

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Földtudományok Doktori Iskola

Numerikus hidrológiai modellezés és folyami jégviszonyok előrejelzése

PhD értekezés

LIPTAY ZOLTÁN ÁRPÁD

Témavezetők:

dr. Czigány Szabolcs

Egyetemi docens

dr. Pirkhoffer Ervin

Egyetemi docens

PÉCS, 2018

TARTALOMJEGYZÉK

1.	Bevezetés	4
1.1.	Bevezetés és célkitűzések	4
1.2.	A folyami jégjelenségek hazai és nemzetközi kutatástörténetének áttekintése	7
1.3.	A hidrológiai modellezés alapjai.....	11
1.3.1.	A modellek csoportosítása.....	11
1.3.2.	A modellezés tárgya	14
1.3.3.	A diszkretizáció.....	15
1.3.4.	A főbb hidrometeorológiai tényezők észlelése, szimulációja és előrejelzése	16
1.4.	A lefolyásshámítás elméleti alapjai.....	21
1.4.1.	A Saint-Venant egyenletek.....	21
1.4.2.	A kinematikus megközelítés	23
1.4.3.	A diffúziós megközelítés.....	24
1.4.4.	Diszkrét lineáris kaszkádmódel.....	27
1.5.	Jégviszonyok előrejelzése	31
1.5.1.	A folyami jégjelenségek.....	31
1.5.2.	Hazai folyók jégviszonyai	35
1.5.3.	A jégelőrejelzés hazai gyakorlata.....	41
2.	Eszközök és módszerek	44
2.1.	Az OLSER rövid áttekintése.....	44
2.2.	A súlyozott középhőmérsékletek elve.....	48
2.3.	Alapegyenletek, felhasznált adatok.....	55
3.	Eredmények	59
3.1.	Eredmények az alapösszefüggéssel	59
3.2.	A fagypon alatti tartomány	70
3.3.	A vízhőmérsékletek alakulása.....	75

3.4.	A vízjárás hatása	82
3.5.	Mellékvízfolyások hatása.....	88
4.	Konklúzió.....	92
	Köszönetnyilvánítás	95
	Irodalomjegyzék.....	96
1.	MELLÉKLET: Napi jégjárasi térkép, 2017.01.20.....	105
2.	MELLÉKLET: Duna és Tisza jéggrafikonok, 2016-2017.....	106
3.	MELLÉKLET: Áttekintő térkép a vizsgált területről.....	108

RÖVIDÍTÉSJEGYZÉK

ALADIN - Aire Limitée Adaptation dynamique Développement International

AROME - Applications of Research to Operations at Mesoscale

DLCM - Diszkrét Lineáris Kaszkádmódel

ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations

GFS - Global Forecast System

HRES - High Resolution Model

INCA - Integrated Nowcasting Comprehensive Analysis

NSE - Nash-Sutcliffe hatékonysági mutató

OLSER – Operatív Lefolyás-szimulációs és Előrejelző Rendszer

OMSZ – Országos Meteorológiai Szolgálat

OVSZ – Országos Vízjelző Szolgálat

RMSE – Root Mean Square Error

USACE - U.S. Army Corps of Engineers

VITUKI - Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet

WRF - Weather Research and Forecasting

ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

1. BEVEZETÉS

1.1. Bevezetés és célkitűzések

A vízkörforgás intenzitásának növekedése az éghajlatváltozás következtében az elmúlt években számos szélsőséges árvízi esemény kialakulásához vezetett, de a jég képződéséhez szükséges hidrometeorológiai feltételek csak néhány esetben álltak fent, a két jelenség pedig még ritkább esetben kapcsolódik egymáshoz. Ilyen volt a 2017. évi dunai jég helyzet, majd az azt közvetlenül követő tiszai jeges árvíz. Ezen események rámutattak arra, hogy az akkor igen alacsony mederteltségű Duna öt jégmentes esztendő elteltével is tud váratlan helyzetet előidézni, ugyanúgy, ahogy a Tisza vízgyűjtőjén egy időben kialakuló erős jégbeállás és hóolvadásból meginduló árhullám is. Ezek fokozott fenyegetést jelentenek anyagi kár, és emberélet szempontjából is, így biztonságos levezetésük kiemelten fontos, de összetett mérnöki feladat. Az ilyen és ehhez hasonló események előrejelzése és a felkészülés a jeges védekezés egyik legfontosabb eleme.

A hazai folyami jégviszonyok, jégészlelés és jégelőrejelzés rövid áttekintése mellett kutatásom fő célja egy alternatív jégelőrejelzési módszer kidolgozása. A hazai jégelőrejelzést az OVSZ végzi, valamint itt kerülnek összesítésre és ábrázolásra is a Jégjelentő Szolgálat észlelései. Az előrejelzés jelenlegi módszertana a víz hőháztartásának számításán alapul, ún. becsült energiamérleg segítségével (Starosolszky 1969). A számítás kezdeti feltétele az észlelt vízhőmérséklet, az energiamérleg tagjainak becslése pedig a meteorológiai előrejelzés alapján történik. Az előrejelzés jelenleg a Dunára és Tiszára készül, 4 és 6 folyószakaszra, 6 napos időelőnnnyel. Doktori kutatásomban egy olyan alternatív számítási módszer kidolgozását céloztam meg, amely az alapegyenlet tagokra bontása és a tagok becslése helyett koncentrált paraméterű összefüggésen alapszik, és hosszabb, 10 napos időelőnnnyel végezhető, valamint a jelenleg operatív használatban lévő módszerrel ellentétben az észlelt vízhőmérséklet adatokra nem támaszkodik. Ezen utolsó feltétel oka a jelenlegi operatív vízhőmérséklet mérési gyakorlat és a jégmegjelenéshez előrejelzéséhez szükséges információk körének ellentmondása (Keve 2012). Turbulens áramlású folyóink szelvényeit tökéletesen átkeveredettnek tekintjük a vízhőmérséklet szempontjából, de a vízfelszíni és fenék közeli mérések ezt cáfolják. A jégészlelési módszerek korszerűsítésével tehát módszertanilag helyes és objektív bemeneti és kontroll adatokkal lehetne alátámasztani az előrejelző módszereket (Keve 2002, 2010, 2017). Az alternatív módszer a jelenlegi gyakorlathoz képest célzottan csekély adatigényű és koncentrált paraméterű, de kielégítő pontosságú a jég megjelenésének, eltűnésének, valamint a vízhőmérsékletek napi alakulásának predikcióját illetően. A módszer a meteorológiai adatok mellett hidrológiai alapokon is nyugszik, hiszen a vízjárás és a morfológia döntő tényező a jég helyzetek kialakulását illetően. Ezért a módszer egy lefolyás-

szimulációs rendszerre támaszkodik, így a jéggel kapcsolatos áttekintés mellett lényeges a numerikus hidrológia alapjainak, alapfeltételeinek, összefüggéseinek, valamint érvényességének áttekintése is.

A fentieknek megfelelően a kutatás kezdetén az alábbi hipotéziseket állítottam:

- Az energiamérleg becslésén alapuló jégelőrejelzéshez hasonló pontosság érhető el a súlyozott középhőmérsékletek elve alapján, de egyszerűbb algoritmussal és kevesebb szabad paraméterrel, és az észlelt vízhőmérsékletek figyelembe vétele nélkül.
- A potenciális jégmegjelenés, és a jég hatásának figyelembe vételével előrejelezhető a jég eltűnése is.
- Egy jégmegjelenéstől kellően távoli vízhőmérséklet tartományban a módszerrel becsülhető a vízhőmérséklet alakulása az észlelt vízhőmérséklet adatok felhasználása nélkül.
- A folyók vízjárásának és a folyóhálózatnak közvetlen hatása van a jégviszonyokra, ezért nem elegendő a pontszerű szemlélet, hanem a jégszámításokat térben és időben is hidrológiai számításokba kell ágyazni, tehát az algoritmust hidrológiai modellhez kell csatolni.
- A jégviszonyok alakulását befolyásoló hidrológiai viszonyokon túlmenően, a korábbi hazai kutatásokra építve, a hidrodinamikai környezethez való csatolás is lehetséges és szükséges, amellyel egy komplex, elemei között interaktáló rendszer hozható létre.

Ma már több évtizedes múltat tekint vissza a hidrológiai és hidraulikai modellezés, melyeknek eszköztárával operatív módon tudjuk szimulálni a jelenségek többségét. Emellett számos olyan részterület van, mint például a párolgáskutatás, a beszivárgás és lefolyás, a vízgyűjtők felszín alatti hidrológiai viszonyainak, vagy épp a folyami jégviszonyok kutatása, ahol olykor nem csak a numerikus leírás módja bizonytalan, de az észlelés is kiforratlan, sokszor inhomogén alapokon nyugszik. A technológia fejlődésével újabb és újabb mérés technikai megoldások kerülnek kidolgozásra, és a tényadatok mind szélesebb körű felhasználása is lehetővé válik. A távérzékelés és a térinformatika térnyerése kiváló példa erre, alkalmazásuk ma már elterjedt nem csak a hidrológiai kutatásban, de az operatív vízrajzi, vízjelzési, vízgazdálkodási és vízkárelhárítási szolgálatban is. Ennek megfelelően vizsgálataimat a lehetőségekhez mérten ilyen adatokra is alapozom.

Hidrometeorológiai adatok hosszú távú analízise a csapadékkal és árvízzel összefüggő természeti veszélyek növekvő mértékét mutatják (Alfieri et al. 2015, Arnell 1999, Jacob et al. 2008, Stagl & Hattermann 2015). Az árvizek csökkenő előfordulása mellett a vízzel kapcsolatos káresemények intenzitása növekvő mértékű (Anderson et al. 2008, Beniston et al. 2007, Stagl & Hattermann 2015).

Ez magasabb anyagi károkban mutatkozik, ami tovább fokozza a megelőzés és kárelhárítás jelentőségét, melyben az előrejelzésnek kiemelt szerepe van (Alcamo et al. 2007). Az előrejelzés a vízgyűjtő viselkedésének alapos ismeretét feltételezi, ami fejlett monitoring hálózat mellett jól vizsgálható, nem megfelelően monitorozott vízgyűjtőkön pedig komoly kihívás (Blöschl 2005). Kis vízgyűjtőket és rövid idő alatt levonuló árvizeket célzó tanulmányok az ilyen események hazai és közép-európai előfordulásának mind gyakoribbá válását mutatják (Fábián et al. 2009, Torma et al. 2014, Lóczy 2010; Czigány et al. 2010, Czigány et al. 2013, Hegedűs et al. 2013), de az ilyen irányú hidrológiai modellezés még inkább kutatási, mintsem operatív célú.

Ma már számos modell elérhető az adatigény, a számítási kapacitás, a pontosság és alkalmazási terület nagyon széles spektrumán; empirikus modellek, konceptuális lefolyásmodellek (például NAM, HEC-HMS, HBV, SIMHYD, GAPI/TAPI), fizikai alapú modellek (például SHE, TOPOG, DIWA) (Wagner et al. 2004, Götzinger & Bárdossy 2005, Van Leeuwen et al. 2016, Rahim et al. 2012, Huang et al. 2005, Karim, et al. 2016, Bakonyi & Bartha 1988). Alkalmazásukra a szakirodalomban számos példa található (Liptay et al. 2018, Doulgeris et al. 2012, Anderson et al. 2008, Makungo et al. 2010, Keskin et al. 2007, Thompson et al. 2004, Odiyo et al. 2012, Ostojski 2013, Hafezparast et al. 2013, Singh et al. 2014, Ahmed 2014, Amir et al. 2013), és összevetésük is több ízben megtörtént (Vansteenkiste et al. 2014, Lidén & Harlin 2000).

Az alkalmazhatóságot a számítás jóságával mérjük (Nash & Sutcliffe 1970), melynek kifejezésére a determinációs együtthatót és a Nash-Sutcliffe hatékonysági mutatót (NSE) használjuk. Kielégítőnek tekintjük az eredményt, ha $NSE > 80\%$ (Moriasi et al. 2007).

Egy jól teljesítő, minimális adatigényű, egyszerű szerkezetű modell az operatív hidrológiai előrejelzés alapvető eszköze. Nagy kiterjedésű vízgyűjtők részvízgyűjtői több ilyen modell egymáshoz kapcsolásával leírhatók, ahol jelentős előny a gyors és robusztus számítás, rugalmas kezelés, vagy épp az autokalibráció (Dung et al. 2011, Madsen 2000, Giang & Phuong 2010, Zakermoshfegh et al. 2008) lehetősége.

Kutatásomat az OVSZ hidrológiai előrejelző rendszerébe ágyazva végeztem, így a szükséges lefolyáásszámítást az itt üzemelő OLSER szolgáltatta, melynek rövid áttekintése a 2.1. fejezetben olvasható.

1.2. A folyami jégjelenségek hazai és nemzetközi kutatástörténetének áttekintése

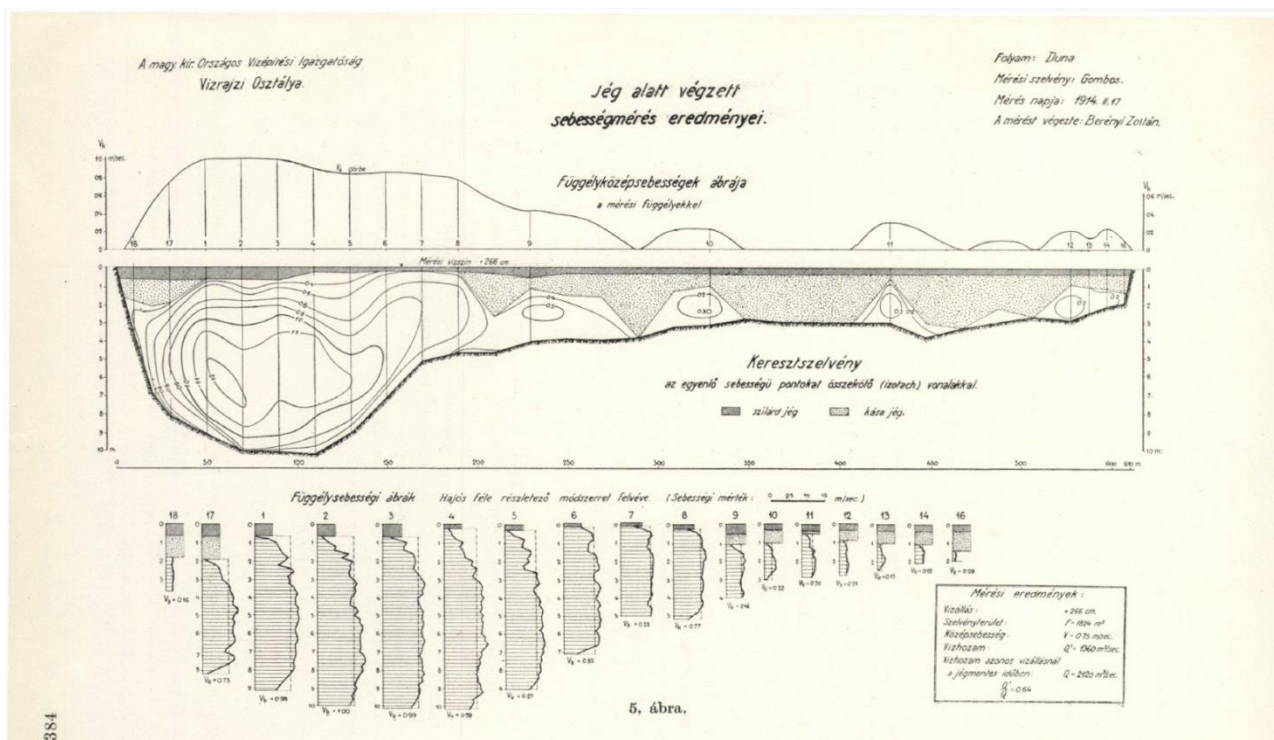
A hazai folyóvízi jégkutatás története a 19. századig nyúlik vissza, a magyar vízrajzi szolgálat már ekkor végzett jégjelenségekre vonatkozó megfigyeléseket és észleléseket (Csoma 1968). Az *Országos Vízjelző Szolgálat szervezete* című 1899-es földművelésügyi miniszteri kiadvány szerint a vízjelzésben közreműködik a *vízmércze-jegyző*, aki „midőn a tél idején a folyón kisebb jégtáblák vagy hótömbök jelentkeznek, megkezdeni köteles a jégviszonyok észlelését és jelzését”. A kiadvány olyan jégállapotokat nevez meg, mint *jégzajlás*, *erős jégzajlás*, *helyenkint állójég*, *a folyó egész szélessége vagy $\frac{1}{4}$, $\frac{2}{4}$, $\frac{3}{4}$ részben jéggel borítva, megállott jég*, valamint előírja a megállott jég vastagságának meghatározását több helyen mért vastagság középértékének kiszámításával. Észlelendő volt az állójég minősége is: *a jég gyöngye*, *a jég aczélos*, *a jég laza*, valamint a jég mozgásával, torlódásával és a jégtorlaszokkal kapcsolatos adatok is. Az észlelés szakaszra történt, vízmércén felüli és aluli szakaszokat jelentettek.

A kor mérnökei részletes beszámolóikban összegezték tapasztalataikat az egyes jeges árvizek levonulásáról és a kialakult jégtorlaszok megbontásáról. Ilyen például a magyar hidrológia tudományos megteremtőjének (VÍZPART 1999. december), Bogdánfy Ödönnek és a Földművelésügyi Minisztérium vízrajzi osztályán működő árvíz-előrejelző szolgálat vezetőjének, Péch Józsefnek közös munkája, az 1902-ben publikált *Az 1900. évi paksi jégtorlódás* c. beszámoló. Hasonló tanulmány a szintén a vízrajzi osztály mérnöke, Hajós Sámuel tollából származó *Az 1909. évi szigai jégtorlódás megbontása* c. beszámoló, vagy az Ihrig Dénes, a mohácsi székhelyű Margittaszigeti Társulat szakaszmérnöke, majd későbbi igazgató-főmérnöke által 1935-ben publikált *Az 1935. évi mohácsi jegesárvíz* c. beszámoló. Folyóink megváltozott morfológiája ellenére az eseményeket és azok levezetésének mérnöki megvalósítását leíró munkák felbecsülhetetlen értékűek a mai kor mérnökeinek is.

Bogdánfy 1911-ben publikálta rövid közleményét, melyben a Garamon megfigyelt kásajégről ír. Leírja saját megfigyeléseit, és sorra veszi a szakirodalom válaszait a jelenséggel kapcsolatban felmerült kérdésekre. Jégelőrejelzéssel kapcsolatos állítást is tesz, egyszerű megfigyelés alapján 5-8 nap közé teszi a jégtáblák megjelenéséhez szükséges erős hideg hosszát a Dunán. A kásajég keletkezésével kapcsolatban az 1908-as szentpétervári hajózási kongresszuson bemutatott kísérletekkel igazolt eredményekre hivatkozik, és a tisztázatlan kérdésekre Luscher (1906) svájci és Lokhtine (1907) orosz mérnökök megfigyelései alapján keresi a választ. Érdekes, hogy a kásajég kialakulásának feltételeit már ekkor pontosan ismerték, és terepi megfigyelések alapján olyan állításokat tettek, amelyeket később laboritúriumi körülmények között is sikerült bizonyítani.

Azonban a primer és szekunder nukleáció valamint a túlhűtöttség pontos mértéke és szerepe csak később tisztázódik, Altberg (1936) 1915 és 1935 közötti 20 éves kutatómunkájának eredményeként.

Hazánkban az akkori állami vízügyi szolgálat vízrajzi osztályára 1928-ban kerülő Lászlóffy Woldemár 1934-ben publikálta a Vízügyi Közleményekben *A folyók jégviszonyai, különös tekintettel a magyar Dunára* c. tanulmányát. Ez nem a korábbiakhoz hasonló beszámoló, ő már tudományos megközelítéssel vizsgálja folyóvizek hőmérsékleti viszonyait. Tanulmányának első részében magyarázza a víz sűrűségi anomáliáját, figyelembe veszi a vízszálakra kanyargós medrekben ható erők hatását, kísérleti eredményeket publikál a víz hőmérsékletének a folyadék mozgására gyakorolt hatásáról. Részletesen beszámol a folyóvizek téli vízszállításának méréseiről, és ez alapján tárgyalja a jég alatti vízmozgás érdekességi viszonyait. Külön érdekesség az 1914. február 17-én, a Dunán Gombosnál végzett sebességmérés eredményeit bemutató ábra (1. ábra). Munkájának második részében a Duna jégviszonyait tárgyalja, statisztikai alapon vizsgálja a jelenségeket, keresi a kiváltó tényezőkkel kapcsolatos okozati összefüggéseket. 1826-tól, azaz több mint 100 éves időszoron elemezte a meteorológiai viszonyokat, 1818-tól, Vásárhelyi Pál közléseiből kiindulva a budapesti jégjárás adatokat, valamint 68 téli időszak feljegyzéseiből vont le következtetéseket. Kijelenthető, hogy ma kevés folyószakaszra készíthetünk ilyen mértékű elemzést, mert a morfológiai beavatkozások jégviszonyokra gyakorolt hatása érvénytelenné teszi a múltbeli megfigyelések jelentős részét.



1. ábra: Jég alatti sebességmérés eredményei (Lászlóffy 1934)

Lászlóffy (1934) 5 napos középértékekben vizsgálta a léghőmérséklet és a vízhőmérséklet közötti kapcsolatot, és arra a megállapítása jutott, hogy a vízhőmérséklet hűlése 5-10 nappal követi a levegő hűlését, az idősor minimuma között 5 nap késést talált, megerősítve ezzel Bogdánfy Ödön 1911-es vélekedését. Felhívja a figyelmet azonban arra, hogy a víz lehülése több más tényező függvénye is, mint a szél és a felhőzet, illetve olykor egyetlen hideg éjszaka meghozhatja a jeget, máskor napokig tartó hideg időjárás kell hozzá. Felismerte a jégelőrejelzés gyakorlati jelentőségét a késő őszi hajózási idény teljes kihasználása érdekében. Statisztikai adatokkal támasztotta alá, hogy a mederteltségnek és az esésnek meghatározó szerepe van a jég megjelenésében.

Olof Bertil Rodhe svéd meteorológus az 1952-ben publikálta számítási módszerét (Rodhe 1952), mellyel a Balti-tenger part menti jégviszonyait kívánta előrejelezni. Munkáját korábbi, ugyanezen területet érintő vizsgálatokra alapozza. Ilyen például az Östman (1950) által publikált fagyösszeg, amely a vizsgált esetek 62%-ban tudta csak ± 1 hét pontossággal jelezni a jég kialakulását. Hiányossága a fagyos időszakot megszakító melegebb napok figyelembe vételének hiánya, amit Nusser (1950) még ugyanabban az évben korrigált. Amennyiben egynél több 0°C feletti középhőmérsékletű nap szakít meg egy fagyos időszakot, akkor az ezt követő esetleg újabb fagyos időszak külön kezelendő. Rodhe Nusser feltevéseit megkérdőjelezhetőnek tartja (Rodhe 1952), és hiányolja, hogy a módszer nem ad feltételt a jég megjelenésére. Palosuo (1951) Östman és Nusser módszereit egyesítve az 5 napos középhőmérséklet 0°C alá kerülésétől számítja a fagyos időszakot, ami annak fényében, hogy az általa vizsgált területen a jég megjelenését megelőző fagyos napok száma 2 és 8 közötti, helyes feltevésnek tűnik (Rodhe 1952). A módszer azonban inkább erős tél esetén ad pontos eredményt, mert a meleg napok figyelembe vételének bizonytalansága kihat az enyhébb telekre. A Rodhe által publikált súlyozott középhőmérsékletek elve a fentiekkel szemben a napi középhőmérsékletek súlyozott, folyamatos összegzésén alapul, így a rövidebb meleg időszakok szerepe is jól követhető az eredményekben. Módszerének későbbi vizsgálatára és alkalmazására számos szakirodalmi utalást találni (Lappäranta 2015, Bilello 1963, Palosuo 1958), de folyókat érintő részletes tanulmányt csak Bilello (1963) publikált.

Horváth Sándor, először szintén a Földművelésügyi Minisztérium, később az Országos Vízgazdálkodási Hivatal munkatársa, majd a VITUKI tudományos igazgatóhelyettese 1950-ben publikált rövid tanulmányában kijelentette, hogy mivel a jégészlelés önkéntes észlelők bevonásával is történik, ezért az észlelői anyag nem teljesen megbízható, sőt ellentmondásokat is tartalmaz, továbbá nem hozzáférhető a hidrológiai kutatás számára. Célja egy olyan eljárás kidolgozása volt, ami a jégjárás tanulmányozását segíti. Munkája jelentős a későbbi statisztikai elemzéseknél, és gyakorlatilag megalapozta az OVSZ által operatíván készített jéggrafikont (2. melléklet). 1979-ben megjelent *A Duna jégviszonyai* című munkájában szakaszokra bontva vizsgálja a Duna jégjárási

viszonyait. A kéziratot azonban 1958 márciusában zárta le, így kronológiailag itt helyes tárgyalni. Jelen kutatás szempontjából lényeges, hogy külön pontot szentel a jégjelenség előrejelzésének, ahol hangsúlyozza ennek kiemelkedő fontosságát, és körvonalazza az előrejelzéssel szembeni elvárásokat. Hazánkban ez volt az első döntő lépés a jégelőrejelzés megvalósítása felé (Hirling & Károlyi 1981).

1960-ban megjelent *A folyócsatornázás hatása a Közép-Duna jégjárására* c. munkája már abban a szellemben íródott, amit ő maga is röviden felvázol a bevezetőjében. A Duna ipari kihasználásának fejlődése 1927-ben, az első dunai vízerőmű megépítésével Passaunál fordulóponthoz ért, míg 1958-ban már egyezmény kötött a Magyar Népköztársaság és a Csehszlovák Köztársaság között a Pozsony és Nagymaros közötti Duna szakasz közös hasznosítására. Innentől a jég nem a hidrológiai vizsgálatok tárgya, hanem a vízepítés és a műtárgyhidraulika része. Elődeihez hasonlóan ő is összegezte a folyami jég kialakulásának elméleteit, majd részletesen vizsgálta a Duna jégjárását, és a lépcsőzés várható hatását. Bemutatta, hogy a csatornázással járó vízmélység növekedés, valamint esés, vízsebesség, turbulencia, és szállított hordalékmennyiség csökkenés a műhöz közeledve mind erősebben mutatkozik, és jelentős szerepet játszik a jégjárás alakulásában, kifejezetten vízszegény időszakban. A vízlépcső feletti állójég védi a vizet a túlhűléstől, ezért megszűnik a felszín alatti jégképződés, ami a biztonságos energiatermelés érdeke. Kis átfolyás esetén szovjet kutatások azt mutatták, hogy a víz hőmérséklete a vízlépcső felé haladva a mélységgel arányosan nő, $+2,65^{\circ}\text{C}$ mértek 70 cm vastag jégtakaró alatt. Ezen jelenség miatt nehezítő körölmény a vízlépcsők jelenléte a jégelőrejelzés számára, ami jelen kutatás során mutatkozott.

Csoma János, a VITUKI tudományos osztályvezetője 1968-ban publikálta a *Vízrajzi Közleményekben A Tisza jégjelenségeinek előrejelzése* c. munkáját. A hazai jéggel kapcsolatos szakirodalomnak ez az első ilyen jellegű műve. Felhívja rá a figyelmet, hogy a hidrológiának továbbra is foglalkoznia kell a jéggel, és nem elég az egyszerű megfigyelés és leírás, hanem részletes elemzésekre van szükség. Hangsúlyozta a jégjelenségek megbízható előrejelzésének fontosságát a vízgazdálkodás fejlődése, a vízlépcsők létesítése, és a hajózási feltételek biztosítása érdekében. Felvázolta a folyók hógazdálkodási körülményeinek figyelembe vételén alapuló, fizikai leírást, de rámutatott arra, hogy a teljes körű vizsgálat nem lehetséges, jelentős elhanyagolásokra, becslésekre van szükség, és további kutatások kellenek a megbízható, hóháztartáson alapuló előrejelzéshez. A jégjelenséget befolyásoló tényezők sokasága, az összefüggések bonyolultsága miatt, és a hosszú idejű észlelési adatok rendelkezésre állása miatt statisztikai és valószínűségi alapon vizsgálta a Tisza jégviszonyait. Részletesen elemezte a tiszalöki vízlépcső 1954-es megépítésének hatását a jégjárásra, és elméleti léghőmérséklet-összegegen alapuló módszert dolgozott

ki az akkor épülő kiskörei és tervezett csongrádi vízlépcsők állóvíz jellegű hullámtéri duzzasztásának jégviszonyaira a Balaton analógiáján.

1969-ben jelent meg Starosolszky Ödön *A jég a vízépitésben* c. könyve a VITUKI kiadásában. Jelentősége, hogy a hazai szakirodalomban itt szerepel először az Országos Vízjelző Szolgálat által a mai napig használt jégelőrejelző módszer alapja. A külföldi szakirodalmat (többek között Devik 1932, Altberg 1936, Raphael 1962, Michel 1963, Garrison & Elder 1965, Dingman, Weeks & Yen 1967) mintegy összegzve és rendszerezve részletezte a vízfolyások hőháztartásának főbb befolyásoló tényezőit, valamint a jégképződés feltételeit, és tapasztalati alapú képleteket ismertet a tényezők becslésére. Továbbá foglalkozik a jégmozgás hidraulikájával. 1989-ben megjelent *A vízlépcsők hatása a jégjárásra* c. munkájában beszámol a dunai jégjelenségek változásáról, és az osztrák vízlépcsők tapasztalatairól, a dunakiliti tározó jégviszonyainak alakulásáról, valamint a jégtakaró vízminőségi hatásairól.

A jég hidraulikájával foglalkozott Zsilák Endre 1974-es *A Nagyfedettségű, telített jégmozgás néhány elméleti kérdése* c. tanulmányában, 1978-ban megjelent Bogárdi János és Kozák Miklós *Hidraulika II.* c. könyve, amiben szintén a kásajég, a jégmozgás és a jégtakarók hidraulikai kérdéseit taglalták. A Vízügyi Közlemények 1987. évi 4. füzetében jelent meg Mayer István *A jégtorlaszok kialakulásának hidraulikai vizsgálata* c. tanulmánya, amely szintén a jégtorlasz kialakulásának hidraulikai feltételeit vizsgálja, valamint Bakonyi Péter *A jégtorlaszképződés numerikus modellezése* c. tanulmánya.

A nemzetközi szakirodalom mindenképpen megemlíthető művei Colbeck (1980), USACE (1982), és Ashton (1986), amelyek a hazánkban Starosolszky (1969) munkájához hasonlóan összegzik a jégjelenséggel kapcsolatos tudományos és mérnöki ismereteket. Korábbi megfigyelések és tapasztalatok mellett nagyszámú laboratóriumi vizsgálati eredményt tartalmaznak, és átfogóan tárgyalják azokat a részismereteket, amelyeket a korábbiakban csak szétszórva és hiányosan publikáltak. Jelen dolgozat folyami jégjelenségekkel foglalkozó fejezete is az ő munkájukra támaszkodik.

1.3. A hidrológiai modellezés alapjai

1.3.1. A modellek csoportosítása

A modellezés, esetünkben talán legmegfelelőbb értelmezése a fizikai valóság matematikai összefüggésekkel történő leképezése. Jelen ismereteink, eszközeink, sokszor az elérni kívánt eredmények miatt egyszerűsítésekre, elhanyagolásokra kényszerülünk, azaz a meglévő feltételek szerint diszkrétizáljuk a valóságot. Ezek alapján a gyakorlati modellezés elengedhetetlen feltétele a modellezni kívánt jelenség vagy folyamat pontos meghatározása és célravezető leírása.

A hidrológiai és hidraulikai modellezés esetében szinte kivétel nélkül a következő kérdésekre keressük a választ: *hol? mikor? mennyi?* - esetleg felmerülhet a *milyen?* ám ennek megválaszolása a hidrológián és hidraulikán túlmutató ismereteket igényel. Ezen kérdések feltevése sosem cél nélkül való, minden esetben valamilyen vízkárhoz vagy vízhasználathoz kapcsolódnak, legyen szó akár múltbeli eseményről, akár a jövőbeli viszonyok előrejelzéséről, becsléséről.

A numerikus hidraulikai és hidrológiai modellezés két pilléren nyugszik. Egyik a fizikai rendszer, valamint annak leképezése, míg a másik a rendszerben lejátszódó folyamatok és azok leírási módja. A modelleket tehát e két szempont szerint csoportosíthatjuk. Beszélhetünk halmozott paraméterű modellről, amely a fizikai rendszert egy egységként kezeli, egy paraméterkészlettel képezi azt le, és osztott paraméterű modellről, amely a fizikai rendszert számítási egységekre osztja, és minden számítási egységhez külön paraméterkészletet rendel.

A folyamatok leírása szempontjából több csoportosítás is elvégezhető. Amennyiben valamilyen valószínűségi változón alapul a megoldáshoz használt módszer, úgy sztochasztikus modellről beszélünk, ellenkező esetben determinisztikus modellről. A sztochasztikus modell éppen valószínűségi jellege miatt futtatásonként eltérő eredményt ad, míg a determinisztikus modell eredményeit kizárólag a bemeneti paraméterek határozzák meg. A valószínűségelméleti alapú modelleket a gyakorlatban így legtöbbször statisztikai jellemzők, eloszlások meghatározására használjuk. Erre kiváló példa a hazai vízügyi ágazat egyik legnagyobb feladata az elmúlt években, melynek célja a mértékadó árvízszintek újraszámítása volt. Ehhez egy olyan sztochasztikai modell került kidolgozásra, ami hosszú távú időjárási idősorok statisztikai jellemzői alapján képes véletlenszerű, de az idősornak megfelelő adatokat generálni, ami alapján a vízfolyások olyan statisztikai jellemzője, mint a 100 éves visszatérési idejű árhullám csúcs vízhozama, számítható.

A leírás szempontjából egy másikfajta csoportosítás a fizikai alapú, konceptuális és empirikus modellek csoportjai. A fizikai alapú modellek a jelenségeket lehető legpontosabban leíró fizikai alapegyenletekből, ezek rendszeréből épülnek fel. Itt szinte kivétel nélkül parciális differenciálegyenlet-rendszerekről beszélünk, melyek folytonos megoldása nem ismert, csak valamilyen numerikus megoldási séma segítségével juthatunk eredményre, kizárólag diszkrét időbeni és térbeli számítási pontokban. Ezzel szemben előnyük, hogy nagyobb részben fizikai mennyiségekkel dolgoznak, tehát a valóságban létező, mérhető értékek szolgáltatják bemeneti paramétereiket. Így kalibrációs paramétereik száma viszonylag alacsony. Ez a gyakorlatban sajnos sokszor egyben hátránya is az ilyen jellegű modelleknek, hiszen az összes szükséges adat nagyon ritkán áll rendelkezésre, a mért adatok legtöbbször drágák, vagy egyáltalán nem hozzáférhetők.

A konceptuális modellek ezzel szemben a fizikai rendszert valamilyen analógia alapján írják le, a fizikai modellekhez hasonlítva jóval egyszerűbb összefüggéseken keresztül. Ennek egyik velejárója

a valóságban létező mennyiségek elhagyása, vagy helyettesítése nem mérhető, elméleti mennyiségekkel. Ezáltal a függő, azaz a kalibrációhoz felhasználható paraméterek száma túlsúlyba kerül a bemeneti fizikai paraméterekkel szemben, amellett, hogy a számítás érzékenysége is legtöbb esetben a kalibrációs paraméterek felé tolódik. Ez a modellépítést a gyakorlatban olcsóbbá, a modellezést gyorsabbá teszi, de az eredmények megbízhatóságát nagyobb mértékben alapozza a modellezést végző szakember tudására, vagyis a helyes kalibrációs értékek megválasztására. Léteznek autokalibrációs eljárások, melyek matematikai értelemben képesek a kalibrációs paramétereken keresztül egy modell eredményének a valósághoz igazítására, de ennek hidrológia helyessége kizárólag a modellezőn múlik. Ez sok esetben a modell úgynevezett túltanításához vezet, ami azt jelenti, hogy a szimuláció a kalibrációhoz használt feltételek mellett kiválóan teljesít, de azok kismértékű megváltozása nagymértékű változashoz vezet az eredményekben. Tehát a modell nem a jelenség leírására, például egy vízgyűjtő csapadéktevékenységre adott kifolyási válaszána meghatározására képes, hanem egy adott bementi adatsor betanított kimeneti adatsorra transzformálására. Ez a jelenség függ a konceptuális modellhez felhasznált analógia összetettségétől, hiszen a kalibrációs paraméterek számának növekedésével, azok megfelelő eredményre vezető kombinációinak száma is növekszik. Előfordulhat, hogy egy komplex konceptuális modell helyes eredményt ad a kalibrációtól eltérő bemeneti adatsor esetén is, miközben az egyes részfolyamatok aránya épp a valósággal ellentétes. Ennek kiküszöbölésére csak alapos validációval van lehetőség, ami egymástól eltérő jellegű folyamatokon alapuló adatsorokkal történik, például téli és nyári idősorok felhasználása, ahol többek között a hó jelenléte, a vegetáció sűrűsége, milyensége, vagy a talajviszonyok is eltérőek lehetnek.

Az empirikus modellek közelebb állnak a konceptuális modellekhez, mint a fizikai alapúakhoz, de a jelenségek leírására tapasztalati úton kidolgozott összefüggéseket és paramétereket használnak. Ilyen modellek például a műszaki hidrológiában árvízszámításhoz használatos racionális módszer, a Csermák-féle eljárás, a Kollár módszer, vagy a Ven Te Chow-Wisnovszky módszer (Kontur et al. 2003). A tapasztalati eljárások fontos jellemzője, hogy vizsgálatokon alapulnak, így összefüggéseik, paramétereik leginkább kidolgozásuk helyén érvényesek, így például itthon minden esetben előnyben részesítjük a hazai módszereket. Ha a vizsgált területünkre több módszer is érvényes lenne, azok eredményeit sosem átlagoljuk, mindig a feladathoz és a területhez legalkalmasabbat választjuk.

Ahogy látható, a módszereket számos módon csoportosíthatjuk, de egy modellben sokszor ezeknek összességével találkozunk. Gyakoriak az empirikus módszerekkel kiegészített fizikai alapú és konceptuális modellek, valamint az olyanok is, amelyek mindhárom típust tartalmazzák. Mivel a hidrológiai és a hidraulikai modellek esetében is részfolyamatok összességét próbáljuk leképezni,

így az egyes részfolyamatokat eltérő jellegű módszerrel is kezelhetjük. Ennek eldöntésében lényeges a fejezet első bekezdésében olvasható „célravezető leírás”, ami magába foglalja a fő részfolyamatok meghatározását, és azok részletesebb módszerrel történő szimulációját, míg a szekunder, azaz a várt eredmény szempontjából kisebb mértékben meghatározó folyamatok gyorsabb, kevésbé érzékeny szimulációját. Ezáltal a modellezés hatékonyra tehető, mind időben, mind pedig anyagi értelemben.

1.3.2. A modellezés tárgya

A modellek csoportosításánál egyformán beszéltünk hidrológiai és hidraulikai modellekről, de a modellezés tárgyának részletezésekor ezeket külön kell választanunk.

A hidrológia, mint egy a természeti földrajzból származott tudomány, a víz minden megjelenési formájával (H_2O (g)(l)(s) – vízgőz, víz, hó/jég) kapcsolatos hidrometeorológiai folyamatokkal foglalkozik, melyek nagyobb részt a troposzférában, kisebb részt a pedoszférában játszódnak le. Ezek a hidrometeorológiai folyamatok körforgást alkotnak, melynek főbb elemei a csapadék, a lefolyás és a párolgás, további elemei például a transzspiráció, a beszivárgás, a felszín alatti lefolyás, és a perkoláció.

A hidraulika, esetünkben, mint hidrodinamika és áramlástan, a víz mozgását vizsgálja. Tehát a víz körforgásának részeként például beszélhetünk mederbeli áramlásról, ár hullámok levonulásáról, esetleg talajvízmozgásról, vagy akár felszíni lefolyásról is.

Ennek megfelelően a modellezés tárgya térben és időben is széles skálán mozoghat. Léteznek a térben globális, regionális és lokális modellek, például felépíthető a teljes Duna vízgyűjtő vízmérleg modellje, vagy akár a dunakiliti fenékküszöb visszaduzzasztó hatását leképező hidraulikai modell is. Időben egy modell kiterjedését szintén a vizsgálni kívánt folyamat határozza meg, például egy töltésszakadás esetén néhány óra szimulált idő alatt kialakulhat az eredményként várt mentett oldali elöntés, míg egy talajvízmodellnél hetek, esetleg hónapok alatt jutunk a kívánt eredményhez, egy vízgyűjtő viselkedését megismerni célzó szimulációban pedig éveket szükséges modelleznünk.

Ebből az is következik, hogy a nagyobb térbeli és időbeli léptékű folyamatok vizsgálatánál a kisebb léptékű folyamatok szerepe lecsökken, bizonyos esetben el is hanyagolhatók. Egy hidrodinamikai példát nézve az ár hullámok levonulásának vizsgálatakor például nem feltétlenül foglalkozunk a folyókanyarulatok vagy mőtárgyak környezetében kialakuló szekunder áramlásokkal. Tehát nagyobb lépésekben tudjuk diszkrétizálni az adott folyamatot. Ez önálló, vagy kumulatív modelleknél, ahol a sorba kapcsolt részfolyamatok nincsenek interakcióban, azaz az egyik részmodell kimenete a másik részmodell bemenete, jelentősen csökkenti a számítási időt. Így például egy konceptuális vízgyűjtő modellel rövid idő alatt számszerűsíthető a lehullott csapadékból

keletkező lefolyás, majd a lefolyásból egy egydimenziós hidrodinamikai modellel a kialakuló árhullám mederbeli levonulása úgy, hogy a két részmodellhez eltérő számítási időlépést használtunk.

Integrált modellezés esetén, ahol a részmodelleket már nem sorba, hanem párhuzamosan kapcsoljuk, és engedjük őket egymással interakcióba lépni, ez nehezebb feladat. A közös időlépés helyett sokkal hatékonyabb a részmodelleknek egyedi időlépést definiálni, így viszont elengedhetetlen a diszkretizációs pontok összehangolása, azaz olyan időbeli állapotok kitűzése, ahol a köztes kommunikáció végbemehet. Ezeket viszont úgy kell megválasztanunk, hogy a párhuzamos folyamatok ezen időlépések között is látszólag kapcsolatban legyenek, azaz a gyorsabb folyamat időben ne hagyja le a lassabb folyamatokat, még inkább a lassabb folyamat képes legyen követni a hevesebb folyamat alakulását. Erre jó példa a Zala, a Zagyva és a Tarna folyók vízgyűjtőjének viselkedése, amelyek több egymást követő csapadékesemény hatására látszólag nem adnak lefolyási választ, de a vízgyűjtőjük telítődésekor az utolsó csapadékeseményhez képest indokolatlan mértékű lefolyás képes kialakulni. Tehát egy erre a vízgyűjtőre alkalmazott modellnek képesnek kell lennie az egyes csapadéktevékenységek megfogására, de nem azonnali levonultatására, hanem a vízgyűjtő megfelelő elemeiben történő tározására.

1.3.3. A diszkretizáció

A valóságban lejátszódó hidrológiai és meteorológiai folyamatok folytonosak, ezért megismerésükhöz és számszerűsítésükhöz mintavételezésre van szükség. Ez a térben és időben folyamatos jelenség diszkrét térbeli és időbeli pontokban történő értelmezését jelenti. Ez igaz mind az észlelésekre, például egy vízrajzi monitoring hálózat a meghatározott szelvényekben és meghatározott időnként észlel, és igaz a modellezésre, ahol a modell alapegyenleteinek megoldása diszkrét számítási pontokban történik, amely konkrét térbeli helyet és időpillanatot jelölnek. Az adatok besűritéséhez mindkét esetben valamilyen matematikai módszerre van szükségünk (pl. lineáris interpoláció).

A diszkrét pontok térbeli és időbeli helyének megválasztása rendkívül fontos feladat, minden esetben a vizsgált folyamat határozza meg. Egyszerű belátni, hogy egy Duna léptékű folyónál az óránkénti vízállások viszonylag pontos jellemzést adnak a folyó állapotáról, és akár napi csapadékösszegekből is jól következtethetünk a várható vízjárásra, míg egy kisebb vízgyűjtőt érintő villámárvíz esetén néhány óra alatt lejátszódik a teljes folyamat, csak perces léptékben fogható meg a jelenség dinamikája. Tehát az időbeli mintavételezés sűrűségét a vizsgált folyamat dinamikája határozza meg.

A térbeli kiosztásnál a vizsgált fizikai rendszer sajátosságai a mérvadók. A rendszer viselkedésének megértéséhez vizsgálnunk kell a kimeneteket, bemeneteket, kapcsolatokat, és az egyedi rendszerelemek környékét. Vízirajzi értelemben például észlelünk egy vízrendszer belépő szelvényében, kilépő szelvényében, torkolatok és műtárgyak környékén, valamint minden olyan helyen, ahol a környezete számára hasznos információ nyerhető a méréssel, például a lakott területek.

A numerikus hidrológiai modellezésben a térbeli diszkretizáció a már említett halmozott és osztott paraméterű modellek közötti különbséget jelenti, hidrodinamikai modellezésben jelentheti egyrészt a térdimenziók figyelembevételét, és ennek függvényében a számítási pontok térbeli kiosztását. A 0 térdimenziós tározómodelleknél csupán az időtengely által megadott vektorról beszélhetünk, míg az első térdimenzió megjelenésével ez mátrixszá bővül. Ezt a modellezési gyakorlatban diszkretizációs hálónak nevezzük.

1.3.4. A főbb hidrometeorológiai tényezők észlelése, szimulációja és előrejelzése

1.3.4.1. Csapadék

A csapadék a hidrológiában, így a hidrológiai modellezésben bemenetként szerepel, lehullott mennyiségének észlelése, vagy várható mennyiségének előrejelzése a meteorológia feladata. Hazánkban legnagyobb részben az OMSZ látja el ezt a feladatot 182 állomással, kisebb részben az OMSZ és a Vízügyi Ágazat közös érdekeltségű, de az OMSZ üzemeltetésében lévő állomáshálózat 142 állomása, a Vízügyi Ágazat 20 db saját kezelésű állomása, valamint a kiépítés alatt lévő hazai vízhiány-monitoring rendszer jelenleg üzemelő 22 állomása (forrás: OVSZ). A földi csapadékeszlelés mellett 4 db meteorológiai radar (Szentés-Lapistó, Budapest, Pogányvár, Napkor) segíti az aktuális időjárási helyzet megfigyelését, de radarok kombinált, és a földi mérésekkel korrigált kompozit radarképének felhasználása a pontossági és megbízhatósági kérdések miatt egyelőre nem terjedt el a hidrológiai modellezési gyakorlatban.

A csapadék előrejelzés figyelembevétele a hidrológiai modellezésben általánosan különböző meteorológiai modellek kimenetein keresztül történik. Hazánkban és Európában a leggyakrabban használt ilyen modell az ECMWF középtávú európai nagyfelbontású determinisztikus modellje, a HRES, amely 6 napos időelőnnnyel 3 órás bontásban, majd 10 napos időelőnnnyig 6 órás bontásban szolgáltat meteorológiai előrejelzéseket 0,125°-os térbeli felbontásban (~ 9 km) (Persson et al. 2011). Említést érdemel a szintén globális léptékű GFS nevű amerikai időjárás modell, amely 10 napos időelőnnnyel 2 órás időlépésben 0,25°-os térbeli felbontás mellett jelez előre, és további 6 napra 12 órás időlépésben 0,5°-os térbeli felbontásban. Míg az ECMWF modellje naponta kétszer fut (00 UTC és 12 UTC), addig a GFS négy alkalommal (00, 06, 12 és 18 UTC). Gyakorlati

alkalmazása a hidrológiai előrejelzésben nem terjedt el, mert pontossága fejlesztői és üzemeltetői (NOAA'S National Weather Service) által is elismerten alulmaradt az ECMWF produktumaihoz képest. Ennek jó példája volt a Sandy hurrikán (Kramer 2016) előrejelzése, ahol a GFS modell a ténylegeshez képest 4 nappal későbbi partot érést jelzett, míg az ECMWF napra pontosan jelezte előre. A hazai hidrológiai előrejelzést végző OVSZ prioritási listáján ennek megfelelő sorrendben helyezkednek el a különböző modellek, az első mindig az elérhető legfrissebb ECMWF modell, a második az eggyel korábbi ECMWF modellfuttatás, és csupán a harmadik a legfrissebb GFS előrejelzés. Operatív szempontból fontos különbség a két időjárási modell között, hogy míg a GFS közvetlenül az NWS szerveréről letölthető, addig az ECMWF eredményei kizárólag a vele szerződésben álló szervezeteken keresztül érhető el, ami hazánkban az OMSZ-t jelenti, így a tényleges hidrológiai előrejelzés megkezdéséig számos ponton keresztül kell jutnia az adatoknak, ami jóval nagyobb hibalehetőséget rejt magában.

Rövidtávú numerikus időjárás előrejelző modellek a nagy kiterjedésű folyamatokat célzó ALADIN és a kis-skálájú AROME, melyeknek időelőnye 2 nap, térbeli felbontásuk 8 és 2,5 km (Horányi et al. 2006, Seity et al. 2011). Ultrarövidtávú és finomfelbontású az INCA előrejelző modell, amely a ZAMG fejlesztése. 1 km-es térbeli felbontás mellett 1 órás időlépéssel 6 órás időelőnyig ad előrejelzéseket, távmért csapadékadatok, valamint radar és műholdas megfigyelésekkel korrigálva. Hazai fejlesztésű ultrarövidtávú időjárási modell is elérhető az OMSZ kínálatában, az ún MEANDER. Peremfeltételeit a globális ECMWF modell eredményeibe ágyazott mezoskálájú WRF modellfuttatások adják, időelőnye 1,5 óra, térbeli felbontása 1,5 km, és eredményei 10 percenként állnak elő. A rövidtávú és ultrarövidtávú meteorológiai előrejelzések hidrológiai modellezésben való gyakorlati használata hazánkban kevésbé elterjedt. Ennek oka egyrészt, hogy a nagyobb folyóinkon levonuló árvizeket a globális modellek előrejelzései alapján kellő pontossággal lehet előrejelezni, többlet információt csak gyorsabb levonulási idejű, kisebb területű és nagyobb esésű vízgyűjtőterülettel rendelkező folyóinkon nyújtanak, amely léptékben a globális modellek esetleg időben és térben elnagyoltak, frissítési idejük nincs összhangban az árhullámok gyors levonulási idejével. Fontos ehelyütt megemlíteni a gazdasági okokat is, miszerint a globális modellek eredményei ingyenesen, esetleg intézmények közötti megállapodások keretében numerikus formában elérhetők, a rövidebb időtávú időjárási előrejelzések fizetős szolgáltatások. Egy másik lényeges ok, hogy a hidrológiai előrejelzésben elvárt időelőny általában meghaladja a rövidebb időtávú meteorológiai modellek időelőnyét, így azokat a hosszabbtávú modellek előrejelzéseivel szükséges kiegészíteni. Két, vagy több időjárási modell eredményének összefűzése a váltás környékén meteorológiai szempontból nehéz feladat (például ugyanazon csapadékesemény duplázódhat, esetleg elveszhet, ha a két modell eltérő sebességű kifejlődést és

haladást számol), ezért bevett gyakorlat a biztonság és robosztusság javára elkerülni az összefésülést, amennyiben a hidrológiai szempontok ezt lehetővé teszik.

Kiváló példa a különböző megoldások ötvözésére az osztrák és magyar együttműködés keretében létrejött és üzemeltetett Rába és Mura Előrejelző Rendszer (Somogyi et al. 2011, Liptay & Veverka 2012). A lefolyás szempontjából jelentős felső osztrák területeken (Rába, Lapincs, Pinka, Strém vízgyűjtői) 3 féle időjárási modell szolgáltatja a bemenetet, 6 óráig INCA, 48 óráig ALADIN, 144 óráig ECMWF. A vízgyűjtő magyar oldalán, ahol a rábai árvizek kialakulását már csak kismértékben befolyásoló részvízgyűjtők (Gyöngyös, Répce, Marcal) csatlakoznak a Rábához, a teljes időelőnyre az ECMWF által adott előrejelzések kerülnek figyelembevételre.

A vízmérleg szempontjából kiemelkedően fontos a hó jelenléte. A téli időszakokban a lefolyás közvetlen meghatározója a hóban való tározódás, veszteségként jelentkezik a hó víztartalmának párologása, valamint ennek hiányában a hó szublimációja. A hóolvadás önmagában képes árhullám kialakítására, ezért a hóban tárolt készletek, a felhalmozódás és az olvadás dinamikájának becslése lényeges feladat a hidrológiai előrejelzések során. Ez a vízkészlet közvetlenül nem mérhető, a hónak csupán a jelenlétét, vastagságát, víztartalmát lehet észlelni, ezekből következtethetünk egy vízgyűjtő teljes hóban tárolt vízkészletére. Számos módszert ismert a hóvízkészletek számszerűsítésére és előrejelzésére, ilyenek például az egyszerű fok-nap tényező (U.S. Army Corps of Engineers 1956) módszerek vagy a pontosabb energiamérleg alapú módszerek (Rulin 2008, Panday 2013).

1.3.4.2. Hőmérséklet

A léghőmérsékletek észlelése és előrejelzése a csapadéknál leírtaknak megfelelően történik. A hazai folyók és tavak vízhőmérsékletét az OMSZ és a Vízügy is észleli, nyilvános vízhőmérséklet előrejelzést azonban egyik szervezet sem publikál. Az OVSZ végez vízhőmérséklet előrejelzést, amelyet felhasznál a dunai és tiszai jégviszonyok előrejelzéséhez, valamint továbbít a Paksi Atomerőmű részére, ahol a hűtővíz ellátás fontos tényezője. A vízhőmérséklet alakulás előrejelzésének jelenlegi módszertana meteorológiai alapokon nyugszik, a napi minimum és maximum léghőmérsékletből tapasztalati úton származtatott hóhártartáson alapul (1.5.3 fejezet).

A léghőmérsékletek alakulása közvetlen módon nem befolyásolja a lefolyást, de közvetett módon meghatározó szerepű. Befolyásolja a hulló csapadék halmazállapotát, és azt, hogy az esetleg hóban tárolt vízkészletek hogyan változnak (halmozódás-olvadás). A tényleges párologás mértékének kialakulásában is szerepet játszik, valamint hozzájárulhat a felső talajrétegek megfagyásához, ezáltal elzárva a beszivárgás útját. Szoros kapcsolatban áll a vízhőmérséklettel, és a jégjelenségek egyik okozója. Ennek megfelelően a hidrológiai modellezésben a csapadék mellett a

másik kiemelkedően fontos adat a léghőmérséklet. Figyelembevételére számos eljárás ismert, mind tapasztalati, mind pedig fizikai alapú módszerek formájában.

1.3.4.3. Párolgás

A párolgás a vízmérleg egyik legfontosabb veszteségi tagja, ezért a hidrológiai számítások során kulcsfontosságú a pontos meghatározása, de közvetetten, a légkör és a felszín határán végbemenő hőcserén keresztül az időjárási modellezés meghatározója is. A nagyléptékű párolgáskutatás a hidrológiai kutatások egyik aktuális témája, két főiránya bontakozott ki az elmúlt években. Az első a vegetáció jellemzőinek műholdas észlelésen alapszik, a másik, hazánkban is képviselt irány pedig a párolgás becslését légkörfizikai változók mérésére alapozza (Szilágyi 2015, Szilágyi et al. 2010, 2011, 2011(2), 2016). Hazánkban a párolgásmérést a VITUKI kezdte 1958-ban, majd az OMSZ 1966-ban, de napjainkra nagyon lecsökkent az üzemelő párolgásmérő kádak száma. A hidrológiai gyakorlatban elterjedtebb a párolgás becslése, mint a mérési adatokra való támaszkodás.

A tényleges párolgást (TET vagy E_t) leggyakrabban két érték valamelyikéből közelítik a modellek. Az egyik a potenciális evapotranszpiráció (PET vagy E_{Tp}), amely a légtér által felvehető maximális párolgás mértéke. Ez megfelelő vízellátottság esetén azonos a tényleges párolgással, például szabad vízfelületek esetén. Becslése tapasztalati alapú összefüggésekkel lehetséges, ilyen módszer például az OVSZ által is használt Thornthwaite (1948) módszer. Bár a módszer hajlamos a túl-, és alulbecslésre (Chen et al. 2005, Cruff & Thompson, 1967), mivel semmilyen területi vagy évszakos sajátosságot nem vesz figyelembe, mégis széles körben alkalmazott eljárás a potenciális párolgás becsléséhez (Ács et al. 2011, Calvo 1986). Az így kapott potenciális napi párolgásból a napi tényleges párolgás további tapasztalati összefüggésekkel számítható, mint például a Mintz és Walker által kidolgozott módszer (Mintz & Walker 1993).

Egy másik lehetséges, ám hazánkban kevésbé elterjedt számítási alap a referencia párolgás (E_{T0}) meghatározása. A referencia párolgás értéke egy hipotetikus referencia fűféle (egységesen 12 cm magas, albedója 0,23) párolgása, amely mérsékelt száraz talajon, heti öntözés hatására folyamatosan növekszik, és a talajt teljes mértékben eltakarja. Értéke becsülhető kádpárolgás adatokból (Dobos et al. 2014) vagy számítható meteorológiai adatokból (Allen 1996), mindkét esetre részletes leírást ad a FAO (Allen et al. 1998). A referencia párolgásból szintén további módszerekkel határozható meg a tényleges párolgás értéke. Ilyen módszer például a MIKE SHE (DHI 2014) modell által használt Kristensen & Jensen modell.

1.3.4.4. Lefolyás

A lefolyás címszó alatt három különböző vízmozgást kell elkülönítenünk. Egyik a felszíni lefolyás, amely a gyakorlatban szabadfelszínű vízmozgásként értelmezhető, a második a felszín

közeli lefolyás, amely a felső talajrétegek, a gyökérszóna és az alatta elhelyezkedő porózus, háromfázisú zónáiban történő vízmozgás, a harmadik pedig a telített rétegek, azaz a talajvíz mozgása. A hármastelítésnek megfelelően a befogadó vízfolyás oldalán is három elnevezéssel élhetünk, ezek a lefolyás, a hozzáfolyás és az alaphozam.

A csapadék formájában érkező vízmennyiséget csökkenti az intercepció (növények vízfelfogása), az esetleges hóban való raktározódás. A talajt felszínét elérő vízmennyiséget ezután csökkenti a párologás, ami jelen esetben abiotikus párologás, azaz evaporáció, valamint növelheti a hőkészletek olvadékvize. Ezen rész vízmérleg eredőjeként adódott vízmennyiség a lefolyástalan területeken felhalmozódik és a talajviszonyok függvényében beszivárog (infiltráció), lejtős területeken pedig felszíni lefolyás formájában is közlekedik.

A talajok vízháztartása és a felszín alatti vízmozgás nem csupán hidrológiai kérdés, többek között mezőgazdasági és talajmechanikai vonatkozású is. A talaj legfelső rétegébe (gyökérszóna) beszivárgó víz egy részét felveszik a növények, ami transzspirációs veszteség, valamint az evaporáció részeként a talaj víztartalma is csökken. A beszivárgás intenzitásának egyik legfontosabb meghatározója a talajrétegek permeabilitása. A modellezés szempontú értelmezés szerint a beszivárgás három szakaszát különböztetjük meg. Első a talaj felszínén történő belépés, amely közvetlen meghatározója a felszíni lefolyásnak. Amennyiben az érkező csapadék intenzitása nem éri el a felső talajrétegek vízvezető képességét (és a megfelelő szabad kapacitás rendelkezésre áll), úgy lefolyás nem alakul ki. A gyökérszónában lejátszódó vízmozgások vertikális irányú léptéke nagyságrendekkel meghaladja a horizontális irányút, ezért elfogadott megközelítés azok elhanyagolása. A beszivárgás második szakasza a gyökérszóna alsó határánál kezdődik, az itt elhelyezkedő háromfázisú zónában már jelentős horizontális irányú vízmozgás tud alakulni, ezt nevezzük felszín közeli vízmozgásnak, vagy hozzáfolyásnak. A harmadik szakasz a két- és háromfázisú talajrétegek határa, azaz a telített talajzóna felső vonala, gyakorlatilag a talajvíz szintje. Ezt a szakaszt nevezhetjük perkolációnak, amely elnevezés a talajvízbe történő átszivárgásra utal. A talajvíz egyértelmű meghatározója a vízfolyások kisvízi vízszintjének, az innen érkező lassú, de folyamatos utánpótlás adja az alaphozamot. A gravitáció által generált beszivárgással ellentétben, emelkedő irányuló vízmozgás, ezáltal vízcsere is létrejöhethet, például a kapilláris emelkedés hatására.

A lefolyás egyes elemeinek észlelésére léteznek módszerek, de operatív értelemben túlnyomó részt csak a már a mederbe megérkezett víz mennyiségének regisztrálása történik. Közvetett módon figyelhető a vízmérleg ezen elemeinek változása, mint például a talajvízszint és a talajnedvesség mérésével. Ennek következtében a hagyományos értelemben vett hidrológiai modellezésben a hidrológiai folyamatok pedoszféra része kerül a legjobban egyszerűsítésre, olykor

elhanyagolásra. Természetesen ezt minden esetben az adott fizikai rendszer határozza meg, kifejezetten a talajvízháztartást célzó szimulációnál célszerű a pontos leképezés.

A lefolyás számszerűsítésére számos módszert ismert a gyakorlatban. Ismertek részletesebb fizikai alapú modellek, mint az egy-, két- és háromdimenziós hidrodinamikai összefüggések, melyek az adott lefolyási komponensnek megfelelően számítják a víz áramlását szabad vízfelszín mellett vagy porózus közegben. Valamint konceptuális modellek, mint a lineáris tározók módszere, vagy empirikus módszerek, mint a racionális módszer, a Csermák-féle eljárás, vagy a Kollár módszer.

A hazai lefolyás előrejelzés a Vízügyi Ágazat feladata, ez a területileg illetékes vízügyi igazgatóságot és az egész ország területére az Országos Vízelző Szolgálatot jelenti. Az OVSZ az Operatív Lefolyás-szimulációs és Előrejelző Rendszer (OLSER) eredményei alapján naponta publikál előrejelzést a nagyobb hazai folyókra 6 napos időelőnnyel 6 órás időlépésben.

1.4. A lefolyásszámítás elméleti alapjai

1.4.1. A Saint-Venant egyenletek

Természetes folyómedrekben a vízmozgás leírására a Saint-Venant egyenletrendszer alkalmas, amely, ha eltekintünk a folyószakaszon végbemenő keresztirányú mozgásoktól, vagyis a feladatot egydimenziósra redukáljuk, olyan paraméterekkel jellemezhető (vízhozam, középsebesség, szelvényterület), amelyek csak a vízfolyás hosszmentében mért távolság és az idő függvényei. Az egyenletek részletes levezetése és az összefüggések vizsgálata a szakirodaloma megtalálható (Chow 1959, Liggett 1975, Abbott 1979, Cunge et al. 1980), valamint numerikus megoldásuk is részletesen taglalt (Kozák 1977, Abbott & Basco 1989, Popescu 2014). A Saint-Venant egyenletek általánosan ismert alakja (Cunge et al. 1980):

A folytonossági egyenlet (anyagmegmaradás):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

A dinamikai egyenlet (impulzus-megmaradás):

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} + g \cdot (S_f - S_0) = 0$$

ahol:

$A(x,t)$ - a nedvesített szelvényterület [m^2]

$Q(x,t)$ - a vízhozam [m^3/s]

$h(x,t)$ - a vízmélység [m]

g - a gravitációs állandó [m/s]

S_0 - a mederesés [-]

S_f - az energiavonal esése [-]

Az egyenletek egy nem-lineáris parciális differenciál egyenletrendszer alkotnak, ahol a vízhozam és a szelvényterület az x távolság és a t idő folytonos függvényei. Megoldása a közvetlenül analitikus formában korlátozott érvényességű, ezért az eredményt a gyakorlatban numerikus megoldásokkal közelítjük diszkrét térbeli pontokban és időpillanatokban. Ha számításainkkal egy árhullám levonulását követjük végig a vízállás és vízsebességek számítása révén, akkor ezt a módszert nevezhetjük árhullám transzformációnak (Chaudhry 2007). Amennyiben a fent levezetett egyenleteket teljes alakjukban használjuk, úgy hidraulikai, vagy dinamikus transzformációról beszélünk. Előfordulhatnak azonban olyan esetek, amikor a dinamikai egyenlet egyes tagjai dominánssá válnak. A Henderson (1966) által publikált szélsőséges esetben, amikor egy intenzíven áradó folyó vízhozama 24 óra alatt $280 m^3/s$ -ról $4250 m^3/s$ -ra emelkedik, majd visszaesik $280 m^3/s$ -ra, a tagok az alábbiak szerint alakulnak [m/s^2]:

$$S_f = 4,026 \quad \frac{\partial h}{\partial x} = 0,07625 \quad v \frac{\partial v}{\partial x} = 0,0183 \quad \frac{\partial v}{\partial t} = 0,007625$$

A tagok általános esetekben felvett tipikus értéktartományát is publikálta [m/s^2]:

$$gS_e = 0 - 0,1 \quad gS_f = 0 - 0,1$$
$$g \frac{\partial h}{\partial x} = 0 - 0,0015 \quad v \frac{\partial v}{\partial x} = 0 - 0,0006 \quad \frac{\partial v}{\partial t} = 0 - 0,00015$$

Ezzel rámutatott arra, hogy az inerciális tagok jelentős hiba bevezetése nélkül elhanyagolhatók. Ez igaz felszíni lefolyás és meredek medrek esetén, ha a vízmozgás áramló ($Fr < 1$), így a vízsebesség térbeli és időbeli változásából adódó lokális gyorsulások elhanyagolható mértékűek az esésből származó gyorsuláshoz viszonyítva. Ha a vízmozgás rohanó ($Fr > 1$), akkor a nyomásból, valamint a lokális és konvektív gyorsulásokból származó tagok közel azonos súlyúak.

Az ez alapján tett elhanyagolások révén közelítő módszerekhez jutunk, melyeket összefoglaló néven hidrológiai transzformációnak nevezünk (Chaudhry 2007). Továbbra is a Saint Venant

egyenleteket oldjuk meg, de a folytonossági egyenlet mellett a dinamikai egyenletnek valamilyen egyszerűsített formáját írjuk fel.

1.4.2. A kinematikus megközelítés

A fenti egyszerűsítés egyik formája, a kinematikus transzformáció, amikor azzal a feltételezéssel élünk, hogy az energiavonal esése megegyezik a medereséssel, és nem függ az áramlási viszonyoktól (Chaudhry 2007), azaz:

$$g \cdot (S_f - S_0) = 0 \quad \rightarrow \quad S_f = S_0$$

Ezáltal permanens egyenletes áramlást feltételezünk, amikor a vízhozam kizárólag a vízmélység függvénye. Permanens az impulzus-megmaradás szempontjából, de a vízhozam nempermanens módon a vízmélységgel változik. A kinematikus megközelítés tehát a folytonossági egyenletre és az egyenletes vízmozgásra épül. Alkalmazásának érvényességi feltétele egy olyan meredek folyómeder, ahol nincs visszaduzzasztás, ezáltal gyakorlati haszna nagy esésű folyószakaszokon, vagy terepi lefolyás leírásánál van (Chow 1959). A folytonossági egyenlet átalakításából megkapjuk a kinematikus hullám terjedési sebességét:

$$c' = v + c$$

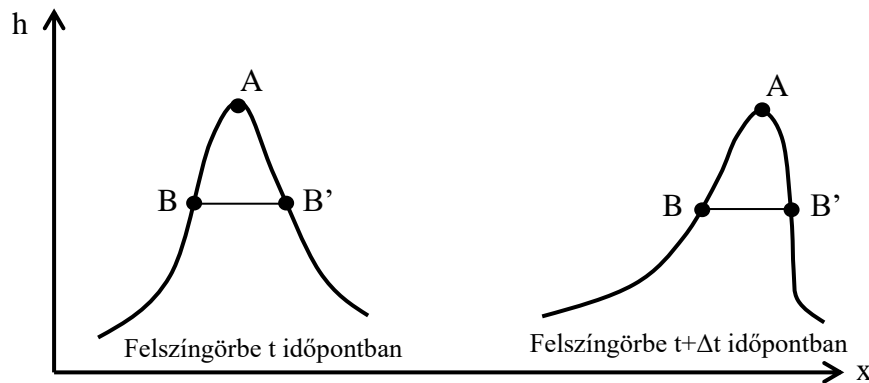
$$c' = \frac{5}{3}v \quad c = \frac{2}{3}v$$

ahol:

- c' - a kinematikus hullám terjedési sebessége, [m/s]
- c - a gravitációs hullám terjedési sebessége, [m/s]
- v - a szelvényközépsébség, [m/s]

A kinematikus hullámterjedési sebesség hidraulikai értelemben megmutatja a vízhozam változásának terjedési sebességét, ami a szelvényközépsébség 5/3-val egyenlő. Tehát a terjedés sebessége nagyobb a vízsebességnél, és az iránya mindig pozitív, az alvíz felé mutató. Fontos kiemelni, hogy zérus mederesés esetén, az egyenletek triviális megoldása szintén zérus, így ilyen esetben a kinematikus megközelítés nem alkalmazható (Miller 1984). Mivel a vízsebesség és általa a kinematikus hullám terjedési sebessége a vízmélység függvénye, ezért a hullám hasonló

vízmélységnél lévő áradó és apadó ági pontjai azonos sebességgel mozognak. Így a kinematikus megközelítés jellemzője, hogy a levonuló árhullám nem transzformálódik, nem szenved hosszirányú torzulást, és haladás közben nem lapul el, viszont épp ezen tulajdonsága következtében a csúcshoz közeli, magasabb vízálláshoz tartozó pontok gyorsabban mozognak, így hullám a haladás irányába dől (2. ábra) (Miller 1984).



2. ábra: Kinematikus hullám terjedése (Miller 1984)

A kinematikus megközelítéssel a terepi lefolyás hullámegyenlete is felírható (USACE 1993).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha \cdot m \cdot h^{(m-1)} \frac{\partial h}{\partial x} = (i - f)$$

ahol:

h - a vízmélység [m]

$(i-f)$ - a csapadék és a beszivárgás különbsége [m^2/s]

α - az egységnyi terület vízlevezető képessége [-]

m - $5/3$

1.4.3. A diffúziós megközelítés

A Saint-Venant egyenletrendszer dinamikai egyenletének következő egyszerűsítése, ha az inerciális tagokat továbbra is elhanyagoljuk, de a nyomástagot figyelembe vesszük. Ez lehetővé teszi a levonuló hullám csillapítását, és a visszaduzzasztás bevezetését (Chow 1959). Ezáltal ez a megközelítés a kinematikus hullámnál alkalmasabb az árhullámok folyómederben történő levonulásának leképezésére, abban az esetben, ha az inerciális tagok, azaz a gyorsulások elhanyagolható mértékűek, tehát lassan áradó és lassan apadó árhullámok esetén. Lökéshullámok és hirtelen levonuló árvizek számítására nem alkalmas (Chaudhry 2007).

A fentiek alapján a dinamikai egyenlet jelen alakja:

$$\frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 = 0$$

Így a folytonossági egyenlet diffúziós formája:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c' \frac{\partial h}{\partial x} = D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

Az egyenlet így egy másodrendű parciális differenciálegyenlet, melynek diszkriminánsa (b^2-4ac , ahol $a=D$, $b=0$, $c=0$) zérus, tehát az egyenlet parabolikus. Az általános esetre meghatározott alakból a c' és D együtthatók értéke:

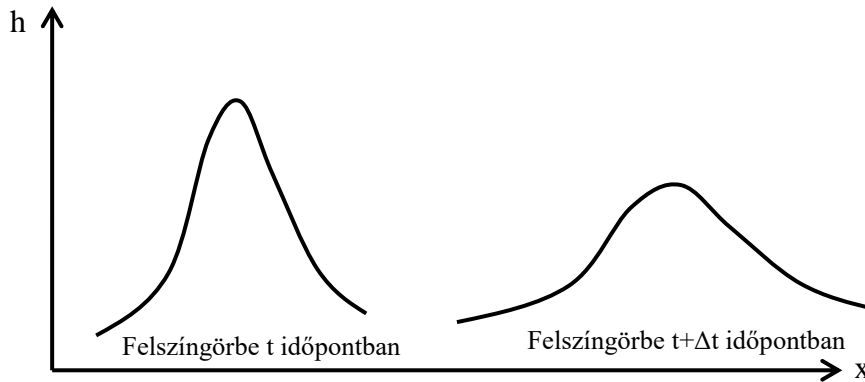
$$c' = \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial h} = \frac{5}{3} v$$

$$D = \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)} = \frac{vh}{2(S_0 - \frac{\partial h}{\partial x})}$$

ahol:

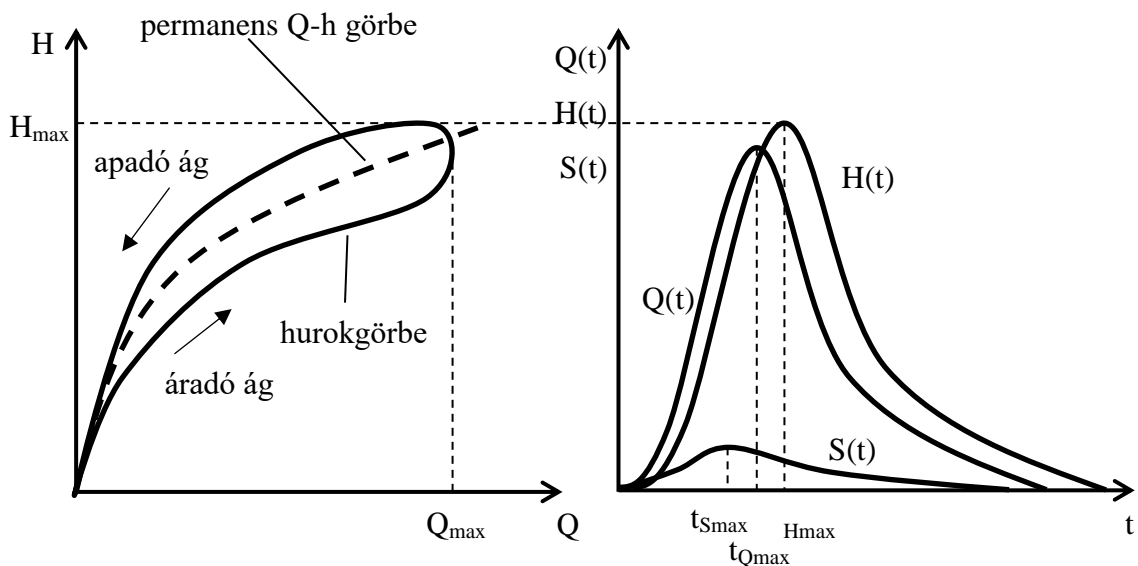
- c' - a kinematikus hullám terjedési sebessége [m/s]
- D - a diffúziós együttható [m^2/s]
- Q - a vízhozam [m^3/s]
- h - a vízmélység [m]
- v - a szelvényközépsébség [m/s]
- S_0 - a mederesés (terepesés) [-]

A két fenti összefüggésből megállapítható, hogy a hullám továbbra is a kinematikus hullám terjedési sebességével terjed az alvíz irányába, és a diffúzió mindig pozitív, mert a nevezőben szereplő zárójeles tag, az energiavonal esése, mindig pozitív, tehát a folyásirány mentén a hullám folyamatosan lapul (3. ábra) (Chow 1959). Az ellapulás mértéke a diffúziós együtthatóra kapott összefüggésből láthatóan függ a medereséstől, Lee és Huang (2012) modellezési eredményei alapján az 1/1000-es fenékesés fölött a kinematikus terjedés a domináns, míg alatta a hullámcsúcs diffúziója számottevő.



3. ábra: Diffúziós hullámterjedés

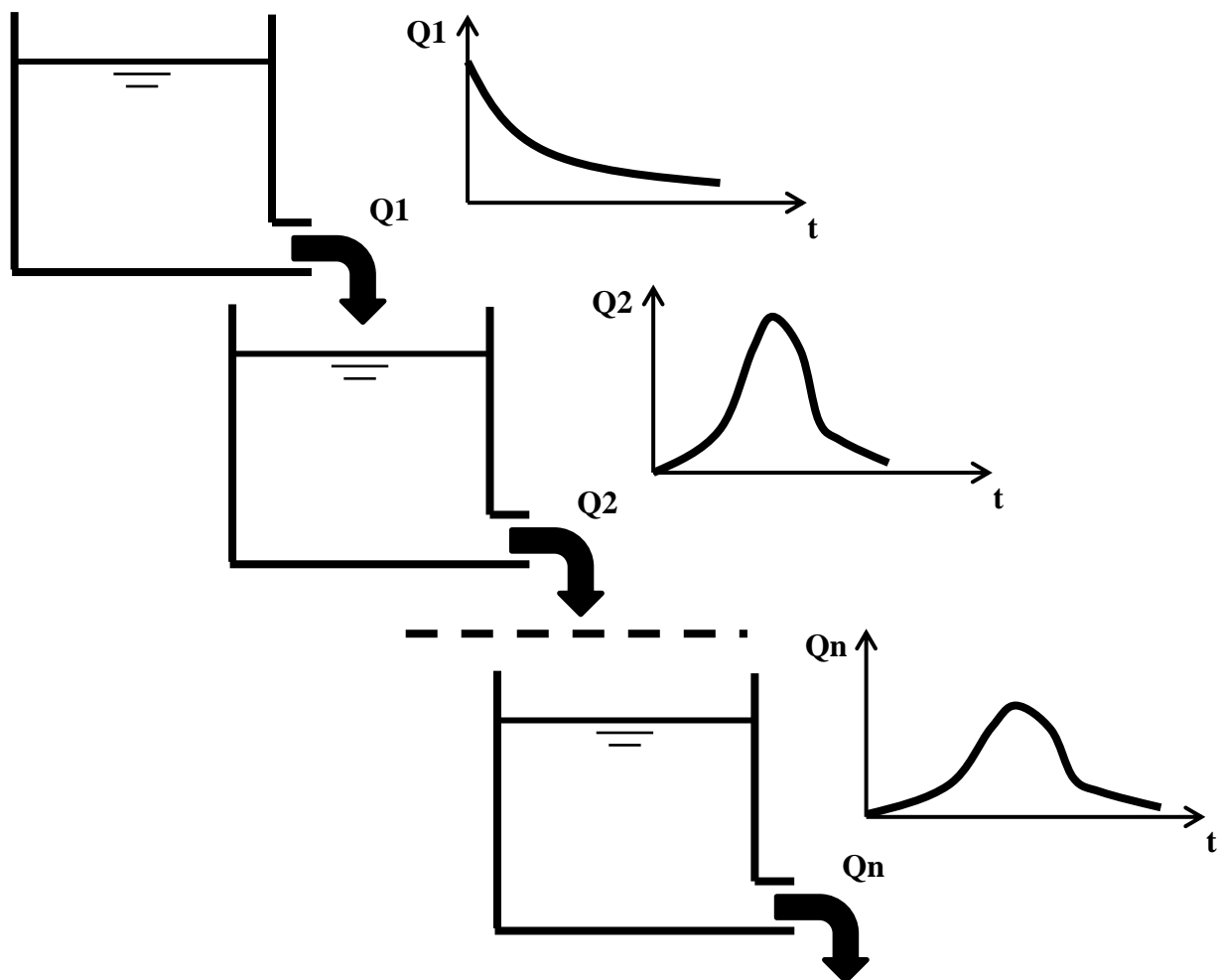
A diffúziós transzformáció egy fontos előnye a kinematikaival szemben, hogy bár minkét esetben a permanens állapotra kidolgozott Chézy-féle összefüggésből indulunk ki, tehát permanens Q-h kapcsolatot feltételezünk, a diffúziós esetben a hidrosztatikus nyomáskülönbségek, azaz az energiavonal medertől eltérő esése miatt az eredményben a Q-h kapcsolatra nempermanens értékpárok adódnak, ún. hurok görbe áll elő. Egy vizsgált szelvényben az árhullám hullámfrontjának érkezésekor először az esés növekszik, aminek hatására növekszik a vízsebesség, ami ugyanakkor vízszint mellett növekvő vízhozamot jelent. Ezt követi csak a vízszint emelkedése. Az árhullám csúcsához érve először az esés tetőzik, majd csökkenni kezd, aminek hatására a vízsebesség is tetőzik, majd csökken, amiből egyértelműen következik a vízhozam tetőzése és csökkenése, amit végül a vízállás tetőzése és csökkenése követ, azaz az árhullám apadó ága (4. ábra) (V. Nagy 1970, Kozák 1977).



4. ábra: Hurok görbe és a hidraulikai jellemzők változása (Q(t) - vízhozam, H(t) - vízállás, S(t) - esés)

1.4.4. Diszkrét lineáris kaszkádmmodell

A Kalinin és Milyukov (1957) által kidolgozott módszer feltételezi, hogy egy folyószakasz felbontható olyan karakterisztikus szakaszok sorozatára, ahol a kifolyás a szakaszon tárolt vízmennyiség időben állandó lineáris függvénye, és a tározás bizonyos idő alatti megváltozása a szakasz határszelvényein ezen idő alatt be-, illetve kifolyó vízmennyiség különbségével egyenlő. Ugyanebben az évben Nash vizsgálatai (Nash 1957) ugyanezen a feltevésen alapultak, csak ő a "karakterisztikus szakasz sorozata" kifejezés helyett a "lineáris tározók kaszkádja" kifejezést használta. Mivel mindkét vizsgálat lényegében ugyanarra az eredményre jutott, az így előálló modellt a leghelyesebb Kalinin - Milyukov - Nash kaszkád modellnek hívni. A közkeletű Diszkrét Lineáris Kaszkádmmodell (DLCM) elnevezés arra utal, hogy mivel az észleléseink sem időben folyamatosan, hanem diszkrét időlépésenként állnak rendelkezésre, a modell gyakorlati alkalmazásához a valóságban folytonos folyamatok időbeli diszkrétizálása szükséges.



5. ábra: A Diszkrét Lineáris Kaszkádmmodell sematikus ábrája (Chow et al. 1988)

A Kalinin - Milyukov - Nash által alkalmazott közelítés azon alapszik, hogy a lefolyás modellezhető úgy, hogy a vízgyűjtőt n db sorba kapcsolt tározóval (kaszkáddal) helyettesítjük (5. ábra), amelyek megfelelnek az alábbi két feltételnek:

- a tározás bizonyos idő alatti megváltozása a tározó határszelvényein ezen idő alatt be-, illetve kifolyó vízmennyiség különbségével egyenlő,
- a tározóból kifolyó vízmennyiség a tározott vízmennyiség egyértelmű és lineáris függvénye.

A levezetés (Nash 1960, Chow et al. 1988) után kapott egyenlet alakját nevezzük konvolúciós integrálnak, amely általánosan:

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau)u(t - \tau)d\tau$$

ahol:

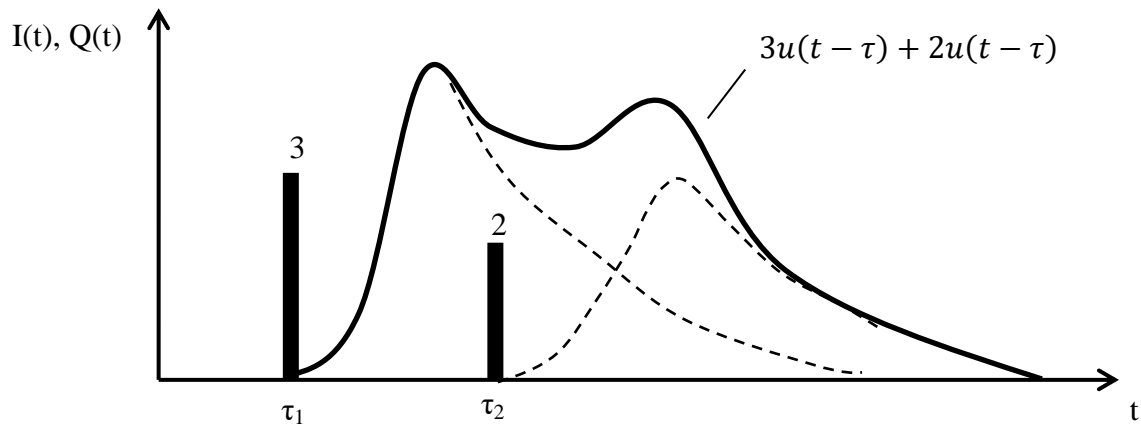
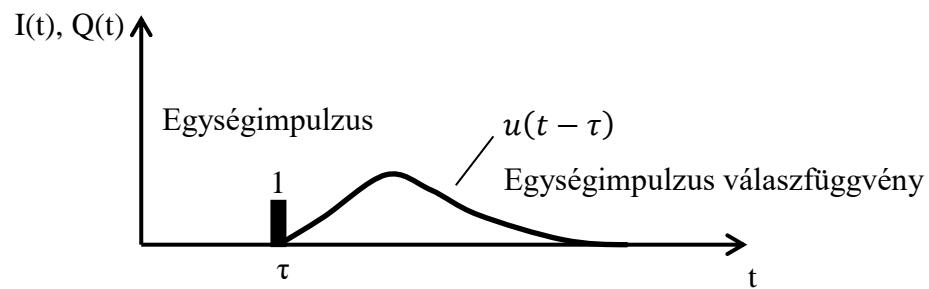
$Q(t)$ - a kifolyó vízhozam [m^3/s]

$I(\tau)$ - a bemenet, esetünkben az egységimpulzus [-]

$u(t-\tau)$ - az egységimpulzus válaszfüggvény [-]

$(t-\tau)$ - a tározó késleltetése [s]

A 6. ábra szemlélteti az egységimpulzusra adott időben folytonos válaszfüggvényt, valamint a több bemenetre adott konvolúció eredményét.



6. ábra: Az egységugrás és az egységugrás válaszfüggvény (Chow et al. 1988)

A megközelítés alapegyenletéből analitikusan levezethető számos további paraméter (Nash 1960):

$$t_p = (n - 1)K$$

ahol:

- t_p - a maximális kifolyás ideje [s]
- n - a kaszkádszám [-]
- K - a tározási tényező [s]

Ha egy folyószakaszt modellezünk a tározórendszerrel, akkor ez a felső és alsó szelvény tetőzési időkülönbsége. Az átlagos levonulási idő is meghatározható a súlyfüggvény alapján, az U_1 első momentum, azaz a válaszfüggvény origóra, vagyis az egységimpulzus bemenet súlypontjára vett statikai nyomatékának meghatározásával (Nash 1960).

$$U_1 = K$$

Ezt az értéket hidrológiai szempontból levonulási időnek nevezzük, matematikailag a tározó bementi és kimeneti függvényei súlypontjának távolsága. Mivel azzal az egyszerűsítéssel élünk, hogy minden tározó K tározási tényezője azonos, így az n -edik tározó kifolyási függvényének súlypontja is K távolságra van a bemeneti függvény súlypontjától, azaz az $(n-1)$ -edik tározó kimeneti függvényének súlypontjától. Így tehát könnyen belátható, hogy a teljes tározórendszerre jellemző T levonulási idő:

$$T = n \cdot K$$

ahol:

- T . a levonulási idő [s]
- n - a kaszkádszám [-]
- K - a tározási tényező [s]

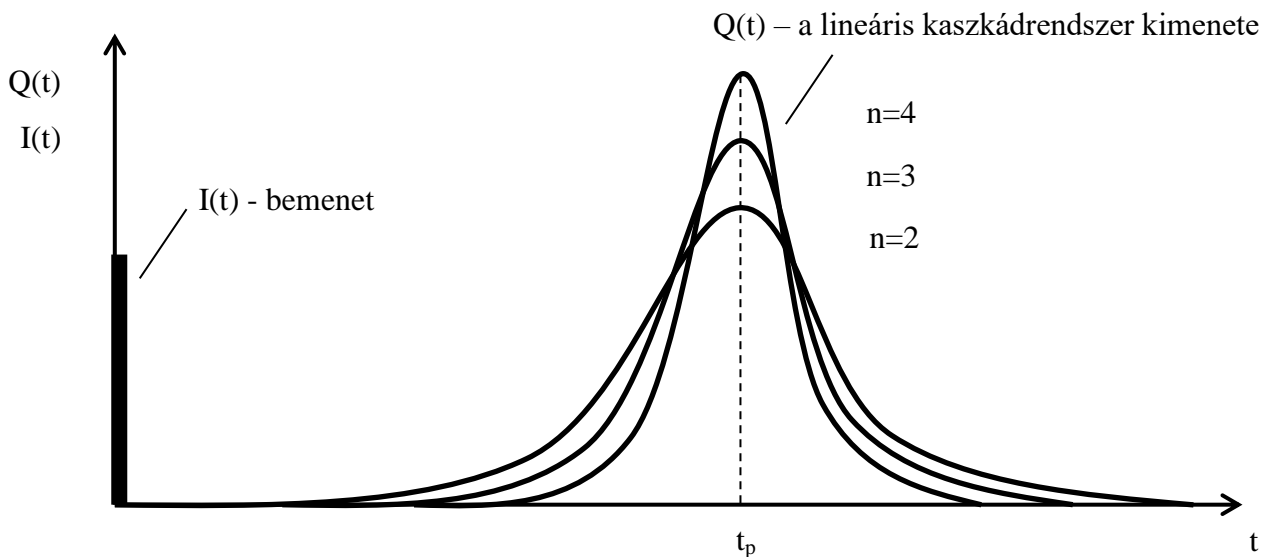
Ez azt jelenti, hogy a csúcsvízhozam előbb jelentkezik, mint az átlagos levonulási idő. Így a t_p/T arányszám alkalmas a válaszfüggvény aszimmetriájának a jellemzésére. Magasabb rendű momentumokkal tovább jellemezhető a kaszkádrendszer viselkedése. Ha keressük az egységimpulzus válaszfüggvény saját súlypontjára vett i -edik momentumát, akkor abból kiindulva, hogy az első momentum $U_1=K$, kifejezhető az i -edik momentum értéke (Nash 1960). A második statisztikai momentum a válaszfüggvény szórását adja, hiszen az saját átlagára vett statikai nyomatéka. Hidrológiai értelemben ez a tározó kimeneti függvényének diffúziója, tehát az árhullám ellapulása:

$$D = n \cdot K^2$$

ahol:

- D . a diffúzió [s²]
- n - a kaszkádszám [-]
- K - a tározási tényező [s]

A levonulási időre és a diffúzióra kapott összefüggések alapján a lineáris kaszkádrendszer viselkedésének egy jellemzője könnyedén kimutatható. Ha az n és K értékpárokat úgy választjuk meg, hogy a levonulási idő állandó, tehát $const. = n \cdot K$, akkor a növekvő n értékhez csökkenő K tartozik, és fordítva. A diffúzió a K változásával négyzetesen változik, így növekvő n esetén csökken a diffúzió, azaz a válaszfüggvény szórása, vagyis a kaszkádrendszerből kifolyó árhullám hegyesedik. Csökkenő n esetén a K növekedése miatt a diffúzió négyzetesen növekszik, tehát az árhullám mind jobban ellapul (7. ábra).



7. ábra: A kaszkádok számának hatása az árhullám diffúziójára

1.5. Jégviszonyok előrejelzése

1.5.1. A folyami jégjelenségek

A vízfelületeken kialakuló jégjelenségeket számos helyen kutatták az elmúlt évszázadban, azonban a folyóvizek jégjelenségeinek vizsgálata egy speciális terület, és ezen belül is különbséget kell tennünk kis és nagy vízfolyások között. A víz hőmérsékletét számos tényező befolyásolja, és ezek súlya a vízfolyás méretével, a hőmérsékletváltozással szembeni puffer kapacitásával arányos (Buffin-Bélanger et al. 2013). Vízfolyásaink hőháztartásának meghatározó elemei (Hirling & Károlyi 1981)):

- Határfelületek:
 - a szabad vízfelület és a levegő határfelületén (kondukción és konvekción),
 - valamint a víz és a meder határfelületén végbemenő kontakthőátadás, és súrlódási energia
- Sugárzás:
 - rövidhullámú sugárzási egyenleg: a globálsugárzás és visszavert (reflex) sugárzás különbsége,
 - hosszuhullámú sugárzási egyenleg: a hosszuhullámú légköri visszasugárzás és a kisugárzás (világűr felé való veszteség) különbsége,
 - a vízfelszín saját kisugárzási energiája
- Közvetlen:
 - talajvíz, vagy egyéb vizek hozzáfolyása,
 - csapadékhullás,

- párolgás és a levegő páratartalmának kondenzációja,
- antropogén hatások

Jégek képződéséről általánosságban akkor beszélhetünk, ha a folyékony halmazállapotú víz légköri nyomáson 0°C alá hűl, a víz-jég halmazállapot változás azonban számos tényezőtől függ. Laboratóriumi körülmények között vizsgálva (Ashton 1986) a tökéletesen tiszta, minden szennyező anyagtól mentes víz 0°C alá hűthető, ekkor ún. túlhűtött állapotba kerül, mígnem -48°C-on hirtelen jéggé alakul, ez azonban nem kristályos jég, hanem amorf jég, ami a homogén nukleáció hatására képződik. Természetes közegben ezzel szemben mindig heterogén nukleációról beszélünk, ahol a kristályos jég képződéséhez szükséges csírák jelen vannak. Ez a csíráképző anyag jelentős mértékben meghatározza (1. táblázat) az első jégkristály megjelenésének hőmérsékletét (Ashton 1986).

1. táblázat: A víz heterogén nukleációjához szükséges túlhűtés átlagos mértéke laboratóriumi üvegedényben, légmentesen elzárt, zavart állapotban, különböző nagy koncentrációjú fagyott anyagok jelenlétében. (Ashton 1986)

anyag	túlhűtés mértéke [°C]
agyag szemcsék	1,1
pitypang magvak	1,7
égerfa levelek	0,9
kisebb ágak	1,25

Vízfolyásainkban minden esetben heterogén nukleáció zajlik, hiszen a csíráképződéshez szükséges anyagok lebegtetett formában jelen vannak. Emellett vízfolyásaink vízmozgása turbulens, áramképük rendezetlen, sztochasztikus jellegű mozgásformájukat az áramlási paramétereik időátlagával tudjuk jellemezni. Turbulens áramlás esetén a molekuláris folyamatoknál nagyságrendekkel nagyobb mértékű keveredés zajlik, az áramlás örvényes, erősen diffúzív. Az elkeveredésben részt vevő folyadékrezecskék impulzusukat és energiájukat kicserélik, emiatt a turbulens áramlás hő-, és energiaátadása nagyobb mérvű a lamináris áramláshoz viszonyítva. Ezért turbulens áramlások esetén a vízfolyás energiaegyenlegét a teljes keresztmetszetre tekintjük érvényesnek, nem figyelhető meg hőmérséklet alapú rétegződés. Felszíni és fenék közeli vízhőmérséklet észlelésnél legfeljebb néhány tizedfokos eltérés tapasztalható, ami a természetes körülményekből adódhat. Ilyen lehet a talajvízzel való kapcsolat, vagy hozzáfolyás hatása, esetleg áramlási holtter, nem megfelelő elkeveredés miatt kialakuló lokális vízhőmérséklet.

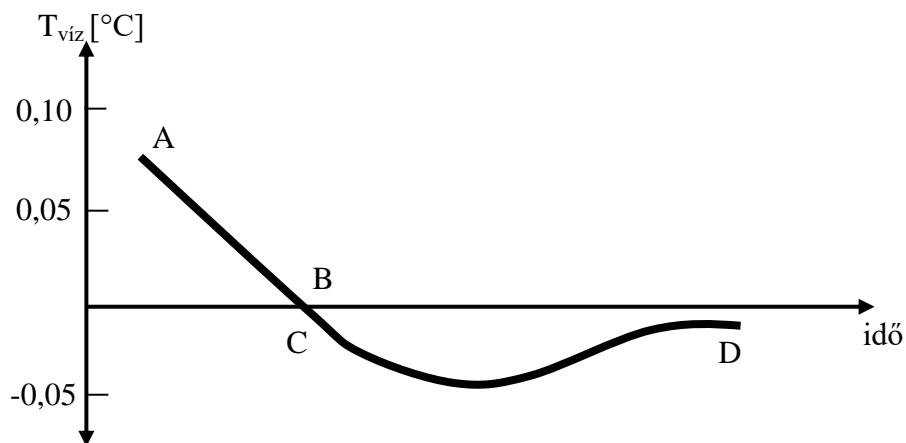
Vizsgálatok (Altberg 1936, Gosink & Osterkamp 1989) azt igazolják, hogy a természetes vízfolyások nukleációja a laboratóriumi vizsgálatoknál hamarabb végbemegy, és a folyamat dinamikája exponenciális jellegű. Az alábbi három megfigyelt jelenség a folyami jégképződés megindítója:

- jégkristályok képződése a partok mentén, áramlási holtterekben, lamináris vízmozgású részeken, valamint hóhullás hatására (Altberg 1936)
- jégkristályok képződése a felszín közelében húzódó hőmérsékleti határréteg felett (Michel 1978)
- a turbulens áramlás és az örvényesség hatására vízfelszínre érkező légbuborékok szétrobbanásakor, valamint a párolgás, és szél hatására is kisméretű vízrézecskek jutnak a levegőbe, melyek túlhűtött állapotba kerülnek, és egy részükben spontán megindul a jégkristályok képződése (Gosink & Osterkamp 1989)

Terepi vizsgálatok és kísérletek azt mutatták, hogy a harmadik folyamat a domináns, de -4°C -os léghőmérséklet fölött a folyamat nem indul be (Colbeck 1980). A kialakult jégkristályok a $0,6\text{ m/s}$ -nál lassabb áramlási sebességű részeken a felső vízrétegben maradnak, és összefagynak, ezáltal egy vékony felszíni jégréteg alkotnak. A jégréteg a jég-víz határfelületen lefelé növekszik, és csökkenti a vízfelszín légkör felé történő hőveszteségét (Elhadi & Lockhart 2011). Nagyobb áramlási sebesség esetén a létrejött jégmagok a turbulencia hatására elkeverednek. Az első jégkristályok megjelenésekor megkezdődik egy szekunder csíráképződési fázis, amikor a turbulencia miatti nyíróerők hatására, valamint az egymásnak és más akadályoknak való ütközés következtében a jég szemek széttöredeznek, ezáltal többlet jégmag keletkezik a további jégképződéshez. A kristályosodás közben felszabaduló látens kristályosodási hő 0°C közelébe melegíti a környezetét, de néhány század foknyi túlhűtés fennmarad, ami elegendő a jég szemcsék további növekedéséhez.

A következő fázis már nem kapcsolódik hőmérsékleti határréteghez, a vízfolyás teljes mélységében és szélességében lejátszódhat, de erősen turbulencia függő, ezért állóvizeken csak elvétve (többnyire szél hatására), és vízfolyásokon sem minden esetben megfigyelhető. A $0,01\text{--}0,05^{\circ}\text{C}$ mértékben túlhűtött (Ashton 1986) víztestben az elkeveredett jég szemek a turbulencia mértékétől függő méretű pelyhekbe tömörülnek (USACE 1982). Ez a formáció a kásajég. A kásajég képződése tartósan fagypon alatti léghőmérséklet esetén a vízfolyásnak egy jól behatárolható, néhány százméteres szakaszán játszódik le, de az időjárási viszonyok napi ingadozása miatt nehezen megfigyelhető a jelenség. A képződés intenzitása és helye napszaktól és a meteorológiai viszonyoktól függően változik. Folyamatosan csökkenő léghőmérséklet esetén a kásajég képződés frontja a felvív irányába tolódik, míg meleg nappalok, és hideg éjszakák mellett akkor mindig ugyanaz a folyószakasz is lehet a keletkezés helye. A kásajégképző szakasz alatt csupán kismértékű

fennmaradó túlhűtöttség ($\sim 0,01$ °C) és kásajég jellemző. A 8. ábra mutatja a víz hőmérséklet időbeni változását a folyamat lejátszódása közben. A kezdeti A pontból kiindulva az energiaveszteség hatására a vízréteg átlépi a fagyponthoz (B), majd túlhűtött állapotba kerül. A C-D szakaszon először eléri a túlhűtöttség maximális mértékét, ekkor elindul a heterogén nukleáció, és a felszabaduló látens hő hatására ismét 0°C közelébe emelkedik.



8. ábra: A víz hőmérséklet időbeni alakulása a kásajég képződése közben. (Ashton 1983)

A szakirodalom a továbbra is túlhűtött vízben úszó kásajeget aktív kásajégnek (Ashton 1986) nevezi, amely erős adhéziós tulajdonsága miatt könnyen megtapad az útjába kerülő felületeken, ezzel a vízepítési műtárgyakon akár komoly anyagi károkat is okozva. Egyik tipikus megtapadási formája az ún. jég horgony (anchor ice, Ashton 1986) vagy fenékjég, amikor a kásajég a mederanyaghoz tapad, és a rá ható felhajtóerő miatt képes akár azt a felszínre is magával vinni. A kásajégben a jég szemek porózus, de a víz számára többnyire áthatolhatatlan szerkezetet alkotnak, így a pórusok a túlhűtött közegben könnyen átfagynak, folyamatosan növelve ezzel a formációra ható felhajtóerőt. Amikor a megnövekedett felhajtóerő legyőzi a gravitáció és a turbulencia visszatartó erejét, a kásajég gomolyagokba összeállva a vízfelszínre úszik, a neve ekkor szotyajég (Csoma 1968). A fagyponthoz alatti külső hőmérséklet mellett a szabad levegővel érintkező felületen vékony összefüggő jég réteg jelenik meg. A meg nem fagyott részre ható nyíróerő függvényében a kásajég leszakadhat a felületi jégről, vagy azzal együtt utazhat. Az így kialakult formáció a jégzajlás kezdete, a jégtáblák születésének egy kezdetleges állapota, az úgynevezett jégserpenyő (az angol „frazil pans” fordítása). Ezek, a már felszíni jégképződmények a víznél lassabban úsznak, feldarabolódnak, összeütköznek, emiatt lekerekednek, és a középső enyhén áttetsző részüket fehéres felhajtó szél övezi, ezért gyakran illetik őket a palacsintajég (az angol „pancake ice” után) elnevezéssel is. Lassabb folyószakaszokon, ahol az egymásnak ütköző formációknak elég ideje van az összefagyásra, kialakulnak az összefüggő jégtáblák. Terepi megfigyelések (USACE 1982) azt

bizonyítják, hogy a lassuló vízfolyáson a kásajég felszínre úszása csökkenti a felszín közeli réteg turbulenciáját, ezzel is elősegítve a további táblásodást.

A kásajég transzportja a hordaléktranszport ellentétének tekinthető (Colbeck 1980). Mivel ez esetben a felhajtóerő a meghatározó a lefelé irányuló gravitációval szemben, ezért a kis vízsebesség mellett nem kiülepszik, hanem felúszik, és a szekunder áramlások is a hordalékkal ellentétes irányba mozgatják, például a folyókanyarulatok külső oldalára.

A továbbra is aktív kásajég az úszó jégformák egyikébe rendeződve, vagy azokhoz tapadva úszik, a fennmaradó része pedig a turbulencia hatására a már kialakult felszíni jég alá sodródhat. A felszíni jég alá került aktív kásajég a kiülepedéshez szükséges kritikus sebességet alulmúló szakaszokon megtapad a jégtáblák alsó felületén, ezzel növelve azok vastagságát. Passzív kásajégről beszélünk, ha a hordozó közeg hőmérséklete eléri a 0°C-ot vagy a fölé emelkedik. Ekkor elveszik erős adhéziós tulajdonsága, és ártalmatlanul kiöblítődik az áramlással. A felszíni jégképződmények meggátolják a vízfelület további energiavesztését a légkör felé, ezért további kásajég nem keletkezik, a jég azonban elnyeli a víz többlet energiáit, és 0°C körüli hőmérsékleten tartja a vele érintkező vízrétegeket.

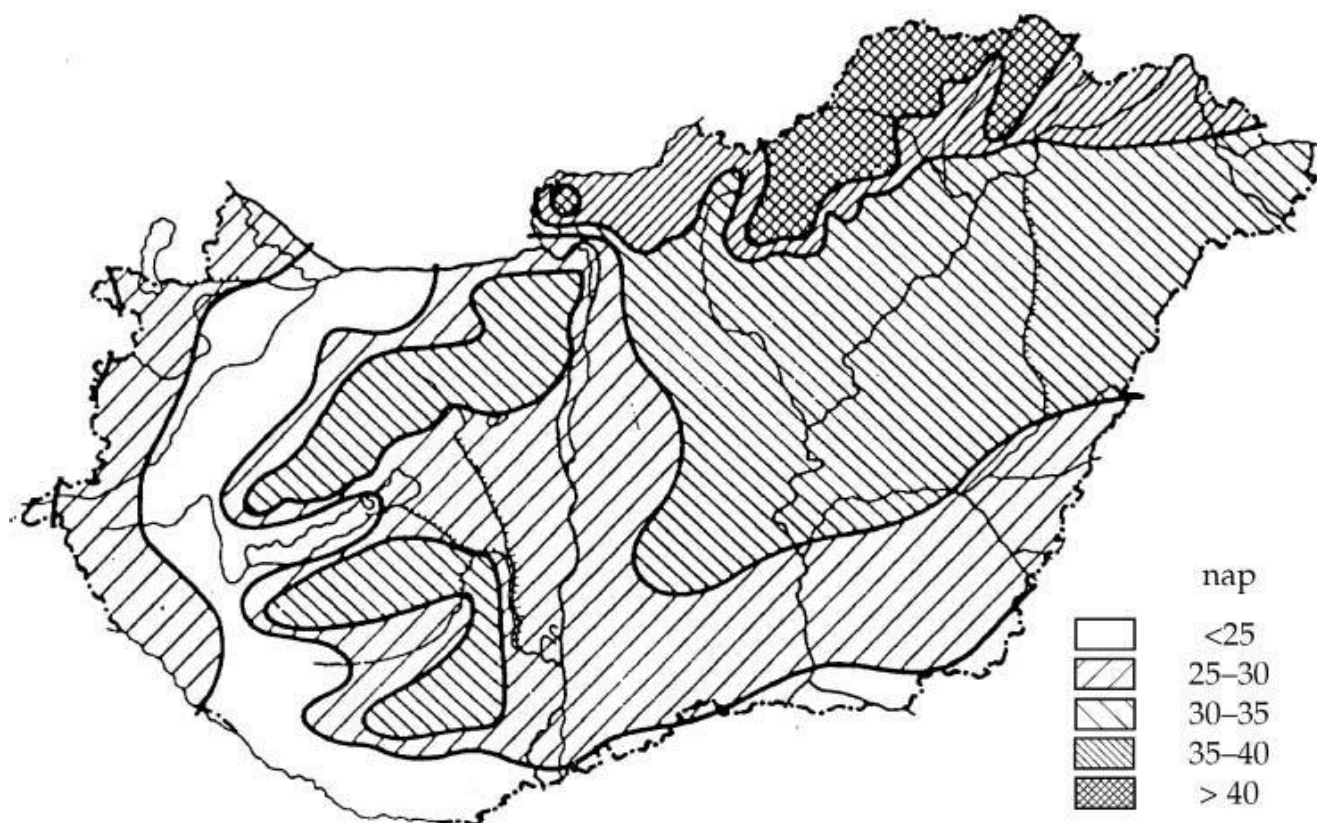
A vízfolyásokon megfigyelhető jégjelenségeket a szakirodalom két nagy csoportra bontja. Első csoportjuk a részleges jégtakarók, ide tartoznak a kásajég és különböző letapadási formái, a parti jégjelenségek, valamint a jégzajlás jégtáblái. A második csoport az összefüggő jégtakarók, azaz a vízfolyást teljes szélességében befedő állójég (Ashton 1986). Ezek vázlatos rajzai és főbb jellemzői a szakirodalomban megtalálható (Ashton 1986).

1.5.2. Hazai folyók jégviszonyai

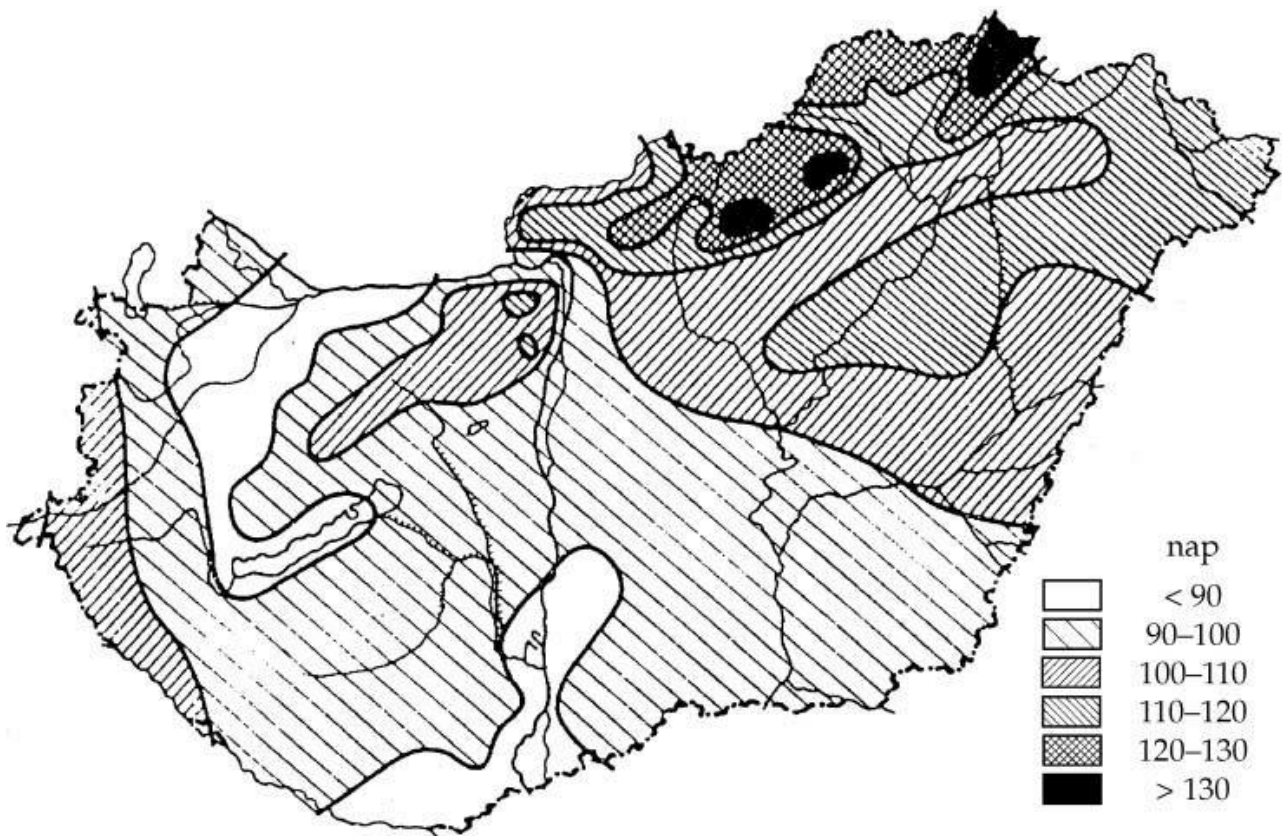
A hazánk folyóin kialakuló jégjelenségek kiváló példája volt a 2016/2017-es téli időszak. Az alacsony mederteltségek és a hirtelen érkezett intenzív és tartós lehülés hatására kisebb folyóinkon és a Tiszán állójég volt megfigyelhető, míg a Dunán helyenként 80%-ot is meghaladó jégzajlás. Mindkét folyón jeges árvízi védekezési készültségi fokozat került elrendelésre, és a hazai vízügyi szakma folyamatos tevékenysége, megelőző és mérséklő beavatkozásai kísérték a jégjelenségek elvonulását. Folyóink szempontjából fontos ismernünk a hazai jeges árvizek múltját, de azt is fontos szem előtt tartanunk, hogy a hidromorfológiai viszonyok változása erős befolyásolója a jelenségnek. A folyószabályozás és a vízlépcsők építése jelentős mértékben befolyásolják egy folyó jégviszonyait, és az árvízzel szemben viszonylag ritkán előforduló jelenség teljes megismerése nehéz feladat. Számos hazai összefoglaló vagy épp részletező munka készült folyóink jégviszonyairól, néhány példa Bogdánffy és Péch (1902), Hajós (1912), Lászlóffy (1934 és 1949), Ihrig (1935), Horváth (1953 és 1960), Csoma (1968), Bognár (1968), Starosolszky (1989), Lovász

(1991) és Keve (2002, 2010, 2012, 2017) munkái, de a műszeres észlelés újdonságai, a számítógépi adatfeldolgozás, kiértékelés és szimuláció lehetőségei, és önmagában a jelenség szeszélyessége a mai napig érdekes kutatási területté teszik a jégjelenségeket.

Hazánk éghajlata nagyon változékony. A Köppen-féle leírás szerint (Ács és Breuer 2013) nagyobb részt meleg-mérsékelt (C), valamint a 350-400 m feletti részeken hideg-mérsékelt (D). A szoláris felosztás szerint a mérsékelt övbe tartozik, de elhelyezkedése miatt egyaránt hatással vannak éghajlatára az óceáni, a kontinentális és mediterrán éghajlatok. Téli évszakának középhőmérséklete 0°C körül adódik, amiben szignifikáns változás hosszú távú (1901-2009) idősort vizsgálva sem tapasztalható (forrás: OMSZ). A fagyos napok (napi minimumhőmérséklet $< 0^{\circ}\text{C}$) és a téli napok (napi maximumhőmérséklet $< 0^{\circ}\text{C}$) átlagos száma kiváló jellemzője a hazai éghajlat jégképző potenciáljának, területi eloszlásait a 9. ábra és 10. ábra mutatja.



9. ábra: A téli napok száma (Gyarmati et al. 1997)



10. ábra: A fagyos napok száma (Gyarmati et al. 1997)

A fagyos napok számában csökkenő tendencia mutatkozott az OMSZ vizsgálatai szerint, az 1901-2009 időszakra vonatkozóan -11 nap változás adódott a 10 éves mozgóátlagokat összevetve. A tél legszárazabb évszakunk, az 1971-2000 közötti teleken átlagosan 104 mm csapadék hullott (forrás: OMSZ). A fagyos és téli napok átlagos számát összevetve a 2017. január végi napi jégjárás térképpel (1. melléklet) jó következtetéseket tudunk levonni az átlagos hazai jégviszonyokról. Kellően intenzív és tartós lehülés esetén a Tisza mellékvízfolyásai (Túr, Szamos, Kraszna, Bodrog, Hernád, Bódva, Sajó, Zagyva, Tarna, Körösök és a Maros) és maga a Tisza is képes összefüggő jégtakarót produkálni. A Tisza hazai szakaszát három duzzasztott víztérre és az ezek közötti duzzasztás mentes szakaszokra tudjuk felosztani, és ez jól kirajzolódik a tiszai jéggrafikonon is (2. melléklet). A folyó befagyása általában a bodrogi szakaszon kezdődik, ahol már a folyó középső szakasz jellegű, és Dombrád alatt kevéssel eléri a Tiszalöki Vízlépcső duzzasztott vízterének felső határát. Ezt követi a Tiszalöki Vízlépcső felvize, ahonnan felfelé terjed a jégtakaró, miközben a folyamat elindul a Kiskörei Vízlépcső felvizen, és végül szakaszosan, de többnyire felfelé haladva a Kisköre alatti szakaszon is. A 2016/2017-es tiszai jéggrafikon alapján 2016.12.16-án jelentették a jég megjelenését, majd a hónap végén átvonuló meleg front hatására megenyhülő időjárás meggyengítette a bodrogi jégtakarót. 2017.01.01-től indult meg a jég képződése a teljes

hazai szakaszon, és mintegy 10 napra rá, 2017.01.10-re a teljes hazai szakaszt összefüggő állójég borította.

A tiszai jég eltűnése vagy az állójég feldarabolódásával és a zajlás megindulásával történik, vagy ha a felmelegedés a vízgyűjtő magasabban fekvő területeit is érinti, akkor a hóolvadásból kisebb áradás indul meg, ami a jégtakarót felolvasztva tisztítja ki a medret. Ezzel szemben, ahogy a 2017. évi események is bizonyították, olyan hirtelen áradás is ki tud alakulni, ami feltöri a Tisza és a mellékvízfolyások jegét, és torlódott formában szállítja tovább, komoly veszélyeket jelentve.

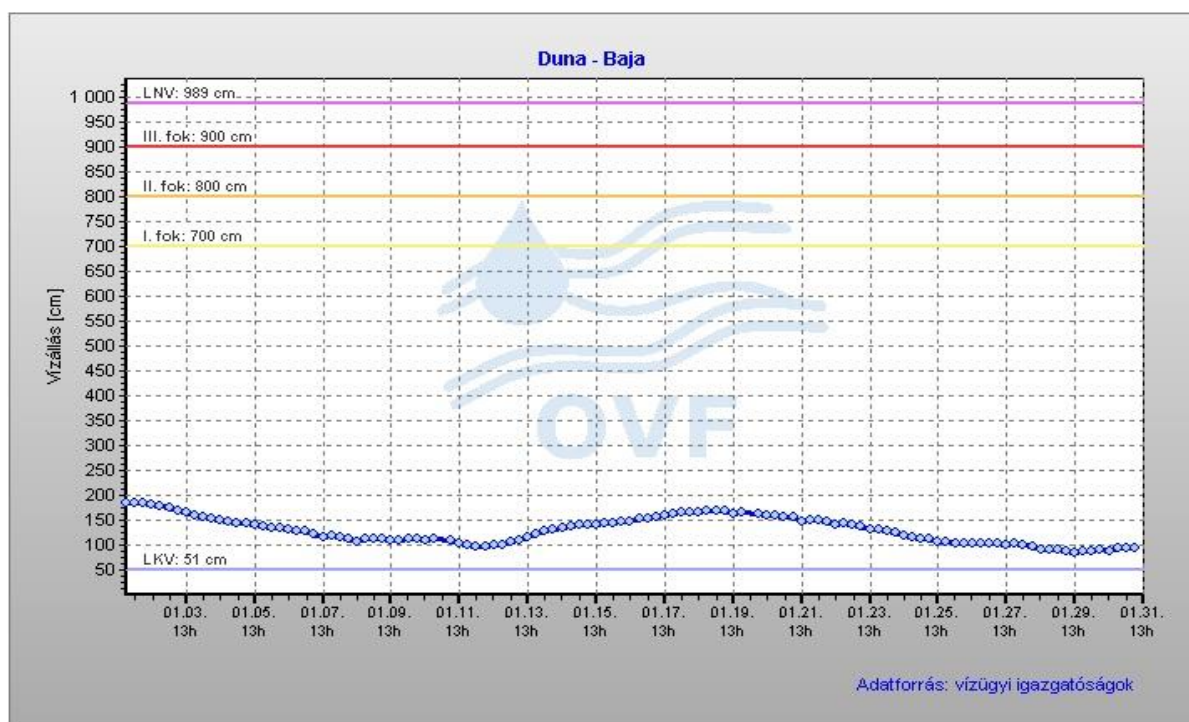
A Tiszán mozgó jégtorlasz esetén nem csak a felduzzadt felvízi rész magas vízállásai okozhatnak gondot, hanem a méterekkel a vízfelszín fölé magasodó jégtáblák is. Ezek komoly veszélyt jelentenek a keresztirányú műtárgyakra, a hidakra és a vízlépcsőkre. Átvezetésük megelőző tervezést, és folyamatos felügyeletet igényel, és még így is jelentős anyagi károk keletkezhetnek. Ilyen esetben elengedhetetlen az alvízi rész tisztántartása jégtörőhajókkal, hogy a műtárgyon már átjutott jégtömeg újabb akadály nélkül tudjon továbbúszni, ne okozzon torlódást a műtárgy közvetlen közelében.

A Duna mellékvízfolyásai (Rába, Vág, Garam, Ipoly) szintén gyakorta teljesen befagynak. Bár a Garam és a Vág hazai szakasszal nem rendelkezik, így a Jégjelentő Szolgálat sem regisztrál róla jéggel kapcsolatos adatokat, a rajtuk jelenlévő jég mégis többlet információt adhat a várható dunai jéghelyzetről. Egyenként akár 10-15%-os jégzajlást is okozhatnak a Dunán. A Duna hírhedt történelmi jeges árvizeiről, viszont a mai hidromorfológiai helyzete, a keresztirányú műtárgyakkal való sűrű beépítettség, megváltoztatta a dunai jéghelyzet arculatát. A hazai szakasz jégviszonyainak egyértelmű befolyásolója a Bósi Vízlépcső, rajta keresztül úszó jég nem érkezik hozzánk. Megfelelő időjárási körülmények között a kásajég képződése a vízlépcső alatt megindulhat, és Komárom magasságában már komoly jégzajlás is megfigyelhető. Ehhez hasonlóan alakultak a 2017. január hónap dunai jégviszonyai (2. melléklet). A jégzajlás Esztergom környékén érte el maximumát 80-90% körül, a grafikonon jól látszik, hogy az Esztergom alatti szakaszon a zajlás intenzitása nem fokozódott, további jég a már kialakult úszó jégformák árnyékoló hatása miatt nem keletkezett. Fontos tényezőnek bizonyult azonban, hogy a jég kialakulása igen alacsony (5-6%) mederteltség mellett történt. A kisvízi meder folyó menti változékonysága számos olyan szűk szelvényt idézett elő, ami az érkező jégtömeg gond nélkül történő elvezetésére nem alkalmas. Az alacsony jégáteresztő képességű szelvények közül kritikusnak bizonyult a Dálya település melletti folyókanyarulat. Az alábbi hamis színezésű műholdképen (11. ábra) sötét színnel látszik a Duna és a Dráva vonala, és látványosan kirajzolódik a dályai kanyarban torlódó jégtömeg.



11. ábra: Műholdkép a dályai kanyarban kialakult jégtorlaszról (forrás: OVF)

A kialakult jégtorlasz a felvízi szakaszra visszaduzzasztó hatást gyakorolt, amely a 110 km-rel feljebb lévő bajai vízmércénél (12. ábra) is közel 80 cm-es vízszintemelkedést jelentett.



12. ábra: A bajai vízmérce 2017. januári vízállás időszora (forrás: OVSZ)

Magyarországon a jégviszonyok észlelést a jégjelentési időszakban, amely minden év november 15-től a következő év március 15-ig tart, a Jégjelentő Szolgálat végzi. Az észlelt jelenségek jelentése jégkódok alapján történik, amelyekből az Országos Vízeljáró Szolgálat készít napi vízjárési térképet (1. melléklet), valamint jéggrafikonokat (2. melléklet).

2. táblázat: Jégjelenségek hazai gyakorlatban használatos számkulcsai (forrás: OVSZ)

00 – jégmentes	31 – mércénél áll, alatta tiszta	56 – jégtorlasz megerősödött, folyás irányába mozdul
01 – parti jég	32 – mércénél tiszta, felette áll	57 – jégtorlasz gyengül
02 – hártyajég	33 – mércénél tiszta, alatta áll	58 – a jégtorlaszt mesterségesen törik
03 – kásajég	34 – mércénél zajlik, lejjebb áll	59 – a jégtorlasz megsemmisítve – a jégtorlasz megindult
04 – mellékfolyóról befolyó jég	35 – állójég, megszakításokkal	60 – töredezett jég
07 – állójég $\frac{1}{4}$ szélességben	36 – összefüggő állójég	61 – jégfelhalmozódás a partok mentén
08 – állójég $\frac{1}{2}$ szélességben	37 – az állójég torlódott	62 – jég szállítódik a partok felé
09 – állójég $\frac{3}{4}$ szélességben	40 – elvált parti jég	63 – parti hozzáfagyás 100 m szélességben
10 – úszó kásajég $\frac{1}{3}$ szélességben	41 – jégre ömlött víz	64 – parti hozzáfagyás 100-500 m szélességben
11 – úszó kásajég $\frac{1}{2}$ szélességben	42 – jég víz alatt	65 – parti hozzáfagyás több mint 500 m szélességben
12 – úszó kásajég $\frac{3}{4}$ szélességben	43 – jégen vízfoltok (kimosások)	70 – jégtakaróban keresztirányú repedések
20 – 10%-os jégzajlás	44 – az állójég megcsúszott	71 – jégtakaróban hosszirányú repedések
21 – 20%-os jégzajlás	45 – vízsávok a jégen	72 – sima jégtakaró
22 – 30%-os jégzajlás	46 – a jégzajlás megindult	73 – torlódott jégtakaró
23 – 40%-os jégzajlás	47 – a jeget mesterségesen szétrombolták	
24 – 50%-os jégzajlás	50 – jégtorlasz	
25 – 60%-os jégzajlás	51 – torlasz a mérce felett	
26 – 70%-os jégzajlás	52 – torlasz a mérce alatt	
27 – 80%-os jégzajlás	53 – jégtorlasz változatlan	
28 – 90%-os jégzajlás	54 – jégtorlasz erősödik	
29 – 100%-os jégzajlás	55 – jégtorlasz megszilárdult, felfelé terjeszkedik	
30 – mércénél áll, felette tiszta		

A jégjelenségek jelentése a számkulcs (2. táblázat) alapján történik. A megfelelő jégkód kiválasztása az észlelő feladata, minden további feldolgozás és kiértékelés már ez alapján történik. A jelenségek észlelése szabad szemmel történik, szubjektív módon, nincs jelenleg kidolgozott módszertan, sem pedig infrastruktúra a műszeres észleléshez, és számítógépes feldolgozáshoz. A 2017. évi jeges árvizek erre a hiányosságra rámutattak, és a hazai vízrajzi területen elindult a lehetséges jó gyakorlatok megkeresése, és szükséges fejlesztések megalapozása. Ilyen lenne például a jégészlelő webkamerák kihelyezése, és megfelelő képfeldolgozó szoftverrel való ellátása, ún. jégkamerák beüzemelése, valamint a műholdas alapú kiértékelés. Tisztázatlan a helyzet a vízhőmérsékletek észlelése körül is. Mint a jégelőrejelzés, és egyértelműen a vízhőmérséklet előrejelzés legfontosabb bemenete, igen fontos a mérési technikák és helyek homogenitása, de a helyi viszonyok ezt legtöbbször nem teszik lehetővé. Elég csak azt az egyszerű helyzetet látni, hogy a vízhőmérsékletet észlelő szondák szinte kivétel nélkül a vízállást észlelő szondáknál vannak elhelyezve, ahol viszont a

pontos és megbízható mérés feltétele a nyugodt víztér. Ilyen lokális áramlási viszonyok mellett lokális vízhőmérséklet alakulhat ki az adott vízteret közvetlenül érő hatások miatt, mint például talajvíz vagy más külső víz hozzáfolyása.

1.5.3. A jégelőrejelzés hazai gyakorlata

A hazai, az OVSZ által üzemeltetett jégelőrejelző rendszer a becsült energiamérleg (Starosolszky 1969, Hirling 2011) módszeren alapul, melynek alapösszefüggése az alábbi:

$$\Delta E = (1-A)E_{rh} + E_{hh} - E_v + E_e + E_l + E_c + E_m + E_{tv} + E_s$$

ahol:

E_{rh} - a Nap sugárzási energiája

A - az albedo

E_{hh} - a légkörből érkező hosszuhullámú sugárzás energiája

E_v - a vízfelszín kisugárzásának energiája

E_e - a levegő és a vízfelszín közötti közvetlen energiacsere

E_l - a vízfelszín párolgásából, illetve a pára kondenzációjából adódó energiaváltozás

E_c - a csapadék hullásból származó energiaváltozás

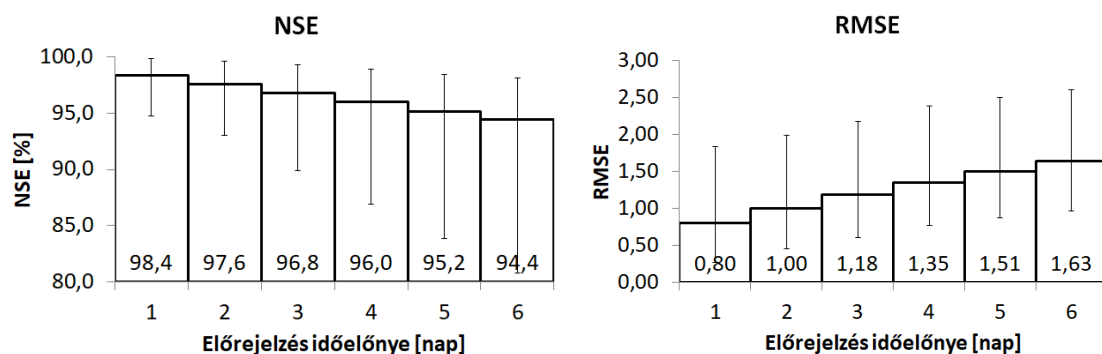
E_m - a folyómeder és a víz közötti energiacsere

E_{tv} - a folyó mentén a talajvíz hozzáfolyásból illetve elfolyásból eredő energiaváltozás

E_s - a sűrűdési energia

Az egyes tagok meghatározását közölte Starosolszky (1969) és Hirling (2011), aki részletesen taglalja a jég megjelenését követő számítási lépéseket is, mint a jégzajlás tendenciájának meghatározása, valamint a jég beállításának, és újbóli megindulásának feltételeit.

A fenti módszerrel a jégjelentési időszak minden napján készül előrejelzés, valamint az év minden napján készül vízhőmérséklet előrejelzés a paksi atomerőmű számára. Ezek a Duna Paks állomásra készülnek napi egyszer 6 órás számítási időlépcsővel 6 napos időelőnyvel. A 2009-2017 közötti időszak előrejelzett és észlelt értékei alapján kiszámítottam az RMSE és NSE értékeket, melyek a 3. táblázatban láthatók, az átlagos értékeket a különböző időelőnyökre pedig a 13. ábra szemlélteti.



13. ábra: Az OVSZ paksi vízhőmérséklet előrejelzésének átlagos RMSE és NSE értékei a különböző időelölönyök esetén (forrás: szerző)

Az adatok kiértékelésekor lényeges információ, hogy a vízhőmérséklet előrejelzésének kezdeti feltétele minden reggel az aznap reggeli észlelt paksi vízhőmérséklet. A becsült energiamérleg számítása pedig a beérkezett meteorológiai előrejelzés alapján történik, ami az esetek többségében az ECMWF. A végeredmény kiértékelése tehát csak a meteorológiai előrejelzés bizonytalanságainak figyelembe vételével tekinthető helyesnek.

3. táblázat: Az OVSZ paksi vízhőmérséklet előrejelzésének RMSE (felül) és NSE (alul %-ban) értékei a 2009-2017 években (forrás: szerző)

	1 napra	2 napra	3 napra	4 napra	5 napra	6 napra
2009	1,12	1,59	1,91	2,17	2,40	2,61
	96,57	93,0	89,90	86,90	83,83	80,78
2010	0,60	0,87	1,10	1,32	1,54	1,69
	99,37	98,67	97,92	97,07	96,10	95,38
2011	1,84	1,99	2,18	2,38	2,50	2,58
	94,75	94,05	93,12	91,98	91,33	90,93
2012	0,47	0,62	0,75	0,91	1,04	1,17
	99,62	99,37	99,10	98,73	98,40	98,04
2013	1,06	1,17	1,30	1,44	1,56	1,68
	97,92	97,49	97,01	96,45	95,93	95,40
2014	0,32	0,50	0,64	0,77	0,87	0,97
	99,77	99,44	99,11	98,76	98,41	98,10
2015	0,37	0,62	0,86	1,08	1,28	1,47
	99,73	99,26	98,63	97,94	97,22	96,48
2016	0,27	0,45	0,61	0,77	0,92	1,05

	1 napra	2 napra	3 napra	4 napra	5 napra	6 napra
	99,84	99,59	99,26	98,87	98,46	98,04
2017	1,17	1,23	1,29	1,35	1,44	1,49
	97,71	97,49	97,30	97,08	96,77	96,58
átlag	0,80	1,00	1,18	1,35	1,51	1,63
	98,36	97,59	96,81	95,97	95,16	94,41

2. ESZKÖZÖK ÉS MÓDSZEREK

2.1. Az OLSER rövid áttekintése

Az OVSZ által fejlesztett és üzemeltetett OLSER az év minden napján készít előrejelzéseket a Duna Dráva torkolatáig tartó és a Tisza Szeged feletti vízgyűjtőjére (összesen mintegy 400 ezer km²).

A rendszer fejlesztési munkálatainak a rácsponti számításokat célzó fázisában a meteorológiai előrejelzések közül az Európai Középtávú Előrejelző Központban (European Centre for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF) futtatott, azonos nevű modell nyolcadfokos, és a francia ALADIN modell 0,1 fokos előrejelzései álltak rendelkezésre. A háromféle (ECMWF, ALADIN, észlelés) információ közül az ALADIN modell volt a térben legnagyobb felbontású, ezért ennek a rácshálója lett az egység, annál is inkább, mert amellett, hogy egy viszonylag jó térbeli felbontást biztosít, mindezt a gördülékeny és gyors számításokat lehetővé tevő adatmennyiség mellett teszi. Ez a felbontás É-D irányban mintegy 10, NY-K irányban pedig kb. 7 km- es rácsméretet jelent, és a Duna medence területére vonatkozóan 4750 rácspontot eredményez.

A számításainkhoz adott egy vízgyűjtőterület, amelyen alapvetően a következő adatok állnak rendelkezésünkre:

- a területen található földi meteorológiai állomások észlelt meteorológiai adatai;
- a vízgyűjtő vízfolyásainak egyes keresztmetszéneiben a vízállás és a vízhozam értékei;
- a vízgyűjtőn várható meteorológiai helyzetet leíró meteorológiai előrejelzések.

A meteorológiai adatokat, és előrejelzéseket további felhasználásuk előtt egységes formára hozzuk (referencia síkra transzformálás, interpoláció, kezdeti magasságra transzformálás), melynek során előállítjuk ezeknek az információknak a Duna medence fent említett területére fektetett 0,1 x 0,1 fokos rácsháló pontjaira vonatkoztatott értékeit. A hóvastagság-adatok térbeli interpolációja a gyakorlatban nem, vagy csak nagyon nagy pontatlansággal lehetséges, ezért, s mert ezen adatfajtákra vonatkozó előrejelzések nem állnak rendelkezésünkre, a rácspontokra vonatkozó értékeket más módon, az adott pontra vonatkozó csapadék-, léghőmérséklet- és széladatokon alapuló modellezés útján állítjuk elő. A hóban lejátszódó folyamatokról a legszabatosabban a hótakaró energiamérlegének a meghatározása révén kaphatunk képet. A hótakaró energiájának a változását a korábban (1.5.3. fejezet) már

ismertetett energiamérleghez hasonló módon (Starosolszky 1969, Hirling 2011) az alábbi egyenlettel írhatjuk le:

$$E_0 - E_z = (1 - A) \cdot E_{rh} + E_{hh} - E_f + E_e + E_l + E_c$$

ahol:

- E_0 - a hófelszín által kibocsátott/elnyelt teljes energia mennyiség
- E_z - a hótakaró és a talaj határfelületén végbemenő teljes energiaáramlás
- E_{rh} - a Nap sugárzási energiája (rövidhullámú sugárzás)
- A - az albedo, ami a visszaverődő és a beérkező rövidhullámú sugárzás hányadosaként értelmezendő
- E_{hh} - a légkörből érkező hosszuhullámú sugárzás energiája (légköri sugárzás)
- E_f - a hófelszín kisugárzásának energiája (földi sugárzás)
- E_e - a levegő és a hófelszín közötti közvetlen energiacsere (szenzibilis hőáram)
- E_l - a hófelszín párolgásából, illetve a pára kondenzációjából adódó energiaváltozás (látens hőáram)
- E_c - a csapadékhullásból származó energiaváltozás

A gyakorlati esetekben E_z értékét zérusnak tekintjük. A hótakaró energia változását többnyire nem valamely energia mértékegységben, hanem olvadékvíz milliméterben fejezzük ki. A számítás ebben a fázisában kerül meghatározásra a potenciális evapotranszpiráció a már korábban ismertetett Thornthwaite módszerrel (Thornthwaite 1948), valamint a talaj fagyottságának (a léghőmérséklet, a talajjellemzők és a hótakaró hőszigetelő képességének függvényében) állapota, amelynek számottevő hatása van a beszivárgásra. A rácsponti számítás eredményeként kapott értékek a hóvastagság, a hósűrűség, a felszíni vízbevétel, a talajfagy, és a potenciális evapotranszpiráció. Felszíni vízbevételen a csapadékhullásból származó, a talajfelszín folyékony halmazállapotban elérő vízmennyiséget értjük, a mértékegysége szintén milliméter. Az ebből származó lefolyás meghatározását a koncentrált paraméterű GAPI modellel végezzük. A rácsponti számításból a koncentrált számításra való áttérés a fajlagos mennyiségek átlagolása, és a vízgyűjtő terület méretével történő megszorítása révén történik. Az egyes időszakokra vonatkozó értékeket egymás után rendezzük, így állítjuk elő az adott részvízgyűjtőre vonatkozó lefolyási modell bemeneti idősorait.

A GAPI modell a bemeneti idősorok, és a vízgyűjtőre érvényes koncentrált paraméterek (lefolyási tényezők és talajparaméterek) alapján meghatározza a tényleges

evapotranszpiráció és a beszivárgás mértékét. A tényleges evapotranszpiráció meghatározása az

$$ET = PET \cdot \beta$$

összefüggéssel történik, ahol ET a tényleges napi evapotranszpiráció (mm/nap), PET a potenciális napi evapotranszpiráció (mm/nap). β értékére Mintz és Walker (Mintz & Walker 1993). dolgozott ki összefüggést:

$$\beta = 1 - \exp\left(e_s \frac{VT_a - HP}{VK_{sz} - HP}\right)$$

ahol:

- e_s - a művelési ágtól függő szorzószám (fűfélékre vonatkozóan a -0,68)
- VT_a - a talaj aktuális nedvességtartalma [mm]
- HP - a talaj hervadáspontja [mm]
- VK_{sz} - a talaj szabadföldi vízkapacitása [mm]

A felszíni vízbevitelből a felszínen lefolyó víz mennyiségét a beszivárgási arány számításával határozzuk meg. Az

$$\alpha_f = \alpha_c \left(1 - \sqrt{\frac{S_{max} - (S_t + 0,5P)}{S_{max}}} \right)$$

összefüggést alkalmazzuk, ahol:

- α_f - a felszíni lefolyás aránya a felszíni vízbevitelből (lefolyási tényező)
- P - a felszíni vízbevitel [mm]
- α_c - korrekciós tényező

A felszíni vízbevitel értékének a figyelembevételére az időlépés alatti átlagos állapot közelítése érdekében van szükség. A fentiek alapján, a beszivárgó vízmennyiség:

$$B = (1 - \alpha_f)P \quad \text{ha } B < B_{max}$$

$$B_{max} \quad \text{egyébként}$$

Amint látható, a beszivárgó víz mennyiségét egy, talajtípustól függő értékű maximális beszivárgási érték korlátozza. Az esetek többségében a beszivárgási arány a mérvadó,

kiszáradt talaj esetén azonban a B_{max} maximális érték lehet a meghatározó. A korábban alkalmazott beszivárgási intenzitás számítások alapjául a Horton-féle képlet szolgál:

$$b = b_{min} + (b_{max} - b_{min})e^{-kt}$$

ahol:

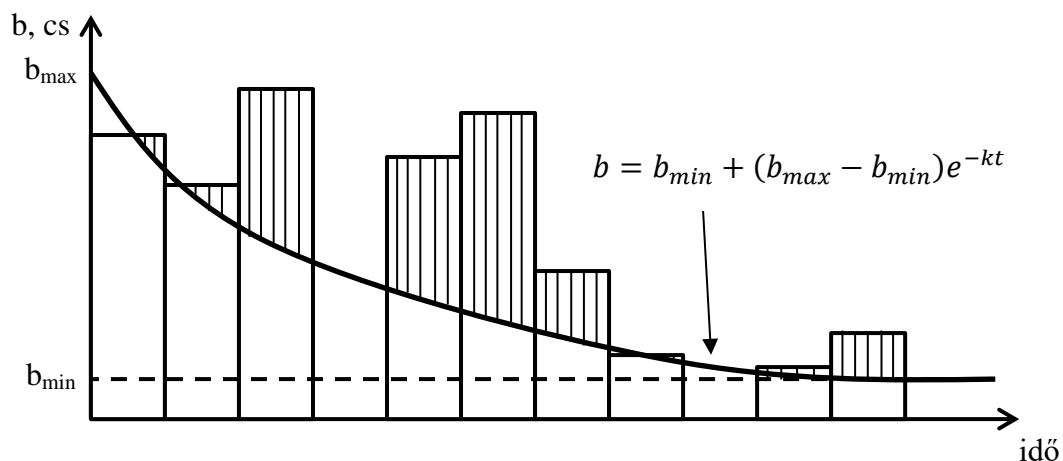
- b - a t időpontban érvényes beszivárgási intenzitás [mm/óra]
- b_{min} - a végső (minimális vagy egyensúlyi) beszivárgási intenzitás [mm/óra]
- b_{max} - a kezdeti (maximális) beszivárgási intenzitás [mm/óra]
- k - a talaj jellemzőitől függő kitevő [1/óra]
- t - idő [óra]

A fenti összefüggés alkalmas átalakításával a beszivárgás intenzitását a talajnedvesség függvényében fejezzük ki:

$$b = b_{min} + (b_{max} - b_{min}) \frac{S_{max} - S_t}{S_{max}}$$

ahol S_{max} a telített talajállapothoz tartozó, S_t pedig az aktuális talajnedvesség értéke.

Horton eredeti összefüggésében a beszivárgás mértéke a csapadékhullás kezdetétől számítva az idő függvényében exponenciálisan csökken, függetlenül attól, hogy az így számított maximális beszivárgással milyen viszonyban van a csapadékból rendelkezésre álló vízmennyiség (14. ábra).



14. ábra: A Horton módszer alapösszefüggése

A fenti összefüggésnek számos módosított alakja született, amelyek valamilyen formában kezelik a fennmaradó beszivárgási potenciál következő időlépésbe való továbbvitelét. Az OVSZ által használt összefüggés elhagyja az exponenciális jelleget, és a talaj egy felső rétegének víztartalmával való lineáris kapcsolatot feltételezi.

A fentiek alapján elkülönítettük a felszíni, a felszín közeli, és a felszín alatti lefolyás bemeneti értékeit. A lefolyást mindhárom esetben DLCM-mel transzformáljuk a részvízgyűjtő kifolyási szelvényébe.

2.2. A súlyozott középhőmérsékletek elve

Olof Bertil Rodhe svéd meteorológus az 1950-es évek elején publikálta számítási módszerét (Rodhe 1952, 1955), mellyel a Balti-tenger part menti jégviszonyait kívánta előrejelezni. Eredményeinek későbbi vizsgálatára és alkalmazására számos szakirodalmi utalást találni (Lappäranta 2015, Bilello 1963, Palosuo 1958), de folyókat érintő részletes tanulmányt csak Bilello (1963) publikált. A módszer azt feltételezi, hogy az energiamérleg tagjait hagyományos meteorológiai mérések eredményeiből nem tudjuk egzakt módon meghatározni, így a víz és levegő közötti közvetlen energiaáramon kívül mindent tagot elhanyagolunk. A számítás tehát a hőátadáson alapul, amely a különböző hőmérsékletű víz és levegő határfelületén indukálódik. Ez alapján állítja fel a kapcsolatot a léghőmérséklet és a jég megjelenése között, a léghőmérséklet súlyozásával, hiszen a rövid ideig tartó fagypon alatti hőmérséklet nem elegendő a jég megjelenéséhez. Ebből következően a módszerre Rodhe a súlyozott középhőmérsékletek elve néven hivatkozik, alapegyenletét pedig az alábbiak szerint vezeti le (Rodhe 1952, 1955).

A hőátadás Newton szerinti alapegyenlete a vízfelületből történő felfelé irányuló átadásra egységnyi idő alatt 1 m^2 -re vonatkoztatva:

$$q = -\alpha(T - \tau)$$

ahol,

- q - az átadott hőenergia [W]
- T - a léghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]
- τ - a vízfelszín hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]
- α - a hőátadási tényező [$\text{W}/\text{m}^2/^{\circ}\text{C}$]

Tudjuk, hogy ez a hőmennyiség a víz egy h vastagságú rétegéből kerül elvételre, aminek következtében a vízréteg átlaghőmérséklete a felszíni hőmérséklet csökkenésének γ -szorosával csökken:

$$q = -c\gamma h\rho \frac{d\tau}{dt}$$

ahol,

- q - az átadott hőenergia [W]
- τ - a vízfelszín hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]
- c - a víz fajhője [J/kg/ $^{\circ}\text{C}$]
- γ - felszíni és átlaghőmérséklet közötti tényező ($0 < \gamma < 1$) [-]
- h - az átadó vízréteg vastagsága [m]
- ρ - a víz sűrűsége [kg/m³]
- t - az idő [s]

A fenti két egyenlet összevonásából az alábbi összefüggés adódik:

$$-c\gamma h\rho \frac{d\tau}{dt} = -\alpha(T - \tau)$$

Az egyenletet átrendezve a vízfelszín hőmérsékletének változását az alábbi alapegyenlet írja le:

$$\frac{d\tau}{dt} = k(T - \tau)$$

$$k = \frac{\alpha}{c\gamma h\rho}$$

ahol,

- T - a léghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]
- τ - a vízfelszín hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]
- t - az idő [s]
- k - az időinverz tényező [1/s]

A fenti összefüggés egyszerűen azt hivatott leírni, hogy a τ vízfelszín hőmérséklet dt idő alatti változása egyenlő a T léghőmérséklet és τ vízfelszín hőmérsékletének különbségének és a k tényezőnek a szorzatával. A k tényező nem egy egyszerű állandó, hiszen az energiamérleg

elhanyagolt tagjainak hatását szimbolizálja, így értéke helytől és időtől is függő, a megoldáshoz azonban állandónak kell feltételeznünk. A fenti egyenletet átrendezve:

$$d\tau = k \cdot T \cdot dt - k \cdot \tau \cdot dt$$

$$d\tau + k \cdot \tau \cdot dt = k \cdot T \cdot dt$$

Az így kapott első rendű lineáris differenciálegyenletet megoldásához mindkét oldalt megszorozzuk e^{kt} -vel:

$$e^{kt} d\tau + k \cdot \tau \cdot e^{kt} dt = k \cdot T \cdot e^{kt} dt$$

Felismerve a deriválási szabályokat, a baloldalt az $(f(x)g(x))' = f'(x)g(x) + f(x)g'(x)$ összefüggés, a jobboldalt pedig a láncszabály $(f'(x)g(x))' = f''(x)g'(x)$ szerint az egyenlet az alábbi egyszerű alakra hozható:

$$d(\tau \cdot e^{kt}) = T \cdot d(e^{kt})$$

Feltüntetve az integrált a t_0 és t_n időpontok között:

$$\tau_n e^{kt_n} - \tau_0 e^{kt_0} = \int_{t_0}^{t_n} T \cdot d(e^{kt})$$

ahol,

- T - a léghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]
- τ_n - a vízfelszín hőmérséklete a t_n időpontban [$^{\circ}\text{C}$]
- τ_0 - a vízfelszín hőmérséklete a t_0 kezdeti időpontban [$^{\circ}\text{C}$]
- t - az idő [s]
- k - az időinverz tényező [1/s]

Az így kapott egyenletben a változók az idő folytonos függvényei, ezért a gyakorlati alkalmazáshoz az összefüggést diszkrétizálni szükséges. Ehhez a t_0 és t_n között eltelt időt n egyenlő részre osztjuk, melyek hossza $\Delta t = t_n - t_{n-1}$, így a T_v léghőmérséklet és a τ_v vízfelszín hőmérséklet az adott t_{v-1} és t_v lépésköz átlagos hőmérséklete. Ezek alapján az egyenlet τ_n -re rendezve és diszkrét alakra hozva:

$$\tau_n e^{kt_n} - \tau_0 e^{kt_0} = \sum_{v=1}^n T_v \int_{t_{v-1}}^{t_v} d(e^{kt})$$

$$\tau_n = \tau_0 e^{-k(t_n-t_0)} + e^{-kt_n} \sum_{v=1}^n T_v \int_{t_{v-1}}^{t_v} d(e^{kt})$$

$$\tau_n = \tau_0 e^{-k(t_n-t_0)} + (1 - e^{-k\Delta t}) \sum_{v=1}^n T_v e^{-k(t_n-t_v)}$$

Az alábbi behelyettesítéssel élve:

$$(1 - e^{-k\Delta t}) = \frac{1 - e^{-k(t_n-t_0)}}{1 + e^{-k(t_n-t_{n-1})} \dots + e^{-k(t_n-t_1)}}$$

$$\tau_n = \tau_0 e^{-k(t_n-t_0)} + (1 - e^{-k(t_n-t_0)})\varphi_n$$

ahol

$$\varphi_n = \frac{\sum_{v=1}^n T_v e^{-k(t_n-t_v)}}{\sum_{v=1}^n e^{-k(t_n-t_v)}}$$

A φ_n függvény értéke tehát a léghőmérsékletek súlyozott átlaga a t_0 és t_n időpontok között. Tehát minél régebbi egy hőmérséklet adat, annál kisebb súllyal kerül a számításba.

Ha $t_n - t_0 = k^{-1}$, akkor	$e^{-k(t_n-t_0)} = 37\%$
$t_n - t_0 = 2k^{-1}$	$e^{-k(t_n-t_0)} = 14\%$
$t_n - t_0 = 3k^{-1}$	$e^{-k(t_n-t_0)} = 5\%$
$t_n - t_0 = 4k^{-1}$	$e^{-k(t_n-t_0)} = 2\%$

Amennyiben a τ_0 tag kitevőjében látható (t_n-t_0) időtartam kellő hosszúságú, úgy a kitevőben negatív előjellel szereplő nagy szám miatt az $e^{-k(t_n-t_0)}$ egy nagyon kis szám lesz, így a kezdeti feltételként megadott τ_0 hőmérséklet elhanyagolható. Ezzel egyidőben az $(1 - e^{-k(t_n-t_0)})$ összefüggés egyhez közelít, ezért a τ_n azonos lesz a φ_n értékkel. A τ_n Rodhe levezetésében innentől nem a vízfelszín hőmérséklete, hanem a jég megjelenéséhez

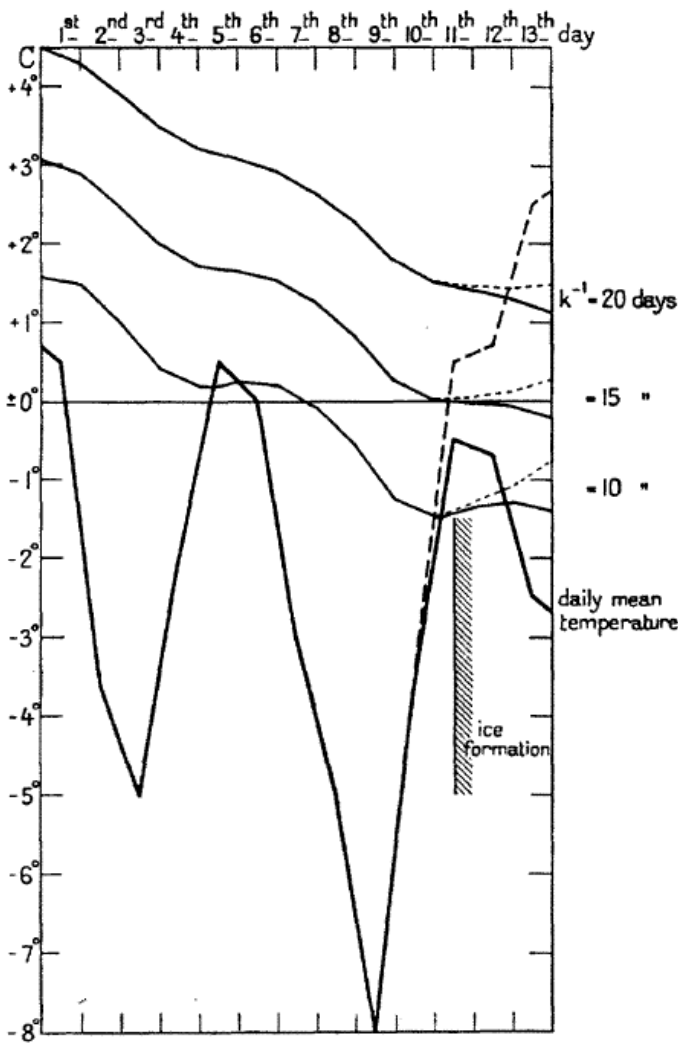
kapcsolódó hőmérsékleti függvény, az elmélet alapjául szolgáló energiamérleg egyszerűsített differenciálegyenletének egy partikuláris megoldása.

Ha az n időlépés helyett csak egy időlépést veszünk $n-1$ és n között, akkor az egyenletet az alábbi alakban írhatjuk fel:

$$\tau_n = \tau_{n-1}e^{-k\Delta t} + (1 - e^{-k\Delta t})T_n$$

vagy:

$$\tau_n = \tau_{n-1} + (1 - e^{-k\Delta t})(T_n - \tau_{n-1})$$



15. ábra: A léghőmérséklet változása és három τ sor a jég megjelenésének környékén egy fiktív esetben (Rodhe 1952)

Ezek után iteratív módon bármely τ_n érték meghatározható egy τ_0 kezdeti feltétel ismeretében. A fentebb említettek szerint a kezdeti feltétel hatása $(t_n - t_0)$ idővel később $e^{-k(t_n - t_0)}$ értékkel csökken.

A fentieket összegezve Rodhe súlyozott középhőmérsékletek elve azon alapszik, hogy a τ függvény, vagy diszkrét esetben a τ sor, a k^{-1} értéknek megfelelő intenzitással követi a léghőmérséklet alakulását. Ez alapján feltételezzük, hogy van egy olyan k^{-1} érték és hozzá tartozó τ sor, amely a jég megjelenésének pillanatában lép át egy rögzített τ értéket, például a 0°C -ot. A 15. ábraán Rodhe (1952) egy fiktív esetet vázolt fel. A jég megjelenésének közelében felrajzolta a napi középhőmérsékletek alakulását két scenárió szerint, valamint három különböző k^{-1} értékhez tartozó τ sort. A három sor közül láthatóan a $k^{-1} = 15$

nap értékhez tartozó éri el a jég megjelenésének napján a 0°C-ot, és további hűlés esetén alá süllyed, míg melegedés esetén fölé emelkedik.

Matematikailag ebből az következik, hogy a jégmegjelenés pontos időpontjának ismeretében az alapegyenletünkben szereplő k^{-1} tényezőt, melynek értékét állandónak feltételeztük, egy z változóra cseréljük, így a differenciálegyenletünk az alábbi formára hozható:

$$d\tau = \frac{\partial\tau}{\partial t} dt + \frac{\partial\tau}{\partial z} dz = 0$$

Mivel a jégmegjelenés időpontjában azt feltételezzük, hogy:

$$d\tau = 0, \text{ és } \tau = 0$$

Az alapegyenletünket ezúttal z -vel felírva:

$$\frac{\partial\tau}{\partial t} = \frac{T - \tau}{z}$$

Feltételezzük, hogy a τ függvény z szerinti parciális deriváltja az alábbi formában felírható:

$$\frac{\partial\tau}{\partial z} = -\frac{\tau - \sigma}{z}$$

Ahol σ egy t és z változójú függvény, és úgy viszonyul τ -hoz, mint τ T -hez, valamint az alábbi azonosság is teljesül, akkor:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\tau}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial\tau}{\partial t} \right)$$

$$-\frac{\partial\tau}{\partial z} = +\frac{\partial\sigma}{\partial t} = \frac{\tau - \sigma}{z}$$

A teljes derivált így az alábbi formában írható fel:

$$d\tau = \frac{T - \tau}{z} dt - \frac{\tau - \sigma}{z} dz = 0$$

vagy

$$\left(\frac{dz}{dt}\right)_{\tau=const.} = \frac{T - \tau}{\tau - \sigma}$$

Amennyiben $\tau = 0^\circ C$, akkor

$$\left(\frac{dz}{dt}\right)_{\tau=0.} = -\frac{T}{\sigma}$$

Lineáris változás esetén tehát τk^{-1} nap lemaradással követi T -t, és σ ugyanígy követi τ -t. Az alapegyenletünk diszkrét alakjába az alábbi módon bevezetjük a z változót:

$$\tau_n = \tau_0 e^{-k(t_n - t_0)} + (1 - e^{-k\Delta t}) \sum_{v=1}^n T_v e^{-k(t_n - t_v)}$$

$$k = \frac{1}{z}, \text{ és } e^{-\frac{\Delta t}{z}} = x$$

$$\sum_{v=1}^n T_v x^{n-v} = 0$$

Amennyiben a kezdeti feltételtől kellő távolságban vagyunk, és az $e^{-k(t_n - t_0)}$ közelít zérushoz, valamint az $(1 - e^{-k(t_n - t_0)})$ közelít egyhez. Látható, hogy az analitikus megoldás összetett, nem lehet z -re rendezni az összefüggéseket, ezért Rodhe (1952) is az iteratív megközelítést javasolja. 5-10 napos z lépcsővel felrajzoljuk a τ sorokat, és a jég megjelenésének pillanatára interpoláljuk a $0^\circ C$ -ot két ahhoz legközelebbi pontban metsző sor z értékeit.

A fentiekből egyértelműen következik, hogy ha a T léghőmérséklet idősort előrejelzett adatokkal bővítjük, akkor z ismeretében a helyes τ sor is egy előrejelzést fog adni. Ezáltal prognosztizálni tudjuk a jég megjelenésének időpontját.

A kutatást megalapozó szakirodalmi feltáró munkám során azt találtam, hogy a hazai és külföldi anyagokban uralkodó az energiamérleg alapú megközelítés, annak ellenére, hogy az egyes energiatagokra a mai napig erős elhanyagolásokat és tapasztalati alapú becsléseket alkalmazunk. Viszonylag csekély számú a problémát a numerikus hidraulikai modellezésen keresztül megközelítő publikáció. Érdekesség, hogy Csoma János 1968-ban publikált *A Tisza*

jégjelenségeinek előrejelzése c. munkája az Olof Bertil Rodhe által publikált elgondoláshoz nagyon közel áll, ugyanazon alapfeltevésre épül, miszerint uralkodónak tekintjük a víz-levegő határfelületen végbemenő szenzibilis hőátadást, és az ennek mértékét leíró paramétereket egyetlen változóba sűrítjük. A Csoma János által használt alapegyenlet (Csoma 1968) az elméleti léghőmérséklet-összegek meghatározásához:

$$t_{v,n} = t_{v,n-1} + \alpha(t_{l,n} - t_{v,n-1})$$

ahol,

$t_{v,n}$ - a vízhőmérséklet egy adott n időpontban [$^{\circ}\text{C}$]

$t_{l,n}$ - az $n-1$ és n időpontok közötti középhőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]

α - a vízhőmérséklet és a léghőmérséklet kapcsolatát leíró konstans [-]

Látható, hogy az összefüggés gyakorlatilag megegyezik Rodhe alapegyenletével, de Csoma az α meghatározását statisztikai alapokra helyezte. A módszert egyébként a tározóterek jégjelenségeinek előrejelzéséhez javasolta a tavak és tározóterek analógiája alapján.

2.3. Alapegyenletek, felhasznált adatok

A súlyozott középhőmérsékletek elvét Rodhe a tengeri jégviszonyok és a léghőmérséklet kapcsolatának leírására dolgozta ki, de Bilello (1963) kiváló eredményekkel alkalmazta folyókon is. Az alapegyenlet diszkrét formáján annyi egyszerűsítést tett, hogy az $(1 - e^{-k\Delta t})$ tagot N -nel jelölte, így nem közvetlenül a k^{-1} értékét használta a számítások paraméterezéséhez, hanem az N értéket. Így az iteratív megoldáshoz az alábbi összefüggés adódik:

$$\tau_n = \tau_{n-1} + N(T_n - \tau_{n-1})$$

$$N = 1 - e^{-k\Delta t}$$

$$k = -\frac{\ln(1 - N)}{\Delta t}$$

ahol,

T_n - a t_{n-1} - t_n időlépés átlagos léghőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]

τ_n - a vízfelszín hőmérséklete a t_n időpontban [$^{\circ}\text{C}$]

- τ_{n-1} - a vízfelszín hőmérséklete a t_{n-1} időpontban [$^{\circ}\text{C}$]
- Δt - az időlépés [s]
- k^{-1} - a késleltetés [1/s]
- N - a hőmérsékletváltozási tényező [-]

Az egyszerűsítés a számítást megkönnyíti, de a paraméter fizikai tartalmát nehezen értelmezhetővé teszi. Mivel esetünkben a megoldást számítógépes algoritmus végzi, így a paraméter továbbra is a k^{-1} .

Rodhe (1952, 1955), valamint Bilello (1963) munkájában is a k paraméter neve „constant with inverse dimension of time”. A paraméter fizikai tartalma az alapösszefüggés levezetése szerint a víz-levegő határfelületen végbemenő szenzibilis hőátadás paramétereinek összegzése. Képlete szerint a hőátadási tényező és a fajhő-sűrűség szorzat hányadosa a hőátadó víztömegre vonatkoztatva, ami a hődiffúziós együtthatót jelenti. Így célszerűnek tartom a k paramétert így nevezni. Mértékegysége a levezetést követve [W/J], azaz [1/s]. Inverze [J/W], azaz [s], tehát az az idő, ami alatt az 1 J munka az egyébként 1 s alatt létrehozható 1 W teljesítményt létre tudja hozni. Minél nagyobb az értéke, annál nagyobb egy adott hőmérséklet-különbség kiegyenlítődéhez szükséges idő. Így fizikai szempontból célszerű az $1/k$ értéket késleltetésnek nevezni. Matematikai szempontból is megvizsgálva a paramétert, hasonló következtetésre jutunk. Az egy adat súlyát leíró $e^{(-kx)}$ függvény y-tengelyre vett elsőrendű statikai nyomatékának és területének hányadosa, azaz a függvény súlypontjának x koordinátája, pontosan k^{-1} . Ezt értelmezhetjük úgy, hogy az adat pillanatnyi hatását egy $1/k$ súlypontú exponenciális függvénné transzformáljuk, tehát időben elkenjük, azaz késleltetjük.

A számításokat a Duna folyó nagybajcsi, budapesti, és paksi vízmérceszelvényére készítettem, a Rodhe (1951) és Bilello (1963) által is használt 1 napos időlépcsőben. Mindhárom szelvény kiválasztása különböző megfontolásból történt. A budapesti szelvény esetében áll rendelkezésünkre a legtöbb információ, például a belvárosi folyószakaszt 6 webkamera figyeli, melyek képei nyilvánosak, több évre visszamenőleg archiváltak, és esetenként elegendően nagy felbontásúak ahhoz, hogy későbbi kutatáshoz felhasználhatóak legyenek. A nagybajcsi szelvény az első hazai elrendelő vízmérce a Dunán, melyre az OVSZ vízállás előrejelzést készít, a bösi vízlépcső közelségével szerzett tapasztalat pedig elengedhetetlen a módszer Tiszára történő átültetésénél. Paks az Atomerőmű hűtővíz kivétele miatt kiemelt víz hőmérséklet előrejelzési szelvény. A használt hűtővíz visszaeresztése hatással van a víz hőmérséklet alakulására a Duna Paks alatti szakaszán, így lentebbi szelvény

ezért sem került kiválasztásra. A vizsgálati terület áttekintő térképét a 3. sz. melléklet tartalmazza.

A számítás adatigénye a napi középhőmérsékletek, valamint a késleltetés (k^{-1}) megválasztásához szükségesek a jég megjelenéséről szóló információk, melyeket szintén napi bontásban ad a Jégjelentő Szolgálat. Ez alapján belátható, hogy ennél finomabb időbeli felbontásra a kontrol adatok hiányában nem tudjuk a paraméterünket optimalni.

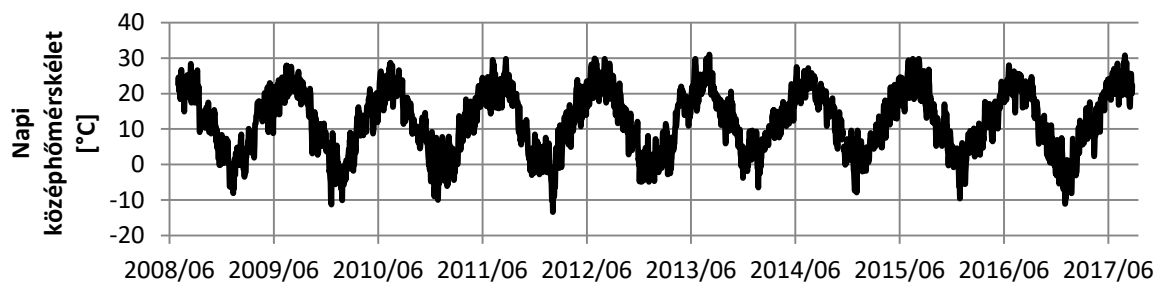
Az OVSZ adatbázisában az elmúlt 10 év jelentett jégállapotait átvizsgálva a kiválasztott vízmércékre, jelentési időszakonként (nov. 15. – márc. 15.) az alábbi, legalább úszó jeges időszakokat találtam (4. táblázat):

4. táblázat: Jégállapotok a Dunán (forrás: OVSZ)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség		
	Nagybajcs (1801,0 fkm)	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009	01.15.-01.16.	01.09.-01.18.	01.06.; 01.10.-01.19.
2009-2010	01.29.-01.30.	01.24.-02.04.	01.27.-02.07.
2010-2011	jégmentes	12.19.-12.21.	12.20.-12.21.
2011-2012	02.05.-02.15.	02.05.-02.16.	02.06.-02.18.
2012-2013	jégmentes	jégmentes	jégmentes
2013-2014	jégmentes	jégmentes	jégmentes
2014-2015	jégmentes	jégmentes	jégmentes
2015-2016	jégmentes	jégmentes	jégmentes
2016-2017	01.08.-01.12.; 01.20.-01.22.	01.07.-01.13.; 01.20.-02.02.	01.07.-02.04.
2017-2018	jelenleg tart, egyelőre jégmentes		

Mivel a módszer csupán a jég megjelenésének számítását célozza, így a jégjelenség milyenségéről jelen pillanatban szükségtelen az adatok kigyűjtése. A középhőmérsékletek adatsora ugyanerre az időtartamra szintén az OVSZ adatbázisából került kigyűjtésre. A felhasznált adatsor a Győr-Likócs, Budapest-Pestszentlőrinc és Paks meteorológiai állomásokra az OMSZ által jelentett adatokból kerül előállításra, a jelentett napi minimum és

maximum léghőmérsékletek átlagából. Az így kapott napi középhőmérsékleteket például Budapestre a vizsgált időszakra a 16. ábra szemlélteti:



16. ábra: Napi középhőmérsékletek Budapest - Pestszentlőrinc állomás adatai alapján (forrás: OVSZ)

3. EREDMÉNYEK

3.1. Eredmények az alapösszefüggéssel

A számítást először a 2008/2009-es jégjelentési időszakot célozva végeztem, majd a későbbiekben kiterjesztettem a teljes tartományra. Ehhez egy olyan kezdeti feltételt kellett választanom, ami elég távol esik az első jégmegjelenéstől, ahhoz hogy a korábbiakban leírtak szerint ne legyen arra hatással. A levezetésből ismert, hogy egy bemenő adat hatása a τ függvény alakulására az észleléstől eltelt idő és a késleltetés függvényében exponenciálisan csökken. $5k^{-1}$ esetén a hatás 1% alatti, $6k^{-1}$ esetén 0.5% alatti. Mivel a késleltetés értékét előre nem ismertem, így a Rodhe (1952) által javasolt módon 5 napos lépcsőben vettem fel az 10 és 25 napos tartományon. Így a biztonság javára a 25 napos értéket választva a hozzá tartozó $6k^{-1}$ érték 150 nap, ami nagyjából 5 hónap. A jégjelentési időszak minden év november 15-én kezdődik, így az 5 hónapot visszaszámolva június 15-e adódik. Mivel azonban novemberben egyik esetben sem észleltek jeget, így az egyszerűség kedvéért július 1-ét választottam a számítás kezdőidőpontjának. Bilello (1963) a megelőző hónap középhőmérsékletét használja kezdeti feltételnek, így ez jelen esetben a 2008. június havi budapesti középhőmérséklet, azaz $\tau_0=21,4^\circ\text{C}$. A számítás lépései Budapestre táblázatos formában (5. táblázat) a következők:

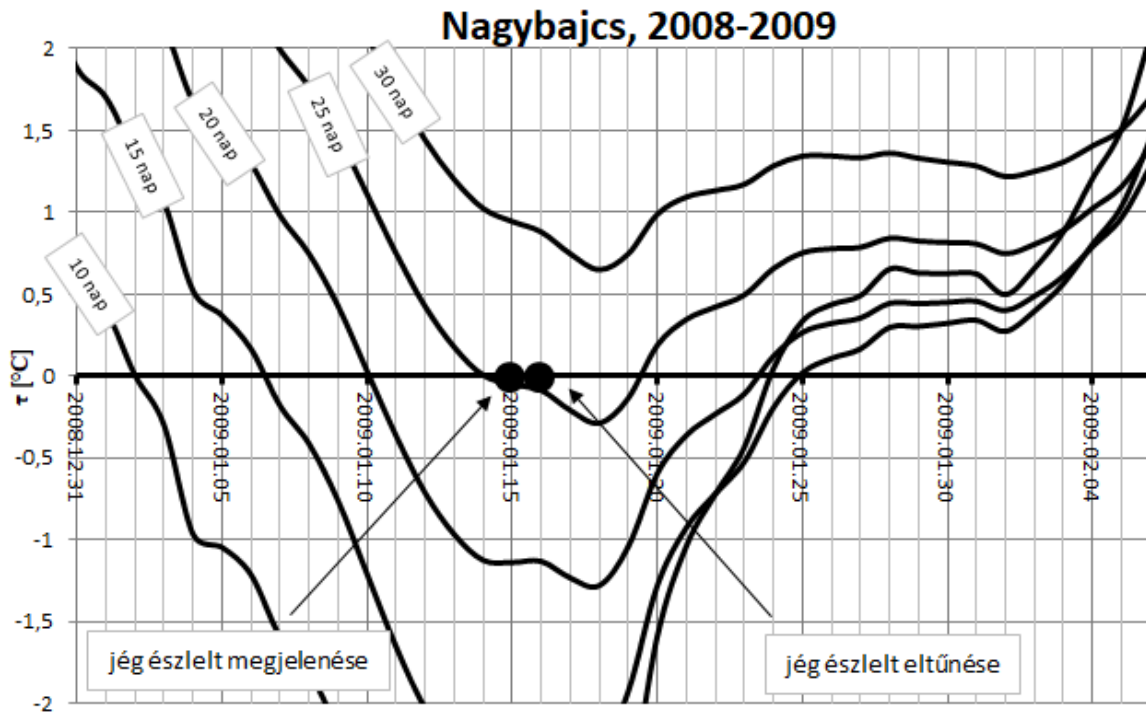
5. táblázat: A súlyozott középhőmérsékletek elvének számítási lépései ($k^{-1}=10$ nap, Duna-Budapest) (forrás: szerző)

A	B	C	D	E	F
Dátum	Napi középhőmérséklet [$^\circ\text{C}$]	(F_{n-1})	($B-C$)	($D \times N$) $N = 1 - e^{-k\Delta t}$ $k^{-1}=10$ nap	τ_n [$^\circ\text{C}$]
					<i>kezdeti feltétel:</i> 21,4
2008.07.01.	22,6	21,40	1,20	0,11	21,51
2008.07.02.	24,1	21,51	2,59	0,25	21,76
2008.07.03.	24,6	21,76	2,84	0,27	22,03
2008.07.04.	22,8	22,03	0,77	0,07	22,10
2008.07.05.	20,8	22,10	-1,30	-0,12	21,98
2008.07.06.	20,5	21,98	-1,48	-0,14	21,84
2008.07.07.	24,3	21,84	2,46	0,23	22,07
2008.07.08.	19,8	22,07	-2,27	-0,22	21,86
...					
2009.01.03.	-3,5	0,04	-3,54	-0,34	-0,29

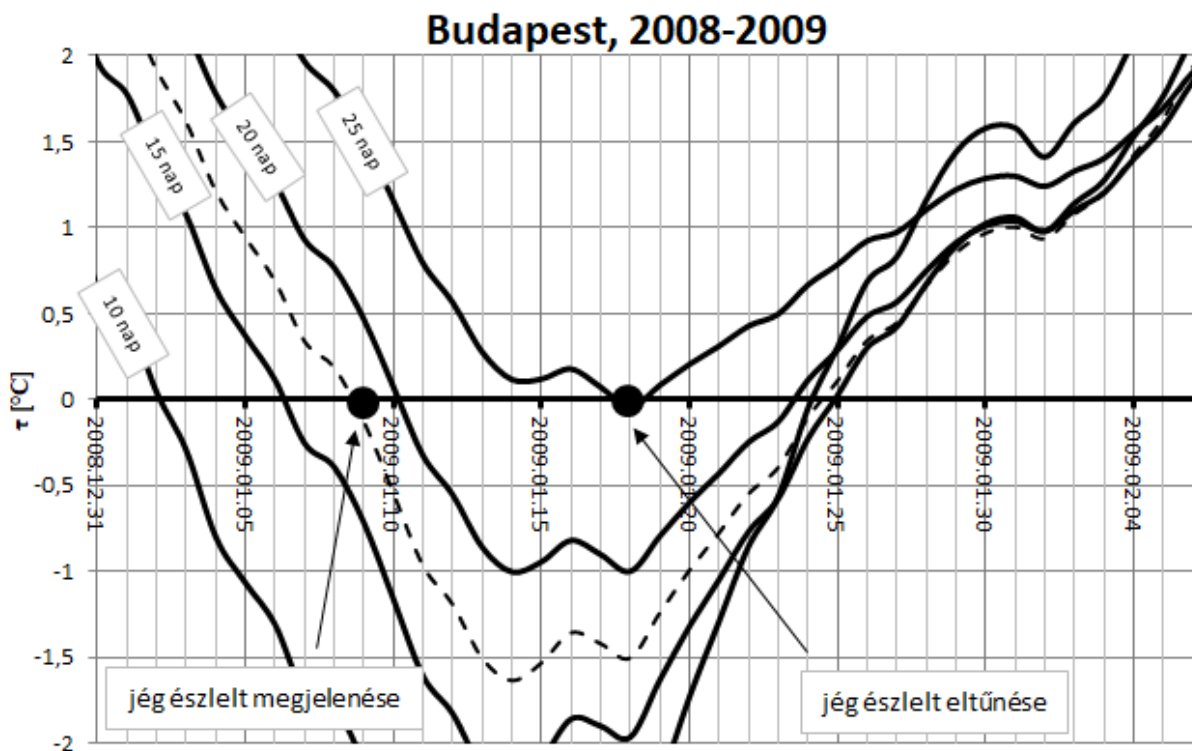
A	B	C	D	E	F
Dátum	Napi középhőmérséklet [°C]	(F _{n-1})	(B-C)	(DxN) N = 1 - e ^{-kΔt} k ⁻¹ =10 nap	τ _n [°C]
...					
2009.01.25	3,7	-0,05	3,75	0,36	0,31
...					
2009.02.28.	4,8	0,65	4,15	0,39	1,05

A számítást 2008.07.01. és 2009.02.28. között végezve a táblázat 243 sort tartalmaz, valamennyi közlése lehetetlen és felesleges is. Az első néhány sorban jól követhetők a számítás lépései. A kezdeti feltételből kiindulva a *D* oszlopban kiszámítottam az előző napi τ érték (*C* oszlop) és a *B* oszlopban megadott aznapi középhőmérséklet különbségét. Ezt megszoroztam az $(1 - e^{-k\Delta t})$ tényezővel és az eredményt hozzáadtam az előző időlépés τ értékéhez, jelen esetben a kezdeti feltételhez. A számítást lépésről lépésre tovább folytatva a τ függvény értéke 2009.01.03-án lép 0°C alá, majd 01.25-én melegszik fölé. Az észlelésekből ismert, hogy a jeges időszak Budapestenél 01.09. és 01.18 között tartott, így a számításom 6 napot tévedett a jég megjelenését illetően. Amennyiben a jég eltűnését is vizsgáljuk, azaz a τ függvény újbóli 0°C fölé emelkedésének napját, úgy ott 7 nap eltérés tapasztalható a számítás és az észlelés között.

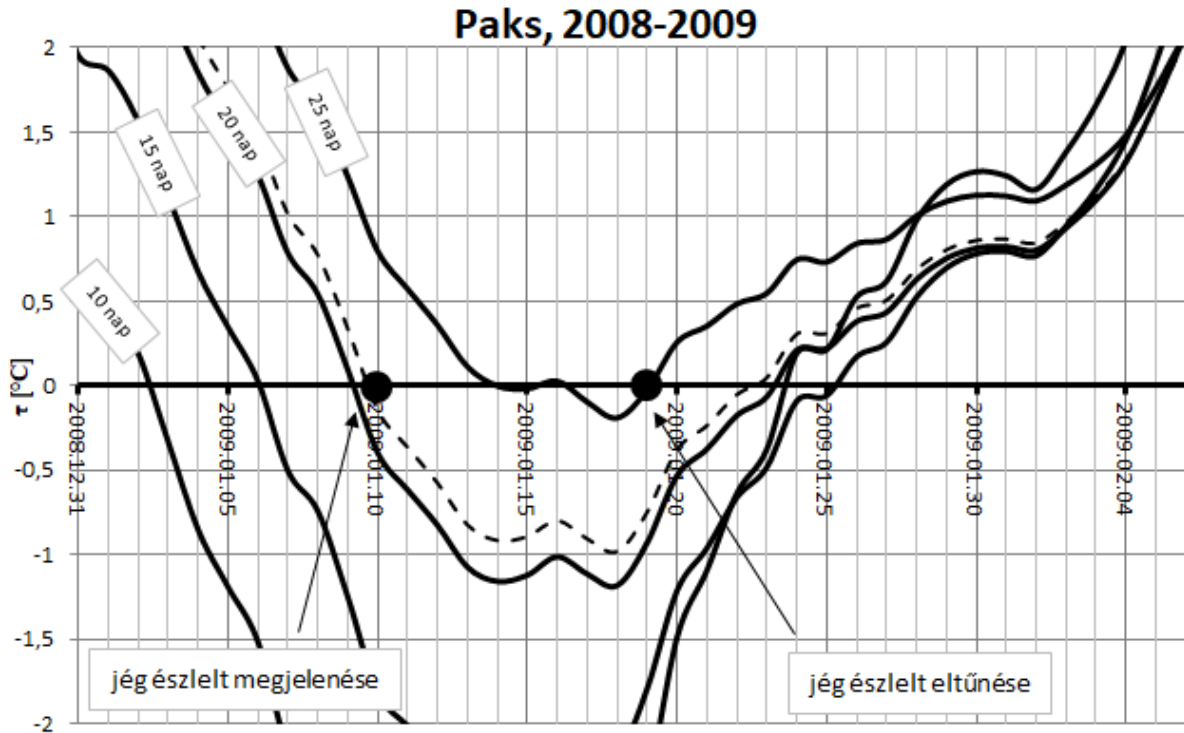
A számítást mindhárom állomásra elvégeztem, az eredményeket a 17. ábra, 18. ábra és 19. ábra szemlélteti:



17. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,25$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Nagybjacsnál (forrás: szerző)



18. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,25$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)

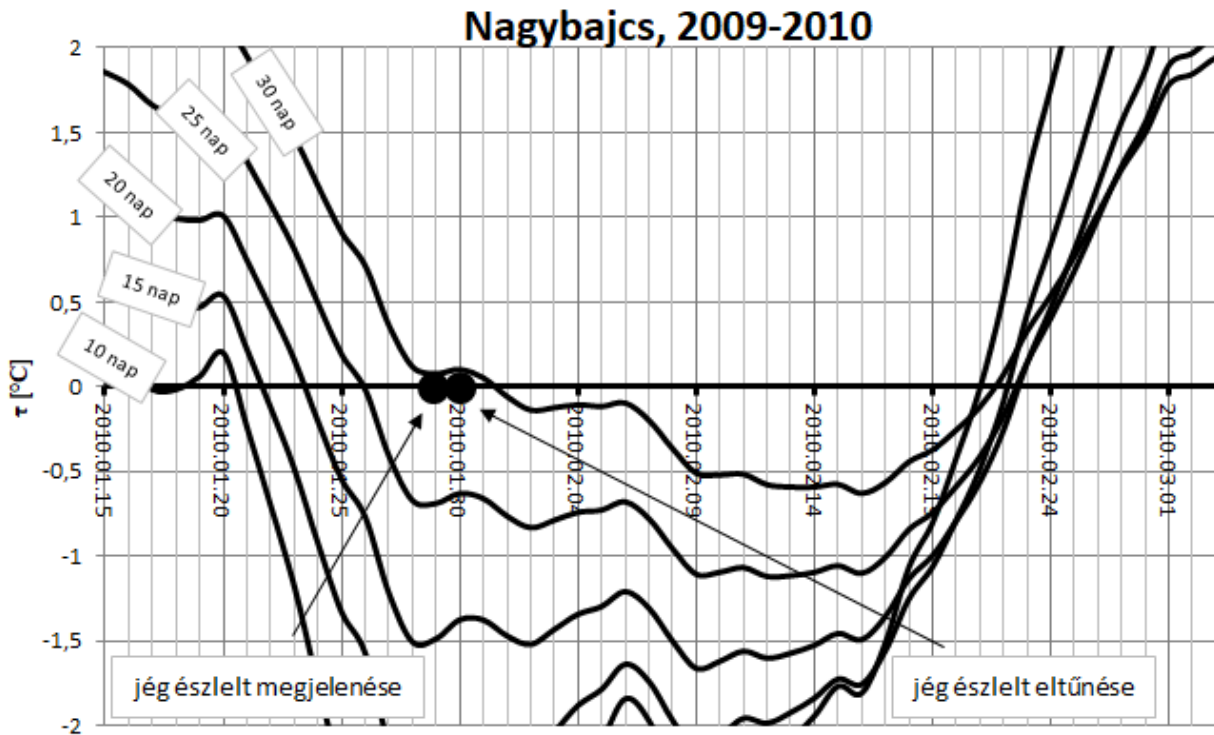


19. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,25$ és 21 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Paksnál
(forrás: szerző)

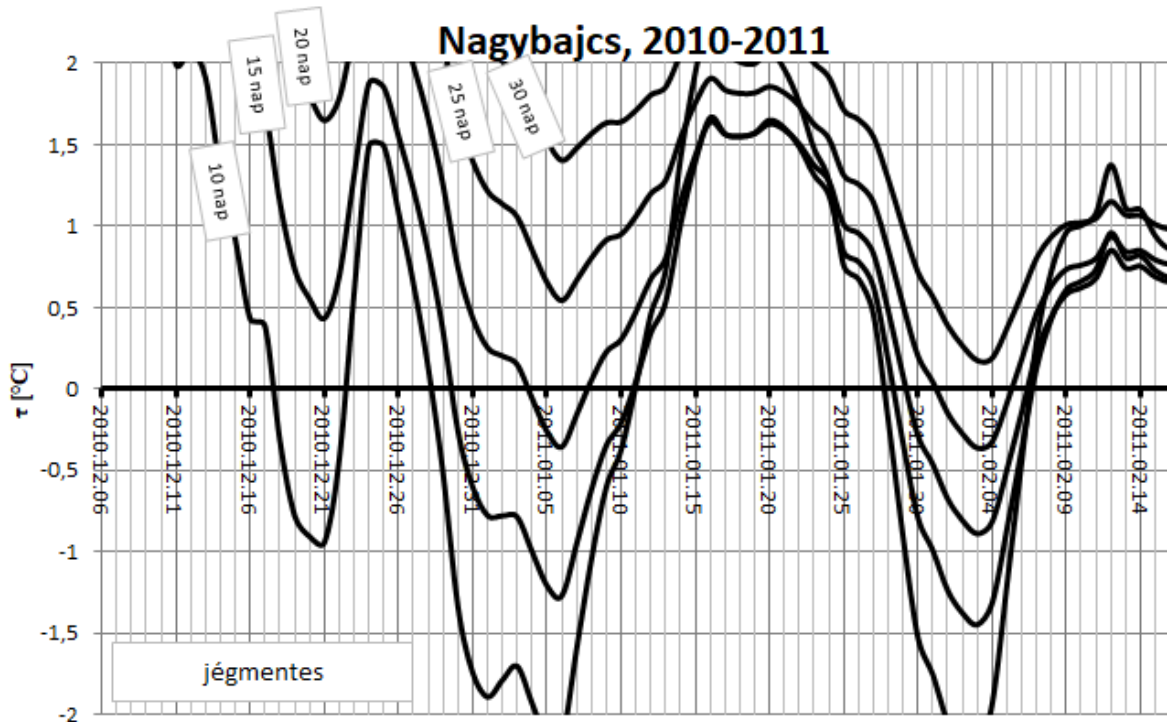
Budapest esetében a jég észlelt megjelenéséhez a 15 és 20 napos τ sorok metszik legközelebb 0°C -hoz tartozó vízszintes tengelyt, így a két érték lineáris interpolációjából megkaphatam a helyes értéket. A 15 napos sorozat január 6-án metszi a vízszintes tengelyt, míg a 20 napos január 10-én, így a január 9-re történő lineáris interpoláció eredményeként a 17,4 nap adódik, amely az ábrán szaggatott vonallal jelölt sorozat késleltetése. Ezt neveztem el a 2008-2009 jégjelentési időszakra Budapest kalibrált értéknek. Ugyanezen időszakra Paksnál 21 nap adódik eredményül, míg Nagybajcsnál 25 nap. Mivel a 25 nap a legfelső érték, ezért Nagybajcsnál a grafikon szemléletessége végett a 30 napos sorozat is ábrázolásra került.

A számítás során fontos az adathiányok kezelése. Az adathiány átléphető, ha az $(n-1)$ -edik számítást $2\Delta t$ időlépésen végezzük, vagy ugyanerre az eredményre jutunk, ha az előző napi ismert értékkel helyettesítjük az adathiányt. Mivel az így bevezetett hiba mértéke függ a napi középhőmérsékletek alakulásától, helyesebb megoldás az ismert adatok interpolációjával feltölteni az adathiányos napokat. A hiba terjedésére és súlyának csökkenésére a kezdeti feltételnél ismertetett összefüggés érvényes.

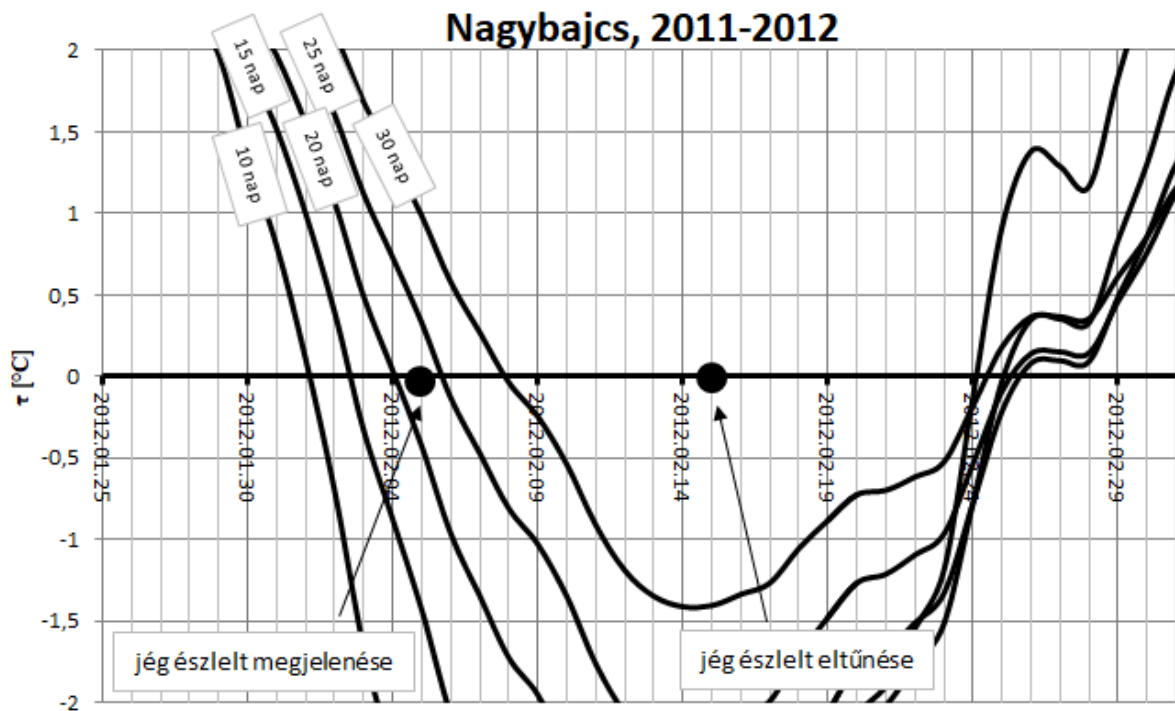
Az ezt követő évek jégadataival a validációt elvégeztem, az alábbi ábraszorozaton (20. ábra - 31. ábra) szemléltetett eredményeket kaptam:



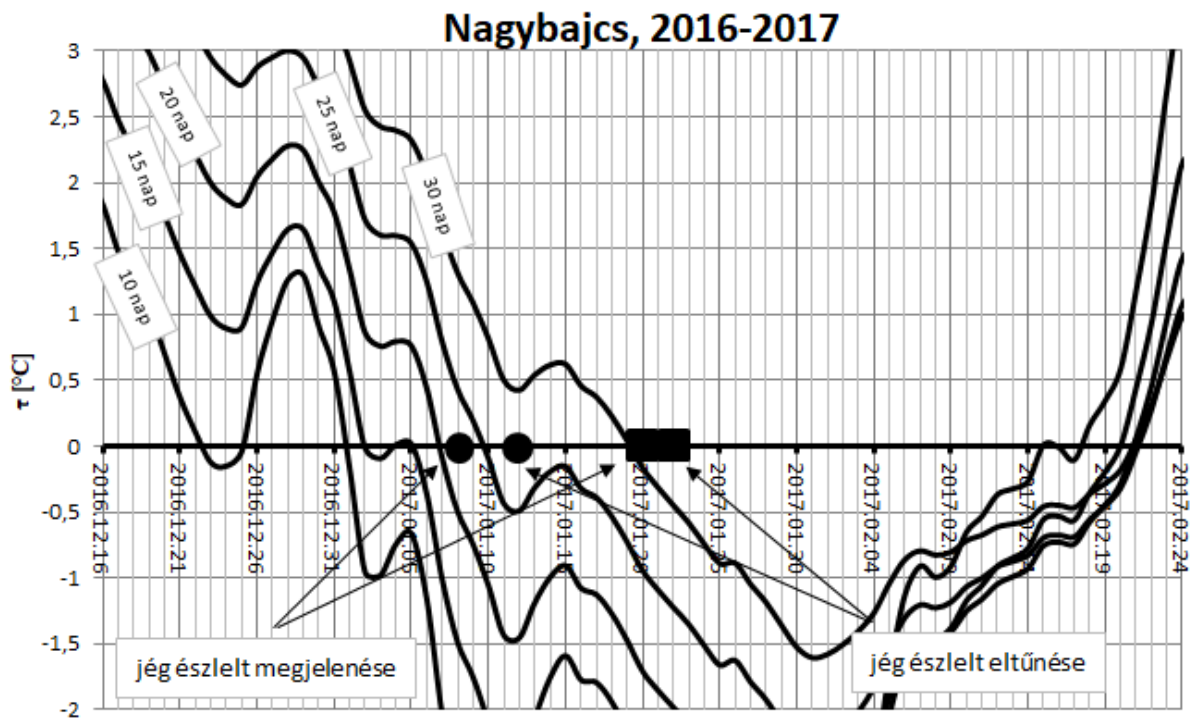
20. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010. januári jeges időszakban a Dunán Nagybjacsnál (forrás: szerző)



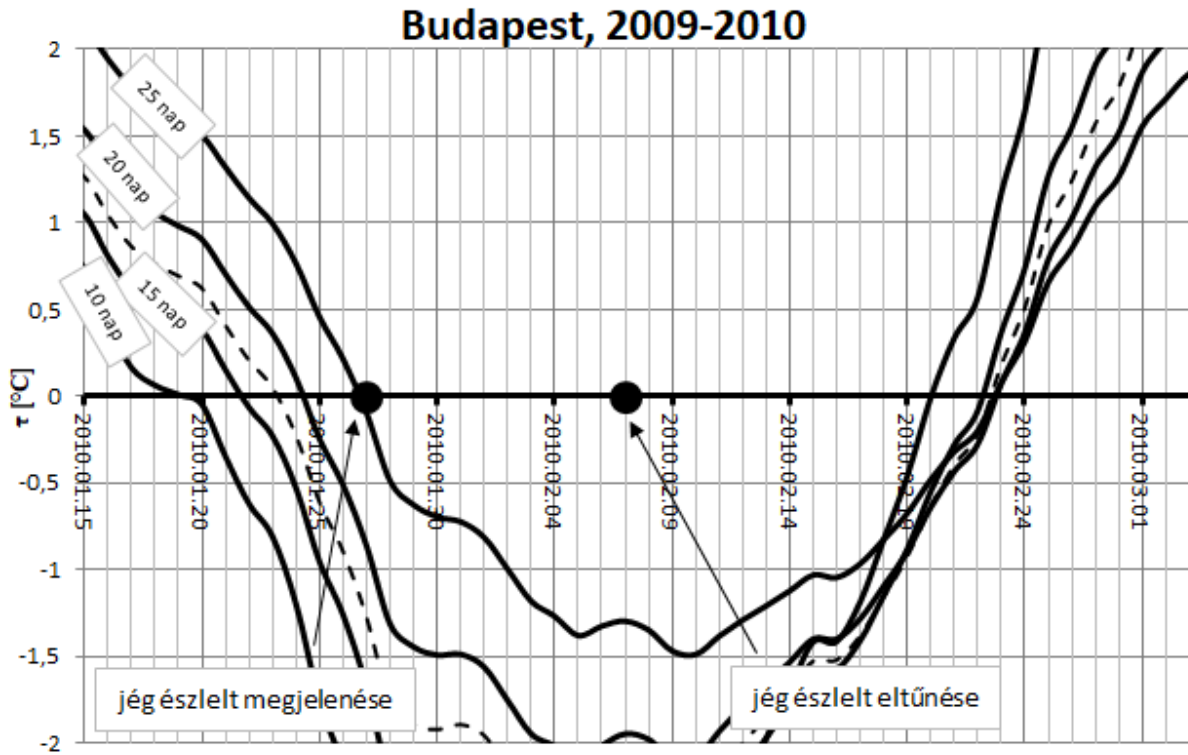
21. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010-2011 jégmentes időszakban a Dunán Nagybjacsnál (forrás: szerző)



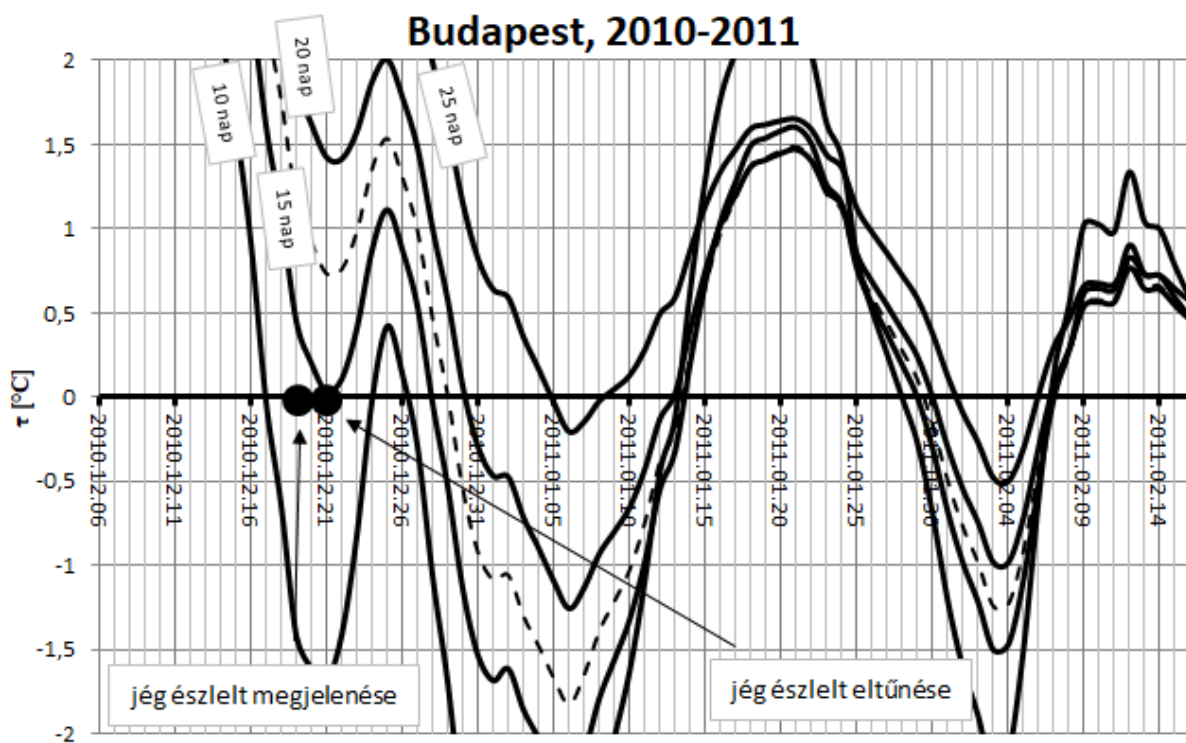
22. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2012. februári jeges időszakban a Dunán Nagybajcsnál (forrás: szerző)



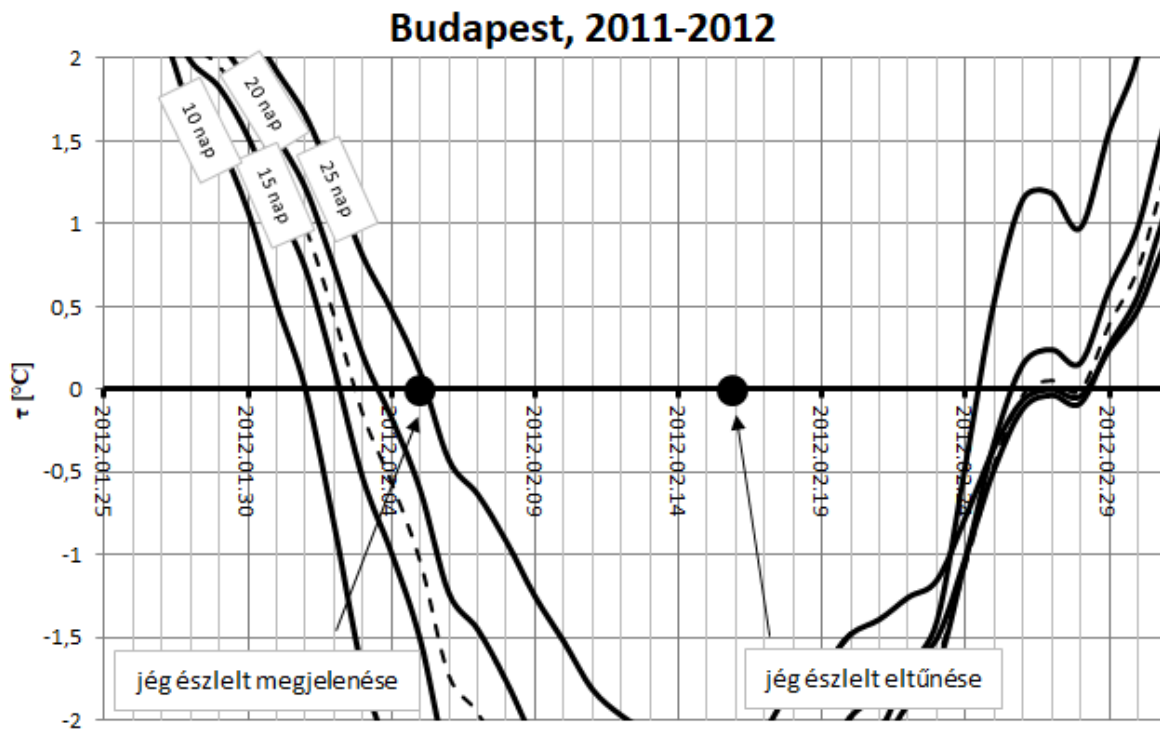
23. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2017. januári jeges időszakban a Dunán Nagybajcsnál (forrás: szerző)



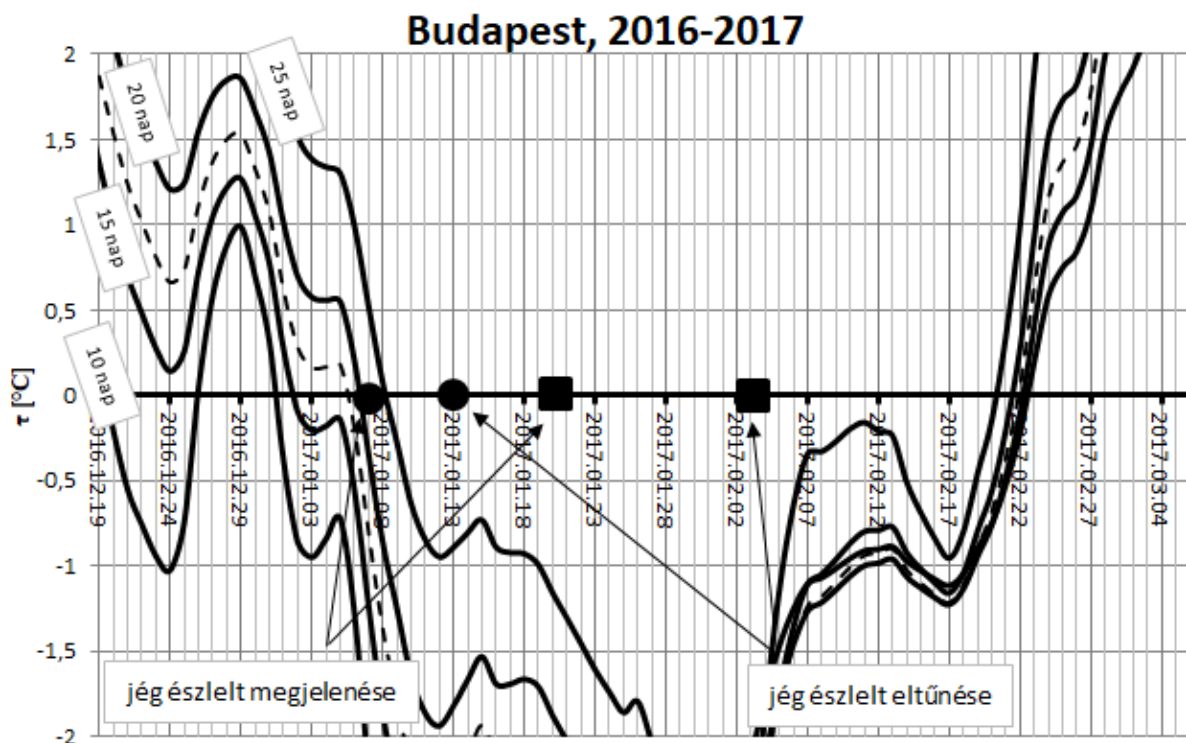
24. ábra: A $k=10,15,20,25$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010. januári jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)



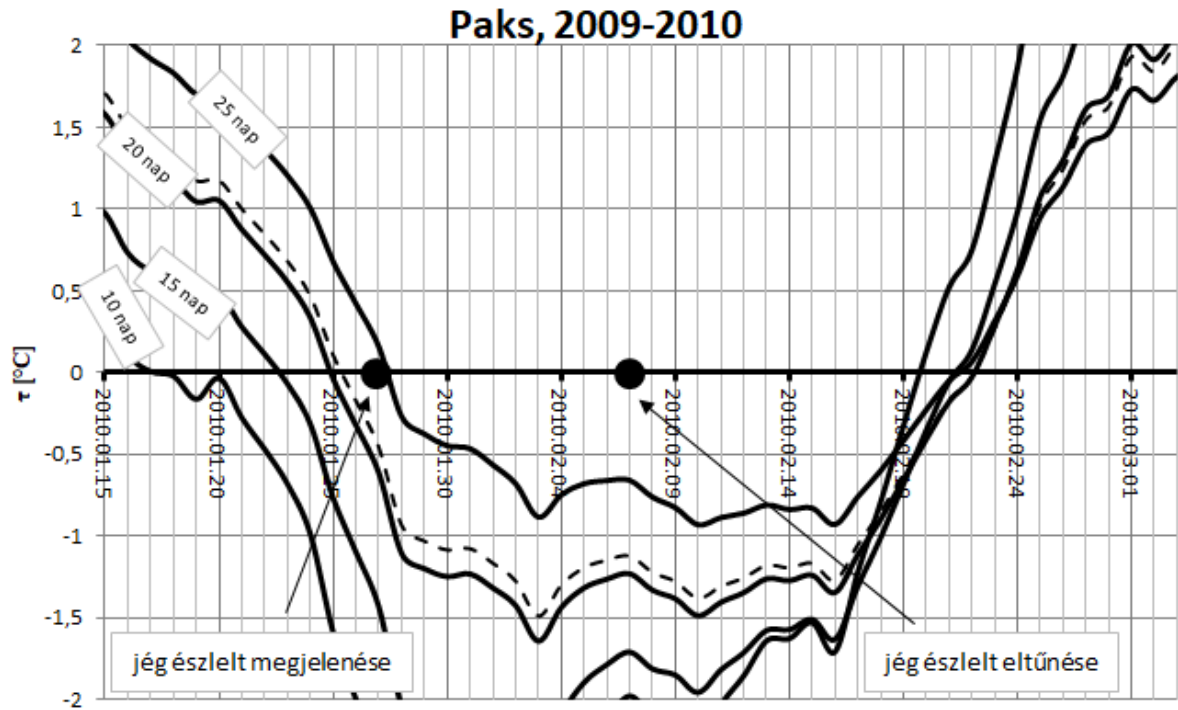
25. ábra: A $k=10,15,20,25$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010. decemberi jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)



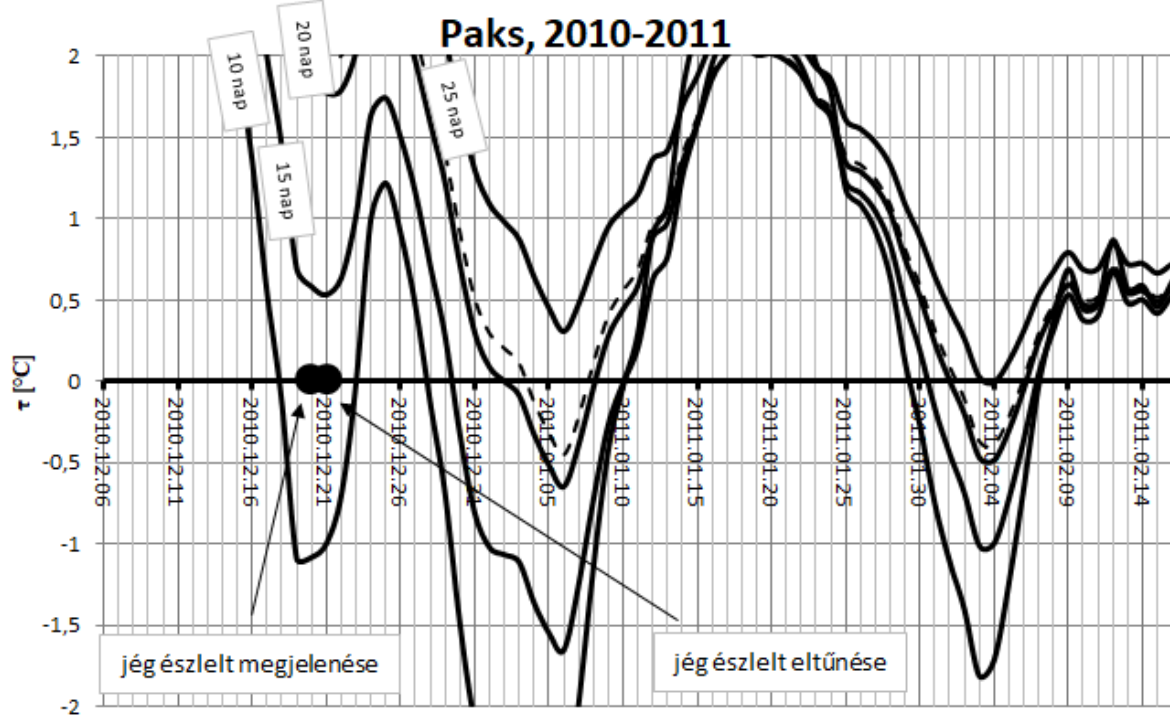
26. ábra: A $k=10,15,20,25$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2012. februári jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)



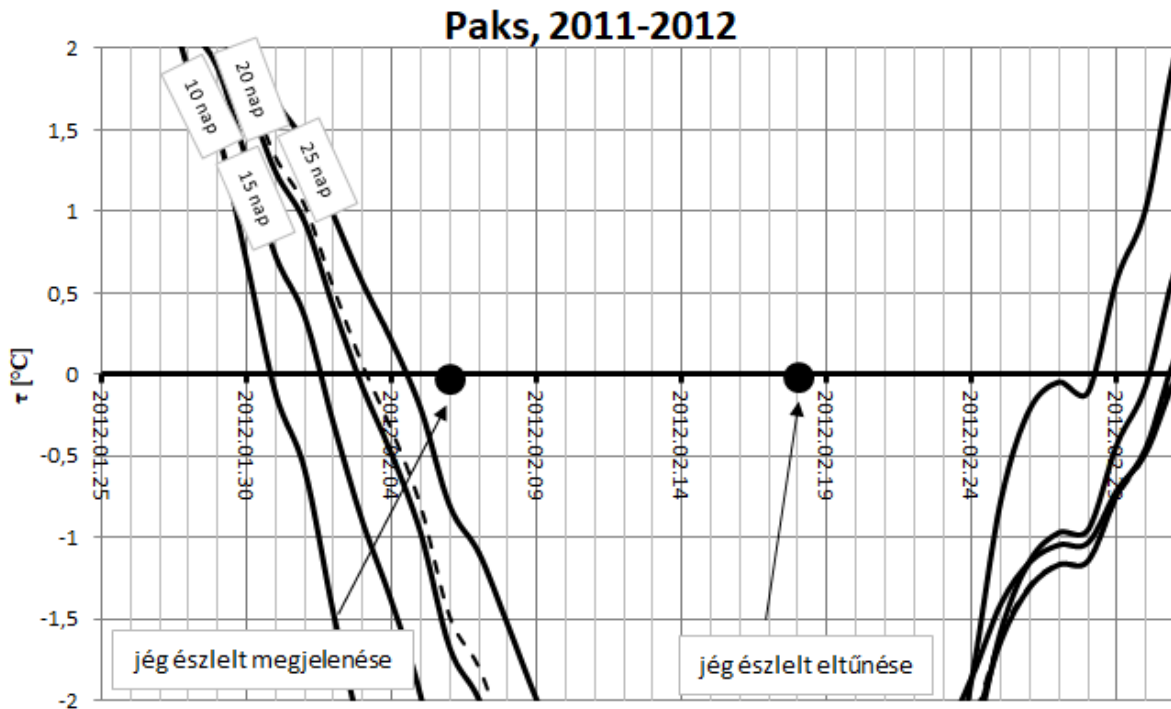
27. ábra: A $k=10,15,20,25$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2017. januári jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)



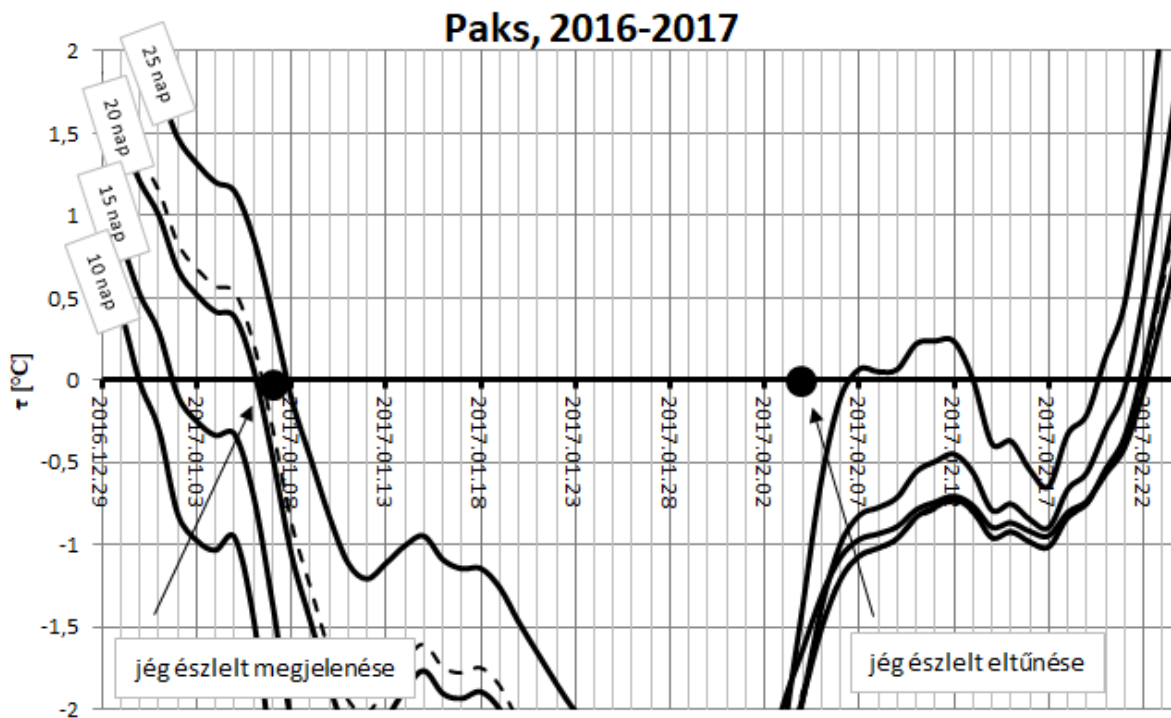
28. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 21 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010. januári jeges időszakban a Dunán Paksnál (forrás: szerző)



29. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 21 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2010. decemberi jeges időszakban a Dunán Paksnál (forrás: szerző)



30. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 21 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2012. februári jeges időszakban a Dunán Paksnál
(forrás: szerző)



31. ábra: A $k=10,15,20,25$ és 21 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2017. januári jeges időszakban a Dunán Paksnál
(forrás: szerző)

A validációhoz a számítás a 2008-2009 időszaktól a 2017-2018 időszakig folyamatosan kiterjesztve történt, így lehetőség van a jégmentes évek vizsgálatára is.

Nagybajcsnál a 30 és 25 napos sorozatok nem, de a 20, 15 és 10 napos sorok adnak jeget jégmentes években is. A 2010. januári jégjelenséget a 25 napos kalibrált sorozat 2 nappal korábbra számolja, 2012 februárjában a 20 napos sor napra pontosan, a kalibrált 25 napos 1 nappal később, és 2017 januárjában a 20 napos sor 1 nappal korábban, a 25 napos kalibrált pedig 2 nappal késve ad jeget.

Budapestnél a 25 napos soron kívül valamennyi sorozat ad jeget jégmentes évben: a 20 napos 2016-ban, a 17,4 napos 2016 és 2013-ban, a 15 napos szintén, a 10 napos pedig 2016, 2015 és 2013-ban is. A jeges éveket nézve a számítás 2010 januárjában a 17,4 napos sorozattal pontosan eltalálta a jég megjelenésének napját. A 2010. decemberi 3 napos időtartamot a 10 és 15 napos sor közelítette meg, így kettejük között találnánk a jó megoldást, viszont minkét sorozat még két jeges időszakot számolt, ami helytelen az észlelések tükrében. A kalibrált sor itt 10 napot késik. 2012 februárjában a 25 napos sorozat 1 nap késéssel adja a jég megjelenését, a kalibrált 17,4 napos sorozat 2 nappal korábban. 2017 januárjában a 20 napos sor napra pontosan adja a jeget, a kalibrált sorozat 1 nappal korábban.

Paksnál a 25 napos sorozat kivételével szintén mindegyik sor ad jeget a jégmentes években is. A jeges éveket tekintve 2010 januárjában a kalibrált 21 napos sorozat 1 nappal korábban ad jeget, 2010 decemberében a 10 napos sor 2 nappal hamarabb metszi a 0°C-os tengelyt, de még két alkalommal tévesen ad jeget, a kalibrált sorozat itt 16 nap késéssel ad jeget. 2012 februárjában a 25 napos sorozat 1 nappal korábban ad jeget, a kalibrált sor 2 nappal korábban, míg 2017 februárjában a 21 napos kalibrált érték napra pontosan adja a jég megjelenését.

Az eredmények összefoglalva a 6. táblázatban láthatók:

6. táblázat: A jégmegjelenés napjának számítási pontossága (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség		
	Nagybajcs (1801,0 fkm)	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009	<i>kalibráció</i>		
2009-2010	-2	0	-1
2010-2011	<i>jégmentes</i>	+10	+16
2011-2012	+1	-2	-2
2016-2017	+2	-1	0

3.2. A fagypont alatti tartomány

A folyóvizeken kialakuló jégjelenségek fizikájából ismert, hogy a kristályosodási hő kismértékű melegítő hatást gyakorol a túlhűtött víztestre, valamint a felszínen úszó jégformák bizonyos mértékig szigetelik a vízfelszínt a további légköri irányú energiaátadással szemben. Továbbá a víz fajlagos hőkapacitásának (4,1813 KJ/kgK) és fagyáshőjének (333,7 KJ/kgK) nagyságrendekkel való különbözőségéből adódik, hogy a fagypontot elérve a további energia elvétel nem a folyadék további hűlését okozza, hanem a halmazállapot változásra fordítódik. A jég megjelenését követően egészen a teljes vízfelszínt borító jégig az úszó jégformák közötti szabad vízfelszín továbbra is érintkezik a levegővel, így a határfelületen az energiaátadás továbbra is végbemegy, de melegítés hatására csökken a víztest jégkristály képző potenciálja, a már keletkezett jég pedig az áramlással távozik. A súlyozott középhőmérsékletek elve a víz-levegő határfelületen történő energiaátadást egy komplex, időinverz hőátadási tényezővel jellemzi, ezt az értéket a jég megjelenésekor szétbontjuk több értékre, arra a feltételezésre alapozva, hogy a τ függvény értéke a 0°C alatti tartományban a fenti hatások miatt nem a 0°C feletti késleltetés függvénye. A két új k^{-1} érték a negatív (k_{-}) és pozitív (k_{+}) energiaváltozást hivatott szimbolizálni. Segítségükkel a τ függvény negatív tartományban jól paramétrezhetővé válik. A célom, hogy a jég eltűnésének napját követően a τ függvény 0°C fölé emelkedjen.

A számításokat csak a Duna budapesti szelvényére végeztem, továbbra is a 2008-2009 időszakot használva a kalibrációhoz, és az ezt követő éveket a validációhoz, míg a Nagybjacs és Paks állomásokat a módszer igazolásához. Az alapegyenletet az alábbiak szerint módosítottam:

$$\tau_n = \tau_{n-1} + N(T_n - \tau_{n-1})$$

$$N = 1 - e^{-k\Delta t}$$

$$k = \begin{cases} k_+ & \text{ha } \tau_{n-1} > 0 \\ k_{--} & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) < 0 \\ k_{-+} & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) > 0 \end{cases}$$

ahol,

T_n - a t_{n-1} - t_n időlépés átlagos léghőmérséklete [$^\circ\text{C}$]

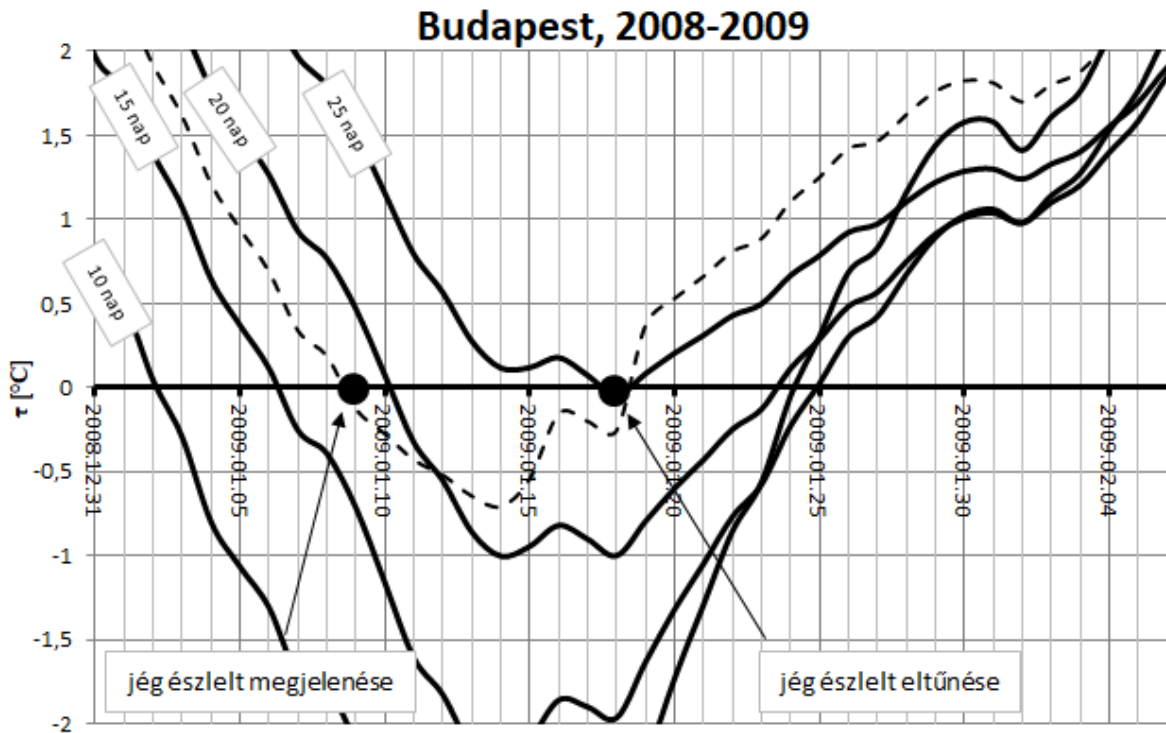
τ_n - a vízfelszín hőmérséklete a t_n időpontban [$^\circ\text{C}$]

τ_{n-1} - a vízfelszín hőmérséklete a t_{n-1} időpontban [$^\circ\text{C}$]

Δt - az időlépés [nap]

- k - a késleltetés [1/nap]
- N - a hőmérsékletváltozási tényező [-]

A Budapesti szelvényre így elvégeztem a számításokat és az eredményt a korábbi 10-25 napos sorozatokkal együtt ábrázoltam (32. ábra)



32. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,25$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Budapestnél, és a $k^{-1}=17,4$ napos sorozat az alapegyenletek módosítása után (forrás: szerző)

Mivel a jég megjelenését követően a jégjelenség milyenségéről az észlelések sok esetben nem mérésen alapulnak, így egyelőre nem tudunk következtetéseket levonni a τ függvény 0°C alatti szakaszáról. Az egyetlen kontrol érték a kalibrációhoz a már említett első jégmentes nap, ami a jég észlelt eltűnésének napját követő első nap. Erre optimalva a k_{-}^{-1} és k_{+}^{-1} értékeket több értékpárral is kielégítő eredményre jutottam.

A 33. ábra szemlélteti a $(k_{-}^{-1}-k_{+}^{-1})$ 100-10, 50-5, 20-4 napos sorozatok értékeit az eredeti 17,4 napos kalibrált sorozatot alapul véve. Mindhárom értékpárral teljesül a feltétel, hogy az utolsó észlelt jeges napon a sor értéke még negatív, majd az azt követő napon már pozitív, de a negatív tartományban a dinamikájuk eltérő. A helyes sorozat kiválasztása külön vizsgálatot igényelne, de tényadatok hiányában jelen pillanatban ezt nem tudtam megtenni.

Az 50-5 napos sorozatot alapul véve, látszik, hogy az új késleltetés értékek arányosíthatók az eredeti késleltetés értékkel, hiszen $17,4 \cdot 3 = 52,2 \approx 50$ és $17,4/3 = 5,8 \approx 5$. Így a számítást egyszerűsítve, csak ezt a tényezőt vezettem be:

$$k = \begin{cases} k & \text{ha } \tau_{n-1} > 0 \\ k \cdot r & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) < 0 \\ \frac{k}{r} & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) > 0 \end{cases}$$

ahol,

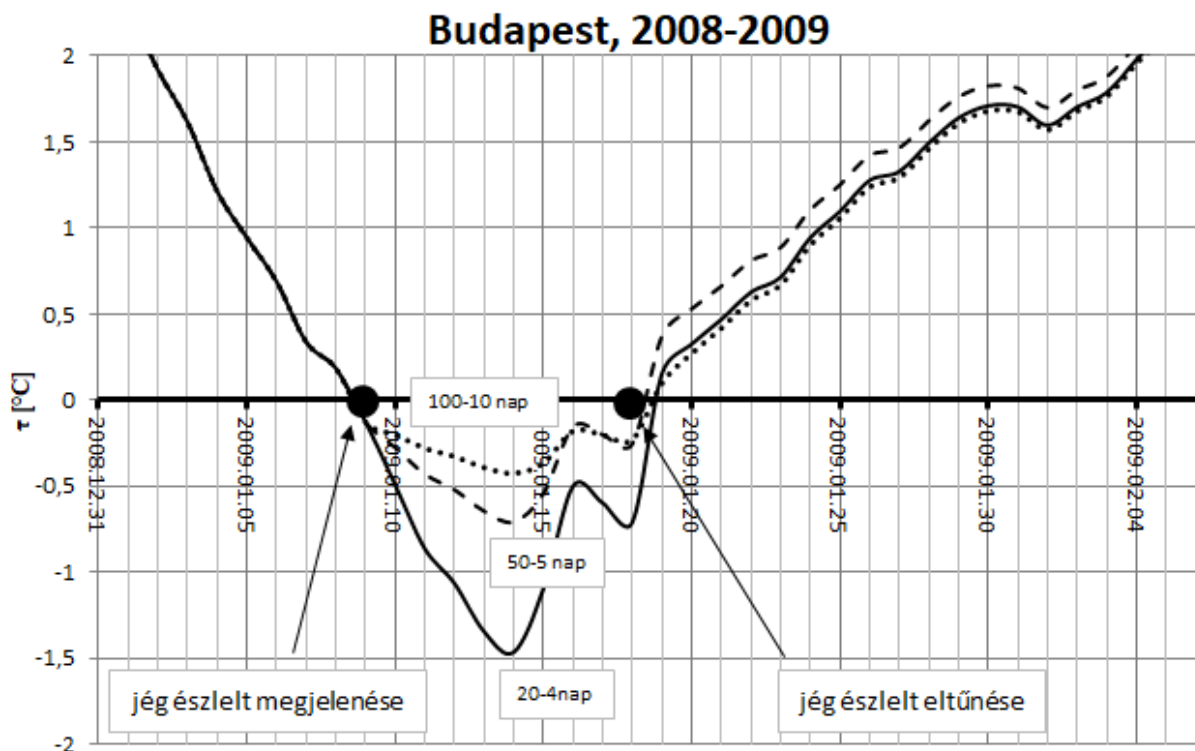
T_n - a $t_{n-1}-t_n$ időlépés átlagos léghőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]

τ_n - a vízfelszín hőmérséklete a t_n időpontban [$^{\circ}\text{C}$]

τ_{n-1} - a vízfelszín hőmérséklete a t_{n-1} időpontban [$^{\circ}\text{C}$]

k - a késleltetés [1/nap]

r - a k érték korrekciója a τ függvény negatív tartományában [-]



33. ábra: A 0°C alatti k^{-1} értékek megválasztása a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Budapestnél (forrás: szerző)

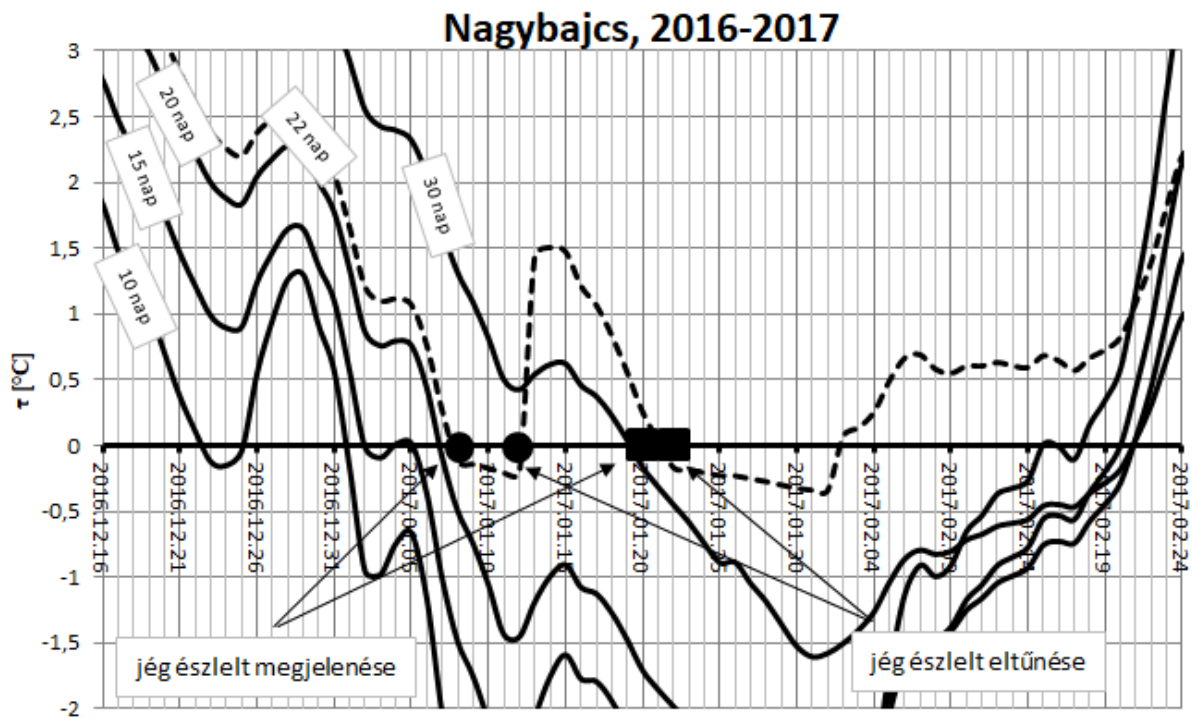
Az r tényező kalibrált értéke jelen esetben 3. Az eredményekből látható, hogy az egyenletek módosítása nincs hatással a jég megjelenésének napjára, és a jég eltűnését követően a sorozatok egy közös érték felé tartanak. A következő évek alapján validálva a módosított számítást a 7. táblázatban felsorolt eredményekre jutottam.

7. táblázat: A jégeltűnés napjának számítási pontossága Budapestnél (zárójelben az eredeti módszerrel kapott eredmények) (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség
	Duna
	Budapest (1646,5 fkm)
2008-2009	<i>kalibráció</i>
2009-2010	+8 (+15)
2011-2012	+2 (+11)
2016-2017	0 (+19)

A 2010-2011 időszak a korábbi számításokhoz hasonlóan kiugróan rossz, ezért a 7. táblázatban nem szerepel.

A módosított módszert alkalmazva Nagybajcs állomásnál már a kalibráció is nehézségekbe ütközik, mert bár jeget csak 2 napon észleltek, a napi középhőmérsékletek több napon át negatívak. Mivel módszerem a középhőmérsékletek alakulását követi, nem igazítható a kívánt napra. A 2009-2010 hasonló, a 2010-2011 jégmentes, így a kalibrációhoz a 2011-2012 időszakot, validációhoz pedig a 2016-2017 időszakot használjuk. Ehhez először a késleltetés újbóli kalibrációja szükséges, melynek eredménye 22 nap, és a hozzá tartozó r tényező értéke 11. Így a 2017. januári jeges időszakban (34. ábra) napra pontosan eltalálja a jég első megjelenését és eltűnését, és minden eddig számítással ellentétben két elkülönülő jégjelenséget számol, ahogy az a tényadatokban is szerepel, de a második alkalommal jelentőset hibázik.

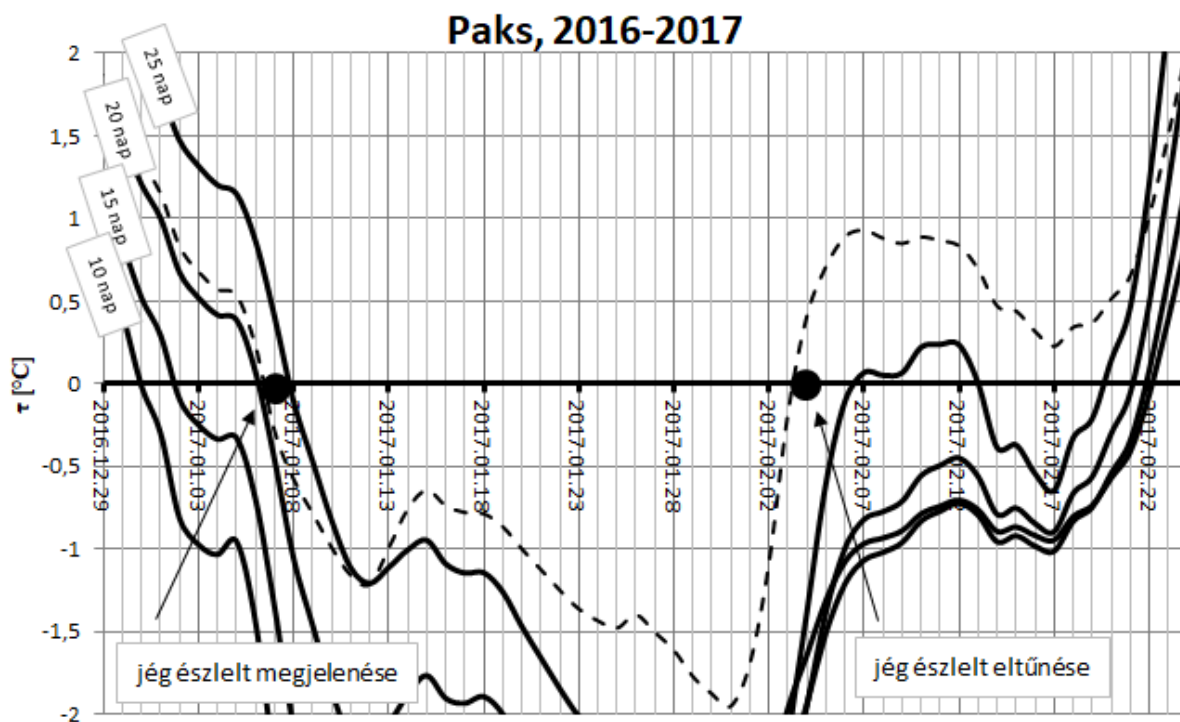


34. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,22$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Nagybajcsnál (forrás: szerző)

Paksnál az eredetileg kalibrált 21 napos sorozat r tényezőjét a 2008-2009 időszakban a jég eltűnésére kalibrálva $r=2$ adódik. 2009-2010-re az eredeti 15 nap helyett 10 nap késéssel adja a jég eltűnését, a 2010-2011 időszak értékelhetetlen, 2011-2012-re 12 nap helyett 6 napos késéssel számol, végül a 2016-2017 időszakban (35. ábra) pedig 1 nappal hamarabb számolja a jég eltűnését.

8. táblázat: A jégeltűnés napjának számítási pontossága Nagybajcs és Paks állomásoknál (zárójelben az eredeti módszerrel kapott eredmények) (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség	
	Duna	
	Nagybajcs (1801,0 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009		kalibráció
2009-2010	-	+10 (+15)
2010-2011	-	-
2011-2012	kalibráció	+6 (+12)
2016-2017	0	-1 (+18)



35. ábra: A $k^{-1}=10,15,20,21$ és 30 nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Paksnál
(forrás: szerző)

A validációs eredmények (8. táblázat) alapján tehát elmondható, hogy a k^{-1} tényező fagypont alatti módosítása jótékony hatással van a számítási eredményekre, de a 2009-2012 közötti jégjelenségek további vizsgálatot igényelnek, kifejezetten Nagybjacs állomás esetén.

3.3. A vízhőmérsékletek alakulása

A módszer alapjainak lefektetésekor Rodhe (1952) a vízfelszín hőmérsékletére írja fel az egyszerűsített energiamérleget, majd a számítás során a τ függvényre, illetve sorokra hivatkozik, hiszen nem a vízfelszín hőmérsékletét, hanem a jég megjelenésének időpontját számítjuk. Visszatértem az alapfeltételhez, miszerint az egyszerűsített hőátadási egyenlettel a vízfelszínnek egy közelítő hőmérsékletét számítjuk, és a k^{-1} paramétert nem a jég megjelenésére optimaljuk, hanem a mért és számított vízhőmérsékletek minél jobb illeszkedésére.

A vizsgálatot a teljes 10 éves időorra végeztem, de mivel jég idején és annak közvetlen környezetében az észlelt vízhőmérséklet adatok jelentősen eltérnek a súlyozott középhőmérsékletek alapján számoltaktól, ezeket a napokat nem vettem figyelembe. Az eltérés a 4°C -os vízhőmérséklet közelében jelentkezik, és attól lefelé növekvő mértékű. Az

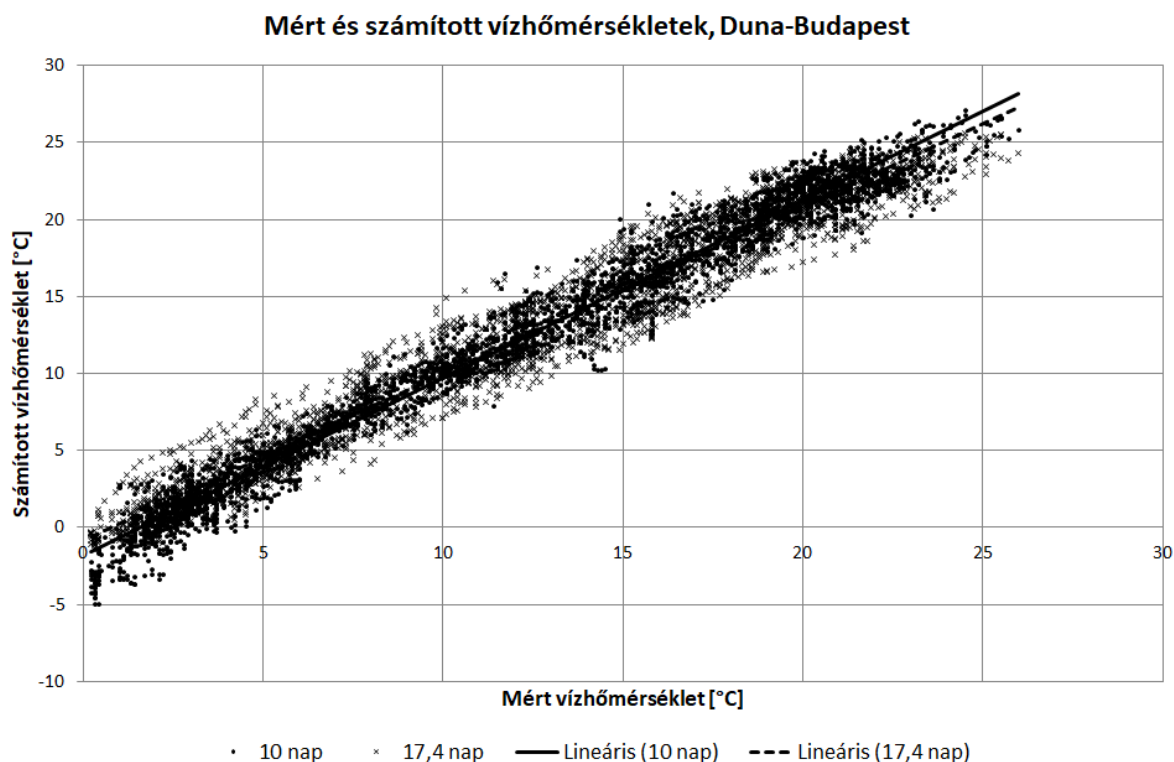
illeszkedés szorosságának vizsgálatához a determinációs együtthatót (r^2) és a négyzetes eltérések átlagának gyökét ($RMSE$) vettem alapul.

Ez eredeti 17,4 napos sor k^{-1} értékét az új célfüggvényünk szerint megválasztva a 10 napos értékre adódik az r^2 maximuma és az $RMSE$ minimuma. Fontos kiemelni, hogy a jég megjelenésére kalibrált sorozat is nagyon szoros kapcsolatot mutat az észlelt vízhőmérsékletekkel. A számszerű adatok (10 éves idősor, 3349 adatpár) a 9. táblázatban láthatók:

9. táblázat: Az észlelt és számított vízhőmérsékletek kapcsolata (forrás: szerző)

k^{-1}	r^2	$RMSE$
17,4 nap	93,47	1,58
10 nap	95,65	1,33

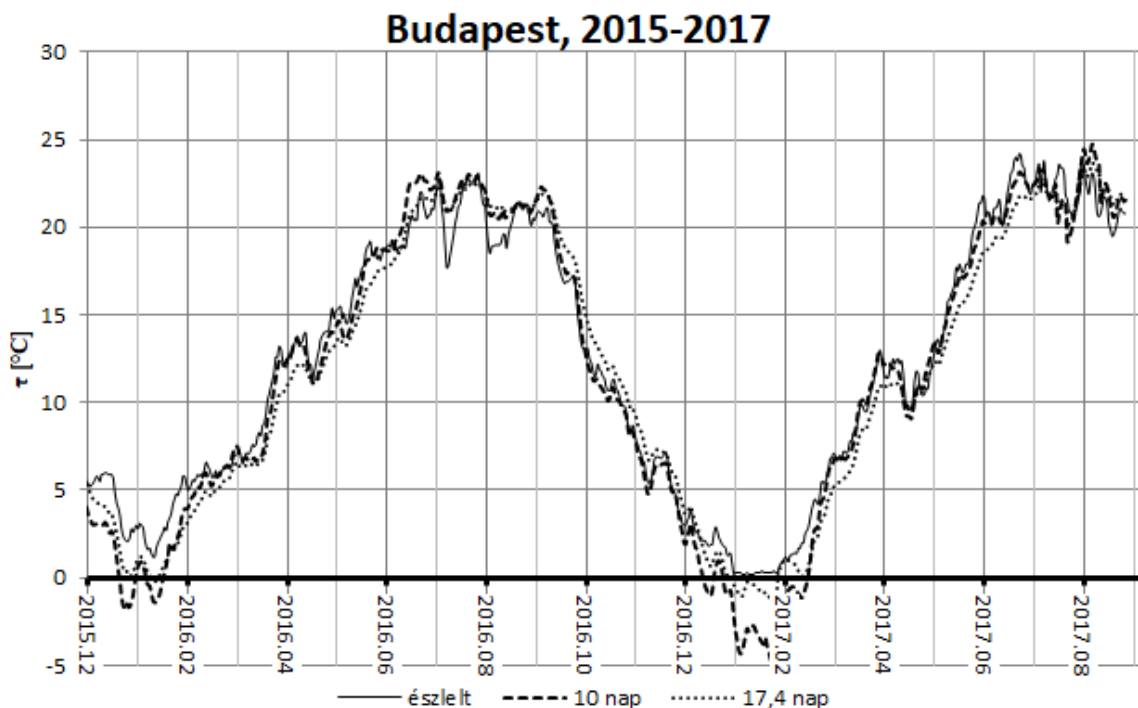
Grafikusan ábrázolva (36. ábra) a két pontfelhőt jól látszik, hogy már a 17,4 napos sorozat is jól illeszkedik a mérésekre, de szélesebb tartományban szóródik a mérések körül, mint a 10 napos sor.



36. ábra: Az észlelt és számított vízhőmérsékletek regressziós vizsgálata (forrás: szerző)

A 10 napos τ sor láthatóan szorosabb illeszkedést mutat a vízhőmérsékleti tartomány alsó 2/3-ában, de a felső 1/3-ban, 15-17°C felett, hajlamosabb a kismértékű túlbecslésre. Ennek oka abban keresendő, hogy a késleltetésével csökkentésével növeltem a τ sor napi középhőmérsékletekre való érzékenységet, de az egyszerűsített energiamérleg így pontatlanná válik. Az energiamérleg teljesebb alakjához képest olyan veszteségtagokat hanyagolunk el, amelyek mértéke ilyenkor jelentősebb lehet, például a párolgásból származó energiaveszteség.

Egy ábrán (37. ábra) felrajzolva az észlelt és a két különböző k^{-1} értékkel számolt vízhőmérséklet idősorok egy kiválasztott szakaszát (2015-2017), szintén látható a különbség. A 17,4 napos sorozat mindig lemaradással követi az észlelést, a 10 napos viszont a vízhőmérséklet változásának finomabb dinamikáját is jól követi. A hibákat tovább vizsgálva, sem a vízállással, sem a napi középhőmérséklettel, sem a minimum és maximum léghőmérsékletekkel, sem pedig azok különbségével nem mutat értékelhető korrelációt.



37. ábra: A mért vízhőmérséklet és a τ sorok kapcsolata (forrás: szerző)

Mivel a vízhőmérsékletek idősora erősen autókorrelált, az elsőrendű autókorrelációra számított determinációs együtthatója a 10 éves budapesti idősornak 99,5%, így nagyon erős elsőrendű autókorreláltság mutatkozik a számítási hibák idősorban is ($r^2 = 94,3\%$). Az idősornak ezt a tulajdonságát előrejelzési célú felhasználás esetén a várható hibák korrekcióra tudjuk később felhasználni.

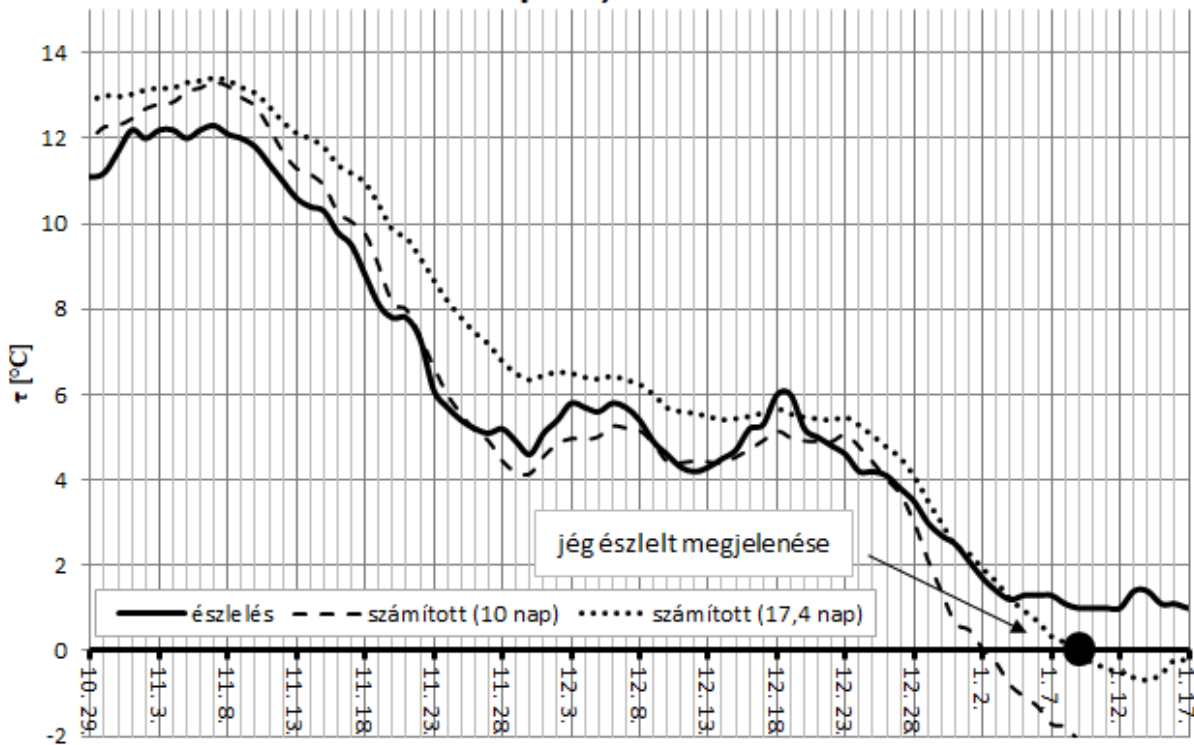
Az így újrakalibrált τ sorozatot újfent a jégmegjelenés környezetében vizsgálva nagyon rossz eredményeket kaptam. A korábbi kalibrációból ismert, hogy Budapestenél a 2008-2009

jeges időszakban a 17,4 napos k^{-1} érték adta pontosan a jég megjelenésének napját, ehhez képest a középhőmérsékletek és a vízfelszín közötti sokkal intenzívebb hőcserét szimbolizáló 10 napos értékkel 6 nappal korábban metszi a sorozat a 0°C-os tengelyt.

Az eddigiekben a kezdeti megállapítás értelmében a 4°C-os vízhőmérséklet feletti tartományban vizsgáltam az eredményeket, de ahogy a fenti ábra mutatja, a fagyponthoz közeledve jelentős eltérések mutatkoznak az észlelés és a számítási eredmények között. A problémát nagyon jól szemlélteti a grafikus ábrázolás (38. ábra). Látható, hogy méréseket többé-kevésbé szorosan illeszkedve követő 10 napos sor a 4°C-ot elérve meredeken követi tovább a napi középhőmérsékletek csökkenését, míg az észlelt vízhőmérséklet ettől a ponttól egy lomhább, kisebb esésű szakaszba lép, amit jobban követ a 17,4 napos sorozat.

Adja magát a feltételezés, hogy az idősorokon tapasztalt jelenséget a víz sűrűségi anomáliájához köthető. A levegővel érintkező felső vízréteg sűrűsége a vízhőmérséklet csökkenésével növekszik, tehát nehezebb lesz az alatta húzódó vízrétegnél. Ennél fogva, és mivel a folyóinkban az áramlás turbulens, ebből következően a vízhőmérséklet szelvény menti eloszlása közel egyöntetű, így 4°C eléréséig a folyamat konstans dinamikával zajlik. Elérve, majd átlépve a 4°C-ot a további hidegebb levegővel érintkező vízfelület sűrűsége a hőenergia vesztes mértékének megfelelően immár csökken, így tömege kisebb az alatta húzódó rétegnél. Ez nagyságrendekkel nem befolyásolja a turbulens elkeveredést, de kismértékben feltehetőleg befolyásolhatja annak dinamikáját.

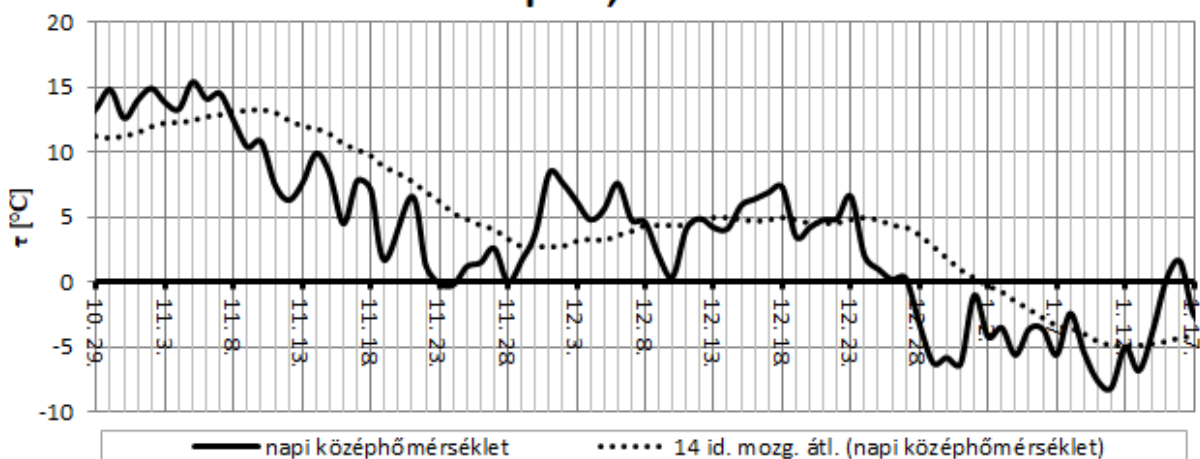
Budapest, 2008-2009



38. ábra: Az észlelt vízhőmérsékletek, valamint a $k^{-1}=10$ és $17,4$ nap értékekhez tartozó τ sorok a 2009. januári jeges időszakban a Dunán Budapestrél (forrás: szerző)

Elméletemet igazolhatja a napi középhőmérsékletek alakulásának vizsgálata ugyanebben az időben. Ha a napi értékek mellett felrajzoljuk (39. ábra) az idősor 14 napos ablakkal készített mozgóátlagát, jól látható a lehűlés tendenciája.

Budapest, 2008-2009



39. ábra: Napi középhőmérsékletek időszora Budapesten, és a 14 napos mozgóátlag (forrás: szerző)

A november elején 13°C körüli mozgóátlag november 10-től november 29-ig, tehát 19 nap alatt $2,5^{\circ}\text{C}$ közelébe süllyed, ami átlagosan napi $0,5^{\circ}\text{C}$ -os csökkenést jelent. A napi

középhőmérsékletek ezután december végéig stagnáltak a 8 és 0°C közötti tartományban, az idősor mozgóátlaga ekkor 5°C közelében látszik stabilizálódni, majd december 28-tól újabb intenzív lehülés következett, amely egészen január 12-ig monoton csökkent a 14 napos mozgóátlagot. Ez idő alatt a középhőmérsékletek mozgó átlaga 5°C-ról -5°C-ra süllyedt, 15 nap alatt 10°C különbséget jelent, azaz átlagosan napi 0,67°C. Így megállapítható, hogy az intenzívebb lehülés hatására a vízhőmérséklet mégis kevésbé intenzív hűléssel válaszolt.

Megállapításomra alapozva így a τ sornak a 4°C elérésekor új késleltetést adtam, amivel a céloim ebben a tartományban is pontosan követni a vízhőmérsékletek változását, és visszaállítani a jégmegjelenésre kapott korábbi pontosságot. A késleltetés értékére tehát az új összefüggés:

$$k = \begin{cases} k & \text{ha } \tau_{n-1} > 4 \\ k_{4^\circ\text{C alatt}} & \text{ha } \tau_{n-1} < 4, \text{ és } \tau_{n-1} > 0 \\ k \cdot r & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) < 0 \\ \frac{k}{r} & \text{ha } \tau_{n-1} < 0 \text{ és } (T_n - \tau_{n-1}) > 0 \end{cases}$$

ahol,

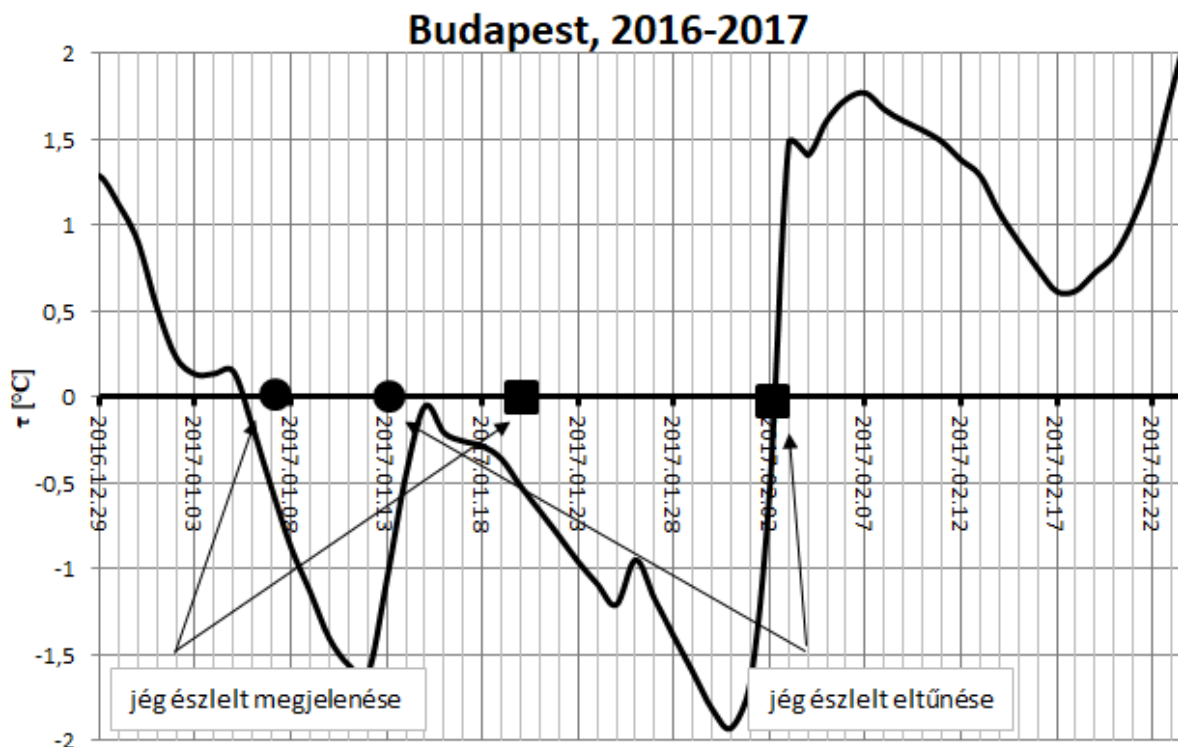
- T_n - a t_{n-1} - t_n időlépés átlagos léghőmérséklete [°C]
- τ_n - a vízfelszín hőmérséklete a t_n időpontban [°C]
- τ_{n-1} - a vízfelszín hőmérséklete a t_{n-1} időpontban [°C]
- k - a késleltetés [1/nap]
- r - a k érték korrekciója a τ függvény negatív tartományában [-]

A kalibrálás után a 4°C alatti késleltetés értékre Budapestnél 20 napot kaptam. Ugyanezt megismételve Paksra, az észlelt és számított vízhőmérsékletek illeszkedése a 9,5 napos 4°C feletti k^{-1} értéknél a legszorosabb, míg a jég megjelenését 26 napos 4°C alatti k^{-1} számolja pontosan a kalibrációs időszakban. Paksnál a fagypon alatti szorzószám módosítása is szükséges, hogy a kalibrációs időszakban a jég eltűnésének napját továbbra is pontosan számolja, az új érték 1,5. Nagybajcsnál nem állnak rendelkezésre vízhőmérséklet idősorok, ezért a nagyjából 5 folyamkilométerrel feljebb lévő medvei vízmérce vízhőmérséklet idősorát használtam. A két állomás között nincs semmilyen hozzáfolyás, és a távolság is kellően rövid, így a medvei adatokat megfeleltettem a nagybajcsi idősorok. A 4°C feletti k^{-1} értékre itt 8,7 napot kaptam, míg alatta 22 napot. A validáció eredményeit a 10. táblázat tartalmazza:

10. táblázat: A validáció eredményei a jég megjelenésének és eltűnésének napjaira, valamint az észlelt és számított vízhőmérséklet idősorok illeszkedésének szorossága a 4°C feletti tartományban (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség		
	Duna		
	Nagybajcs (1801,0 fkm)	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009	-	<i>kalibráció</i>	<i>kalibráció</i>
2009-2010	-	-3; 5	-1; 10
2011-2012	<i>kalibráció</i>	-1; 1	-1; 5
2016-2017	-1; 0	-1; 0	0; -1
RMSE	1,47	1,38	1,37
r²	93,3%	95,4%	95,1%

Fontos megjegyezni, hogy Nagybajcsra a 2008-2009, 2009-2010 jeges időszakokban a 2 napig tartó jégjelenséget a számítás nem tudja követni, és a 2010-2011 jégmentes időszakban is ad jeget. Ugyanígy Budapest és Paks állomásra a 2010. decemberi 2 napos jégmegjelenést a számítás nem adja, de ebben a szezonban még kétszer hibásan számol jeget. Budapestnél a 2017. januári jégzajlás január 14. és 19. közötti szünetelését sem adják vissza az eredmények (40. ábra), de a sor minden eddigi számítási eredménynél jobban megközelíti a 0°C-ot.



40. ábra: A 2017. januári jeges időszak számítása a Dunán Budapestenél (forrás: szerző)

3.4. A vízjárás hatása

Rodhe az általa kidolgozott módszert nem folyóvizekre szánta, így az alapegyenletek esetünkben nem veszik figyelembe azt, hogy a középhőmérsékletekkel átadott információ nem csak az időben terjed, hanem folyásirányban a térben is. A folyami jégviszonyok fizikájából ismert, hogy a hőmérsékletváltozással szembeni puffer kapacitás függ a vízfolyás méretétől, vagy egy adott vízfolyás esetén függ a szállított víz mennyiségétől, azaz a meder teltségétől. A mederben lévő víz a számításaink alapegységének választott Δt időlépés alatt nem az adott középhőmérséklettel jellemzett állomás környezetében áll, hanem a vízsebesség függvényében utazik. A Nagybjacs és Paks közötti Duna szakasz vízsebességei megismerhetők mérési eredményekből, de az átlagos sebességre nagyon jó közelítést ad az OVSZ által használt rendszeresen optimalt kaszkádmódel. A medertranszformációs modulból kiemelve a kaszkádmódel n és K paramétereit (11. táblázat):

11. táblázat: AZ OVSZ által használt DLCM paramétereit Nagybjacs és Paks között (forrás: OVSZ)

DLCM	n	K	n	K	n	K
<i>vízhozamtartomány:</i>	alsó		középső		felső	
Nagybjacs-Gönyű	2,00	3,50	1,00	8,86	1,00	8,00
Gönyű-Komárom	2,00	4,10	1,00	10,00	1,00	15,00

DLCM	n	K	n	K	n	K
Komárom-Esztergom	3,00	3,21	2,00	5,31	1,00	12,00
Esztergom-Nagymaros	2,00	4,20	1,00	8,00	1,00	12,00
Nagymaros-Budapest	2,00	5,50	1,00	9,00	1,00	12,00
Budapest-Dunaújváros	2,00	7,50	1,00	18,00	2,00	15,60
Dunaújváros-Dunaföldvár	2,00	4,50	1,00	11,00	1,00	10,00
Dunaföldvár-Paks	2,00	5,00	1,00	9,00	1,00	9,00

A DLCM levezetéséből ismert, hogy a levonulási idő és a tetőzési időkülönbség számítható a fenti paraméterekből. A vízhozamtartományt azt hivatott szimbolizálni, hogy a nagyvízi meder különböző szintjein eltérő a vegetáció, ezáltal az érdesség. Ezt három tartományra bontva kezeli a modell, melyeket a vízhozam függvényében határolunk egymástól, így az árhullám kisvízi mederben, középvízi mederben és hullámtéren levonuló részeit külön paraméterpárokkal jellemezzük. Az alsó és középső vízhozamtartományok közötti határ Nagybajcstól Esztergomig $3500 \text{ m}^3/\text{s}$, alatta $3000 \text{ m}^3/\text{s}$. Az elmúlt 10 év jeges időszakainak mederteltségei az alábbiak (12. táblázat) szerint alakultak:

12. táblázat: A mederteltség minimum, maximum és átlagértékei a jégzajlások idején (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Mederteltség [min/max/átlag %]		
	Duna		
	Nagybajcs (1801,0 fkm)	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009	5/10/8	4/17/9	4/13/7
2009-2010	10/12/11	9/16/12	9/16/12
2010-2011	20/32/25	23/42/29	24/47/33
2011-2012	12/26/17	12/25/15	11/29/15
2016-2017	2/16/8	2/16/7	2/14/6

A mederteltség értékét az aktuális vízállásból számítjuk százalékban kifejezve, úgy hogy az LKV-t tekintjük 0%-nak, az LNV-t 100%-nak. A táblázatban szereplő értékek a jégzajlás észlelést megelőző 5 naptól a jég eltűnését követő 5 napig bezárólag kerültek kiszámításra. A legmagasabb mederteltség 2010. decemberben volt jellemző, ekkor a Duna napi középvízhozama Budapestnél a jég megjelenését megelőzően, a hónap elején meghaladta a

3600 m³/s-ot, majd a hónap közepére 3000 m³/s alá csökkent. Tehát a levonulási idő számításához elegendő az alsó vízhozamtartomány kaszkádszámait és tározási tényezőit figyelembe venni. Az $(n-1)K$ összefüggésből megkaptam a tetőzési időkülönbségeket, amiből a kinematikai árhullám transzformációnál kapott közelítő terjedési sebesség segítségével visszaszámoltam a vízsebességet (13. táblázat).

13. táblázat: AZ OVSZ által használt DLCM paramétereiből számított levonulási idők az alsó vízhozamtartományban Nagybjacs és Paks között (forrás: szerző)

DLCM	(n-1)K [óra]	távolság [km]	c' [m/s]	c' átlag [m/s]	v [m/s]
Nagybjacs-Gönyű	3,50	11	0,44	1,68	1,01
Gönyű-Komárom	4,10	23	1,56		
Komárom-Esztergom	6,42	49	2,12		
Esztergom-Nagymaros	4,20	24	1,59		
Nagymaros-Budapest	5,50	48	2,42		
Budapest-Dunaújváros	7,50	66	2,44		
Dunaújváros-Dunaföldvár	4,50	20	1,23		
Dunaföldvár-Paks	5,00	29	1,61		

A Duna hazai szakaszának átlagos sebessége tehát megközelítőleg 1 m/s, ami napi maximum 80-90 km megtételét jelenti. Az általam választott vízmércék közti távolság Nagybjacs-Budapest ~150 km, Budapest-Paks ~110 km, ami azt jelenti, hogy Nagybjacs és Budapest állomások közötti távolság megközelítőleg 2 napnak, azaz $2\Delta t$ időnek felel meg, a Budapest-Paks pedig ennél kevesebbnek, a számítás egyszerűsége miatt legyen ez $1\Delta t$.

Ezek alapján feltételeztam, hogy a számításban t_n időpontban meghatározott víz hőmérséklet nem csak t_{n-1} időpontban számolt víz hőmérséklet és az adott állomás középhőmérsékletének függvénye, hanem fentebbi állomás a t_{n-m} időpontban észlelt középhőmérsékletének is függvénye, ahol m a két állomás közötti időkülönbség. Így Budapestre ez a 2 nappal korábbi nagybjacsi középhőmérsékletet jelenti, Paksra pedig az előző napi budapesti középhőmérsékletet. A felső középhőmérséklet hatásának bevezetése a módszer összefüggéseibe a T_n értéken keresztül történik, egy mederteltség függő arányszám segítségével.

$$T_n = z * T_{n,helyi} + (1 - z)T_{n-m,felső}$$

ahol,

T_n - a t_{n-1} - t_n időlépésben figyelembe vett származtatott léghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]

$T_{n,helyi}$ - a helyi napi középhőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]

$T_{n-m,felső}$ - a felső állomás napi középhőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$]

z - a mederteltség függő arányszám [-]

A z arányszám meghatározása úgy kell történnjen, hogy kis mederteltség esetén a helyi hatások érvényesüljenek, míg egyre nagyobb mederteltség esetén a felső hatások egyre nagyobb súllyal szerepeljenek, azaz nőjön a helyi hatásokkal szembeni tehetetlenség. Így a z értékére az alábbi összefüggést használtam:

$$z = 1 - (MT_n * s)$$

ahol,

z - a mederteltség függő arányszám [-]

MT_n - az aznapi mederteltség értéke [%]

s - az adott szakaszra jellemző kalibrációs tényező [-]

A fenti összefüggésben az s tényező a mederteltség információhordozó szerepének súlyát szimbolizálja, értéke szakaszonként változó. A z értékét szintén a helyi viszonyok függvényében maximalizáltam, valamint a képletből negatív szám is adódhat, ezért z -t csak a 0 és 1 közötti tartományon értelmeztem.

Az így bevezetett új szabad paraméterek értékeinek megválasztásához az RMSE minimalizálását tűztem ki célfüggvénynek. A számítás elvégzése után az alábbi (14. táblázat) eredményekre jutottam:

14. táblázat: A számítás eredményei a jég megjelenésének és eltűnésének napjaira, valamint az észlelt és számított vízhőmérséklet idősorok illeszkedésének szorossága a 4°C feletti tartományban (forrás: szerző)

Jégjelentési időszak	Jégjelenség	
	Duna	
	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2008-2009	<i>kalibráció</i>	<i>kalibráció</i>
2009-2010	0; 7	-1; 9
2011-2012	1; 1	-1; 1

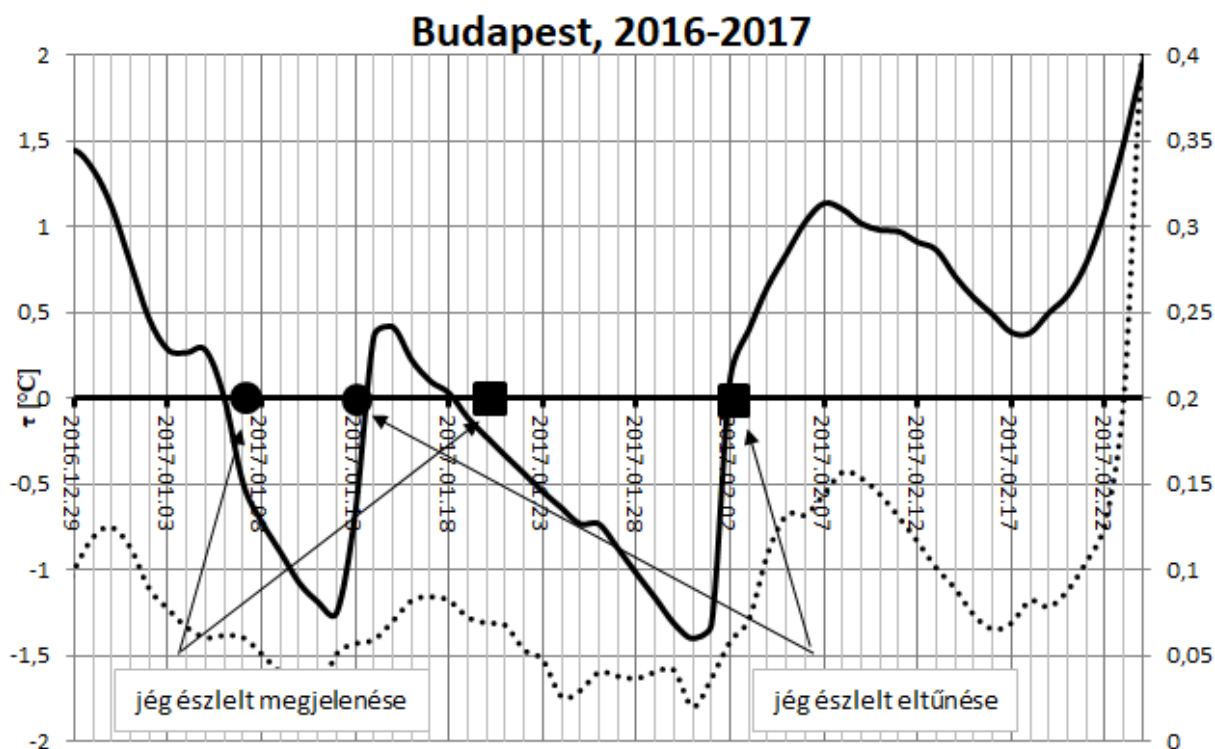
Jégjelenség		
Jégjelentési időszak	Duna	
	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
2016-2017	0; 0	0; -1
RMSE	1,18	1,32
r^2	96,3%	95,7%

A felhasznált paraméterek az alábbiak (15. táblázat):

15. táblázat: A számításhoz használt paraméterkészlet (forrás: szerző)

Paraméter	Jégjelenség	
	Duna	
	Budapest (1646,5 fkm)	Paks (1531,3 fkm)
k^{-1}	9	8,5
r	5	2
k^{-1} (4°C alatt)	20	24
s	2,8	3,7
z_{\max}	0,9	0,5

Az így kapott eredményeken továbbra is megfigyelhető, hogy a tisztán középhőmérsékleteken alapuló számítás miatt olykor jégmentes időszakban is számolunk jeget. A mederteltség figyelembevételével azonban a jég megjelenés számítása a -1 nap és +1 nap közötti tartományba került, ami minden eddigi eredménynél jobb. Ezzel egyidejűleg olyan dinamika jelent meg a számolt jégjelenségekben, amit eddig szintén nem sikerült prezentálni.



41. ábra: A 2017. januári jeges időszakok számítása a Dunán Budapestenél (forrás: szerző)

A 41. ábra mutatja, hogy a fentről érkező információk figyelembevételével a számítás 2017 januárjában napra pontosan követi a jég eltűnését, majd egy nappal korábban adja újbóli megjelenését.

A számításhoz felhasznált vízállás adatok jelen esetben távmérésből származtak, de a módszer előrejelzési célú felhasználása esetén egy hidrológiai előrejelzésnek kell megelőznie a jég számítását. Ez az OVSZ esetében a már többször említett diszkrét lineáris kaszkádmodell. Fontos szem előtt tartani, hogy a jelen jég számítás nagy léptékű, kis adatigényű, és gyorsan elvégezhető, így a választott hidrológiai transzformációs módszernek is érdemes ezen jellemzőkkel bírnia, hiszen nincs szükség részletes hidrodinamikai számításokra.

Nagybajcsra ezzel a módszerrel nem tudtam pontosítani a számítást, mert a bósi vízlépcső feletti duzzasztott víztér hidraulikájában nem hasonlítható a Nagybajcstól Paksig tartó szakaszhoz, itt teljesen más irányú továbbgondolás lenne szükséges. A felduzzasztott Duna kellően mély ahhoz, hogy a más tározókra vagy mély tavakra általánosan jellemző hőmérsékleti rétegződés a tél beálltával kialakuljon. Mivel a vízerőtelep turbináinak összes maximális vízáteresztése $3500-4000 \text{ m}^3/\text{s}$ körüli, és a fentiekben láttuk az elmúlt 10 év jeges időszakainak átlagos vízjárását, feltételezhető, hogy a Nagybajcsi szelvénybe érkező víz túlnyomó része a vízerőtelep át érkezik. A Kaplan turbinák előcsatornája a vízoszlop alsó tartományából vezeti rá a vizet turbinalapátokra, így hőmérsékleti rétegződést feltételezve ez

a felszíninél melegebb, 4°C közelebbi hőmérsékletű vizet jelent. Horváth Sándor (1960) *A folyócsatornázás hatása a Közép-Duna jégjárására* c. művében felhívta erre a figyelmet, és szovjet kutatási adatokból példát hozva, egy 70 cm-es jégtakaró alatt mért +2,56°C vízhőmérsékletet említ. Hasonló a helyzet a duzzasztott vízszintet tartó szegmensgátak esetén is, alsó áteresztés esetén szintén a felszíninél melegebb vizet engednek át. Ezen hatás figyelembe vételére nem alkalmas a Nagybajcs feletti középhőmérsékletek bevezetése a számításba. Külön tanulmányban szükséges vizsgálni a duzzasztott vizekből engedett vizek hőmérsékletének figyelembe vételi lehetőségeit a súlyozott középhőmérsékletek elvén alapuló módszer során.

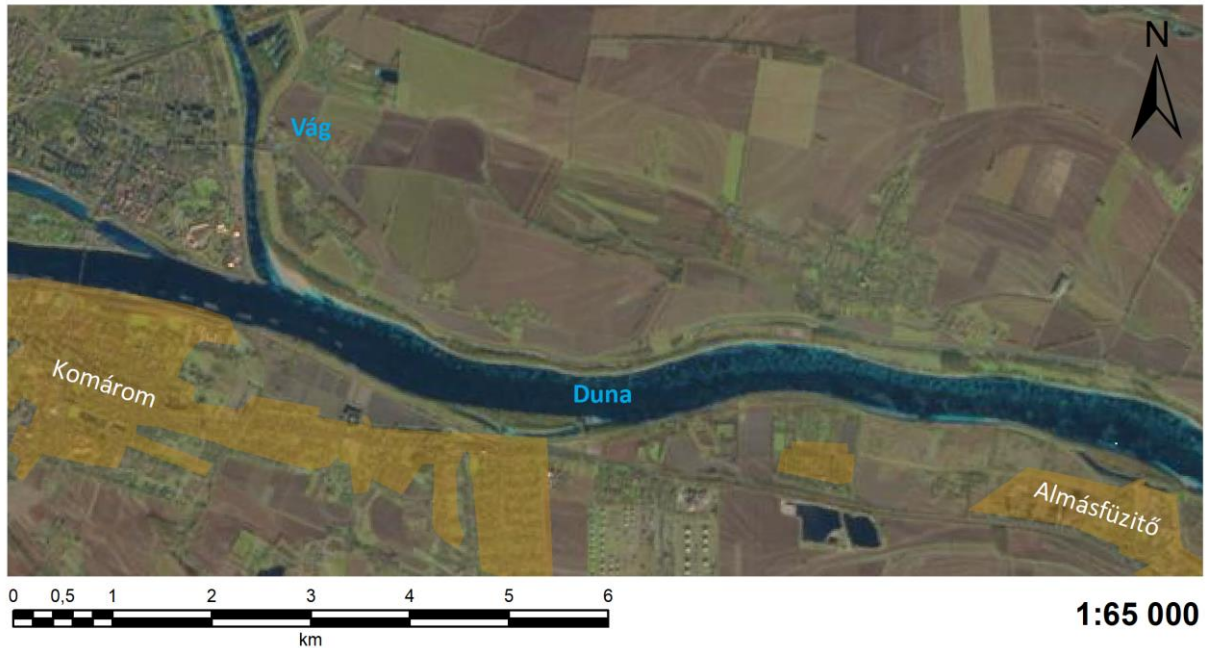
A Duna Nagybajcs környéki szakasza abból a szempontból is külön kezelendő, hogy a bósi vízlépcsőn keresztül jég nem érkezik a hazai szakaszra, és ha a fenti feltételezéseknek megfelelően 0°C-nál számottevően melegebb víz áteresztése történik, akkor az újbóli lehülés, a primer és szekunder jégkristályképződés, és az aktív kásajég kialakulása is itt kell, hogy megtörténjen. Ebből az következik, hogy úszó jégformák itt csak kivételesen hideg időben figyelhetők meg, amikor a kásajég képződése a Nagybajcs és Bős közötti szakaszra húzódik fel.

3.5. Mellékvízfolyások hatása

A Duna Nagybajcs és Budapest közötti szakaszán első mellékvízfolyása a jobboldali Mosoni-Duna, amely a Lajta, a Rába és a Marcal vizét hozza magával. Vének és Gönyű térségében torkollik a főfolyóba. Komáromnál érkezik be az első baloldali mellékvízfolyás, a Vág, majd kevéssel Esztergom alatt a Garam, és Szob térségében az Ipoly (3. melléklet). Vízhozamuk töredéke a Duna vízhozamának, hármuk közül kiemelkedő a Vág, torkolati középvízhozama 128 m³/s, de árvíz esetén 1500 m³/s körüli vízhozam is előfordulhat, ami a Dunához viszonyítva is számottevő mennyiség. Részletesen megvizsgálva a 2017. januári jégviszonyokat, egyértelműen látszik a Vág hatása a jégzajlás kialakulásának kezdeti szakaszában.

A Jégjelentő Szolgálat pontszerű észlelései mellett rendkívül részletes információ nyerhető műholdképekből. A Sentinel-2A műhold az Európai Űrügynökség és az Európai Unió közös földmegfigyelési programjának keretében került felbocsátásra 2015 júniusában. Képeit 10×10 méteres maximális térbeli felbontással készíti, a látható és infravörös tartományban, 13 különböző hullámhosszon. A műhold maximális visszatérési ideje 10 nap, de 2017 januárjában a Duna ezen szakaszát érintve 1, 5, 8, 11, 15, 18, 25 és 31-én is készült felvételezés. Sajnos ezek közül több kép felhőborítottsága 100%-os vagy ahhoz közeli. A

január 8-án készült műholdkép sorozat azonban nagyon jó áttekintést ad a hazai Duna szakasz jég helyzetéről. A 42. ábra mutatja a Vág torkolat környéki szakaszt.



42. ábra: Sentinel-2A műholdkép 2017. január 8-án a Vág torkolatáról (forrás: Copernicus Data Hub portal)

Bármilyen képfeldolgozás nélkül is jól körvonalazhatóak a parti jég és az úszó jégtáblák világosabb képpontjai. A megfelelő képfeldolgozást, majd kalibrációt és validációt követően lehetőség lenne a műholdkép térinformatikai alapú kiértékelésére, amiből a pontszerű észlelésnél részletesebb, és az emberi észlelésnél objektívebb adatokat tudnánk kinyerni. Erre a szakirodalomban bőségesen találni példát, Ashton (1986) a 70-es évektől számos publikált esetet összegyűjtött, de az utóbbi évekből is találni ilyen jellegű munkákat (Pavelsky & Smith 2004, Elhadi & Lockhart 2011, Beltaos & Kääh 2013).

A műholdképen jól látszik, hogy a torkolat feletti Duna szakaszon kevés parti jégen kívül nincs kimutatható jégjelenség. A Vágon jégzajlás látható, aminek hatására a Dunára érkeznek a Vág jégtáblái. Kezdetben a meder bal oldalán úsznak tovább, majd feltehetően a Duna jégképző potenciálját kihasználva szekunder kristályképződést indukálnak, aminek hatására a zajlás csóvaszerűen kiszélesedik, és Almásfüzitő alatt (a kép jobb oldalán) már a teljes vízfelszínt érinti. Az ez időszakban jelentett jégkódok az alábbiak (16. táblázat):

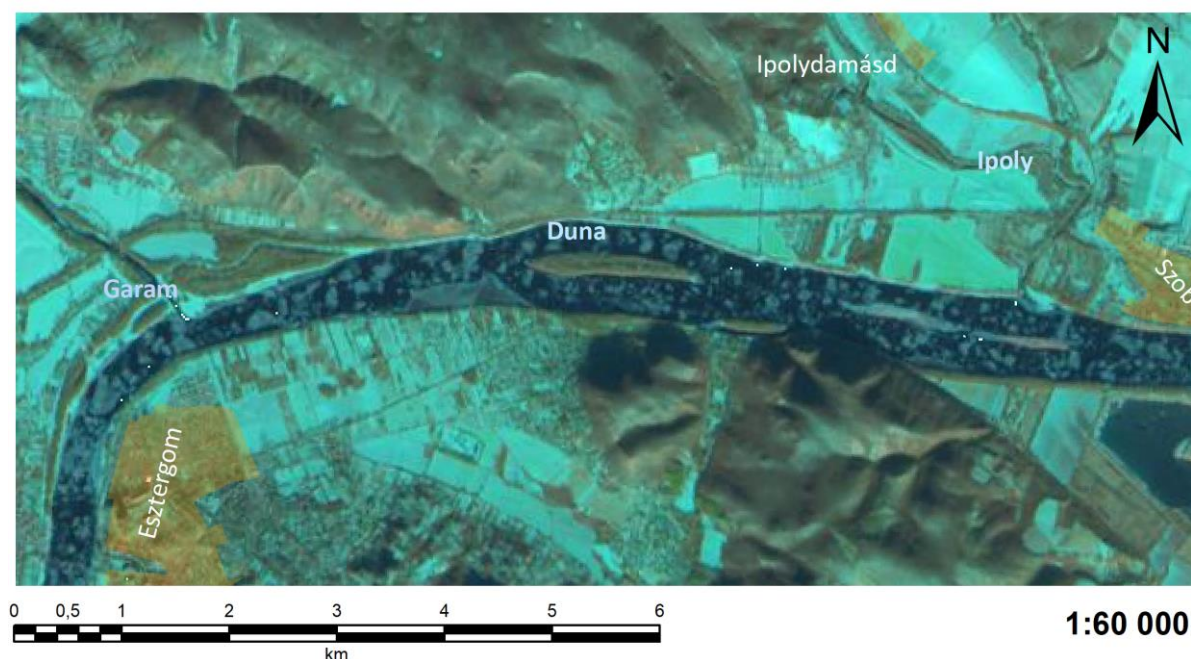
16. táblázat: Jelentett jégkódok Nagybjacs és Nagymaros között 2017.01.06-10. időszakban (zárójelben a jégkód jelentése, jégzajlás százalékban) (forrás: szerző)

	Nagybjacs	Révkomárom	Komárom	Esztergom	Nagymaros
01.06.	-	-	-	01 (parti jég)	01 (parti jég)

	Nagybajcs	Révkomárom	Komárom	Esztergom	Nagymaros
01.07.	-	-	01 (parti jég)	01 (parti jég)	20 (10%)
01.08.	20 (10%)	-	01 (parti jég)	24 (50%)	24 (50%)
01.09.	20 (10%)	27 (80%)	20 (10%)	26 (70%)	25 (60%)
01.10.	-	01 (parti jég)	20 (10%)	27 (80%)	-

A táblázatból látható, hogy az észlelések alátámasztják a műholdképen látottakat. Január 8-án Komáromban csupán parti jeget jelentettek, míg a nagyjából 50 fkm-re lévő esztergomi állomásnál már 50%-os jégzajlást. Ezt a Vág önmagában nem képes előidézni, ha a teljes vízfelszín borító 100%-os vági jégzajlást és közel azonos Duna-Vág vízsebességet feltételezünk, akkor a Vágról érkező jég hozam a Dunában a két folyó vízfelszínének arányával lenne egyenlő, ami ebben az esetben 10-15% körüli jégzajlást jelentene. A táblázatból nagyon jól látszik az emberi észlelést terhelő bizonytalanság is. Január 9-én Révkomáromnál a táviratban jelentett szlovák jégkód a 2-es, ami erős jégzajlásnak felel meg, így nálunk a 80%-os jégzajláshoz tartozó 27-es kódot kapja. Ugyanezen a napon a reggeli komáromi észlelés ezzel szemben 10%-os jégzajlást jelentett.

A Garam és az Ipoly torkolat környékének jégviszonyai ugyanezen a napon teljesen eltérőek a Vágtól. A 43. ábra mutatja, hogy ezen a szakaszon a Duna már zajlik, látszólag a két beérkező vízfolyás nem járul hozzá számottevő mértékben a kialakult jégzajláshoz.



43. ábra: Sentinel-2A műholdkép 2017. január 8-án a Garam és az Ipoly torkolatáról (forrás: Copernicus Data Hub portal)

Tanulságos képet mutatnak a napi középhőmérsékletek is ebben az időszakban (17. táblázat). Ha a Vág, a Garam, és az Ipoly vízgyűjtőjének átlagos napi középhőmérsékleteit vesszük (a 2.1. fejezetben leírt OLSER segítségével), jól látszik, hogy az északról érkező hideg levegő a hazai viszonyokhoz képest jóval erősebb mértékben hatott a három vízgyűjtőre. Ez okozhatta azt, hogy a Duna még önállóan úszó jégformát nem produkált, de a mellékvízfolyások már igen, viszont a Duna vízhőmérséklete már abban a tartományban lehetett, ahol a beérkező jég megindította a Dunában is a folyamatot.

17. táblázat: A Vág, Garam és Ipoly vízgyűjtők, valamint Nagybjacs és Budapest napi középhőmérsékletei (forrás: szerző)

	01.01.	01.02.	01.03.	01.04.	01.05.	01.06.	01.07.	01.08.	01.09.	01.10.
Vág vízgy.	-4,2	-4,6	-5,6	-3,6	-3,4	-9,6	-17,6	-18,4	-14,8	-12,1
Garam vízgy.	-5,5	-6,5	-6,7	-3,4	-3,2	-9,0	-16,4	-18,4	-16,5	-12,2
Ipoly vízgy.	-6,0	-7,2	-7,3	-1,9	-1,9	-7,6	-14,6	-17,4	-16,1	-11,9
Nagybjacs	-3,4	-4,4	-3,5	-2,4	-1,6	-6,5	-12,2	-11,2	-7,7	-6,6
Budapest	-7,2	-8,4	-1,2	+1,5	+0,1	-5,9	-10,4	-8,4	-5,6	-7,2

Ezt a jelenséget a súlyozott középhőmérsékletek módszerével nem tudtam figyelembe venni, csak azzal a feltételezéssel éltem, hogy a számításhoz felhasznált paraméterkészlet az esetek többségében jól leírja az adott szelvény jégviszonyait. Mégis tanulságos abból a szempontból, hogy bár Komáromnál a Duna vizének potenciálja rendelkezésre állt a jég képződéséhez, ám úszó jégformák mégsem jelentek meg. Rodhe módszerének paraméterezéséhez a késleltetést használtam, úgy, hogy ha a kalibrált τ sor metszi a 0°C -os vízszintes tengelyt, akkor jégmegjelenésre számítunk. A valóságban, ahogy a számítási eredmények validációja is mutatja, és ahogy az energiamérleg tagjai is szimbolizálják, a jég megjelenése nem csupán a 0°C -os vízhőmérséklet eléréséhez kötődik. Így helyesebb ezt az időpontot a potenciális jégmegjelenés időpontjának nevezni, a τ sor teljes 0°C alatti szakaszát pedig potenciális jégmegjelenési időszaknak, ahol a számított τ értékkel egyenesen arányos a folyó jégképző potenciálja, és bármilyen külső hatásra megindulhat a jégképződés.

4. KONKLÚZIÓ

A fenti eredmények alapján kijelenthető, hogy a súlyozott középhőmérsékletek elve a Rodhe által kidolgozott formájában korlátozott érvényességű a Duna hazai szakaszán kiválasztott három szelvényre. A számítások a jégmentes időszakokban is adtak jeget, de a jég észlelt megjelenését a kalibrált sorozatok, a 2010. decemberi súlyos hibákat kivéve, -2 és +2 napos pontossággal eltalálják.

A módszer kidolgozása a tengeri viszonyokon alapszik, amiből a számítások elvégzése nélkül is könnyű arra következtetni, hogy folyóink vízhőmérsékletének alakulását, és jégviszonyait nem tudja kellő pontossággal leírni. Az alapegyenletből hiányoznak olyan jelentős súlyú tagok, melyek kifejezik a folyó pillanatnyi hidrológiai és hidraulikai viszonyait, és amelyek számottevő mértékben alakíthatják a jég megjelenéséhez szükség feltételek előállítását.

A kutatásom során végzett módosítások, mint az észlelt vízhőmérsékletekre történő illesztés, a jégzajlás megindulását követő viszonyok, és a vízjárás hatásának figyelembe vétele mind pozitív irányba változtatták a módszer jóságát, és erősítették érvényességét a kiválasztott szelvényekre, ezért egyértelmű célként fogalmazódik meg a hidrológiai modellezésbe mind mélyebben történő beágyazás. A kapott eredmények és a becsült energiamérleg módszerrel számítottak összevetése lényeges ahhoz, hogy a pontosság képzeletbeli tengelyén elhelyezhessük az alternatív módszert a jelenleg operatívan alkalmazott módszer pontosságához viszonyítva. Ezt a vízhőmérséklet számítása során kapott statisztikai adatok összevetésével végeztem (18. táblázat). Megjegyzendő, hogy az összehasonlítás csak tájékoztató jellegű, mert míg az energiamérleg adatai az operatív használatból erednek, vízhőmérsékleti tényadaton, de csak meteorológiai előrejelzéseken alapulnak, addig a súlyozott középhőmérsékletek elvével végzett számítások meteorológiai tényadaton alapulnak, és vízhőmérsékletet semmilyen formában nem tartalmaznak.

A két számítás összetettsége nagyságrendekkel eltér egymástól. Az energiamérleg minden egyes tagjára tapasztalati összefüggések csoportja használandó, ezzel a szemben a súlyozott középhőmérsékletek elve egy kompakt összefüggésen alapul. A számítógépes algoritmizálás során ez a különbség gyakorlatilag megszűnik, mivel egyik esetben sincs olyan mennyiségű számításról szó, ami egy korszerű, de általános számítási kapacitású számítógép erőforrásait jelentősen igénybe venné. Fontos különbség azonban a módszerek rugalmassága, a paraméterek száma és hatásuk követhetősége a rendszer működésének egészére.

Mindezen megállapításokat összegezve és a két módszer alapelveinek, valamint összefüggéseinek ismeretében pontosabb eredmény várható az energiamérleg számításától, de a nagyfokú rugalmasság és az egyszerű paraméterkészlet jelentős gyakorlati hasznot ad a súlyozott középhőmérsékletek elvének. Az adatokból látható, hogy a súlyozott középhőmérsékletek elvének vízhőmérséklet előrejelzési pontossága az energiamérleg 3 és 4 napos időelőnyű pontossága környékén van. Az energiamérleg 0. napi értéke az észlelt vízhőmérséklet, és átlagos hibája a 6. napig monoton nő. A másik módszer 0. napi értéke ezzel szemben egy számított érték, és az átlagos hibája a teljes időszakon állandónak tekinthető. Jelenleg nem állnak rendelkezésre operatív használatból származó tapasztalatok a súlyozott középhőmérsékletek elvét illetően, de feltételezhető, hogy a korábban taglalt autokorreláltság okán a 0. napi vízhőmérsékleti tényadatok jelentős mértékben javítják a számítás pontosságát.

18. táblázat: Az energiamérleg és a súlyozott középhőmérsékletek elvének összehasonlítása (forrás: szerző)

	1	2	3	4	5	6
módszer	napra	napra	napra	napra	napra	napra
Energiamérleg	0,80	1,00	1,18	1,35	1,51	1,63
	98,36	97,59	96,81	95,97	95,16	94,41
Súlyozott középhőmérsékletek	<i>Budapest</i>		<i>Paks</i>			
elve		1,18			1,32	
		96,3			95,7	

Jövőbeli kutatási célkitűzés a jégelőrejelző módszert alátámasztó hidrológiai rendszer fejlesztése. A jelenleg használt DLCM medetranszformáció a helyi viszonyok figyelembe vétele nélkül transzformálja az árhullámot két szelvény között, és térben részletesebb eredmények előállítására sem alkalmas, továbbá olyan hidraulikai jellemzők sem ismerhetők meg általa, amelyek a jégjelenségek pontosabb modellezéséhez elengedhetetlenek. Ha a Saint-Venant egyenletrendszer dinamikai egyenletét teljes alakjában megoldó medetranszformációs számítás történne, akkor erre alapozva új távlatok nyílnának a jégelőrejelzés terén is. A szabadfelszíni nempermanens vízmozgások számítása alaposan körüljárt téma (Chow 1959, Liggett 1975, Kozák 1977, Cunge et al. 1980, Popescu 2014), így ennek gyakorlati megvalósítása az operatív üzemeléssel szemben támasztott követelmények mellett is lehetséges. A jégmozgás hidraulikája korábban hazánkban is kutatott téma volt

(Zsilák 1974, Bogárdi & Kozák 1978, Mayer 1987, Bakonyi 1987), és jelenleg is folynak kutatások ezen a területen (Fu et al. 2014, Wang 2018), de a jégelőrejelzéssel való összekapcsolására nincs példa. A nemzetközi szakirodalomban a jégelőrejelzés neurális háló alapú megközelítésére találunk példákat (Massie et al. 2002, Chokmani et al. 2007, Wang & Li 2009, Yu & Yusu 2011), de ez a szintén nem épít a hidrodinamikai viszonyokra. A fentieket összegezve előrevetíthető egy számítógépes rendszer, melynek olyan építőelemei, mint a hidrológiai és hidrodinamikai modellek, valamint a jégmozgás hidraulikáját leképező modellek mind ismert alapokon nyugszanak, és a köztük lévő kapcsolatot, azaz a jégmegjelenés számítását egy ezekbe beágyazott alrendszer végzi. Az Országos Vízjelző Szolgálatnál operatíván működő, becsült energiamérleg alapú módszer esetén ezen elemek hiányoznak, a jégelőrejelzést a vízhőmérséklet észlelésből kiindulva közvetlenül a meteorológiából származtatjuk, majd a jég megjelenését követően statisztikai alapokra helyezzük. Jelen kutatás eredményei alapján azonban elvégezhető a hidrológiai modellezésbe történő ágyazás, de a hidraulikai számítások felé való továbblépéshez először a megalapozó fejlesztések elvégzése szükséges.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A doktori kutatásom során nyújtott támogatásért és iránymutatásért köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőimnek, dr. Czigány Szabolcsnak és dr. Pirkhoffer Ervinnek.

Köszönettel tartozom továbbá munkahelyemnek, az Országos Vízellő Szolgálatnak, amiért tapasztalatukkal támogatták, rendszereikkel, és nagy gonddal archivált adataikkal pedig lehetővé tették kutatásomat.

IRODALOMJEGYZÉK

- Abbott, M., B.** (1979): *Computational Hydraulics*. Pittman Publishing Limited, Boston. London, Melbourne.
- Abbott, M., B., Basco, D., R.** (1989): *Computational Fluid Dynamics*. Longman Scientific & Technical, Harlow.
- Adams, Ch., E., Jr.** (1976): *Estimating water temperatures and time of iceformation on the Saint Lawrence River*. *Limnology and Oceanography*, 1976.V, 21(1)
- Ahmed, F.** (2014): *Calibration of hydrologic model in a data-limited watershed: Tay Basin, Canada*. *Journal of Civil Engineering (IEB)* 42, 1-37
- Alcamo, J., Moreno, J., M., Nováky, B., Bindi, M., Corobov, R., Devoy, R., J., N., Giannakopoulos, C., Martin, C., Olesen, J., E., Shvidenko, A.** (2007): *Europe. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 541-580.
- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzie, G.** (2015): *Global warming increases the frequency of river floods in Europe*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2247–2260
- Allen, R., G.** (1996): *Assessing integrity if weather data for reference evapotranspiration estimation*. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 1996/03-04, 97-106
- Allen, R., G., Pereira, L., S., Raes, D., Smith, M.** (1998): *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO, Rome, Italy. ISBN 92-5-104219-5
- Altberg, W., J.** (1936): *Twenty years of work in the domain of underwater ice formation (1915 - 1935)*. *International Association of Scientific Hydrology*. 6. 373-407.
- Amir, S., I., I., Khan, M., M., K., Rasul, M., G., Sharma, R., H., Akram, F.** (2013): *Automatic multi-objective calibration of a rainfall runoff model for the Fitzroy Basin, Queensland, Australia*. *International Journal of Environmental Science and Development* 4, 311-315
- Anderson, J., Arblaster, K., Bartley, J., Cooper, T., Kettunen, M., Kaphengst, T., Leipprand, A., Laaser, C., Umpfenbach, K., Kuusisto, E., Lepistö, A., Holmberg, M.** (2008): *Climate change-induced water stress and its impacts on natural and managed ecosystems*. Europäisches Parlament.
- Arnell, N., W.** (1999): *The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective*. *Global Environmental Change* 9/1, 5-23
- Ashton, G., D.** (1983): *Intake design for ice conditions*. *Developments in Hydraulic Engineering – 5* (szerk. Novak, P.), London, England
- Ashton, G., D.** (1986): *River and Lake Ice Engineering*. Water Resources Publications.
- Ashton, G., D.** (2011): *River and lake ice thickening, thinning, and snow ice formation*, In *Cold Regions Science and Technology*, Volume 68, Issues 1–2, 2011, 3-19.
- Ács, F., Breuer, H.** (2013): *Biofizikai éghajlat-osztályozási módszerek*. Eötvös Loránd Tudományegyetem.
- Ács, F., Breuer, H., Szász, G.** (2011): *Estimation of actual evapotranspiration and soil water*

content in the growing season. Agrokémia és Talajtan 60, 57-74

- Bakonyi, P.** (1987): *A jégtorlaszképződés numerikus modellezése. Vízügyi Közlemények. 69/4, 548-556.*
- Bakonyi, P., Bartha, P.** (1988): *Hydrological aspects of a flood management expert system.* in Starosolszky, Ö. (ed.), Melder, O., M. (ed.): *Hydrology of disasters.* World Meteorological Organization
- Beltaos, S., Kääb, A.** (2013): *Estimating river discharge during ice breakup from near-simultaneous satellite imagery.* *Cold Regions Science and Technology*, 98, 35-46
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C., A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jyhla, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K.** (2007): *Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections.* *Climatic Change* 81/1, 71-95
- Bilello, M., E.** (1963): *Method of predicting river and lake ice formation.* U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover.
- Blöschl, G.** (2005): *Rainfall-runoff modelling of ungauged catchments.* *Encyclopedia of Hydrological Sciences* 11, 133
- Bogárdi, J., Kozák, M.** (1978): *Hidraulika II.* Budapesti Műszaki Egyetem, Tankönyvkiadó Vállalat
- Bogdánfy, Ö., Péch, J.** (1902): *Az 1900. évi paksi jégtorlódás.* XI. Vízirajzi Évkönyv. Budapest.
- Bogdánfy, Ö.** (1911): *Kása és fenékjég a folyókban.* *Vízügyi Közlemények.* 1/1, 56-59.
- Bognár, Gy.** (1968): *A Duna jégviszonyai és a jégtörés tapasztalatai a Dunaföldvár-Vukovár szakaszon 1967/68. év telén.* *Vízügyi Közlemények.* 50/3, 314-325.
- Buffin-Bélanger, T., Normand E., Bergeron, N., E., Dubé, J.** (2013): *Ice formation in small rivers.* Committee on River Ice Processes and the Environment and Hydrology Section of the Canadian Geophysical Union, szerk.: Beltaos, S., pp.385-409
- Calvo, J., C.** (1986): *An evaluation of Thornthwaite's water balance technique in predicting stream runoff in Costa Rica.* *Hydrological Sciences Journal*, 31:1, 51-60
- Chaudhry, M., H.** (2007): *Open-Channel Flow.* Springer Science & Business Media.
- Chen, D., Gao, G., Xu, Ch., Guo, J., Ren, G.** (2005): *Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration in China.* *Climate Research* 28, 123-132
- Chokmani, K., Khali, B., B., Ouarda, T., Bourdages, R.** (2007): *Estimation of river ice thickness using artificial neural networks.* CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Quebec.
- Chow, V., T.** (1959): *Open-channel hydraulics.* New York, McGraw-Hill Inc.
- Chow, V., T., Maidment, D., R., Mays, L., W.** (1988): *Applied Hydrology.* New York, McGraw-Hill Inc.
- Colbeck, S., C.** (1980): *Dynamics of snow and ice masses.* U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire
- Cruff, R., W. & Thompson, T., H.** (1967): *A Comparison of methods of estimating potential evapotranspiration from climatological data in arid and subhumid environments.* Water Supply Paper, U.S. G.P.O. 1839(1967).

- Cunge, J., A., Holly, F., M., Verwey, A.** (1980): *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. London: Pitman
- Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Geresdi, I.** (2010): *Impact of extreme rainfall and soil moisture on flash flood generation*. *Időjárás* 114/1-2: 79-100
- Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Lóczy, D., Balatonyi, L.** (2013): *Flash Flood Analysis for Southwest-Hungary*. in Lóczy D. (ed.): *Geological impacts of extreme weather: Case studies from Central and Eastern Europe*. Springer Vehrlag, Dordrecht, Netherlands
- Csoma, J.** (1968): *A Tisza jégjelenségeinek előrejelzése*. *Vízügyi Közlemények*. 50/3, 326-365.
- Daly, S.** (1984): *Frazil ice dynamics*. CRREL, Hanover, NH, Monogr. 84-1, pp 1–46
- Devik, O.** (1932): *Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen auf norwegische Verhältnisse angewandt*. Geofysiske Publikasjoner, IX. Oslo.
- DHI (Danish Hydraulic Institute)** (2014): *MIKE 11, a modelling system for rivers and channels, Reference Manual*. Denmark. Danish Hydraulic Institute (DHI)
- Dingman, S., L., Weeks, W., F., Yen, Y., C.** (1967): *The effects of thermal pollution on river ice conditions*. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 206.
- Dobos, A., Cs., Rácz, Cs., Nagy, J.** (2014): *A referencia párolgás becslő módszereinek érzékenységvizsgálata*. *Agrártudományi Közlemények*, 2014/64. 51-56.
- Doulgeris, C., Georgiu, P., Papadimos, D., Papamichail, D.** (2012): *Ecosystem approach to water resource management using the MIKE 11 modeling system in the Strymonas River and Lake Kerkini*. *Journal of Environmental Management* 94, 132-143
- Dung, N., V., Merz, B., Bárdossy, A., Thang, T., D., Apel, H.** (2011): *Multi-objective automatic calibration of hydrodynamic models utilizing inundation maps and gauge data*. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 1339-1354
- Elhadi, N, E., Lockhart, J., G.** (2011): *New Brunswick River Ice Manual*. THE NEW BRUNSWICK SUBCOMMITTEE ON RIVER ICE, Environment Canada NB Inland waters Directorate, Department of Environment
- Fábián, Sz.Á., Görcs, N.L., Kovács, I.P., Radvánszky, B., Varga, G.** (2009): *Reconstruction of flash flood event in a small catchment: Nagykónyi, Hungary* *Zeitschrift für Geomorphologie*. 53, 123-138
- Fread, D., L.** (1992): *Flow Routing, Handbook of Hydrology* (szerk. Maidment D.). McGraw-Hill, New York, 10/1-36.
- Fu, C., Popescu, I., Wang, C., Mynett, A., E., Zhang, F.** (2014). *Challenges in modelling river flow and ice regime on the Ningxia-Inner Mongolia reach of the Yellow River, China*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(3).
- Garrison, J., M., Elder, R., A.** (1965): *A verified rational approach to the prediction of open channel water temperature*. XI. Congress of IAHR, 2/5. Leningrad.
- Giang, N., T., Phuong, T., A.** (2010): *Calibration and verification of a hydrological model using event data*. *VNU Journal of Science, Earth Sciences* 26, 64-74
- Gosink, J., P., Osterkamp, T.** (1989). *An Investigation of Frazil and Anchor Ice and Their Role in Ice Cover Development*. 15.
- Götzinger, J., Bárdossy, A.** (2005): *Integration and calibration of a conceptual rainfall-runoff model in the framework of a decision support system for river basin*

- management*. *Advances in Geosciences* 5, 31-35
- Gyarmati, Gy., Püski, L., Barta, R.** (1997): *Magyarország a XX. században*. Kollega, T., I. (főszerk.) Babits Kiadó, Szekszárd.
- Hafezparast, M., Araghinejad, S., Fatemi, S., E., Bressers, H.** (2013): *A conceptual rainfall-runoff model using the auto calibrated NAM models in the Sarisoo river*. *Hydrology Current Research* 4, 148-154
- Hajós, S.** (1912): *Az 1909. évi szigai jégtorlódás megbontása*. *Vízügyi Közlemények*. 2/1, 24-42.
- Hegedűs, P., Czigány, S., Balatonyi, L., Prikhoffer, E.** (2013): *Sensitivity of the HEC-HMS runoff model for near-surface soil moisture contents on the example of a rapid-response catchment in SW Hungary*. *Riscuri si Catastrofe XII/12*, 125-136
- Henderson, F., M.** (1966): *Open Channel Flow*. *Journal of Fluid Mechanics*, 29(2), 414-415.
- Hirling, B.** (2011): *A vízhőmérséklet menetének és a jégjelenségek kialakulásának szimulációs vizsgálata a magyar Duna-szakaszon*. ELTE, Budapest.
- Hirling, Gy., Károlyi, Z.** (1981): *A Duna és Tisza jégjelenségeinek előrejelzése*. *Vízügyi Műszaki Gazdasági tájékoztató* 127.
- Horányi A., Kertész S., Kullmann L., Radnóti G.,** (2006): *The ARPEGE/ALADIN mesoscale numerical modeling system and its application at the Hungarian Meteorological Service*. *Időjárás*, 110, 203–227.
- Horváth, S.** (1950): *A folyók jégjárásai viszonyainak vizsgálata*. *Hidrológiai Közlöny*. 33/11-12, 423.
- Horváth, S.** (1960): *A folyócsatornázás hatása a Közép-Duna jégjárására*. *Vízügyi Közlemények*. 42/4, 537-570.
- Horváth, S.** (1979): *A Duna jégviszonyai*. VITUKI Közlemények, Budapest.
- Huang, Z., Zhou, G., Zhou, G., Morris, J., Silberstein R., Wang, X.** (2005): *Terrain analysis and steady-state hydrological modelling of a small catchment in southern China*. *Ecology and Environment* 14/5, 700-705
- Ihrig, D.** (1935): *Az 1935. évi mohácsi jegesárvíz*. *Vízügyi Közlemények*. 17/3, 488-495.
- Jacob, D., Kotova, L., Lorenz, P., Moseley, C., Pfeifer, S.** (2008): *Regional climate modelling activities in relation to the CLAVIER project*. *Időjárás* 112/3-4, 141-153
- Juhász, Cs., Nagy, A.** (2004): *Vízgazdálkodás, víztan - A hidrológiai körfolyamat elemei, párolgás, beszívargás, lefolyás*. Debreceni Egyetem, HEFOP-3.3.1
- Kalinin, G., P., Milyukov, P., I.** (1957): *Raschete neustanovivshego- sya dvizheniya vody v otkrytykh ruslakh On the computation of un- steady flow in open channels*. *Met. i Gydrológia Zhurnal*, 10, 10 – 18 Leningrad.
- Karim, F., Petheram, C., Marvanek, S., Ticehurst, C., Wallace, J., Hasan, M.** (2016): *Impact of climate change on floodplain inundation and hydrological connectivity between wetlands and rivers in a tropical river catchment*. *Hydrological Processes* 30, 1574-1593
- Kämäri, M. , Alho, P., Colpaert, A., Lotsari, E.** (2017): *Spatial variation of river-ice thickness in a meandering river*. *Cold Regions Science and Technology*, Volume 137, May 2017, 17-29.
- Keskin, F., Sensoy, A., Sorman, A., Sorman, U.** (2007): *Application of MIKE11 model for the simulation of snowmelt runoff in Yvacik dam basin, Turkey*. *International Congress*

- on River Basin Management, The role of general directorate of state Hydraulic works (DSI) in development of water resources of Turkey, DSI, 472-484.
- Keve, G.** (2002): *Jégmegfigyelések korszerűsítése*. Vízügyi Közlemények. 84/3, 365-378.
- Keve, G.** (2010). *Space-time ice monitoring of Danube in Hungary by multiple webcams*. River Flow 2010 (szerk.: Dittrich A, Koll K, Aberle J, Geisenhainer P). Karlsruhe:Bundesanstalt für Wasserbau, 721-728.
- Keve, G.** (2012). *2012. évi dunai jégészlelés tapasztalatai*. ADU-NEKI beszámoló jelentés a 2012. évi dunai jégészlelésről. Baja.
- Keve, G.** (2017). *Space-time ice monitoring of the Hungarian Lower-Danube*. Periodica Polytechnica-Civil Engineering. 61/1, 27-38.
- Kontur, I., Koris, K., Winter, J.** (2003): *Hidrológiai számítások*. Linograf, Gödöllő
- Kozák, M.** (1977): *A szabadfelszínű nempermanens vízmozgások számítása*. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Kramer, D.** (2016): *European shine in weather forecasting*. Physics Today 01.2016., 22-24
- Lauterbach, S., Brauer, A., Andersen, N., Danielopol, D.L., Dulski, P., Hüls, M., Milecka, K., Namiotko, T., Obremaska, M., Von Grafenstein, U., Declakes, P.** (2011): *Environmental responses to Lateglacial climatic fluctuations recorded in the sediments of pre-Alpine Lake Mondsee (northeastern Alps)*. J. Quaternary Sci. 26, 253-267.
- Lászlóffy, W.** (1934): *Folyóink jégviszonyai különös tekintettel a magyar Dunára*. Vízügyi Közlemények. 16/3, 369-435.
- Lászlóffy, W.** (1947): *A jeges árvizekről*. Hidrológiai Közlöny, Budapest, 27/1-4, 9-16.
- Lászlóffy, W.** (1949): *A folyók jégviszonyai*. Magyar Technika, 2-15.
- Lee, K., T., Huang, P.** (2012): *Evaluating the adequateness of kinematic.wave routing for flood forecasting in midstream channel reaches of Taiwan*. Journal of Hydroinformatics. 14. 1075.
- Leppäranta, M.** (2015): *Freezing of lakes and the evolution of their ice cover*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lidén, R., Harlin, J.** (2000): *Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance in different climates*. Journal of Hydrology 238, 231-247
- Liggett, J., A.** (1975): *Basic equations of unsteady flow*. Unsteady flow in open channels: Water Resources Publications (szerk. Mahmood, K., Yevjevich, V.), p.29-62
- Liptay, Z., Á., Veverka, M.** (2012): *Online árvíz-előrejelzés és adatigénye*. Magyar Hidrológiai Társaság XXX. Országos Vándorgyűlés, 67-78.
- Liptay, Z., Á., Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Klug, H.** (2018): *Hydrological Modelling Of Small Alpine Watersheds With The Nam Model*. Carpathian Journal Of Earth And Environmental Sciences 13, 1, pp. 235-248.
- Lokhtine, W.** (1907): *Phénoménés de la congélation des rivières. Causes de la formation de la glace intérieure fluviale*. Paris.
- Lovász, Gy.** (1991): *A jégviszonyok évszázados változásai a Kárpát-medence folyóin*. Földrajzi Értesítő. 40/3-4, 347-353.
- Lóczy, D.** (2010): *Flood hazard in Hungary: a re-assessment*. Central European Journal of Geosciences 2/4, 537-547
- Lüscher, G.** (1906): *Das Grundeis und daherige Störungen in Wasserläufen und Wasserwerken*. Aarau.

- Madsen, H.** (2000): *Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives*. Journal of Hydrology 235, 276-288
- Madsen, H., Wilson, G., Ammentrop, H., C.** (2001): *Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models*. Journal of Hydrology 261, 48-59
- Makungo, R., Odiyo, J., O., Ndiritu, J., G., Mwaka, B.** (2010): *Rainfall-runoff modelling approach for ungauged catchments: A case study of Nzhele River sub-quantary catchment*. Physics and Chemistry of the Earth 35, 596-607
- Massie, D., D., White, K., D., Daly, S., F.** (2002): *Application of neural networks to predict ice jam occurrence*. Cold Regions Science and Technology, 35/2, 115-122.
- Mayer, I.** (1987): *A jégtorlaszok kialakulásának hidraulikai vizsgálata*. Vízügyi Közlemények. 69/4, 527-547.
- Michel, B.** (1963): *Theory of formation and deposit of ice covers in rivers*. Eastern Snow Conference. Quebec.
- Michel, B.** (1978): *Ice mechanics*. Les presses de l'Université Laval, Quebec, Canada, pp 1–499
- Miller, J., E.** (1984): *Basic Concepts of Kinematic-Wave Models*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1302. U. S. Department Of The Interior
- Mintz, Y., Walker, G., K.** (1993): *Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature*. J. Appl. Meteorol., 32. 1305–1335.
- Moriasi, D., N., Arnold, J., G., Van Liew, M., W., Bingner, R., L., Harmel, R., D., Veith, T., L.** (2007): *Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*. American Society of Agricultural and Biological Engineers 50/3, 885-900
- Nash, J., E.** (1957): *The form of insantaneous unit hydrograph*. International Association of Hydrological Sciences General Assembly, Toronto. 45(3), 114-121.
- Nash, J., E.** (1960): *A unit hydrograph study, with particular reference to british catchments*. Hydraulics Research Station, Department of Scientific and Industrial Research, p.n. 6433
- Nash, J., E., Sutcliffe, I., V.** (1970): *River flow forecasting through conceptual models, Part I*, Journal of Hydrology 10, 282-290
- Nusser, F.** (1950): *Gebiete gleicher Eisvorbereitungszeit an den deuschen Küsten*. Deutsche Hydrographische Zeitschrift. 3, 3/4.
- Nyberg L.** (1986) *Ice Formation in a River*. In: Markatos N.C., Cross M., Tatchell D.G., Rhodes N. (eds) Numerical Simulation of Fluid Flow and Heat/Mass Transfer Processes. Lecture Notes in Engineering, vol 18. Springer, Berlin, Heidelberg
- Odiyo, J., O., Phangisa, J., I., Makungo, R.** (2012): *Rainfall-runoff modelling for estimating Latonyanda River flow contributions to Luvuvhu River downstream of Albasini Dam*. Physics and Chemistry of the Earth 50-50, 5-13
- Omstedt, A.** (1985): *Modelling frazil ice and grease ice formation in the upper layers of the ocean*. Cold Region Sciences and Technology, 11:1985, pp 87 – 98
- Omstedt, A., Svensson, U.** (1984): *Modelling supercooling and ice formation in a turbulent Ekman layer*. Journal of Geophysical Research, Vol. 89, No. C 1, pp 735 – 744

- Az Országos Vízelző Szolgálat szervezete** (1899). A m. kir. földművelésügyi minister kiadványa. Budapest.
- Ostojski, M.** (2013): *Application of hydrological and hydraulic models for hydrological data transfer*. Acta Geophysica 61, 690-705
- Östman, C., J.** (1950): *Om sambandet mellan köldsummor, isläggning och istjocklek*. Meddelanden från Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut. Serie A. N:o 1.
- Palosuo, E.** (1951): *Ice in the Baltic and the Meteorological Factors*. Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer. 17,2
- Palosuo, E.** (1958): *Methods used in the ice service in the Baltic*. Arctic Sea Ice: Proceedings of the Conference. National Academy of Sciences – National Research Council. Washington D.C.
- Panday, P., K., Williams, C., A., Frey, E., K., Brown, M., E.** (2013): *Application and evaluation of a snowmelt runoff model in the Tamor River basin, Eastern Himalaya using a Markov Chain Monte Carlo (MCMC) data assimilation approach*. Hydrological Processes 28, 5337-5353
- Pavelsky, T., M., Smith, L., C.** (2004): *Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup observed with MODIS and AVHRR time series*. Remote Sensing of Environment, 93, 328-338
- Persson, A., Andersson, E., Tsonevsky, I.** (2011): *User guide to ECMWF forecasts products*. ECMWF
- Popescu, I.** (2014): *Computational Hydraulics*. IWA Publishing.
- Rahim, B., E., A., Yusoff, I., Jafri, A., M., Othman, Z., Ghani, A., A.** (2012): *Application of MIKE SHE modelling system to set up a detailed water balance computation*. Water and Environmental Journal 26, 490-503
- Raphael, I., M.** (1962): *Prediction of temperature on rivers and reservoirs*. Proc. of the ASCE, Power Division, 88/02
- Rodhe, B.** (1952): *On the relation between air temperature and ice formation in the Baltic*. Geografiska Annaler. 34, 175-202, Stockholm
- Rodhe, B.** (1955): *A study of the correlation between the ice extent, the course of air temperature and the sea surface temperature in the Åland Archipelago*. Geografiska annaler, 37, 141-163, Stockholm
- Rulin, O., Liliang, R., Wiming, Ch., Zhonbo, Y.** (2008): *Application of hydrological models in a snowmelt region of Aksu River Basin*. Water Science and Engineering 1, 1-13
- Seity Y., Brousseau P., Malardel S., Hello G., Bénard P., Bouttier F., Lac C., Masson V.,** (2011): *The AROME-France Convective-Scale Operational Model*, Mon. Wea. Rev., 139, 976-99
- Singh, A., Singh, S., Nema, A., K., Singh, G., Gangwar, A.** (2014): *Rainfall-runoff modelling using MIKE 11 NAM model for Vinayakpur intercepted catchment, Chhattisgarh*. Indian J. Dryland Agric. Res. & Dev 29, 1-4
- Somogyi, P., Liptay, Z., Á, Nagy, Zs., Veverka, M.** (2011): *A Mura árvíz előrejelző modell kiterjesztése a magyarországi vízgyűjtőre*. Magyar Hidrológiai Társaság XXIX. Országos Vándorgyűlés, 406-414.
- Stagl, J., C., Hattermann, F., F.** (2015): *Impacts of Climate Change on the Hydrological*

- Regime of the Danube River and Its Tributaries Using an Ensemble of Climate Scenarios*. Water 7/11. 6139-6172
- Starosolszky, Ö.** (1969): *A jég a vízéptésben*. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet. Budapest.
- Starosolszky, Ö.** (1989): *A vízlépcsők hatása a jégjárásra*. Vízügyi Közlemények. 71/3, 374-386.
- Stefanovits, P., Filep, Gy., Füleky, Gy.** (2010): *Talajtan*. Mezőgazda kiadó, Budapest
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B., Brauer, A.** (2013): *Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria)*. Quaternary Science Reviews 80, 78-90.
- Szilágyi, J., Kovács, Á.,** (2010): *Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (CREMAP) technique for Hungary*. Periodica Polytechnica Civil Engineering, 54(2), 95-100.
- Szilágyi, J., Kovács, Á.,** (2011): *A calibration-free evapotranspiration mapping technique for spatially-distributed regional-scale hydrologic modeling*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 59(2), 118-130.
- Szilágyi, J., Kovács, Á., Józsa, J.,** (2011): *A calibration-free evapotranspiration mapping (CREMAP) technique*, in Labeledzki, L (ed.) Evapotranspiration, INTECH, Rijeka, Croatia, ISBN 978-953-307-251-7.
- Szilágyi, J.,** (2015): *Complementary-relationship-based 30-year normals (1981-2010) of monthly latent heat fluxes across the contiguous United States*. Water Resources Research, doi:10.1002/ 2015WR017693.
- Szilágyi, J., Crago, R. Qualls, R.,** (2016): *Testing the generalized complementary relationship of evaporation with continental-scale long-term water-balance data*. Journal of Hydrology, 540, 914-922.
- Thompson, J., R., Refstrup Sorenson, H., Gavin, H., Refgaard, A.** (2004): *Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England*. Journal of Hydrology 293, 151-179
- Thorntwaite, C., W.** (1948): *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical Review 38, 55-94
- Timalsina, N., P., Charmasson, J., Alfredsen, K., T.** (2013): *Simulation of the ice regime in a Norwegian regulated river*. In Cold Regions Science and Technology, Volume 94, 2013, 61-73.
- Torma, P., Széles, B. & Hajnal, G.** (2014): *Applicability of different hydrological model concepts on small Hungarian basins: case study of Bükkös Creek*. Acta Silvatica Et Lignaria Hungarica: An International Journal In Forest, Wood And Environmental Sciences 10, 77-90
- Tsang, G.** (1982): *Frazil and anchor ice — A monograph*. Nat. Res. Council., Ottawa, Canada, pp 1 – 90
- U.S. Army Corps of Engineers** (1956), *Snow hydrology: Summary report of the snow investigations*. Portland, Ore.: U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division, Portland District.

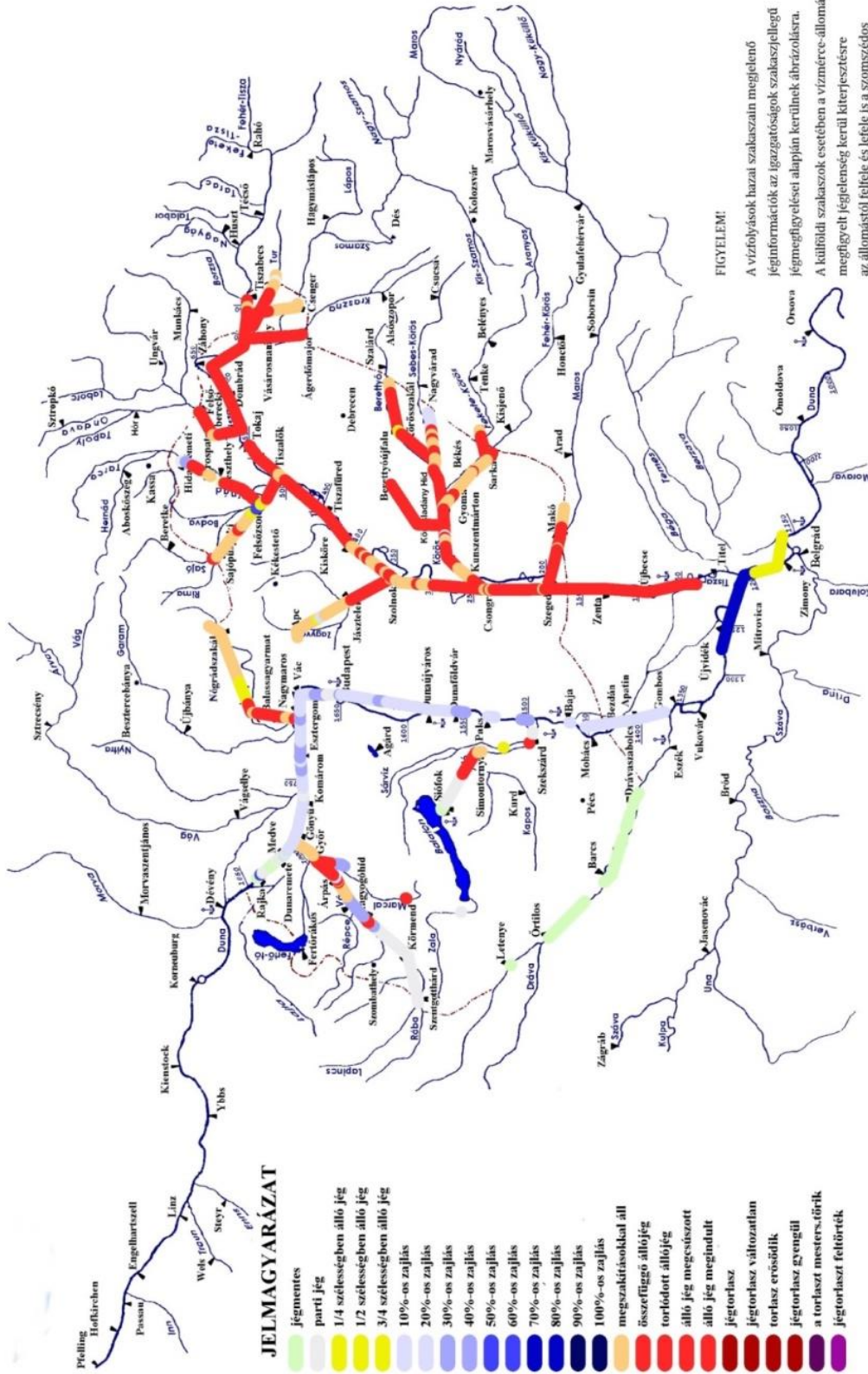
- U.S. Army Corps of Engineers** (1982): *Ice Engineering*. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
- U.S. Army Corps of Engineers** (1993): *Introduction and application of kinematic wave routing techniques using HEC-1*. DAVIS, CA.
- V. Nagy, I.** (1970): *Hidrológia II*. Budapesti Műszaki Egyetem, Tankönyvkiadó Vállalat
- Van Leeuwen, B., Právetz, T., Liptay, Z., Á., Tobak, Z.** (2016): *Physically based hydrological modelling of inland excess water*. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 11/2, 497-510
- Vansteenkiste, T., Tavakoli, M., Steenbergen, N., Smedt, F., Batelaan, O., Pereira, F., Willems, P.** (2014): *Intercomparison of five lumped and distributed models for catchment runoff and extreme flow simulation*. Journal of Hydrology 511, 335-349
- Wagener, T., Wheeler, H., S., Gupta. H., V.** (2004): *Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments*. Imperial College Press, London
- Wang, C.** (2018): *Numerical modelling of ice floods in the Ning-Meng reach of the Yellow river*. London: CRC Press.
- Wang, Z., Li, Ch.** (2009): *River ice forecasting based on genetic neural network*. International Conference on Information Engineering and Computer Science, Wuhan, 2009, pp. 1-4.
- Yu, D., Yusu, Y.** (2011): *The research on the breakup of river ice cover prediction based on artificial neural network model*. IEEE 3rd International Conference on Communication Software and Networks, Xi'an, 2011, pp. 17-19.
- Zakermoshfegh, M., Ghodsian, M., Salehi Neishabouri, S., A., A., Shakiba, M.** (2008): *River flow forecasting using neural networks and auto-calibrated NAM model with Shuffled complex evolution*. Journal of Applied Sciences 8, 1487-1494
- Zsilák, E.** (1974): *A nagyfedettségű, telített jégmozgás néhány elméleti kérdése*. Vízügyi Közlemények. 55/1, 105-113

1. MELLÉKLET: NAPI JÉGJÁRÁSI TÉRKÉP, 2017.01.20.

(forrás: OVSZ)

VI. évfolyam 67. szám
2017.01.20.

NAPI JÉGJÁRÁSI TÉRKÉP

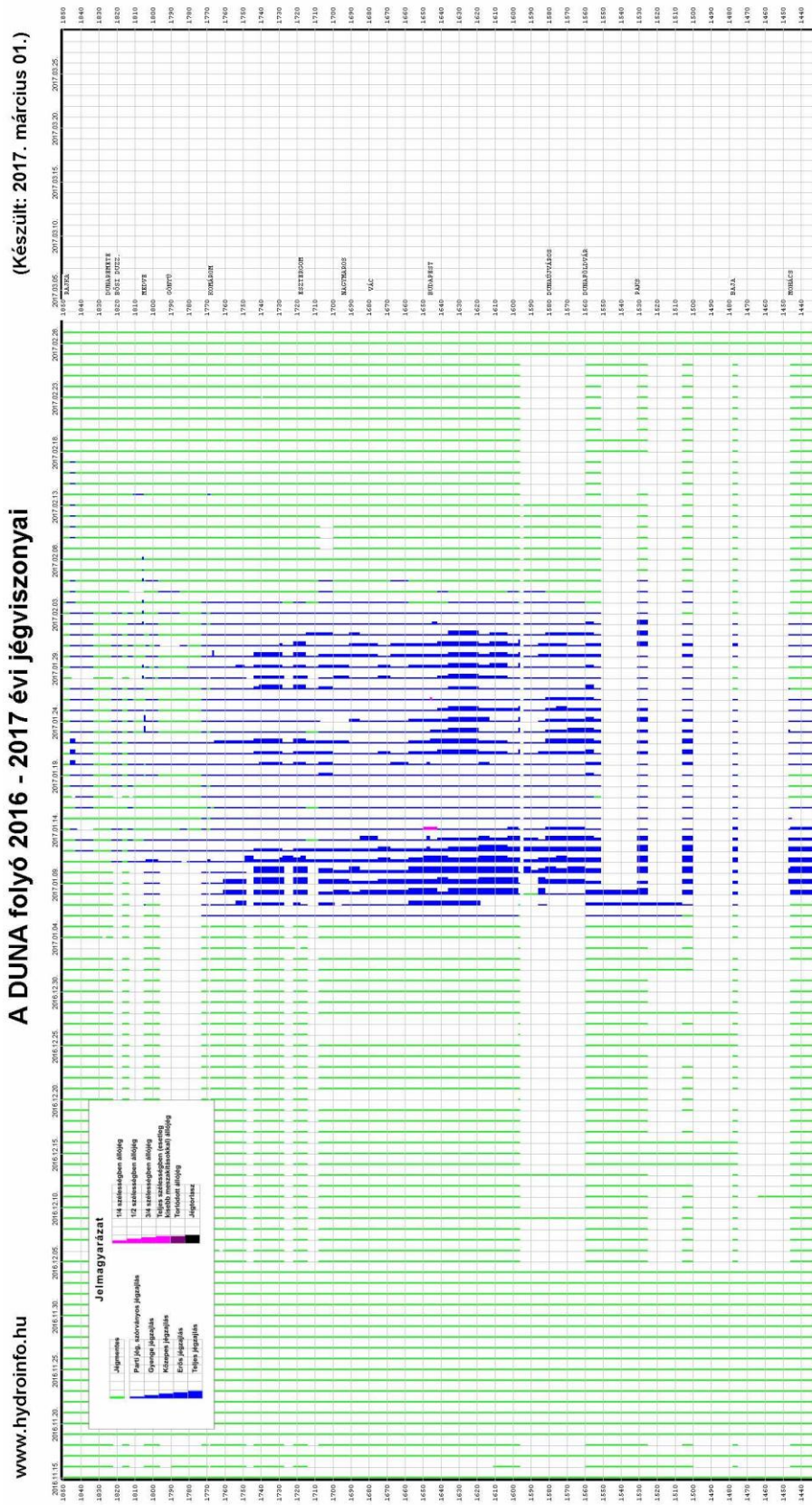


FIGYELEM!

A vízfolyások hazai szakaszain megjelenő jéginformációk az igazgatóságok szakaszjellegű jégmegfigyelései alapján kerülnek ábrázolásra. A külföldi szakaszok esetében a vízmércé-állomásoknál megfigyelt jégjelenség kerül kiterjesztésre az állomástól felfele és lefele is a szomszédos állomások irányában az állomások közötti távolság feléig.

2. MELLÉKLET: DUNA ÉS TISZA JÉGGRAFIKONOK, 2016-2017

(forrás: OVSZ)



A TISZA folyó 2016 - 2017 évi jégviszonyai

(Készült: 2017. március 01.)



3. MELLÉKLET: ÁTTEKINTŐ TÉRKÉP A VIZGÁLT TERÜLETRŐL

