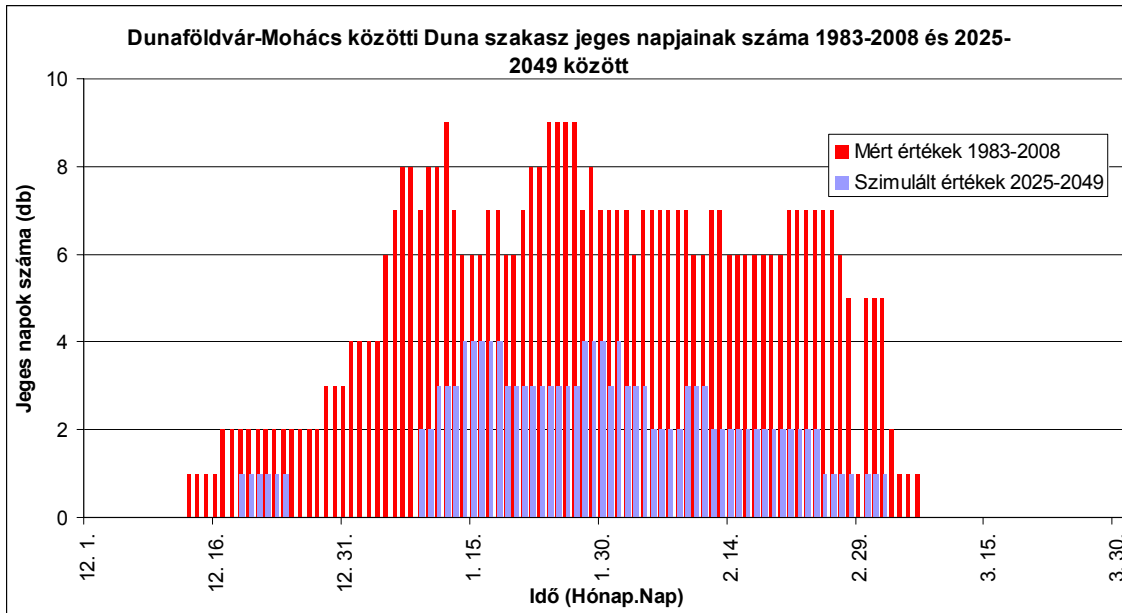


5.3.4. ábra A vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es intervallumok havi átlagos vízhőmérsékleti értékeinek változása február hónapban



5.3.5. ábra A vizsgált 1952 - 1976 és 2025 - 2049-es intervallumok havi átlagos vízhőmérsékleti értékeinek változása március hónapban

A következő lépésben a jeges napok számát vizsgáljuk, az adatok a Duna négy szakaszán 1983-tól állnak rendelkezésre. A vízhőmérséklet mérésével ellentétben, a korábbi fejezetben leírtak szerint az észlelőknek igen nehéz dolguk van objektíven felmérni a Duna egy adott keresztaszvénén a jéggel borítottság százalékos mértékét. A jégzajlás során sokszor nagy jégtáblák elborítják a vízfelszínt, míg egy-egy ilyen jégtábla levonulása után viszonylag fedetlen marad a vízfelület. Az 5.4.-es grafikonon az 1983 - 2008-as jeges napok adatait vettem össze az előrejelzett adatokkal. A jeges napok száma drasztikusan le fog csökkenni a vízhőmérséklet növekedésének hatására. A jégmegjelenés későbbre tolódik, míg a jég eltűnése korábban bekövetkezik. Továbbra is a január hónap lesz a leghidegebb az öt vizsgált közül, erre a hónapra valószínűsíti a legtöbb jeges napot az előrejelzés, ám ez is csak nagyjából a fele az 1983 - 2008-as mért jeges napok számának. Január elején és végén adja a projekció a két maximum értéket. Az előzőekben megállapítottuk, (5.3.2.ábra) hogy a decemberi hónap vízhőmérséklete fog a legintenzívebben emelkedni az öt vizsgált hónap értékei közül, a jeges napok számában is ebben a hónapban van a legnagyobb csökkenés. Lényegében eltűnnek a jeges napok decemberben.



5.4 ábra. Jeges napok száma 1983 - 2008 és 2025 - 2049 –es időszakokra a Duna Dunaföldvár és Mohács közötti szakaszán.

A szignifikancia vizsgálatát az SPSS statisztikai elemző programcsomaggal és D-próbával készítettük. Az 5.5.-ös ábra alapján a szignifikancia vizsgálat során kijelenthető, hogy a múltban mért adatoktól (1952 - 1976) szignifikánsan eltérnek a jövőre (2025 - 2049) vetített adatok. A jövőben szignifikánsan magasabb vízhőmérséklet várható. A T-próba szórás homogenitás előfeltétele sérül, ($F= 10,985$; $p= 0,001$) ezért Welch-féle, más néven D-próbát használunk (melynek nem feltétele a szórás homogenitása). A próba azt vizsgálja, hogy a két külön mintában egy-egy valószínűségi változó (esetünkben a vízhőmérséklet) átlagai egymástól szignifikánsan különböznek-e. A Welch-próba próbastatisztikája:

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{s_x^2}{n} + \frac{s_y^2}{m}}} \quad (14)$$

Ahol:

\bar{x} – az egyik valószínűségi változó átlaga a mintájában

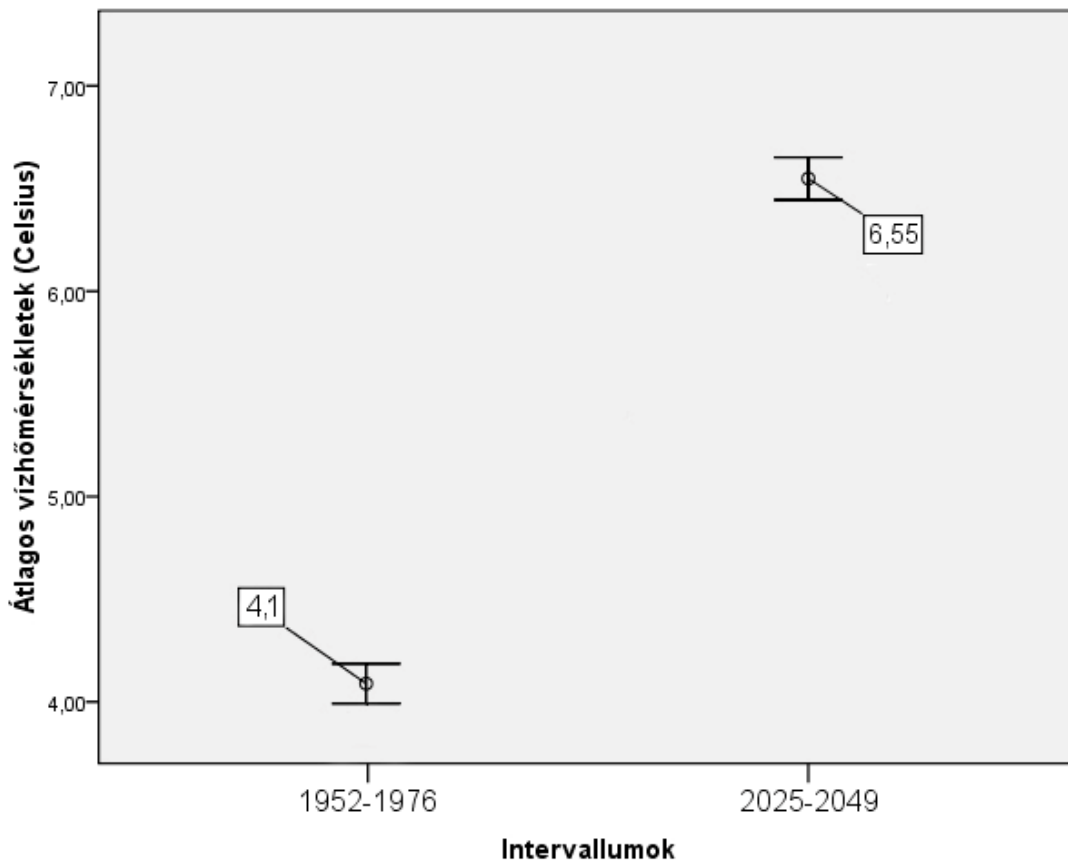
\bar{y} – a másik valószínűségi változó átlaga a mintájában

s_x – az egyik valószínűségi változó becsült szórása

s_y – a másik valószínűségi változó becsült szórása

n – az egyik minta elemszáma

m – a másik minta elemszáma



5.5 ábra A két vizsgált intervallum (1952 - 1976) és (2025 - 2049) szignifikánsan növekszik

A konfidencia intervallumot úgy jelenítettük meg, hogy az esetek 95%-a bele tartozzon, ez körülbelül plusz-minusz a 0,1 °C-os érárt jelent. A szignifikancia vizsgálat során is megkaptuk az 5.2-es táblázatban számolt értékeket, és látható, hogy 2,45 °C-os vízhőmérséklet-növekedés várható.

Összefoglalás

A globális felmelegedés napjaink talán legnagyobb problémája, az éghajlat a szemünk láttára gyors változásokon megy át. A dolgozatban arra a kérdésre kerestem a választ, hogy ez a változás vajon milyen mértékben befolyásolja hazánk legnagyobb folyójának, a Dunának a víz hőmérsékletét illetve a folyón megjelenő jég előfordulását. A víz hőmérséklet-növekedés nagyságát igyekeztem megbecsülni a Duna alsó szakaszán, ugyanis a jég megjelenés itt legvalószínűbb.

A munkám során a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálat (OVSZ) folyóvíz hőmérséklet, illetve jég előrejelző modelljének hosszú, klimatológiai idősorok elemzésére alkalmassá tett változatával dolgoztam. Az adatbázist az ECHAM5 GCM által hajtott REMO 5.7 regionális klimatológiai modell adta. Elsőként megvizsgáltam a modell használhatóságát az 1983 - 2008-as időszakra, összevetve a 2025 - 2049-es időszakokkal. Itt is megjegyezném, hogy konzekvens bázisidőszakot azért nem tudtam meghatározni, mert csak 1983-tól állnak rendelkezésre a gépi adathordozón észlelt jégadatok. Az előbb említett huszonöt évre vettem össze a jeges napok számát a szimulációm során kapott értékekkel. A következtetéseket levonva tovább vizsgáltam, immár a víz hőmérséklet változását elemeztem, az 1952 - 1976-os időszakot hasonlóan összevetve a 2025 - 2049-ig tartó időszakokkal. Az két intervallum összehasonlítása során az A1B emissziós scenárió bevételest vettem alapul, amely egy mérsékelt optimista és egy mérsékelt pesszimista változási menet eredménye alapján jött létre, továbbá feltételezi a fosszilis és nem fosszilis energiaforrásokra támaszkodó energiatermelő rendszerek technológiai fejlődését. Ennek következtetése képpen az alábbi változások valószínűsíthetők:

- Az 1952 - 1976-os referencia időszakhoz képest a 2025 - 2049-ig tartó időszak átlagos víz hőmérsékletében 2,4 °C-os növekedés várható.
- A decemberi hónap víz hőmérséklete fog a legintenzívebben emelkedni az öt vizsgált hónap értékei közül, és lényegében eltűnnek a 2025 - 2049-es időszakra a jeges napok ebben a hónapban
- A jövőben a jég megjelenés későbbre tolódik, míg a jég eltűnése korábban bekövetkezik.
- A szélsőséges víz hőmérsékletek előfordulása nagy-mértékben csökkenni fog.

Az általam vizsgált paraméterek mindegyike azt mutatja tehát, hogy a jövőben a vízhőmérsékletek egyértelműen növekedni fognak. Ez természetesen következik az alkalmazott forgatókönyvből, amely a léghőmérséklet növekedését jelzi.

Részletesebb adatok ismeretében (szennyvíz, hidak hatása) tovább pontosíthatóak lennének a dolgozatban leírt konzekvenciák, ám mindez az alapkövetkeztetéseket már nagyobb mértékben nem változtatnák meg.

Fontos feladatnak tartom továbbá a jégmegfigyelés objektívebbé, pontosabbá tételét, felhasználva a technikai fejlődés által lehetővé váló további webkamerák installálását, illetve műholdas mérések alkalmazását is.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Bálint Gábornak, a VITUKI Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet szakági igazgatójának és tanszéki konzulensemnek dr. Pongrácz Ritának egyetemi docens asszonynak, akik a munka során segítségemre voltak.

Köszönöm továbbá a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálat munkatársának, Lipták Gábornak a türelmességét és hogy mindig támogatott, amikor kérdésem, problémám volt. Továbbá kollégájának, Less Editnek, hogy számtalan fontos információval és tanáccsal látott el. Valamint Jámbor Erzsébetnek, aki az irodalmi áttekintésben segédkezett.

Irodalomjegyzék:

- Bartholy J., Matyasovszky I.,** 1998: *A Kárpát-medence Hőmérsékleti és csapadék viszonyainak alakulása a globális éghajlatváltozások tükrében.* OMSZ, Budapest, Az éghajlatváltozás és következményei 117-125. pp
- Bougeault, P.,** 1983: A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 420-429. pp
- Caisse, D.,** 2006: The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*, doi:10.1111/j.1365-2427.2006.01597.
- Déri J.,** 1985.: Változások a Duna jégjárásában. *Vízügyi Közlemények* 66.évf. 613-621. pp
- Déri J.,** 1988: Törvényszerűségek a jégviszonyok alakulásában, *Vízügyi közlemények*, 70.évf., 467-473. pp
- Dümenil, L. and Todini, E.,** 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: Advances in Theoretical Hydrology, A Tribute to James Dooge (Ed. J.P. O’Kane). *European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences*, 1, Elsevier Press Amsterdam, 129-157
- Ettema, R.,** 2002.: Review of Alluvial-channel Responses to River Ice. *Journal of Cold Regions Engineering*, Vol. 16, No. 4
- Gauzer B.,** 1990: Az OPADAT Operatív Hidrometeorológiai Adatfeldolgozó Rendszer. *Felhasználói kézikönyv, VITUKI, Budapest.* 10. pp
- Hirling G., Károlyi Z.,** 1982: A Duna és a Tisza jégjelenségeinek előrejelzése, *VIZDOK, Budapest*, 4.sz. 163. pp
- Hirling G., Károlyi Z.,** 1981: A Duna és a Tisza jégjelenségeinek előrejelzése, *VIZDOK*, 181. pp
- 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>
- Horváth S.,** 1981: A csatornázás hatása a Magyar Duna jégjárására. *Vízügyi közlemények*. 1.sz. 3-22. pp

- Jasek, M.**, 1999.: *LSPIV and Numerical-Model Estimation of Yukon River Discharge During an Ice Jam Near Dawson*. Iowa University.
- Kahn, H. – Wiener, A. J.** 1967.: *The Year 2000*. The MacMillan Company, New York
- Keve G.**, 2002: A jégmegfigyelések korszerűsítési lehetőségei, *Vízügyi Közlemények* 84évf. 3.sz 358-378. pp
- Klemp, J. B. and Durran, D. R.**, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430-444. pp
- Kovács D.**, 1980: A jeges árvizek elleni védekezés eredményei Magyarországon. *Hidrológiai Közlöny* 3.sz. 129-141. pp
- Kránicz I.**, 1977: A Duna Paks-Zádor közötti (1537-1529 fkm) szakaszának szabályozása.: *Vízügyi Közlemények*. 3. sz. 351-372. pp
- Kristóf T.**, 2002.: *A scenárió módszer a jövő kutatásban*. Jövőtanulmányok 19. BKÁE Jövőkutatási Kutatóközpont, 10.sz. 33-44. pp
- Lászlóffy W.**, 1956: A jeges árvizek magassága, *Beszámoló a VITUKI 1956 évi munkájáról*, 75-84.o.
- Lászlóffy W.**, 1934: A folyók jégviszonyai, különös tekintettel a Magyar Dunára. *Vízügyi Közlemények*. 3. sz. 369-435. pp
- Leggett, J. – Pepper, W. J. – Swart, R. J.** (1992).: *Emissions scenarios for IPCC: an update*. In: Houghton, J. T. – Callander, B. A. – Varney, S. K. (EDS.): *Climate Change 1992. Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, Cambridge, 69-95. pp
- Lipták G.**, 2009: Az éghajlatváltozás hatása a folyók vízhőmérsékletére, *Diplomamunka* 4-44pp.
- Magnuson J. J., Robertson D. M., Benson B. J., Wynne R. H., Livingstone D. M., Arai T., Assel R. A., Barry R. G., Card V., Kuusisto E., Granin N. G., Prowse T. D., Stewart K. M., Vuglinski V. S.**, 2000: Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere *Science* 8 September 2000:Vol. 289. no. 5485, pp. 1743 – 1746. pp

- Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1954:** Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Doklady Akademii Nauk SSSR Trudy Instituta Geofiziki*, 151, 163-187. pp
- Morcrette, J.-J., Smith, L. and Fourquart, Y., 1986:** Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parametrizations. *Beitr. Phys. Atmos.*, 59, 455-469. pp
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T.Y., Kram, T., La Rovere, E.L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Raihi, K., Roehrl, A., Rogner, H.-H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N., and Dadi, Z., 2000:** IPCC Special Report on Emissions Scenarios. *Cambridge University Press*
- Nordeng, T. E., 1994:** Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *ECMWF Research Department, Technical Memorandum No. 206*, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK.
- OMSZ, 2006.:** Klímaváltozási forgatókönyvek a Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégiához. Klímapolitika 3-43 pp
- Pongrácz R., Bartholy J., 2000:** Változási tendenciák Magyarország éghajlatának szélsőségeiben. In: III. Erdő és Klíma konferencia, Debrecen (szerk: Kircsi A.), 38-44. pp
- Pongrácz R., Bartholy J., 2006:** A Kárpát-medence extrém hőmérsékleti paramétereinek XX. századi tendenciái. In: *A III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei*, CD-ROM. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 6-7. pp
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlesse, U. and Schulzweida, U., 1996:** The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *Report No. 18, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg*
- Schwarz, P. 1996.:** *The Art of the Long View: Planning for the Future in an Uncertain World*. Doubleday, New York

- Szenti J.**, 1985: Jégtörő tevékenység a Dunán Dunaföldvár-Vukovár (1560-1333 fkm) között. *Hidrológiai Közöny.* 6. sz. 350-356. pp
- Simmons, A. J. and Burridge, D. M.**, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758-766. pp
- Simmons, A.J. and Gibson, J.K.**, 2000: The ERA-40 Project Plan. *ERA-40 Project Report Series*, 1.
- Sipos B.**, 1974: A Jégvédelem kézikönyve. *Vízügyi közlemények.* 3. sz. 477-479 pp.
- Stanciková, A., Capeková, Z.**, 1993: Teplota vody Dunaja – ukazovateľ ľudských zásahov na toku. *VÚVH, Veda a výskum v praxi c.* 83-84. pp
- Starosolszky Ö., Bálint G., Bartha P.**, 1999: Magyarországi árvízvédelmi és fejlesztési projekt, Halcrow Water, *VITUKI tanulmányok.* 136. pp
- Starosolszky Ö.**, 1969: A jég a vízepítésben. *VITUKI tanulmányok*, 27.sz., 10-12 pp.
- Starosolszky Ö.**, 1970: A hőátadás összefüggéseinek alkalmazása vízfolyásokra *Hidrológiai közöny* 11.sz.
- Szépszó G.**, 2005: A *REMO* modell és adaptálása az Országos Meteorológiai Szolgálatnál. 31. Meteorológiai Tudományos Napok – Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások, Budapest, 2005., 10 pp
- Tiedtke, M.**, 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1179-1800.
- Unger J., Sümeghy Z.**, 2002: Környezeti klimatológia. Kisléptékű éghajlatok, városklíma. *Egyetemi jegyzet, Szegedi Tudományegyetem Éghajlati és Tájjöldrajzi Tanszék, Kézirat, JATEPress, 202.*
- Warrilow, D. A., Sangster, A. B. and Slingo, A.**, 1986: Modelling of land surface process and their influence on European climate. *Technical Note DTCN 38*, Dynamical Climatology Branch, United Kingdom Meteorological Office.
- WPP**, 2008: *Population Division of the Department of Economic and Social Affairs of the United Nations Secretariat (2009).*: World Population Prospects: The 2008 Revision., New York
- Zsuffa I.**, 1972: Újítási javaslat a jégészlelés korszerűsítésére. *ADUVIZIG kézirat VLVII.*
- Internetes oldal:** <http://www.clavier-eu.org/>