

Alkalmazott és városklimatológia

Szerkesztők: Pongrácz Rita, Bartholy Judit

**Bartholy Judit
Dezső Zsuzsanna
Gelybó Györgyi
Kern Anikó
Pongrácz Rita
Radics Kornélia**

Alkalmazott és városklimatológia: Szerkesztők: Pongrácz Rita, Bartholy Judit

írta Bartholy Judit, Dezső Zsuzsanna, Gelybó Györgyi, Kern Anikó, Pongrácz Rita, és Radics Kornélia
Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Tartalom

1. Levegőkörnyezet, városi szmog	1
1.1. London-típusú városi szmog	1
1.2. Fotokémiai városi szmog	2
1.3. A budapesti levegőminőség	3
1.4. Levegőminőségi normák	7
Ellenőrző kérdések	9
2. Megújuló energiaforrások	10
2.1. A megújuló energiaforrások hasznosításának rövid története	10
2.2. A népességgel növekvő földi energia igény	11
2.3. Napenergia	13
2.4. Szélenergia	15
2.5. Vízenergia	17
2.6. Bioenergia	19
2.7. Geotermikus energia	20
Ellenőrző kérdések	21
3. Hidrológia, vízügy, vízgazdálkodás	22
3.1. A víz körforgalma	22
3.2. Csapadék	25
3.3. Párolgás	32
3.4. Beszivárgás	35
3.5. Lefolyás	36
Ellenőrző kérdések	40
4. Mezőgazdaság, erdészet, erdőtüzek	41
4.1. Mezőgazdaság, agroklimatológia	41
4.1.1. Az éghajlat és a mezőgazdaság kölcsönhatása	41
4.1.2. A mezőgazdaságot befolyásoló legfontosabb éghajlati elemek	42
4.1.3. Az agroklimatológiai körzetek	44
4.1.4. Az éghajlati változékonyság és szélsőséges időjárási jelenségek hatása a mezőgazdaságra	46
4.1.5. Klímaváltozás	48
4.2. Erdészet	49
4.2.1. Az erdők éghajlatmódosító hatása	49
4.2.2. Az erdők szénmegkötése	49
4.2.3. Az erdőket érő növekvő kár	50
4.2.4. Az erdők kiterjedésének változása	50
4.2.5. Az éghajlatváltozás hatása a fafajok eloszlására	50
4.2.6. Az erdőtüzek klimatológiája	51
4.2.7. Az erdőtüzek hatásai és kapcsolatuk az éghajlattal	53
4.2.8. Az erdőtüzek műholdas detektálása	54
Ellenőrző kérdések	54
5. Katonai meteorológia	56
5.1. A katonai meteorológia története	57
5.1.1. A magyar katonai meteorológia történetének áttekintése, rövid ismertetése	59
5.2. A meteorológiai támogatás	61
5.2.1. A meteorológiai támogatás alapelvei	63
5.2.2. A meteorológiai támogatás végrehajtásának feltételei	65
5.3. Meteorológiai adatok	65
5.4. A meteorológiai támogatás végrehajtása	66
5.5. Meteorológiai infrastruktúra	70
Rövidítések	73
Ellenőrző kérdések	74
6. Viharok, tornádók, hurrikánok, katasztrófavédelem	75
6.1. Mezőskálájú viharok, zivatarfelhők	75
6.1.1. A mezőskálájú viharok, zivatarfelhők keletkezése, dinamikai háttere	75
6.1.2. A mezőskálájú viharok, zivatarfelhők által okozott károk	77

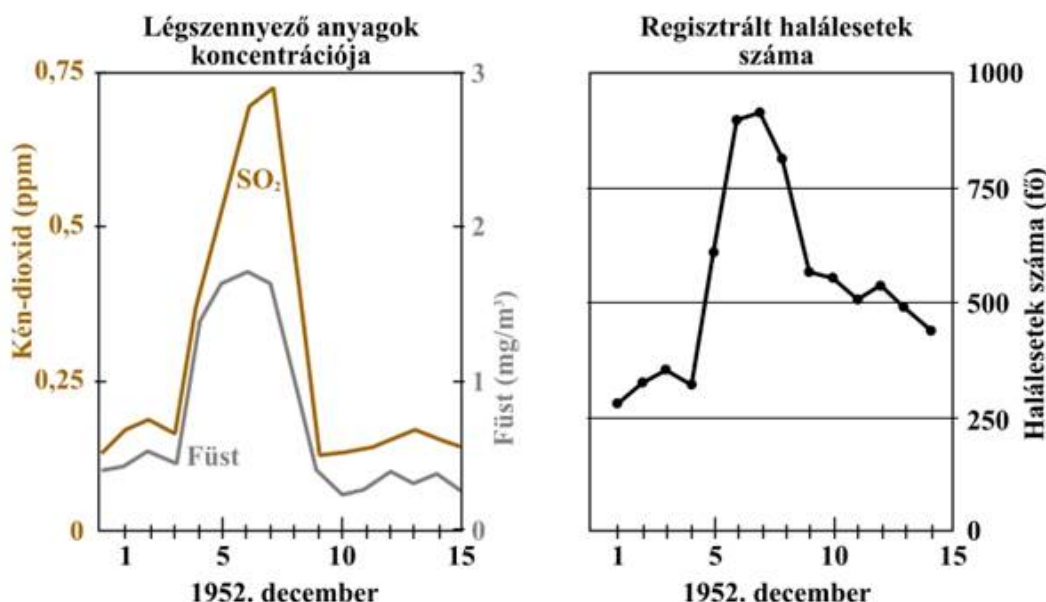
6.1.3. A mezoskálájú viharok klimatológiája	77
6.2. Tornádók	78
6.2.1. A tornádók keletkezése, dinamikai háttere	78
6.2.2. A tornádók intenzitása és az okozott károk	80
6.2.3. A tornádók klimatológiája	81
6.3. A trópusi ciklonok	82
6.3.1. A trópusi ciklonok keletkezése, dinamikai háttere	82
6.3.2. A trópusi ciklonok intenzitása és az okozott károk	84
6.3.3. A trópusi ciklonok klimatológiája	87
6.4. Katasztrófavédelem	90
6.4.1. A katasztrófavédelem fontossága	90
6.4.2. Katasztrófavédelem Magyarországon	91
6.4.3. A globális éghajlatváltozás hatása a katasztrófavédelem szempontjából	92
Ellenőrző kérdések	93
7. Egészségügy	94
7.1. Ultraibolya sugárzás	96
7.2. Hőhullámok	97
7.2.1. A hőségriadó hazai fokozatai	97
7.2.2. A jövőben várható változások	98
7.3. Levegőminőség	102
7.4. Vízhőmérséklet	102
7.5. Vektorok által terjesztett betegségek	102
7.6. Növényi eredetű allergének	103
Ellenőrző kérdések	103
8. Statisztikus klimatológia	104
8.1. Momentumok	104
8.2. Rendezett minta jellemzői	105
8.3. Trendelemzés, regresszió	105
8.4. Kovariancia és korreláció	107
8.5. Hisztogram, eloszlások	109
8.6. Box-Whisker diagram	112
8.7. Szórásdiagram	113
Ellenőrző kérdések	114
9. A városklíma-elemzések története és jelentősége	115
9.1. Urbanizációs folyamatok a világban, Európában és Magyarországon	115
9.2. A városklíma-kutatások története és jelentősége	119
Ellenőrző kérdések	120
10. Városklimatológiai mérések, megfigyelések	121
10.1. A városokban zajló folyamatok nagyságrendje	121
10.1.1. A horizontális skála	121
10.1.2. A vertikális skála	122
10.2. A városklimatológiai állomáshálózat	123
10.3. Mobil mérések	125
10.4. Műholdas mérések	127
10.5. Repülőgépes mérések	128
Ellenőrző kérdések	129
11. A városi klíma jellemzői	131
11.1. A sugárzási viszonyok alakulása a városok területén	132
11.2. A városok vízháztartási egyenlege	134
11.3. A légáramlás módosulása a város területén	134
11.4. A városi és városon kívüli területek éghajlatának különbségei	135
Ellenőrző kérdések	136
12. A városi hősziget és az épített környezet sajátosságai	137
12.1. A városi hősziget	137
12.2. Épületek klimatológiája	140
12.3. Törekvések a városi hősziget hatás csökkentésére	141
12.3.1. Hidegetetők alkalmazása	143
12.3.2. Hideg útburkolatok alkalmazása	144

12.3.3. Zöldtetők	146
Ellenőrző kérdések	150
13. A magyarországi városklíma-kutatások	151
13.1. A hazai városklíma-kutatások története	151
13.2. Városklíma-kutatások Magyarországon	151
13.3. A magyarországi nagyvárosokban kialakuló városi hősziget vizsgálata műholdas felszínhőmérsékleti mérések alapján	152
13.3.1. A felhasznált adatok	152
13.3.2. A vizsgálati módszerek	153
13.3.3. A városi hősziget szerkezete	157
13.3.4. A városi hősziget keresztmetszete	159
13.3.5. A városi hősziget átlagos intenzitása	160
13.3.6. A hősziget finomszerkezetének vizsgálata nagyfelbontású műholdképek alapján	162
Ellenőrző kérdések	165
14. Irodalomjegyzék	166

1. fejezet - Levegőkörnyezet, városi szmog

A levegőkörnyezet módosulása egyértelműen antropogén hatásokra vezethető vissza, melyek a sűrűbben lakott települések körzetében a kibocsátások miatt fokozottabban érvényesülnek. Az egyre több kibocsátás és a növekvő földi népesség következtében már a XVI. századtól kezdve találunk feljegyzéseket a városi légszennyezettségi eseményekkel kapcsolatban. A XX. század előtt csupán néhány esetről beszélhetünk, mely akár térben, akár időben tekintve jóval ritkább előfordulást jelent, mint ami az utóbbi néhány évtizedben jellemző volt. Az ipari forradalom kiindulási helyszínén, Angliában – azon belül is elsősorban Londonban – a nagyarányú szénfelhasználás miatt a kén-dioxid (SO₂) és a korom jelentős kibocsátásának hatására már 1880-ban és 1911-ben is többszáz haláleset következett be.

A városi légszennyezésre a XX. század során lejátszódott rendkívül erős szennyezési események hívták fel a figyelmet. Például 1952. december elején egy lassan mozgó anticiklon hatására Londonban olyan nagy mértékben megnőtt a korom és a kén-dioxid koncentrációja, hogy pár nap leforgása alatt mintegy 4000 emberrel több halt meg, mint máskor (1.1. ábra), s a légzési megbetegedések száma is megnégyszereződött. A regisztrált koncentrációértékeket és a napi halálozási eseteket összevetve egyértelmű az erős kapcsolat a légszennyezettség és a kritikussá váló egészségi állapot alakulása között.

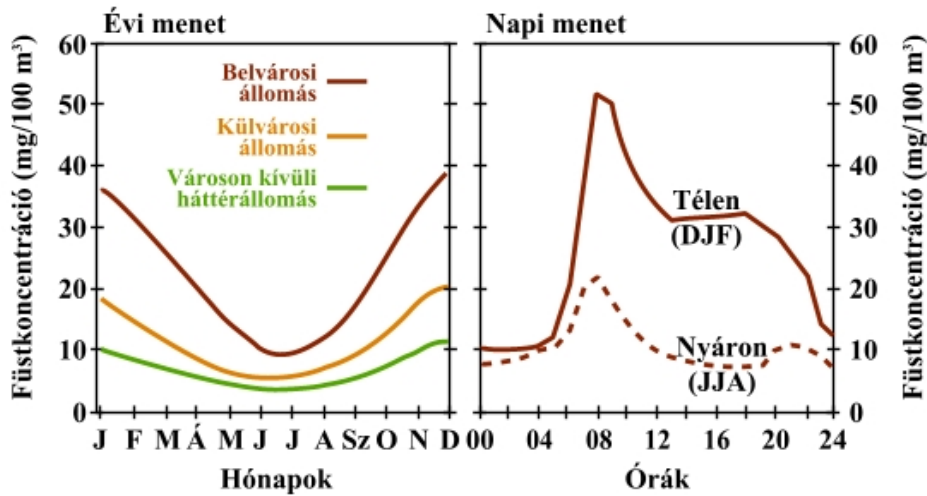


1.1. ábra: Levegőszennyezettségi katasztrófa következményei Londonban, 1952. december

1.1. London-típusú városi szmog

A városi légszennyezés hatására kialakuló füstköd (vagy más néven szmog) egyik fő típusa a London-típusú szmog. Ennek a levegőminőség-romlásnak a fő oka a szilárd fosszilis tüzelőanyag – szén – égetése. Nagyobb mértékű a levegő szennyezése akkor, ha feketeköszén helyett nagyobb kén-tartalmú barnaköszén használnak fűtésre. A kőszén égetésekor a benne lévő kén is elég, s a szén-dioxid mellett jelentős mennyiségű kén-dioxid keletkezik. Az égés során keletkező gázokon kívül nagy mennyiségű korom is a légtérbe jut. A reggeli órákban általában jellemző nagyobb nedvességtartalmú meteorológiai viszonyok a rengeteg koromszemcse jelenlétében fokozott kondenzációhoz vezetnek. A légköri víz a kén-dioxid – valamint az annak oxidációjakor keletkező kén-trioxid – oldódásával savas kémhatású lesz. Ezáltal tehát kénessav, illetve kénsav keletkezik, amelyből savas eső, savas köd képződik. A jellemző szennyező anyagok miatt szürkés színű, redukáló hatású szmog kialakulásának kedvez a magas légnyomás és a nagy légnedvesség, a szélcsendes időjárás, továbbá a viszonylag alacsonyabb hőmérséklet. Ezért az ilyen jellegű városi szmog főként a téli hónapokban jött létre (1.2. ábra). Korábban Londonon és az angol iparvidéken

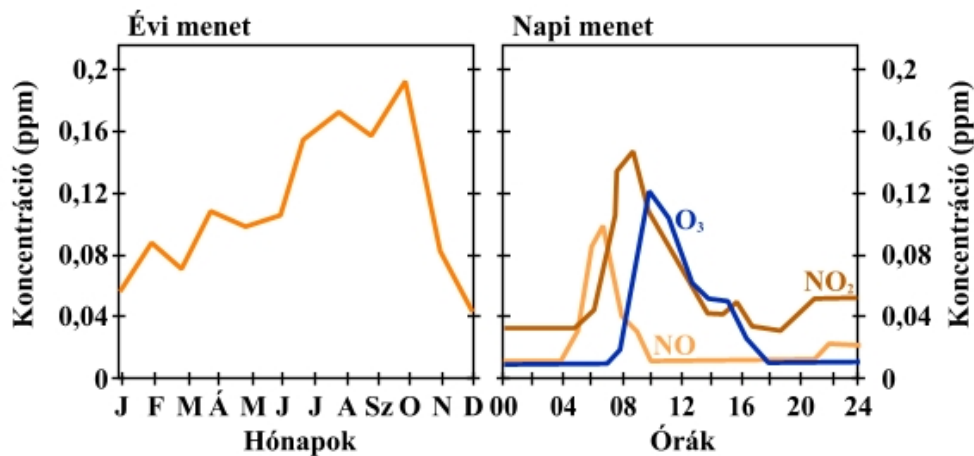
kívül a német Ruhr-vidéken is jelentkezett időről időre. Napjainkban a fejlett országokban a kén-dioxid kibocsátásának drasztikus csökkenése miatt ez a típusú szmog már nem fordul elő.



1.2. ábra: A légszennyező anyagok jellemző évi (bal oldalon) és napi (jobb oldalon) koncentrációváltozásai a London-típusú szmog esetén (Leicester, Nagy-Britannia, 1937–1939)

1.2. Fotokémiai városi szmog

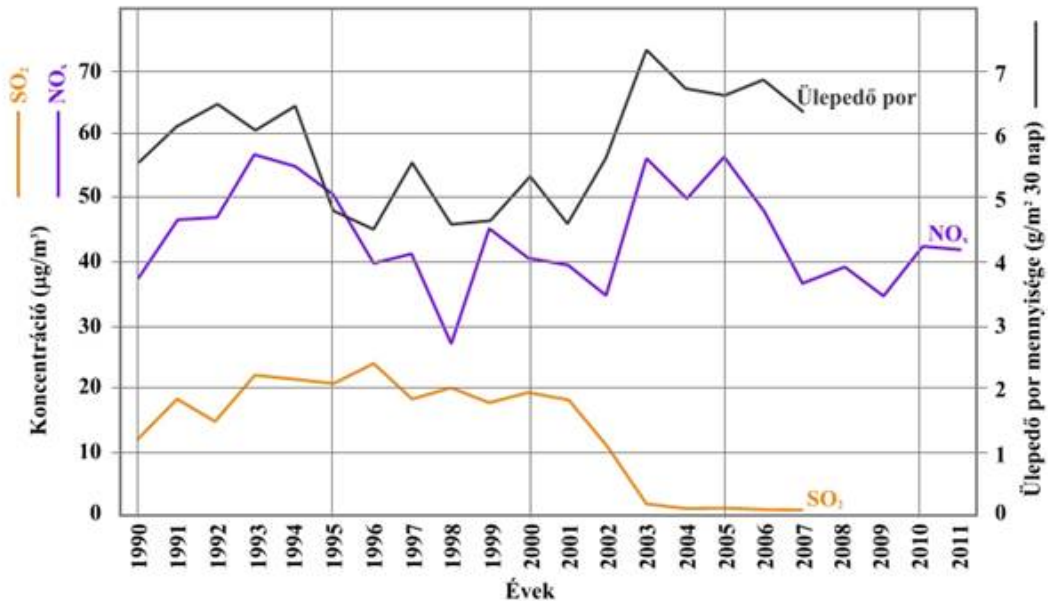
Jellemzően a XX. század közepétől az Amerikai Egyesült Államok nyugati partvidékének nagyvárosában, Los Angelesben is rendszeresen megfigyeltek nagy légszennyezés miatt kialakuló szmoghelyzeteket, ám ezek eltérő kibocsátási források miatt jöttek létre. A London környékére települt nehézipari szennyező források kibocsátásával ellentétben ebben a régióban a közlekedésből származó szennyező anyagok dominálnak. Ilyenek például a nitrogén-oxidok (NO_x), a szén-monoxid (CO), az illékony szerves vegyületek (azaz angol nevüknek – volatile organic compounds – rövidítésével VOC) stb. Ezen prekursor gázok jelenlétében az intenzív napsütés hatására másodlagos szennyező anyagként ózon keletkezik a felszínközeli légrétegben. Az így kialakuló fotokémiai szmog barnás színű a nitrogén-oxidok miatt. A folyamat rendszerint a reggeli csúcscsúrgalom idején kezdődik, s az ózonkoncentráció a maximumát a déli, koradélutáni órákban éri el (1.3. ábra). Meteorológiai szempontból a meleg, száraz, napsütéses, szélesenedes időjárás kedvez a szmog kialakulásának. Európában elsősorban a mediterrán térség nagyvárosaiban – például Athénban és Madridban – gyakran megfigyelhető a nyári időszakban. 1985-ben már Budapesten is észleltek fotokémiai szmogot.



1.3. ábra: A légszennyező anyagok jellemző éves (bal oldalon) és napi (jobb oldalon) koncentrációváltozásai a Los Angeles-típusú szmog esetén (Los Angeles, 1964–1965)

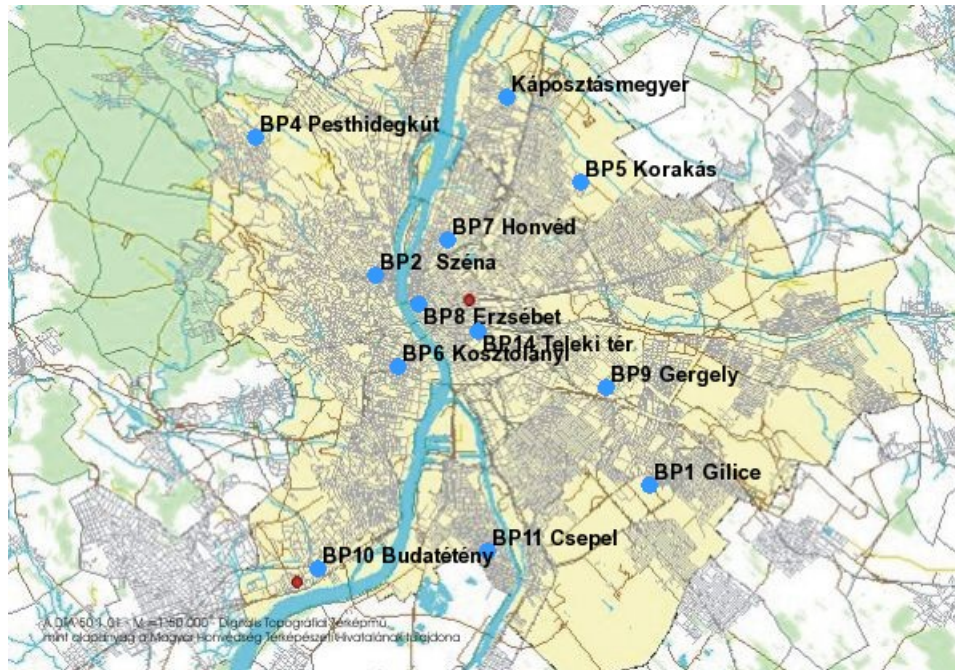
1.3. A budapesti levegőminőség

A hazai nagyvárosok közül a mintegy 1,7 millió lakosú Budapest szennyezett levegője érinti a legtöbb embert. A levegőszennyezettség mutatói közül az 1.4. ábrán a kén-dioxid, a nitrogén-dioxid, valamint az ülepedő por mennyiségének alakulását követhetjük 1990 és 2011 között. Jól látható, hogy az elmúlt két évtizedben a kén-dioxid megfigyelt évi átlagos koncentrációi egyszer sem érték el az $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ egészségügyi határértéket, s az ülepedő por mért koncentrációértékei is a $10 \text{g}/\text{m}^2 \cdot 30 \text{nap}$ nagyságú egészségügyi határérték alatt maradt. A nitrogén-dioxid esetén sajnos a legtöbb évben az átlagos koncentráció meghaladta a $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ egészségügyi határértéket. Az évi átlagos koncentráció csupán 1998-ban, 2002-ben, 2007-2009 időszakban maradt kicsit a határérték alatt.



1.4. ábra: A budapesti levegőminőség alakulása, 1990–2011 (LKR Adatközpont mérései alapján)

Az Országos Légszennyezettségi Mérőhálózat (OLM, <http://www.kvvm.hu/olm/>) keretében a hazai városokban 1974 óta folyik több mérőponton rendszeres, óránkénti rögzítésű levegőszennyezettség-mérés. A budapesti mérési program jelenlegi 12 mérőállomásának helye az 1.5 ábra térképén látható. A mérőpontok közül öt a belvárosban, öt a külső kerületekben, kettő pedig ipari létesítmények közelében helyezkedik el. Az automatikus analizátorokkal felszerelt mérőeszközöket általában telepített konténerházakban (1.6. ábra) helyezik el, és az adattovábbítás elektronikus úton történik az adatközpontba. A mérőrendszer a legfontosabb szennyező anyagok – NO₂, NO_x, CO, O₃, PM10, PM2.5, VOC, C₆H₆ – koncentrációját regisztrálja. Korábban a SO₂ koncentrációját is mérték, de a potenciális szennyező források radiálisan lecsökkent kibocsátása, és az ennek következtében tartósan alacsony koncentráció értékek miatt 2008 óta ez nagyrészt megszűnt. Megjegyezzük, hogy a vidéki városokban is végeznek hasonló levegőminőségi méréseket az OLM keretében, de a jóval kisebb területi kiterjedés miatt általában csak legfeljebb két-három mérőponton.



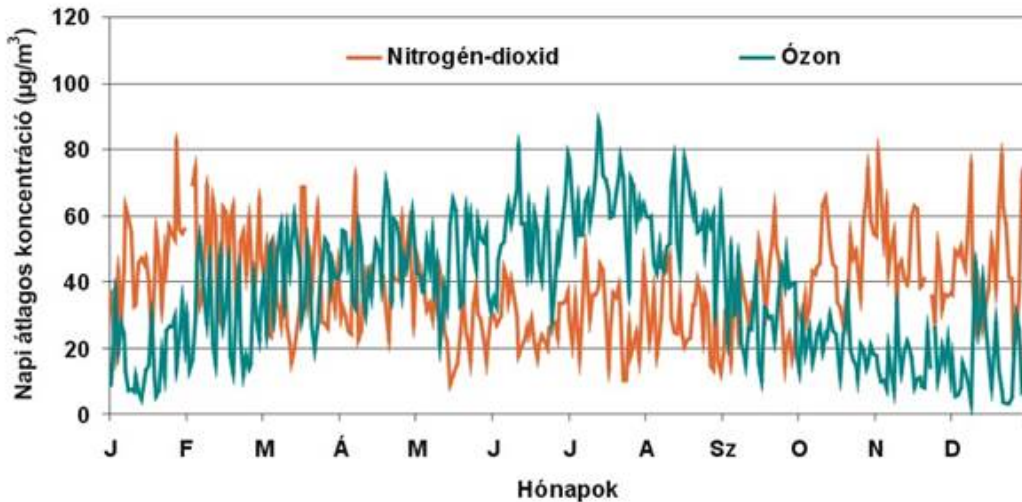
1.5. ábra: A budapesti levegőminőség-mérő hálózat állomáshálózata (<http://www.kvvm.hu/olm/>)

A budapesti mérések közül példaként a 2010 során a Teleki téren (1.6. ábra) végzett mérések alapján mutatjuk be a fontosabb légszennyező anyagok napi átlagos koncentrációjából meghatározott éves menetet, illetve az órák koncentráció értékek alapján az évszakonként jellemző napi menetet. A nitrogén-dioxid és az ózon koncentráció évi menete az 1.7. ábrán látható, a szén-monoxidé az 1.8. ábrán, a PM10 (azaz a 10 µm-nél kisebb méretű aeroszolrészecskék) koncentrációját pedig az 1.9. ábrán követhetjük végig a teljes évre.



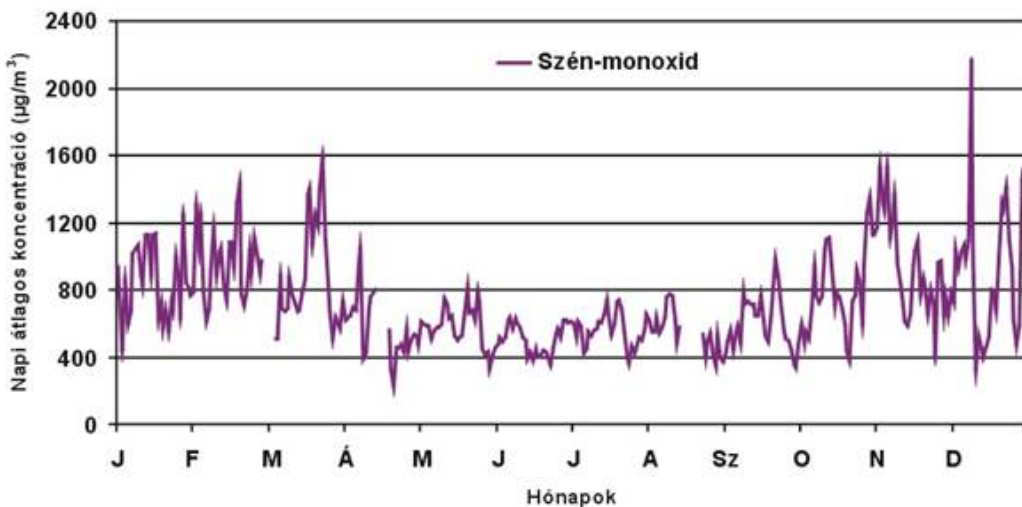
1.6. ábra: A Teleki téren található mérőállomás

A nitrogén-dioxid esetén (1.7. ábra narancssárga görbéje) a nyáron megfigyelhető, összességében alacsonyabb – jellemzően 20-40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ nagyságrendű – napi átlagos koncentrációértékek a kisebb gépjárműforgalommal és az ózonképződés során elhasználódó nagyobb NO_2 aránnyal magyarázhatók. A Teleki téren található állomáson 2010-ben ugyan nem történt a napi koncentráció idősorában egészségügyi határérték átlépés (a napi átlagok esetén ez a határérték 85 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), de többször is előfordult, hogy megközelítette ezt a koncentrációértéket a napi átlag. Ilyen napok a téli félévben, s azon belüli is a meteorológiai viszonyok függvényében késő ősztől kora tavaszig szoktak jelentkezni. Az ózonkoncentrációban (1.7. ábra zöld görbéje) egyértelműen kirajzolódik a nitrogén-dioxidéval ellentétel évi menet. Általában nyáron nagyobb, télen kisebb napi átlagos koncentráció értékeket szoktak regisztrálni, mely a napsugárzás hatására intenzívebb nyári ózonképződésre utal. A maximális – 70 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ -t meghaladó – átlagértékeket júniusban, júliusban és augusztusban figyelhetjük meg, ám 2010-ben ezek sem érték el a 120 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ egészségügyi határértéket.



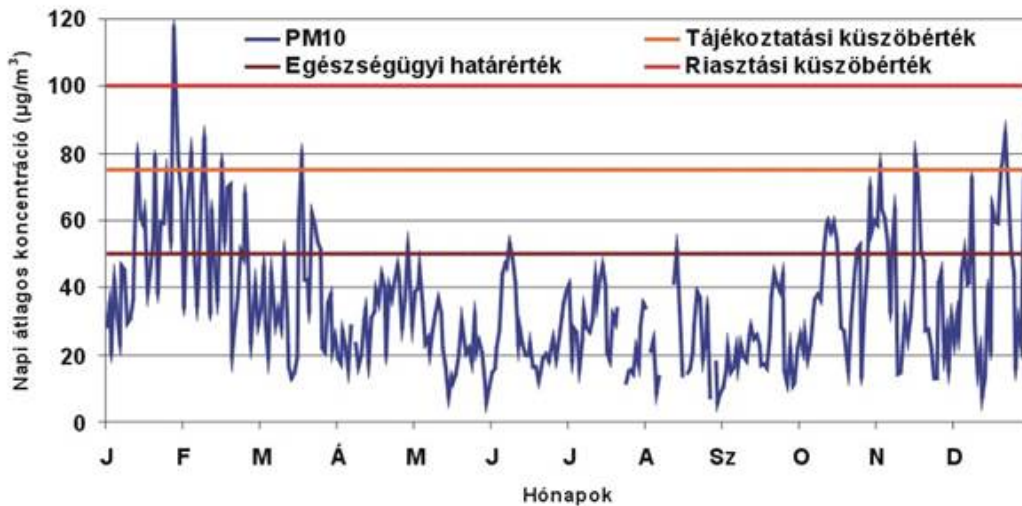
1.7. ábra: A nitrogén-dioxid és az ózon napi átlagkoncentrációjának éves menete (2010, Teleki tér)

A szén-monoxid esetén (1.8. ábra) szintén egyértelműen leolvasható a téli maximum, ami a fokozottabb energiafelhasználás és közlekedés következménye. Az októbertől márciusig tartó időszakban a legmagasabbak a napi átlagos koncentrációértékek, melyek 2010 során többször is meghaladták az 1200 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ értéket. A napi koncentrációra vonatkozó 5000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ egészségügyi határértéket azonban szerencsére még ekkor se közelítették meg a regisztrált koncentrációk.



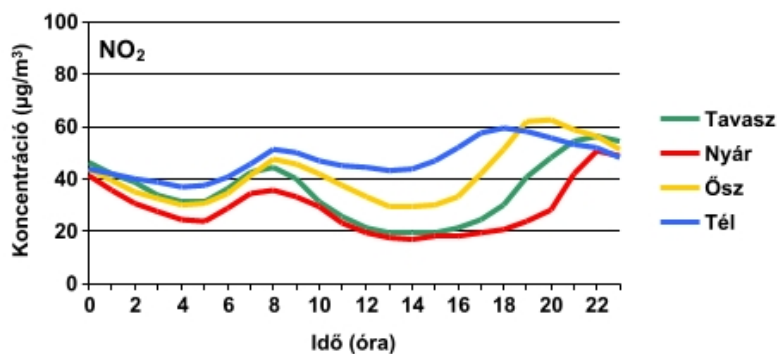
1.8. ábra: A szén-monoxid napi átlagkoncentrációjának éves menete (2010, Teleki tér)

A PM10 napi koncentráció időszora (1.9. ábra) a csapadékkal van szorosabb kapcsolatban, mely a porrészecskéket kimossa a légtérből. A tavasz végi, nyár eleji csapadékosabb időszakban a nagyobb arányú kimosódás hatására alacsonyabb – $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ -nél kisebb – napi átlagkoncentrációkat szoktak mérni, ezzel szemben a téli időszakban jelentkező maximumok a $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$ értékeket is meghaladták. A 2010. év során az $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ egészségügyi határértéket – főként a téli félévben – összesen 75 napon lépte túl a PM10 napi átlagkoncentrációja, ami több mint kétszerese a megengedett 35 napnak. A bemutatott évben a $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$ hazai tájékoztatási küszöbértéket 16-szor haladta meg a mért napi átlagkoncentráció, s a $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ riasztási küszöbérték túllépésére is volt egy példa, január 27-én.

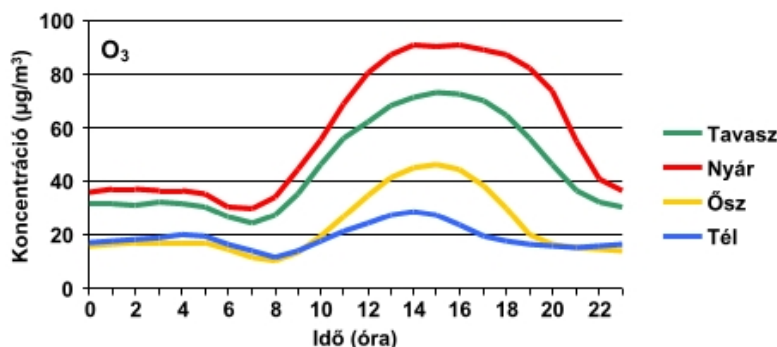


1.9. ábra: A PM10 napi átlagkoncentrációjának éves menete (2010, Teleki tér)

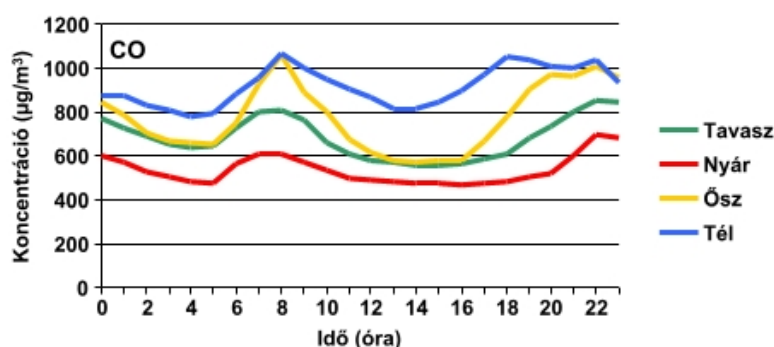
Az évszakonkénti jellemző napi meneteket a nitrogén-dioxidra, az ózonnal, a szén-monoxidra és a PM10-re vonatkozóan rendre az 1.10. ábra, az 1.11. ábra, az 1.12. ábra és az 1.13. ábra mutatja be. Az évi menetben jelentkező nagyobb, illetve kisebb értékek az átlagos napi menetben is jól észrevehetők. A dinitrogén-oxid és a szén-monoxid esetén reggel 8 óra környékén és este 18-21 óra körül regisztrálhatók a legnagyobb koncentráció értékek. Mindkét gázra a téli és őszi átlagértékek nagyobbak, mint a nyári és tavaszi órák átlagok (1.10. ábra, illetve 1.12. ábra). A nyári alacsonyabb koncentrációk a napsütéses nyári időszakban jellemző intenzívebb felszínközeli ózonnépződés hatására jelentkeznek. Az ózon napi meneteiben a kora délutáni órákban láthatjuk a legnagyobb koncentráció értékeket, mely a nyáron meghaladja a $80 \mu\text{g}/\text{m}^3$ értéket (1.11. ábra). A PM10 esetén a légszennyező gázokhoz viszonyítva relatíve kisebb amplitúdójú az évszakos átlagos napi menet (1.13. ábra). A legnagyobb ($40\text{-}60 \mu\text{g}/\text{m}^3$) órák koncentráció értékek a téli napokon jelentkeznek.



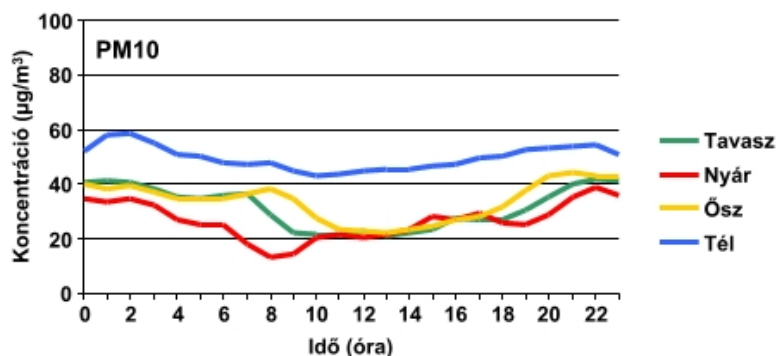
1.10. ábra: A nitrogén-dioxid órák koncentrációinak jellemző évszakos menete (2010, Teleki tér)



1.11. ábra: Az ózon órás koncentrációinak jellemző évszakos menete (2010, Teleki tér)



1.12. ábra: A szén-monoxid órás koncentrációinak jellemző évszakos menete (2010, Teleki tér)



1.13. ábra: A PM10 órás koncentrációinak jellemző évszakos menete (2010, Teleki tér)

1.4. Levegőminőségi normák

Az Európai Unió szabványokkal összhangban jelenleg érvényben lévő hazai szabályozást a 4/2011 (I.14.) VM rendelet 1. melléklete tartalmazza. Az ebben szereplő egészségügyi határértékeket az 1.1. táblázat foglalja össze. Ezeket a koncentráció értékeket úgy definiálták, hogy tartós egészségkárosodást még hosszabb idejű hatás esetén se okozzanak. Ugyanakkor az emberi egészség védelme érdekében a jogszabályban meghatározott módon és időn belül be kell tartani. Az egészségügyi határérték elérése és túllépése veszélyes légszennyezettséget eredményezhet. Jól látható, hogy minél hosszabb időre vonatkozik a megadott átlagérték, annál alacsonyabb a nagysága. Például a nitrogén-dioxid esetén az órás koncentráció értékre meghatározott egészségügyi határérték 100 µg/m³, a napi átlagos koncentrációra megadott egészségügyi határérték 85 µg/m³, s ennél is kisebb az éves átlagra érvényes 40 µg/m³ nagyságú egészségügyi határérték. Néhány esetben – például a kén-dioxidnál, a nitrogén-dioxidnál és a PM₁₀-nél – megengedett az órás, illetve napi határértékek időleges túllépése.

1.1. táblázat: A hazai levegőminőségi normák (az egészségügyi határértékek $\mu\text{g}/\text{m}^3$ -ben megadva szerepelnek). A PM2.5 esetén a tūréshatár 2008. május 21-én 20%, s ez fokozatosan 2015. január 1-ig a 0%-ra csökken. Az egyes évekre vonatkozó konkrét határértékeket a 2011/850/EU Bizottsági Végrehajtási Határozat I. melléklete tartalmazza.

Légszennyező anyag	Órás	24 órás	Éves
Kén-dioxid (SO ₂)	250 (a naptári év alatt 24-nél többször nem léphető túl)	125 (a naptári év alatt 3-nál többször nem léphető túl)	50
Nitrogén-dioxid (NO ₂)	100 (a naptári év alatt 18-nál többször nem léphető túl)	85	40
Ózon (O ₃)		120 (8 órás mozgó átlag)	
Szén-monoxid (CO)	10 000	5000 (8 órás mozgó átlag)	3000
Ólom (Pb)		0,3	0,3
PM10		50 (a naptári év alatt 35-nél többször nem léphető túl)	40
PM2.5			25
Ólom			0,3
Higany			1
Benzol		10	5

A hazai szabályozás arra kötelezi az egyes települési önkormányzatokat, hogy szmogriadótervet készítsenek. A szmogriadótervnek az a célja, hogy meghatározza a környezet veszélyeztetését okozó légszennyezettség kialakulása esetén az emberi élet és egészség megóvása érdekében szükséges intézkedéseket, azok elrendelésének és végrehajtásának szabályait. A tartalmi követelményeket, s a végrehajtás módját a 21/2001. (II.14.) Kormányrendelet szabályozza. A Budapesten jelenleg hatályos szmogriadótervet a Fővárosi Közgyűlés a 2008. november 27-én tartott ülésén tárgyalta és fogadta el, majd 2008. december 10-én lépett hatályba. A szmogriadóhoz kapcsolódó teendőkre vonatkozóan 2011-ben néhány módosítást építettek be. A szmogriadót a főpolgármester rendeli el és szünteti meg, s a tömegtájékoztatás eszközeivel bejelenti a jogszabályban elfogadott intézkedéseket. A szmogriadóterv egyes fokozatait akkor kell elrendelni, ha a jogszabályban előírt légszennyező anyagok közül valamelyiknek a koncentrációja legalább három mérőállomáson, 3 egymást követő óras átlag, illetve a szálló por (PM10) esetében 2 egymást követő 24 órás átlag folyamatosan eléri vagy meghaladja a jogszabályban rögzített küszöbértéket. A szmogriadó két fokozatára vonatkozó tájékoztatási és riasztási küszöbértékeket az 1.2. táblázat foglalja össze.

1.2. táblázat: A hazai levegőminőségi normák.

Légszennyező anyag	Tájékoztatási küszöbérték ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	Riasztási küszöbérték ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)
Kén-dioxid (SO ₂)	400	500
Nitrogén-dioxid (NO ₂)	350	400
Szén-monoxid (CO)	20 000	30 000
PM10	75 (2 egymást követő napon)	100 (2 egymást követő napon és az OMSZ-előrejelzés szerint a következő napon sem várható javulás)
Ózon (O ₃)	180	240

A tájékoztatási küszöbérték a légszennyezettség olyan szintjét jelzi, mely egyes légszennyező anyagok esetén a lakosság érzékenyebb csoportjait – a gyermekeket, az időskorúakat, a betegeket – veszik figyelembe. Ennek elérése és túllépése enyhébb intézkedéseket jelentő, tájékoztatási fokozatú szmoghelyzetet eredményez, s a túllépése esetén a lakosságot tájékoztatni kell. A nagyobb koncentráció értékekkel jellemezhető riasztási küszöbérték a légszennyezettség olyan mértékét jelenti, melynek már rövidebb ideig tartó túllépése is veszélyeztetheti az emberi egészséget. Ekkor azonnali beavatkozásra van szükség. A riasztási küszöbérték elérése és túllépése forgalomkorlátozással járó intézkedéseket jelentő, riasztási fokozatú szmoghelyzetet eredményez.

Ellenőrző kérdések

1. Milyen fő típusai vannak a városi szmogoknak?
2. Milyen szennyező források játszanak szerepet a városi szmog kialakulásában?
3. Milyen fő légszennyező anyagok okozzák a fotokémiai szmogot?
4. Milyen meteorológiai viszonyok kedvezőek a szmog kialakulásához?
5. Milyen trendeket detektálhatunk a budapesti levegőminőség alakulásában (SO₂, NO_x, PM10)?
6. Budapesten mely légszennyező anyagok esetén fordul elő egészségügyi határérték túllépés?
7. Milyen napi menet jellemző a nitrogén-oxidok esetén
8. Milyen napi menet jellemző a felszínközeli ózon esetén?
9. Milyen időszakokra vonatkoznak a hazai szabályozásban érvényes levegőminőségi határértékek?
10. Mit jelent a szmogriadó két fokozatára vonatkozó tájékoztatási, illetve riasztási küszöbérték?

2. fejezet - Megújuló energiaforrások

Az emberiség energiafelhasználásának történetét elemezve szembetűnik, hogy nemcsak a Föld lakóinak száma nő robbanásszerűen, hanem az egy főre jutó felhasznált energia mennyisége is gyors ütemben emelkedik. A földi hagyományos energiakészletek csökkenésével egyre nagyobb szerepet kell, hogy kapjanak a “kifogyhatatlanul” rendelkezésre álló ún. megújuló energiaforrások. Ebben a fejezetben számbavesszük, hogy melyek a legfontosabb megújuló energiák: napenergia, szélenergia, az óceán hullámainak energiája, vízenergia (duzzasztott folyókból), geotermális energia, bioenergia. Röviden elemezzük, hogy milyen módon hasznosíthatók ezek a források, s hogy a Föld egyes régiói milyen potenciális készletekkel rendelkeznek. Szólunk a megújuló energiák hasznosításának előnyeiről, s azok negatív környezeti hatásairól.

2.1. A megújuló energiaforrások hasznosításának rövid története

A megújuló energiaforrások felhasználásának modernkori történetét ugyan csak a XX. század második felétől számíthatjuk, de valójában az emberiség történelmének számos fontos mérföldköve kapcsolható a megújuló energiaforrások használatához. Talán a legelső megemlíthető hasznosítás az egyiptomi kultúrához köthető, amikor már i.e. 3200-ban vitorláshajókkal befogták a szél energiáját. Az ókori görögöknél jelenik meg elsőként a napenergia hasznosítása i.e. 400-ban, a napenergia passzív felhasználásra vonatkozó tervekben (Szókratész). Alig egy-két évszázaddal később (i.e. 300-200 között) bebizonyították, hogy a parabola alakú tükröző felületek alkalmasak a Napból jövő sugárzási energia fókuszálására, összegyűjtésére. Ugyanerre az időre tehető az is, amikor Archimédesz eldöntötte a szirakúzi csata sorsát azáltal, hogy a római seregek hajóhadát felgyújtotta a napsugarakat fókuszáló tükrök segítségével.

A szélmalomok először i.e. 200-ban Kínában jelentek meg. Majd több mint egy évezred telt el, mire Perzsiában és a Közel-Keleten is elterjedtek a függőleges tengelyű szélmalomok (2.1. ábra). Európában csak a XIII. század elejétől találunk szélmalomokat, amelyek azonban már vízszintes tengelyűek voltak (2.2. ábra). Ezután jelentek meg a szélirányba fordítható malomok, majd a középkor vége felé fejlesztették ki Angliában azt a típust, ahol már csak a malom felső részét kellett forgatni egy hosszú nyél segítségével. Hollandiában egy új alkalmazást vezettek be, nevezetesen a termőföldek öntözéséhez, vízkiemeléshez használtak szélmalomokat ezzel is növelve a mezőgazdasági termelés hatékonyságát. Így az 1700-as évek elejére Angliában és Hollandiában összesen mintegy 20.000 szélmalom működött.



2.1. ábra: Perzsiai függőleges tengelyű szélmalomok



2.2. ábra: Vízszintes tengelyű szélmalom a Földközi-tenger térségéből

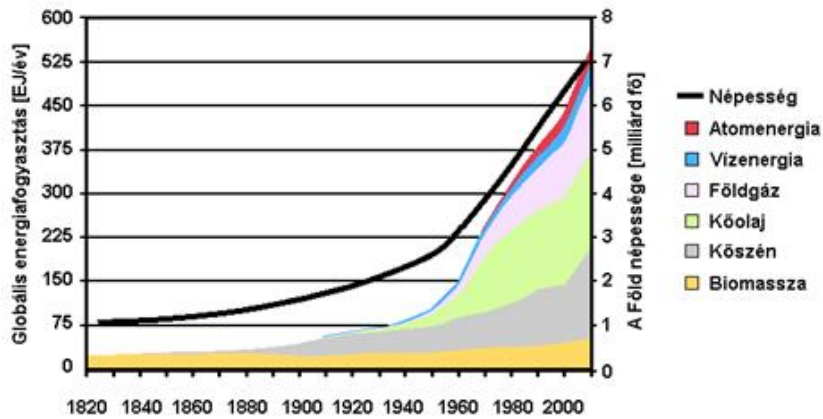
A napenergia hasznosításában Horace de Saussure svájci kutató nevét emelhetjük ki, aki az 1700-as évek második felében kifejlesztette az első napkollektort. Nem kellett egy évszázad sem, hogy Edmond Becquerel feltalálja az ún. fotovoltaiikus eljárást, mely során bizonyos anyagok napfény elnyelésével elektromos áramot termelnek. Augustin Mouchot francia tudós szabadalmaztatta a napenergiával működő motort 1861-ben, mely felhasználásával indította be John Ericsson amerikai mérnök az 1880-as években a napenergia-ipart.

A XIX. század végén az amerikai Wisconsin államban helyezték üzembe az első elektromos áramot termelő vízturbinát, ahol az áramló víz mozgási energiája alakul át elektromos árammá. Ugyancsak ezekben az évtizedekben Dániában szélmalomok által generált elektromos áram termelésbe kezdtek. Dél-Kaliforniában megjelentek az első háztetőkre szerelhető vízmelegítők, ahol a Nap sugárzó energiáját nyelik el a feketére festett, tetőkre kihelyezett víztartályok, ezzel biztosítva az épület melegvíz szolgáltatását. A XX. század közepére már 50.000 amerikai lakás rendelkezett ilyen típusú vízmelegítő rendszerrel egyedül Dél-Floridában, amely sajnos az 1950-es évek során teljesen eltűnt az egyre olcsóbbá váló földgáz- és elektromosáram-szolgáltatások miatt. Körülbelül ugyanerre az időre tehető a napenergiát aktív vagy passzív módon hasznosító ún. napházak (solar homes). Új lendületet adtak a napenergia hasznosításnak a műholdak működtetéséhez kifejlesztett fotovoltaiikus napenergia cellák.

A fosszilis energiahordozók óriási ütemű kitermelése és ennek nyomán a század közepén kialakult árverseny miatt a szélerenergia hasznosítás is jelentősen visszaesett, a szélmalomok működése gyakorlatilag megszűnt. Az 1970-es években bekövetkezett olajválság újra megnövelte a megújuló energiaforrások, különösen a szélerenergia felhasználás iránti érdeklődést. Ennek eredményeképpen alig egy évtizeden belül Amerikában és Európában is megjelentek a szélfarmok, ahol egyre nagyobb mennyiségű az energiatermelés. Ez a fejlesztési irány azóta is töretlen.

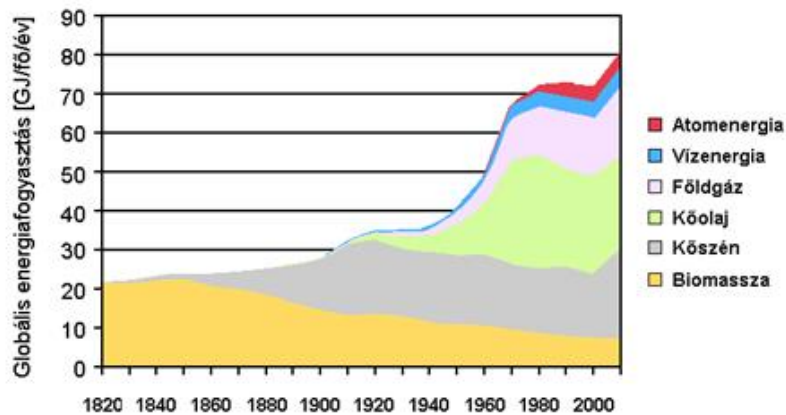
2.2. A népességgel növekvő földi energia igény

Az elmúlt évtizedekben lezajlott óriási mértékű információs, technológiai és ipari fejlesztések, és a nagymérvű népességnövekedés együttesen nagyon megváltoztatta a Föld összenergia-felhasználását. Mind a globális népességszám, mind a teljes földi energiafogyasztás – akár az összmenyiséget, akár az energiaforrásonkénti mennyiségeket tekintjük – nagyon jelentős mértékben megnövekedett az elmúlt két évszázadban (2.3. ábra). Napjainkra a Földön élő emberek száma már elérte a 7 milliárdot, s a teljes energiafogyasztás pedig meghaladta az 500 millió TJ-t ($1 \text{ TJ} = 10^{12} \text{ J}$). Az 1820-2010 időszakban mindkét értékre a nagyon erős, exponenciális növekedés a jellemző, mely felveti a kérdést: van-e a Föld eltartóképességének felső határa, s ha igen mikor érjük ezt el?



2.3. ábra. A Föld teljes népességének, a teljes energiafogyasztásnak a menete 1820-2010 időszakban

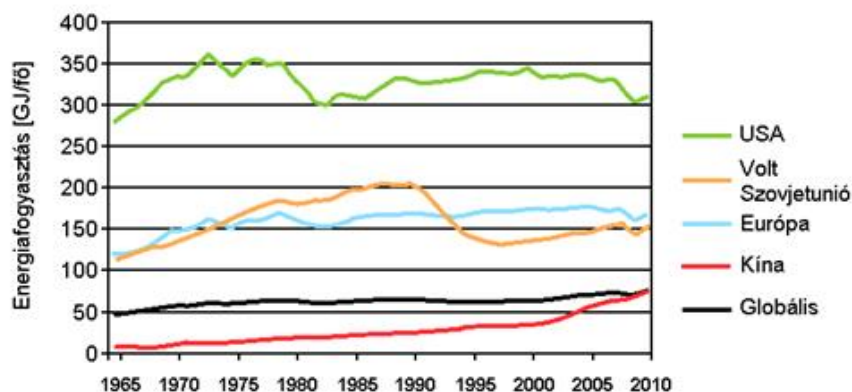
Míg a 2.3. ábrán a teljes energiafogyasztás, addig a 2.4. ábrán a globális energiafogyasztás egy főre jutó értékét követhetjük a közel kétévszázados időszakra energiaforrások szerinti megoszlásban. Az 1820-as években látható bioenergia-felhasználás kizárólag a fatüzelésre korlátozódott, melyet az ipari forradalom során fokozatosan felváltott a széntüzelés elterjedése. Jól látható, hogy az olaj és a gáz csak a XX. század második felében jelenik meg jelentősebb részaránnyal. Habár ugyanerre az időszakra tevődik a vízenergia és a nukleáris energia felhasználásának növekedése, ennek ellenére ezek más energiaforrásokhoz viszonyítva mind a mai napig nagyon kis mértékűek.



2.4. ábra. Az egy főre jutó globális energiafogyasztás megoszlásának menete 1820-2010 időszakban a fontosabb energiaforrások szerint

A 2.5. ábra azt illusztrálja, hogy a világ különböző térségeiben egymástól nagyon eltérő az egy főre jutó energiafogyasztás. Például 1965 és 2010 között a világot messze meghaladta az Amerikai Egyesült Államokban az egy főre jutó évi energiafogyasztás: jellemzően 0,3-0,35 TJ között volt (mely az 1960-as évekbeli kínai fogyasztásnak csaknem százszorosa!!!), s ezekben az évtizedekben nem is nagyon változott. Európában kis mértékben növekedett az egy főre jutó átlagos energiafogyasztás: évi 0,12 TJ-ről 0,17 TJ-ra. A volt Szovjetunió utódállamai esetén jól látható 1990 előtt a nagyon rossz gazdasági hatékonyság miatti magas energiafogyasztás, majd a rendszerváltás után a jelentősen visszaeső ipari termelés miatti mintegy 35%-os csökkenés. Az előző régiókkal ellentétben Kína egy főre jutó energiafogyasztása messze elmaradt a világotól, s csak az ezredforduló után közelítette meg azt. A 2009-es gazdasági világválság okozta visszaesés Kínát kivéve a fejlett országokban mindenütt jól érzékelhető volt.

Ha sikerül elszakadni a nagy nemzetközi befektetőcsoportok rövidtávú gazdasági érdekeitől és a jövőbe tekintve a felelősségteljes tervezéshez hosszú távon szóbajöhető energiaforrásokat számbavenni, akkor két fő csoport rajzolódik ki. Az egyik az ún. megújuló energiaforrások, a másik a nukleáris energia. Mivel azonban a tudomány ma nem tud választ adni arra a kérdésre, hogy lehet-e – az emberiség számára potenciálisan sok hasznosítható energiát adó – magfúziós folyamatokat valaha megnyugtatóan kontrollálni, valamint az atomenergia előállítását kísérő veszélyes hulladék-elhelyezés környezeti problémáját megoldani, ezért az atomenergia-hasznosításra vonatkozó fejlesztési tervek a világ jelentős hányadán visszafogottak. Ebben a fejezetben mi is csak a megújuló energiaforrások hasznosításáról tájékoztatunk, pontosabban azok klimatológiai hátterének néhány kérdését vázoljuk.



2.5. ábra. Különböző térségek egy főre jutó energiafogyasztása, 1965-2010 időszakban.

2.3. Napenergia

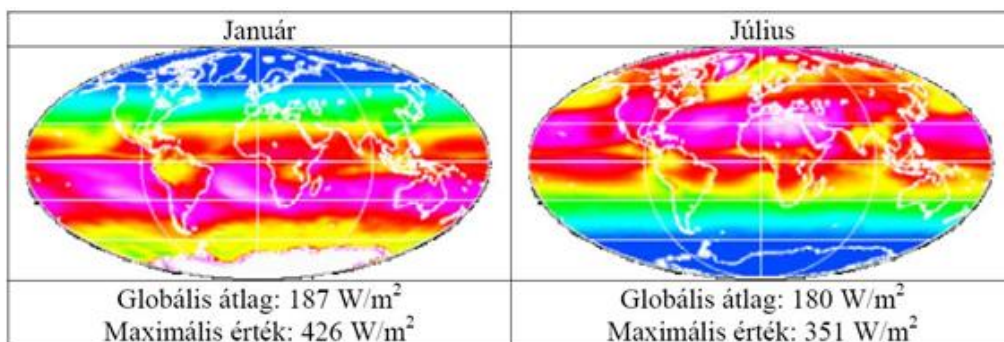
Tágabban értelmezve a napenergiahasznosítás fogalmát, akár a szél- és vízenergia, vagy a biomassa energiaforrásként való felhasználása is ebbe a kategóriába lenne sorolható, hiszen a földi légkör mozgásainak motorja a Nap. Szűkebb értelmezés szerint a Nap energiájának megújuló energiaforrásként való hasznosítása a sugárzási energia összegyűjtése, koncentrációja, átalakítása más energiaformákká. Két alaptípusát különböztetjük meg: napkollektorokkal hőenergiát, napelemekkel elektromos energiát tudunk előállítani.

A napkollektor a napenergiát közvetlenül hőtermelésre fordítja, melyet tipikusan melegvíz előállításához vagy az épületek fűtésénél rásegítő rendszerként használnak. Megfelelő technikai kialakítás esetén a használati melegvíz akár 70-80%-át, illetve egy adott háztartás fűtési energiaigényének 30-40%-át biztosíthatjuk ilyen rendszerekkel. Magyarországon is van példa nagy épületek energiahatékonyságának javítására napkollektorok alkalmazásával: 2007 augusztusában a miskolci Avaz lakótelep egyik 50 lakásos panelházára napkollektort telepítettek.

A fotovoltaikus napelem a Naptól érkező elektromágneses sugárzást alakítja elektromos energiává. Ehhez a folyamathoz szükség van egy ún. inverter berendezésre is, mely a keletkezett egyenáramot váltóárammá alakítja át. Az előállított áramot rendszerint közvetlenül helyben felhasználják, illetve tárolják akkumulátorokban, s gyakran a többletáramot a központi elektromos hálózatba visszatáplálják.

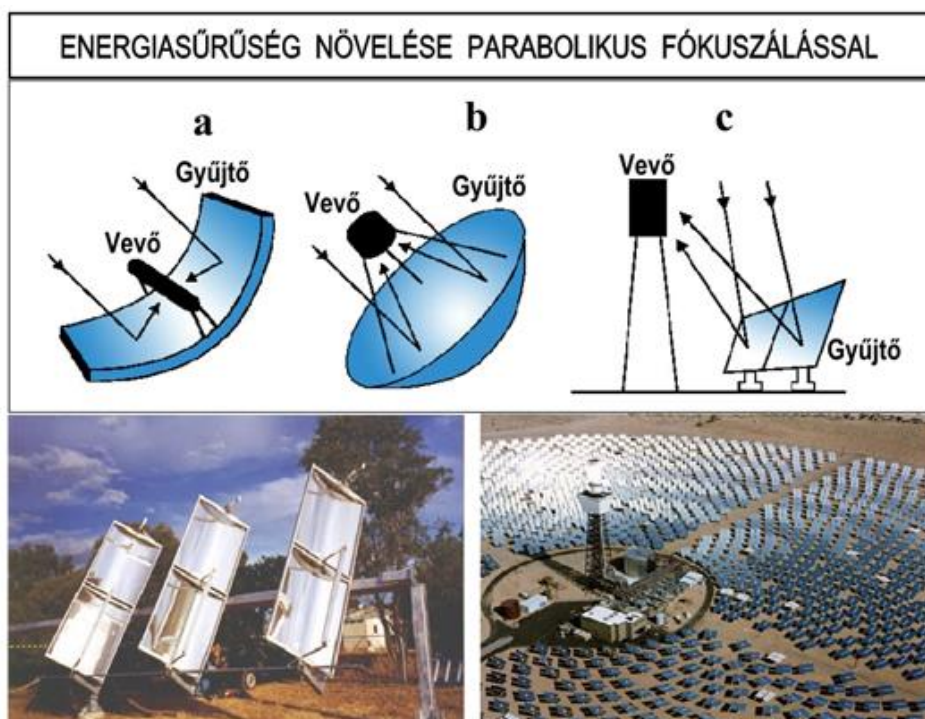
Kombinált napenergia hasznosító rendszerek (ún. foto-termikus hibrid kollektorok) is léteznek, melyek a napelemek és a napkollektorok előnyeit együttesen alkalmazzák. Ebben az esetben mind hőenergia (pl.: melegvíz), mind elektromos energia termelődik egy időben.

A légkör felső határára érkező sugárzási energia becsült értéke $1,367 \text{ kW/m}^2/\text{nap}$. Ebből a földrajzi szélesség, az évszak, a borultság függvényében más és más mennyiség érkezik le a földfelszínre, számítások alapján ennek maximuma $1 \text{ kW/m}^2/\text{nap}$. A 2.6. ábrán bemutatjuk a január és július hónapokra a Nap sugárzási energiájának a földfelszínre leérkező átlagos mennyiségeit. Mind az évszaki változékonyság, mind a földrajzi szélesség szerinti nagy változékonyság jól követhető.

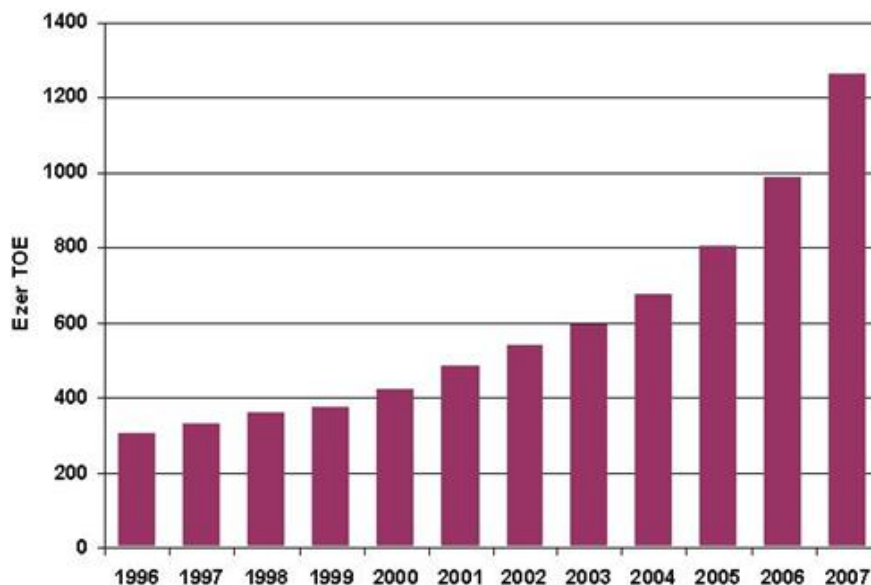


2.6. ábra. A Nap sugárzási energiájának átlagos földfelszínre érkező mennyiségei W/m²/nap egységekben, 1983-1991 (a szinezés kék-piros-fehér, 0-350 W/m² között) Forrás: NASA Surface Radiation Budget Project

A sugárzási energia kinyerésének legfőbb akadálya a beérkező sugárzási energia nagy területi változékonysága, s kicsi energiasűrűsége. Az utóbbi problémát kísérik meg enyhíteni a 2.7. ábrán bemutatott, új fejlesztésű berendezések, melyek célja az energiasűrűség fókuszálása. E tükrök, tükörrendszerek három legelterjedtebb típusa látható az ábrán. Az a., b. és c. megoldások rendre vonalszerű, pontszerű, illetve egy kisebb torony segítségével oldják meg a parabolikus fókuszálás által összegyűjtött sugárzási energia vételét, elnyelését. Az elmúlt évtizedek másik jelentős energiamennyiség-növelő eljárása a Nap járását követő berendezések bevezetése volt. A fenti ismertett napkollektor-rendszerek fejlesztései mellett a napelemtechnológia is nagymértékben előrehaladt. E fejlesztések következtében az egész világon nagymértékben megnövekedett a sugárzási energia felhasználásával termelt villamosenergia mennyisége. A napelemek villamosenergiatermelésének növekedését, s ennek földi régiók szerinti eloszlását láthatjuk a 2.8. ábrán az 1996-2007 időszakra.



2.7. ábra. Parabolikus tükörrendszerek a gyakorlatban: a. hengeres parabolatükrök, vonalas vevővel; b. parabolafelület, pontszerű vevővel; c. parabolafelületet közelítő síktükörrendszer, toronyvevővel



2.8. ábra. Az EU teljes napenergia alapú energiatermelése az 1996-2007 időszakban (TOE = tonnes of oil equivalent, kőolaj ekvivalens tonna)

Egyre nagyobb számban megjelentek az ún. naperőművek, azaz olyan energiatermelő rendszerek, melyek a nap energiáját hasznosítják, s ezért égéstermék nem bocsátanak ki. Kétfajta naperőmű működtethető: a napelemes erőművek, illetve a speciális hőerőművek. Az előbbi esetén sok napelem együttes alkalmazásával állítják elő az elektromágneses áramot (2.9. ábra). Az utóbbiban pedig a Nap infravörös tartományú sugárzása közvetlenül kerül felhasználásra, s a kinyert hőenergiát főként fűtésre használják.

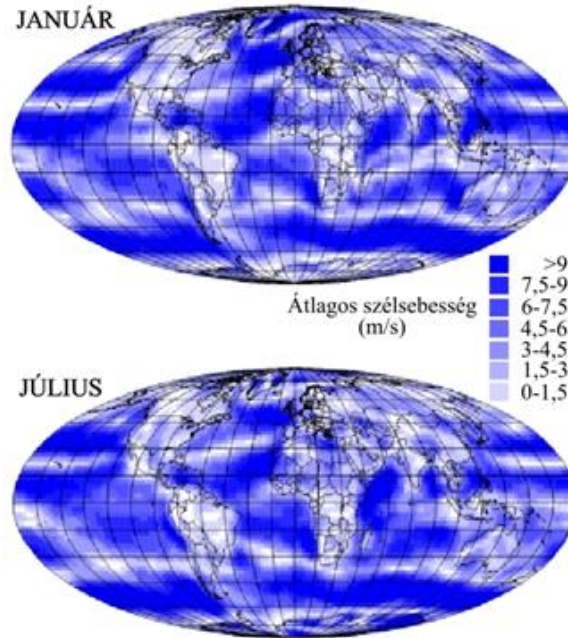


2.9. ábra. A nevadai Nellis Légierő Támaszpontra telepített fotovoltaikus napenergia hasznosító rendszer. A 140 hektárt elfoglaló 70.000 napelem közel 15 MW energia termelésére képes. (Forrás: USAF Photographic Archives)

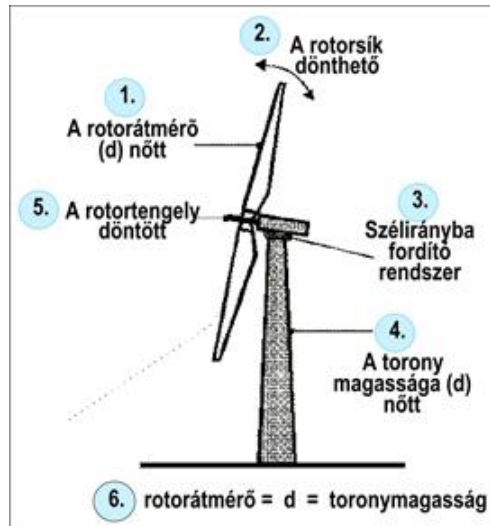
2.4. Szélenergia

A többezeréves hagyományokkal rendelkező szélenergiahasznosítás látszólag végnapjait élte a XX. század közepe táján, mikor az 1970-es évek olajkrízise, majd a rákövetkező évtizedekben a globális melegedés problémája újra a szél – mint megújuló energiaforrás – felé fordította a tudósok, fejlesztők, s a közvélemény figyelmét. A Föld potenciálisan kiaknázzható szélenergiaforrása értékszerűen az adott régióban uralkodó szélviszonyok függvénye. A 2.10. ábra az 1000 hPa-os szintre átszámított átlagos szélesebességértékeket mutatja be január és július hónapokra m/s egységekben. Az óceánok körzetében található a legnagyobb sebességek, de a szárazföldök egy jelentős hányadán is gyakori az ezekkel összemérhető átlagos szélesebesség. Az elmúlt egy-két évtized során számos új

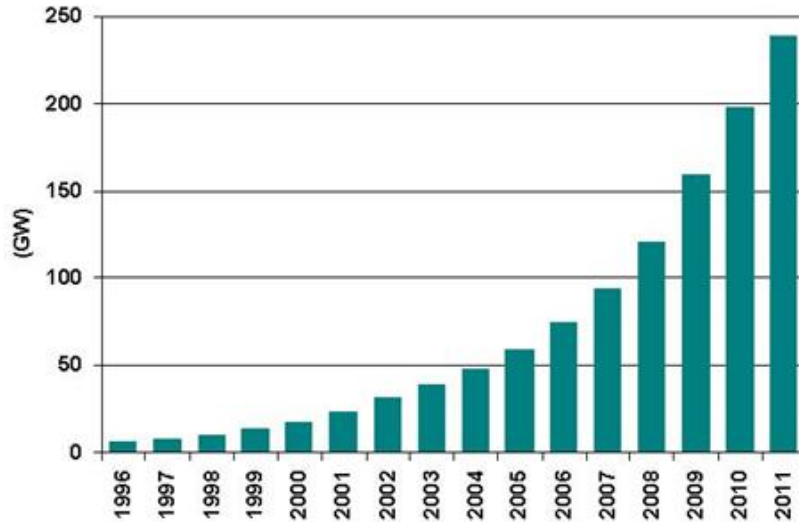
technológiát dolgoztak ki a szakemberek a szélenergiahasznosítás hatásfokának javítására. Ezen fejlesztések közül a legfontosabbakat mutatja be a 2.11. ábra. A szélgenerátorok oszlopmagassága, s a rotorátmérő növekedése hozta a kinyerhető energiamennyiségek legjelentősebb növekedését. Azt, hogy valójában milyen mértékben növekedett meg ezen fejlesztések eredményeként a világ szélenergiatermelő kapacitása, arról a teljes világra vonatkozóan a 2.12. ábra, Európára vonatkozóan a 2.13. ábra tanulmányozásával kaphatunk képet.



2.10. ábra. Az 1000 hPa-os szintre számított átlagos szélsébségek eloszlása a Földön január és július hónapokban



2.11. ábra. Az elmúlt időszak jelentősebb szélgenerátorfejlesztései



2.12. ábra. A világ szélenergiatermelésének növekedése az 1996-2011 időszakban (Adatok: GWEC)



2.13. ábra. Az európai országokban 2012-ig üzembe állított széltermővek összteljesítménye, Európában a teljes teljesítmény 109.581 MW (Forrás: EWEA)

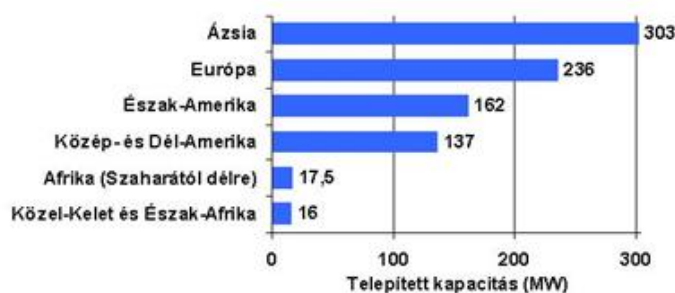
2.5. Vízenergia

E megújuló energiaforrás két nagyobb csoportja a folyók és az óceánok víztömegének mozgásához kapcsolódik. Kiaknázásukkor az áramló víz kinetikus energiáját kívánjuk hasznosítani, s transzformációjuk révén próbálunk elektromos energiához jutni. A folyók vízszállítása része a hidrológiai ciklusnak (ennek részletes áttekintése a 3. fejezetben található), mely az eső, illetve hó/jég formájában a felszínre érkező vizet az óceánokba szállítja.

A Föld becsült kontinentális vízenergiakészlete 1200 GW, melyből reális becslések szerint hozzávetőlegesen 626 GW aknázható ki. A jelenlegi átlagos energiahasznosítás mértéke 70 GW, amely jelzi, hogy a 10%-ot is alig haladja meg a megvalósult beruházások mennyisége. Ennek az alacsony kihasználtságnak talán egyik oka, hogy a vízenergiahasznosításnak számos káros környezeti hatása lehetséges. Néhány példa erre: (1) a duzzasztógáták, vízturbinák akadályozhatják a halak vándorlását, a bióták szabad áramlását; (2) regionális ökoszisztémák sérülési veszélyei; (3) a víztárolók létesítésével fellépő katasztrófaveszély, esetleges földrengésekkel fellépő árvízveszély; (4) a zsilipeknél, turbináknál fellépő balesetveszély, (5) a tájképek megváltozása, stb.

A 2.14. ábrán láthatjuk a különböző kontinenseken telepített vízenergiatermelő kapacitást, melyet elektromos áram termelésre használnak. Vannak olyan országok – például Paraguay, Norvégia, Albánia, Tádzsikisztán, Nepál, Kongo, Mozambik és Zambiá – ahol 90%-ot meghaladó a vízenergia áramtermelésben betöltött szerepe.

A legnagyobb mennyiségű, még nem hasznosított vízenergia Dél-Amerikában található. Az évszakos változékonysága ennek a megújuló energiaforrásnak a Föld különböző régióiban igen nagy. Vannak olyan régiók, ahol nagyon egyenetlen az évi eloszlás, például a monszunövezetekben, vagy ott, ahol a hóolvadás adja a legfontosabb vízhozamot a kora tavasztól nyárig terjedő időszakban.



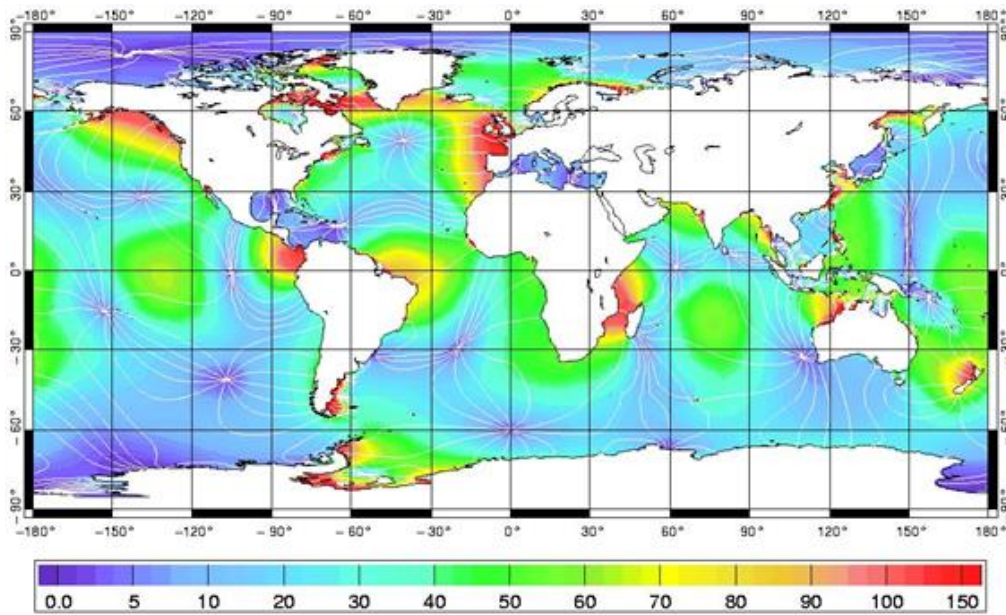
2.14. ábra. Kontinensenként telepített vízenergiatermelő kapacitás (WEC, 2013 alapján)

Az óceánok energiájának hasznosítására három út kínálkozik: (1) a Hold keltette ár-apály mozgások, (2) az óceánok felszíni hullámzásainak, illetve (3) az óceánok vertikális hőmérsékleti gradiensében rejlő energia hasznosítása.

(1) A Hold keltette ár-apály mozgások energiája: A földi óceánokban az ár-apály mozgások által keltett disszipációs energia becsült értéke mintegy 3000 GW. Közel egyharmadrésze ezen energiának elvész a parti sekély vizekben a súrlódás révén. Európára végzett számítások alapján a reálisan kiaknázható energiamennyiség ebben a régióban közelítőleg 54 GW, mely mennyiség 90%-a Franciaország és Anglia partközeli vizeiben rejlik. A 2.15. ábra a Nyugat-Európa északi részére, a 2.16. ábra a teljes Földre mutatja az ár-apály amplitúdók értékeit, melyek szorosan összefüggnek a potenciálisan kiaknázható energia mennyiségével. Meglepően nagy amplitúdókülönbségeket fedezhetünk fel a térképen: egymástól kis földrajzi távolságra lévő pontok között is lehet ez az érték akár 10 m is. Jelenleg sok kutatás, kísérlet folyik ebben a témakörben, de perspektivikusan gazdaságos technológia még nem áll rendelkezésre az energiakonverzióra.



2.15. ábra. A holdkeltette ár-apály amplitúdója Európa térségében.



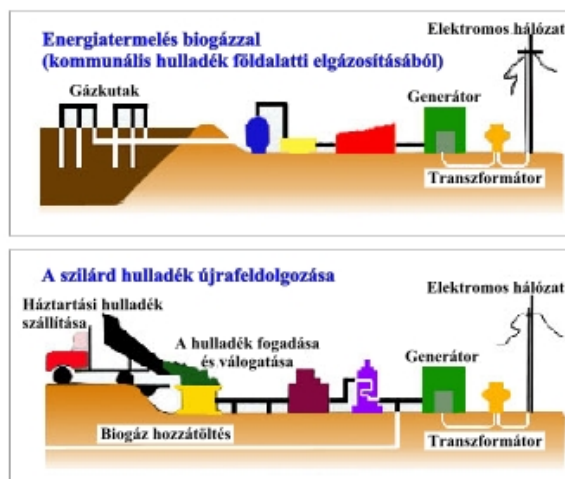
2.16. ábra. A holdkeltette ár-apály amplitúdója műholdas mérések alapján

(2) Az óceánok felszíni hullámzásainak energiája: A szelesebb óceáni vizeken a nagy hullámamplitúdók az (1)-hez hasonló módon lehetővé teszik az energiakonverziót, melyre még szintén csak kísérleti szintű expedíciós mérések zajlanak.

(3) Az óceánok vertikális hőmérsékleti gradienseiben rejlő energia hasznosítása: A földfelszínre érkező sugárzási energia 47%-a nyelődik el a felszínen, ebből 38% az óceánokban, 9% a szárazföldeken. Tehát a Naptól érkező sugárzási energia tetemes része jut be az óceánba, felmelegítve annak felszíni rétegeit. Ennek hasznosítását kísérlék meg azok a mérésorozatok, technológiafejlesztések, melyek a felszíni vizek nagy hőmérsékleti gradienseit kísérlék meg hasznosítani.

2.6. Bioenergia

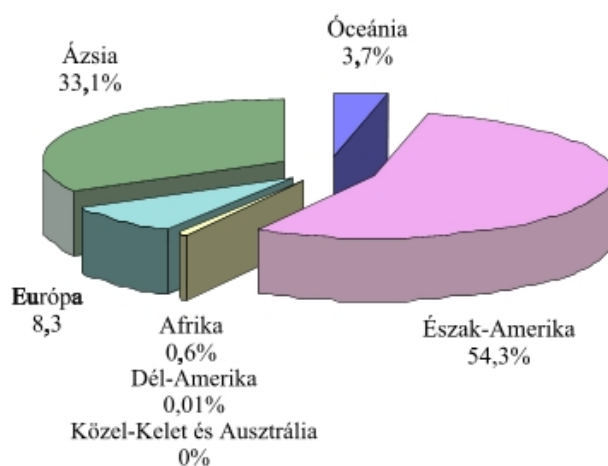
A biomassa a gyűjtőneve minden növényi eredetű szerves anyagnak, mely fotoszintézis útján jött létre. Minden biomassa keletkezési folyamatban a Nap sugárzási energiája hasznosul a fotoszintézis révén. Melyek a forrásai a biomasszának, hogyan keletkezik? Egy hányada, az ún. hagyományos biomassa a falusi gazdaságokban a régóta alkalmazott trágyakészítési faégetési eljárások során keletkezik. Az új típusú biomassa forrásai: a városi hulladék, a biogáz előállítás folyamatai, az ipari célú mezőgazdasági növények termesztése, pl. olaj üzemanyag előállítására termesztett napraforgó, cukorrépa stb. A 2.17. ábrán a kommunális hulladék újrafelhasználásával előállított elektromos áram két típusú folyamatábráját mutatjuk be: (a) elektromos energiatermelés kommunális hulladékból nyert biogáz felhasználásával, (b) elektromos energiatermelés a szilárd háztartási hulladék felhasználásával.



2.17. ábra. A biomasszából kinyerhető energia kommunális hulladék újrafelhasználásával előállított biogázból (Australian Energy New nyomán)

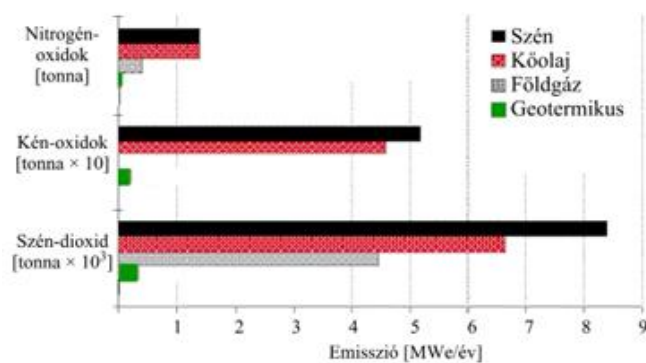
2.7. Geotermikus energia

Hazánkban a geotermikus energia hasznosítása nagy múltra tekint vissza, igaz ebből az energiahordozóból jelentős forrásaink vannak. A közvetlen hasznosítás öt fontosabb területen történik szerte a világon: (1) balneológiai felhasználás, mely során gyógyfürdők, gyógyvízértékesítés révén hasznosul az energia, (2) mezőgazdasági felhasználás, ahol a mélyből feltörő melegvizet üvegházak, illetve termőtalaj fűtésére használják, (3) vízikultúrás állattenyésztés, amikor bizonyos állatfajok – pl.: halak, garnélarák, alligátorok stb. – tenyésztéséhez a megfelelő klimatikus viszonyokat a termásvíz fűtőhatásának felhasználásával teremtik meg, (4) ipari hasznosítás – pl. termékek szárítása, aszalása, melegítése stb. –, (5) lakóházak, lakótelepek közvetlen fűtése.



2.18. ábra. A világ geotermikus energia felhasználásának régiónkénti megoszlása (Garnisch nyomán)

A világ régiónkénti geotermikus energiafelhasználását a 2.18. ábra, a hagyományos és a geotermikus energiaforrások emisszióértékeinek összehasonlítását pedig a 2.19. ábra foglalja össze.



2.19. ábra. A hagyományos és a geotermikus energiaforrások emisszióértékeinek összehasonlítása (Goddard nyomán)

Ellenőrző kérdések

1. Hogyan változott a Föld teljes népességének, illetve a teljes energiafogyasztásnak a mértéke az utóbbi két évszázadban?
2. Milyen napenergia felhasználási technológiákat használunk?
3. Milyen fejlesztésekkel terjesztették ki a szélenergia felhasználását?
4. Melyek a vízenergia felhasználás elvei, lehetőségei?
5. Hogyan oszlik meg kontinensenként a telepített vízenergiatermelő kapacitás?
6. Milyen közvetlen lehetőségek vannak a geotermikus energia hasznosítására?

3. fejezet - Hidrológia, vízügy, vízgazdálkodás

A hidrológia tárgya a földi vizek előfordulásának és eloszlásának vizsgálata, fizikai és kémiai tulajdonságainak, valamint a környezettel való kölcsönhatásainak elemzése. A meteorológiához szorosan kötődik, amit az is jelez, hogy a mérések, megfigyelések szervezése, az ajánlások megfogalmazása a Meteorológiai Világszervezethez (World Meteorological Organization, WMO) kapcsolható (pl.: WMO, 2008a). A hidrológia feladata a hidroszférában található víz mozgásának, illetve mennyiségének és minőségének meghatározása. Specifikusan az alábbi részfeladatokat fogalmazhatjuk meg:

- (1) A víz megjelenési formáinak és a víz földi körforgalmának minél pontosabb feltárása.
- (2) Adott vízgyűjtőterületre, országra, kontinensre, vagy a teljes Földre felírt vízháztartási mérleg egyes elemeinek térben és időben való változásának és kölcsönhatásának megismerése.
- (3) A vízminőség vizsgálata, a vízháztartási mérleg egyes elemeinek előrejelzése.

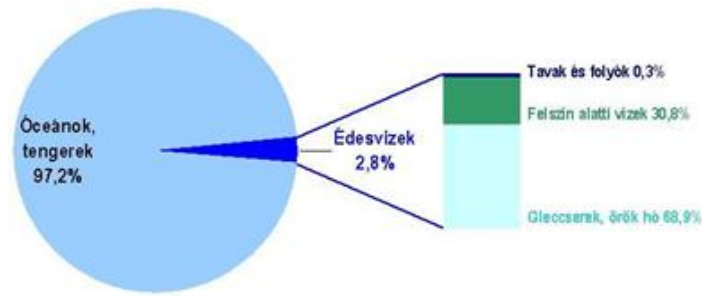
A hidrológia szűkebb értelemben a szárazföldi területek hidrológiáját jelenti. Ezen belül a potamológia foglalkozik a felszíni vízfolyásokkal, a limnológia az álló édesvizekkel, a hidrogeológia a felszín alatti vizekkel, a balneológia a gyógy- és hévizekkel, a kriológia a szárazföldet borító hó- és jégtakaróval, s a hidrometeorológia a szárazföldi felszínnek és a troposféra közötti víz- és energia-forgalom tanulmányozásával.

A hidrológia alapfeladatainak ellátásához szükség van rendszeresen végzett mérésekre, megfigyelésekre, melyeket a hidrológiai észlelőhálózatok fognak össze. Ezek egymásra épülése rendszerint vízrajzi egységekhez, vízgyűjtő területekhez kapcsolódik, de természetesen országos hálózatokra is tagolódnak. A vízgyűjtő területek sokszor az országhatárokon át húzódnak, ezért kulcsfontosságú az országos hálózatok, vízügyi szervezetek között nemzetközi együttműködés.

A hidrológiai észlelőhálózatokon belül megkülönböztethetünk első rendű állomásokat (másnéven alap- vagy törzsállomásokat) – melyeken határozatlan ideig folynak folyamatos észlelések –, másodrendű állomásokat – melyeken meghatározott ideig történtek észlelések, ezek már elég hosszúak a statisztikai vizsgálatok elvégzésére, kapcsolatok feltárására –, s különleges célú állomásokat – melyeket létrehozhattak például valamilyen speciális műszaki feladat megoldása érdekében, illetve műszerek vagy mérési eljárások tesztelésére. A hidrológiai méréseket a meteorológiai megfigyelésekhez hasonlóan a szinoptikus időpontokban, fő- és mellékterminusokban végzik (00, 06, 12, 18 UTC, illetve 03, 09, 15, 21 UTC). Bizonyos esetekben ettől eltérően ún. optimális időközöket alkalmaznak a méréshez. Például vízmércék esetén gyakrabban végeznek megfigyeléseket a veszélyesebb, árvízi helyzetekben, s ritkábban a kevésbé veszélyes, kisvízi helyzetekben. Egy másik példaként a párolgásmérést említhetjük: a markáns napi/évi menet miatt míg nappal/nyáron sűrűbben szükséges a méréseket feljegyezni, addig éjjel/télen ritkábban is elegendő.

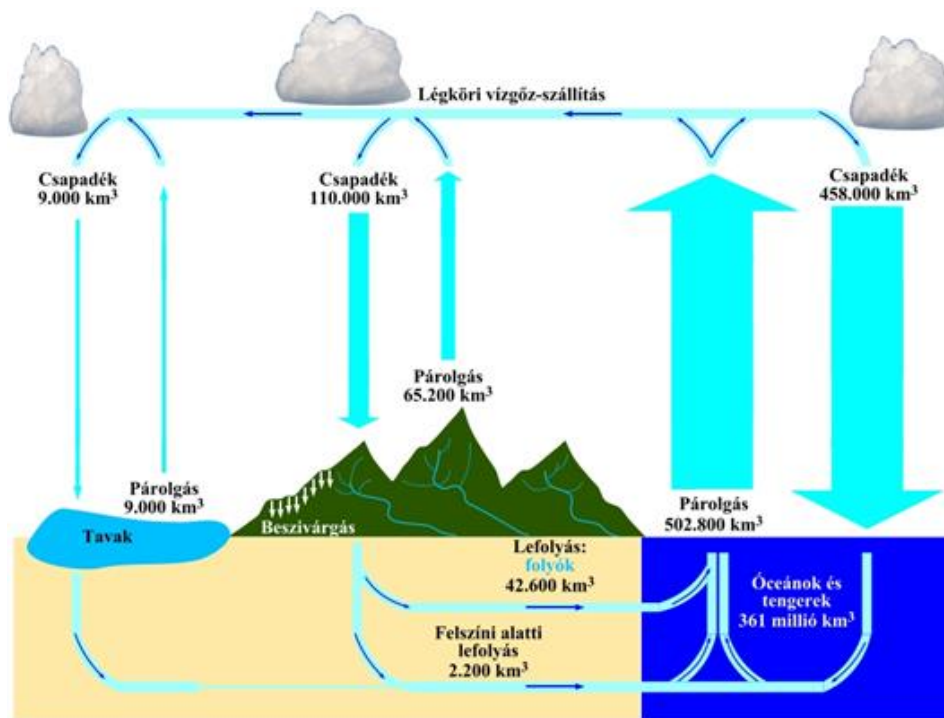
3.1. A víz körforgalma

A Föld teljes vízkészlete mintegy 2 milliárd km^3 (kb. $2 \cdot 10^{18}$ tonna), ennek 30%-a kémiailag kötött, a maradék 1,4 milliárd km^3 a globális víztározókban található (3.1. ábra). A legnagyobb földi víztározó az óceánok és a tengerek vize (a hidroszféra 97,2%-át adja), melyek jelentős sótartalommal rendelkeznek. Az emberiség számára ivóvízként és mezőgazdasági felhasználásra alkalmas édesvizek csupán a teljes hidroszféra 2,8%-át teszik ki. Ennek nagy része a krioszférához kapcsolódóan a gleccserekben, illetve állandó hó- és jégtakaró formájában (elsősorban az Antarktison és Grönlandon) van jelen bolygónkon. Az édesvizek jelentős része a szárazföldi felszín alatt található (például talajnedvesség, talajvíz, vagy mélyebb kőzetrétegek közötti víz formájában), s csak elenyésző – kevesebb mint 1% – mennyiséget jelent a felszíni tavak és különböző méretű vízfolyások vize. Mind a krioszférából, mind a szárazföldi területekről a lefolyás útján kerül a víz a tengerekbe, óceánokba.



3.1. ábra: A földi vízkészlet megoszlása

Még a szárazföldi vízkészlethez képest is elenyésző a légkörben lévő vízmennyiség, melynek viszont óriási jelentősége van meteorológiai, klimatológiai szempontból. A légköri víz 90%-a az alsó 8-10 km-es rétegben, a troposzférában található. Ennek nagy része (mintegy 95%-a) vízgőzként van jelen, s csupán a maradék 5% szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú. Ha a légkörben lévő teljes nedvességtartalom egyenletes földrajzi eloszlásban egyszerre kihullana, akkor mindössze 25 mm csapadékmennyiséget jelentene. Az óceáni, illetve szárazföldi felszínnek és a légkör között lejátszódó körforgalom – a párolgás és a csapadék révén (3.2. ábra) – biztosítja azt, hogy a globális víztározókban található vizek közül a légköri vizek a legrövidebb a tartózkodási ideje: mindössze 9 nap. Így egyetlen év alatt kb. 40-szer újul meg a légköri vízkészlet, s a teljes Földre vonatkozóan átlagosan 1000 mm az évi csapadékmennyiség. A legnagyobb mértékű vízforgalom az óceánokhoz kapcsolódik, a párolgás útján távozó vízmennyiség évente 502.800 km³, a csapadékhullással érkező vízbevitel pedig évente átlagosan 458.000 km³.



3.2. ábra: A víz természetes körforgalma (Shiklomanov nyomán)

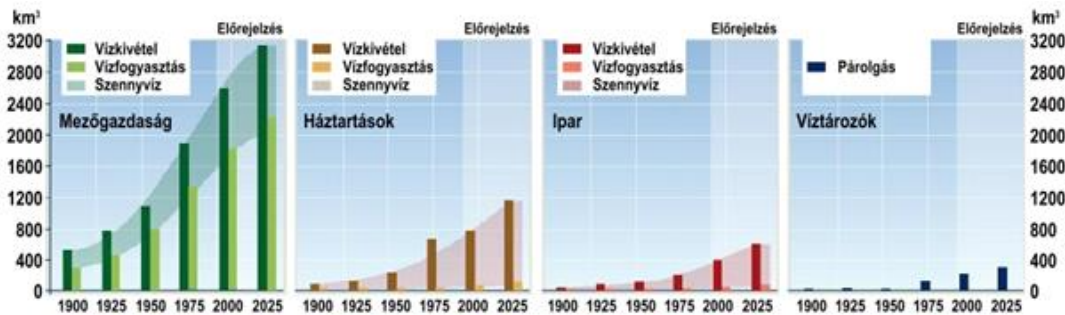
A víz tartózkodási ideje jóval hosszabb – néhány ezer évre tehető – az óceánokban, s még hosszabb – tízezer év nagyságrendű – a krioszférában. A szárazföldi vizek esetén átlagosan néhány száz év a tartózkodási idő. Ez azonban tág határok között változik: kisebb vízfolyásokban csupán néhány nap, nagyobb folyamok – mint például a Duna – esetén 25-30 nap, a nagyobb tavakban tipikusan néhány év – például a Balatonban 10-12 év –, a felszín alatti vizek esetén viszont több ezer év.

A víz természetes körforgalmával kapcsolatban egyrészt az állandó mozgásban lévő víz fizikai, kémiai tulajdonságainak vizsgálata, s a mozgást fenntartó és befolyásoló törvények feltárása a célunk, másrészt a térben és időben rendelkezésre álló vízkészletek meghatározása. Mozgásállapot szerint megkülönböztethetünk (1) ún.

statikus vízkészletet: a vizsgált területen (felszínen vagy felszín alatti rétegekben) adott időpontban tározott víz mennyiségét, (2) ún. dinamikus vízkészletet: a vizsgált területre adott időegység alatt érkező vagy onnan távozó vízmennyiségét. Vízgazdálkodási szempontból elsősorban a dinamikus vízkészlet alkalmas emberi felhasználásra, hiszen a statikus vízkészletnél általában nincs, vagy nagyon korlátozott az utánpótlódás lehetősége, s így hamar elfogyhat.

A víz mesterséges körforgalma figyelembe veszi az emberi tevékenységek hatását: a változatos céllal történő vízkivételt, s a használat utáni visszaeresztést. Ennek megfelelően szükséges vizsgálni a vizek kémiai, illetve biológiai szennyezését. A vízgyűjtőterületen végzett beavatkozások nagymértékben befolyásolják a víz körforgalmát. Például az egyre több vízzáró felszín kialakításával – elsősorban a településeken – akadályozzuk a víz természetes útját, a beszivárgást, melynek során a felszínről a felszín alatti rétegekbe, a talajba jut a víz. Az útburkolatok esetén az a célunk, hogy a vízzáró felszín minél hatékonyabb legyen, ez szintén nem kedvez a beszivárgási folyamatnak. A mezőgazdasági területeken a talajművelési gyakorlat, az alkalmazott technológiák, s az öntözés is módosítja a természetes folyamatok menetét. Az emberi beavatkozás vitathatatlan azokban az esetekben is, amikor a vízfolyások természetes árterületét megszüntetjük, vagy az erdőket kiirtjuk például annak érdekében, hogy a mezőgazdasági művelés alá vont terület nagyságát növeljük.

A 3.3. ábráról leolvasható az egyes szektorok vízhasználatának az elmúlt évszázadban bekövetkezett jelentős globális növekedési tendenciája és a következő évtizedre becsült várható trendje. A grafikonokon bemutatott szektoronkénti globális vízfelhasználás rendkívül nagy régiók közötti különbségeket takar, mely elsősorban a népességnövekedés és a gazdasági fejlődés függvénye. Például a háztartások egy főre jutó vízfelhasználása a fejlett országokban 500-800 liter naponta, míg a fejlődő országokban ennek csupán kb. hatoda 60-150 liter naponta (EMEP).



3.3. ábra. A globális vízhasználat alakulása ágazatonként a múltban és becsült értéke a jövőben, 1900-2025. (UNEP nyomán)

A víz körforgásának jellemzését végezhetjük a vízháztartási (hidrológiai) egyenleg felírásával, mely egy adott terület érkező és távozó vizeinek, illetve az ott tárolt vízkészlet változásának összhangjaként jelenik meg egy adott időszakban. A vízháztartási mérleg összegzi a felszíni és felszín alatti vízkészletek mennyiségi és minőségi, térbeli és időbeli eloszlására vonatkozó részletes ismereteket, a különböző hidrológiai elemeknek egy adott vízgyűjtő területen megvalósuló kölcsönhatását, az adott terület vízháztartásának mennyiségi leírását, s kifejezi a tömegmegmaradást:

$$P = ET + R - R_H + I + U_h \pm \Delta S$$

ahol P : csapadék, ET : párolgás (evapotranspiráció), R : felszíni lefolyás, R_H : felszíni hozzáfolyás, I : beszivárgás (infiltráció), U_h : vízfelhasználás, ΔS : természetes vízkészletváltozás.

A mérlegegyenletben minden mennyiséget mm-ben adunk meg, mely az 1 m²-es területegységre vonatkozó vízszlop magasságát jelöli. A tömegmegmaradás miatt elegendően hosszú időt tekintve és a teljes Földre alkalmazva a hidrológiai egyenletet kapjuk, hogy:

$$P = ET$$

A hidrológiai egyenleg felírására alkalmazott jellemző időegységek: év, félév, hónap. A hidrológiai év kezdete az ősznek az a napja, amikor a napi középhőmérséklet megegyezik az átlagos évi középhőmérséklettel. Ez

Magyarországon november 1.-t jelenti, s így a hidrológiai év november 1.-től október 31.-ig tart, ezen belül elkülöníthetjük a téli félévet (november 1. és április 30. között) és a nyári félévet (május 1. és október 31. között).

A további alfejezetekben sorra vesszük a hidrológiai egyenleg legfontosabb tagjait.

3.2. Csapadék

A csapadék a hidrológiai egyenleg bevételi tagja, definíció szerint a légkör vízgőzkészletéből keletkező és a felszínre lejutó vízmennyiséget jelenti. A légkörből vízárnként érkezik a felszínre, éppen ezért a csapadék teljes mennyiségén kívül a csapadékhullás időtartama és intenzitása (időegységre vonatkoztatott mennyisége) is lényeges jellemzők. A hidrológiai elemek közül a legkönnyebben mérhető.

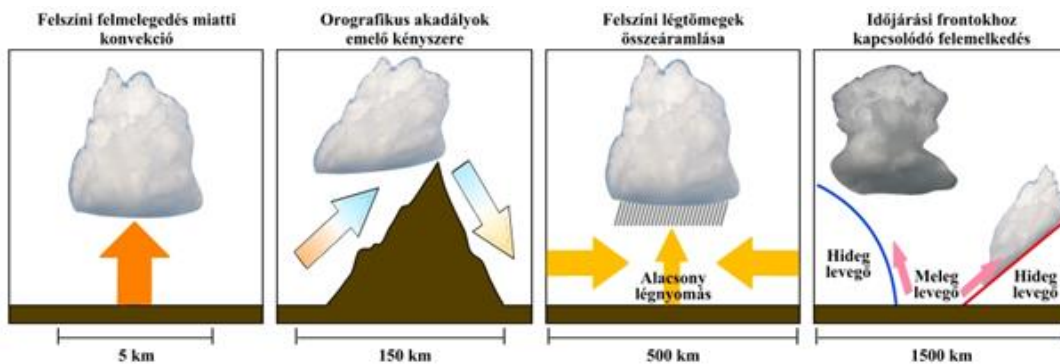
Fontos tulajdonsága a csapadéknak az időjárás-alakító szerepe, mellyel – a hőmérséklet mellett – alapvetően meghatározza a meteorológiai viszonyokat. A csapadéktevékenység a bioszféra (azon belül is elsősorban a növényzet) szempontjából nélkülözhetetlen, mivel ez jelenti az életműködésekhez elengedhetetlen víz forrását. A csapadék rendkívül változékony tér- és időbeli eloszlású, ezért nagy sűrűségű állomáshálózat szükséges a minél pontosabb megadásához. Az első csapadékmérések Magyarországon a XVIII. század végére nyúlnak vissza, de csapadékmérő-hálózat kialakulásáról csak a XIX. század végétől beszélhetünk. A csapadékméréseket jelenleg is az Országos Meteorológiai Szolgálat koordinálja, melyhez a mérőállomásokon hagyományosan ún. Oláh-Csomor-féle csapadékmérő eszközt használnak. Ezeknek a csapadékmérőknek a lényege egy kettős falú alumínium hengerben felső részén lévő felfogó edény (melynek felülete 200 cm²), melyből az alsó részben elhelyezett gyűjtőhengerbe kerül a felfogott csapadékmennyiség. A csapadékmérőt 1 méteres nagasságban kell elhelyezni úgy, hogy a közelben ne legyenek fák, épületek, melyek gátolhatnák a csapadék bejutását a felfogó edénybe. Tartozéka egy mérőhenger, melyen egy beosztás 2 g vizet jelent, azaz 0,1 mm csapadékmennyiséget. Az észlelő a gyűjtőedényben összegyűlt vizet áttölti ebbe, s így meghatározza az előző leolvasás óta lehullott csapadékösszeget. A jelenleg egyre inkább elterjedő automata csapadékmérésben leggyakrabban ún. kétrekeszes billenőedényt (3.4. ábra) alkalmaznak, amely a felfogó edény és a gyűjtőedény között helyezkedik el. A felfogott csapadék a billenőedény egyik rekeszébe kerül. Ezek a rekeszek meghatározott tömegű vizet bírnak el, ezután az edény átbillen egyik helyzetből a másikba. Ezért amint megtelik az egyik rekesz, az átbillenés során kiürül a benne lévő víz, s ettől kezdve a másik rekeszbe kerül a felfogó edényből jövő csapadékvíz. A csapadékmérés az átbillenések számlálásával történik, mely elektronikusan rögzíthető, mivel a billenőedény érintkezései egy beépített áramkör ki- és bekapcsolását biztosítják. A hagyományos csapadékméréshez képest hatalmas előnye, hogy nem igényli az észlelő személyzet jelenlétét a leolvasások idején. Télen viszont kissé pontatlan, hacsak nincs megoldva a felfogó edénybe kerülő hó felolvasztása fűtőszál segítségével (amihez természetesen az energiát biztosítani szükséges). Ugyancsak pontatlan lehet nagy intenzitású csapadék esetén, amikor az átbillenések túl gyorsan követik egymást. Újabb van terjedőben a súlymérés elvén végzett automata csapadékmérés, melyhez nincs szükség a téli fűtésre.



3.4. ábra. Billenőedényes csapadékmérő belseje (nem az automatában alkalmazott változat)

A csapadék pontosabb területi szerkezetének vizsgálatát és az egyes csapadékesemények szinte azonnali részletes elemzését teszi lehetővé a radarberendezésekkel végzett csapadékmérések. Ezek felhasználásával nemcsak a csapadék teljes mennyiségét, hanem az intenzitását, a halmazállapotát és térbeli változékonyságát is értékelhetjük. Nagyobb területek, akár az egész Föld teljes területi lefedését biztosítják a különböző hullámhossz-tartományban végzett műholdas csapadékmérések.

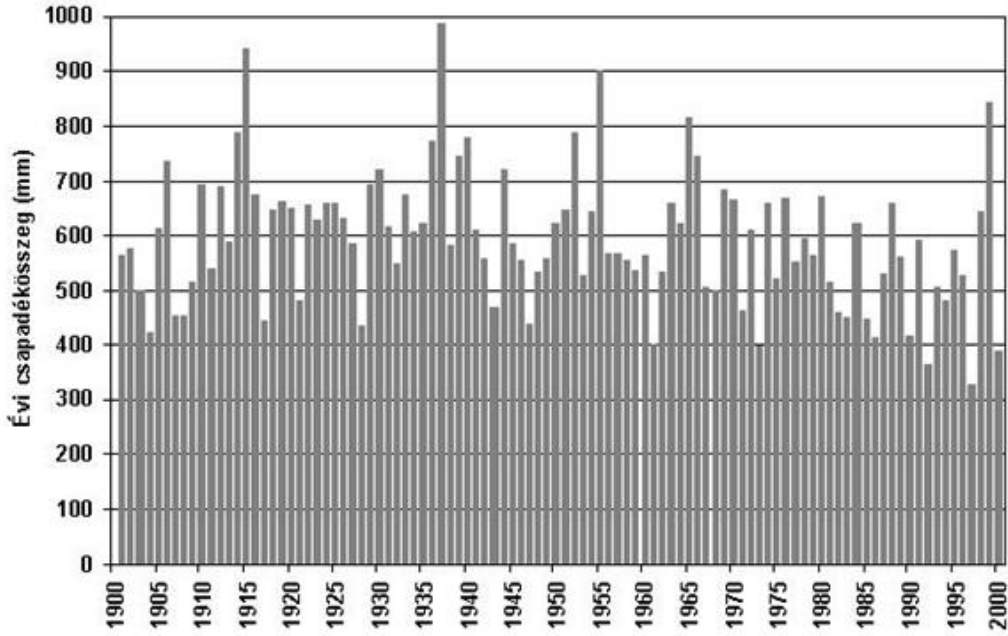
Csapadék rendszerint akkor keletkezik, ha ehhez elegendő nedvesség van a légtérben. Ez leggyakrabban úgy jelentkezik, hogy a felfelé mozgó levegő relatív nedvessége a hidegebb környezetbe érve egyre növekszik, majd telítetté válik. A telített levegőben a kondenzációs magvakon elindul a kondenzáció, vagyis a légköri vízgőztartalom a hőmérséklet függvényében vízcseppek vagy jégtűk formájában jelenik meg. E folyamat során felhők fejlődnek, vagy ha a felszínre is leérnek, akkor köd képződik. A felfelé történő mozgást többféle légköri mechanizmus okozhatja (3.5. ábra). Kis térskálán jellemző például a felszínre érő erős besugárzás hatására a felmelegedett felszínű térség fölött lejátszódó konvekciós folyamatok hatására képződő felhők, melyek tehát termikus okokból jönnek létre. Egy másik gyakori felhő- és csapadékképződési kényszer a domborzat, az orográfiai eredetű csapadék a domborzati akadályok szél felőli (lúv) oldalán jelentkezik. Ezzel ellentétben a hegy másik oldalán a szélvédett (lee) oldalon leszálló légáramlások hatására száraz viszonyok jellemzők. Néhány száz kilométeres térskálán a légtömegek felszínközeli rétegben történő összeáramlásával, a konvergenciazónákban is felszálló légmozgás, s ennek következtében felhők, majd csapadék alakulhat ki. E feláramlás elsősorban az izobárok ciklonális görbületű területén jelentkezik. Még nagyobb térskálán, akár 1000 km-es hosszúságban a feláramlást okozhatják a mérsékeltví frontrendszerek, ciklonrendszerek.



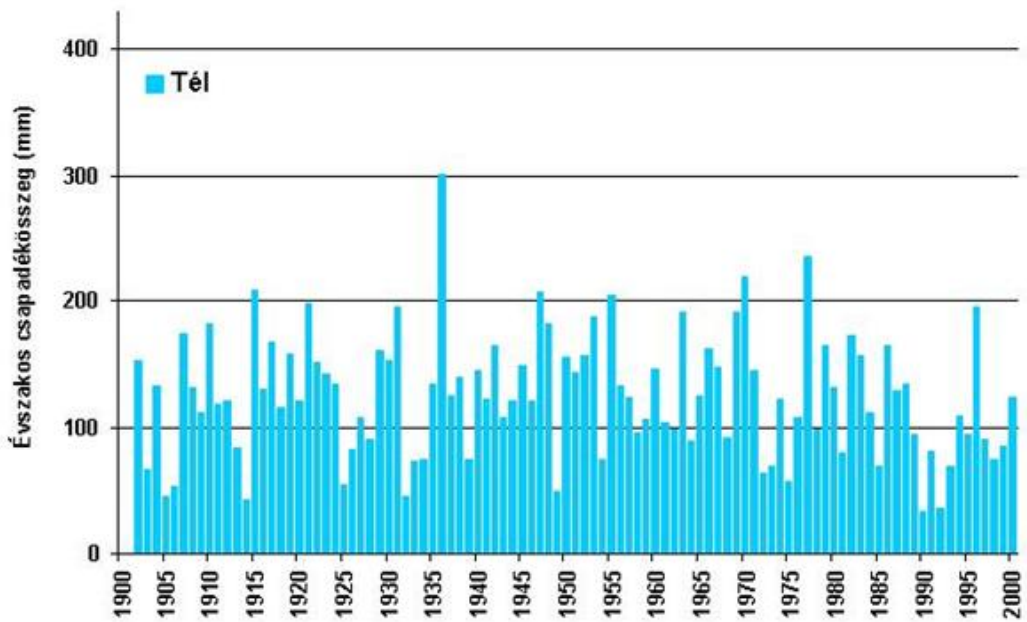
3.5. ábra. A csapadékkeletkezés fő mechanizmusai

Az évi csapadékösszeg globális területi eloszlását a légköri globális cirkulációval való szoros kapcsolat jellemzi. A legtöbb csapadék a trópusi övben az ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone, azaz trópusi összeáramlási zóna) régiójában jelentkezik, ahol a 2000 mm-t is meghaladja az évi csapadékmennyiség. A téritőkörök mentén, a sivatagokban 100 mm alatti csapadékösszeg jellemző. Szintén alacsony az évi csapadékmennyiség a sarkvidékek közelében, ahol a hideg miatt a kevesebb abszolút nedvességtartalom nem teszi lehetővé a nagy mennyiségű csapadékhullást.

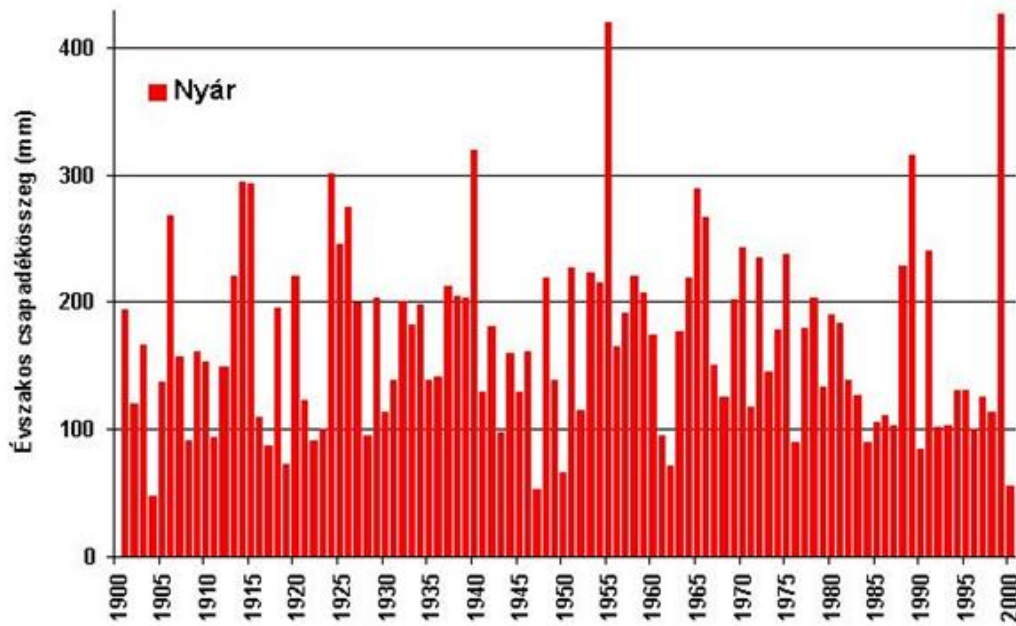
A rendkívül nagy időbeli változékonyságot illusztrálja a 3.6., a 3.7. és a 3.8. ábra, ahol rendre Budapest évi, téli és nyári csapadékösszegeinek XX. századbeli alakulását láthatjuk. A száz év alatt előfordult legkisebb évi csapadékösszeg Budapesten alig haladta meg a 300 mm-t (1997-ben), a legnagyobb pedig csaknem elérte az 1000 mm-t (1937-ben). A két érték között mintegy háromszoros szorzó van. Egymást követő években is nagy különbségek jelentkezhetnek: például az 1999-ben mért 842 mm után 2000-ben ennek kevesebb mint a fele, csupán 389 mm volt az évi összcsapadék. A teljes évszázadban az átlagos évi csapadékösszeg csaknem 600 mm volt, mely megegyezik az országos átlagos évi összeggel. Az átlagos nyári csapadékösszeg (170 mm) csaknem másfélszerese az átlagos téli csapadékösszegnek (125 mm), mely a hazai havi csapadékok éves eloszlásából (3.9. ábra) következik. Ennek megfelelően az évi csapadék 60%-a a nyári félévben, 40%-a a téli félévben hullik le. A május-júniusi csapadékosabb időszak oka a magas vízgőztartalom, az erős felszíni felmelegedés miatt kialakuló konvektív zivatarok és az intenzívebb Atlanti-óceán-i hatás (erősebb északnyugati áramlási mező). Az őszi végi másodlagos csapadékmaximum a térségünk fölé érkező mediterrán ciklonok nagy gyakoriságának következménye. Ez a hatás a Dunántúlon a legjelentősebb.



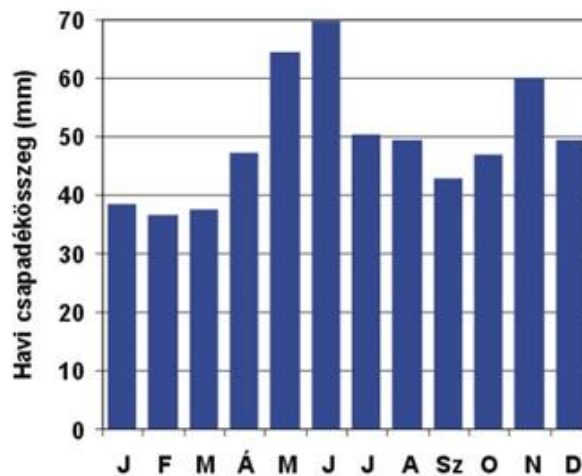
3.6. ábra. Az évi csapadékösszeg Budapesten, 1901-2000 (OMSZ adatok alapján, www.met.hu). Legnagyobb évi csapadékösszeg: 988 mm (1936), legkisebb évi csapadékösszeg: 327 mm (1997). Átlagos évi csapadékösszeg: 593 mm.



3.7. ábra. A téli csapadékösszeg Budapesten, 1901-2000 (OMSZ adatok alapján, www.met.hu). Legnagyobb évszakos csapadékösszeg: 300 mm (1936), legkisebb évszakos csapadékösszeg: 33 mm (1990). Átlagos évszakos csapadékösszeg: 125 mm.

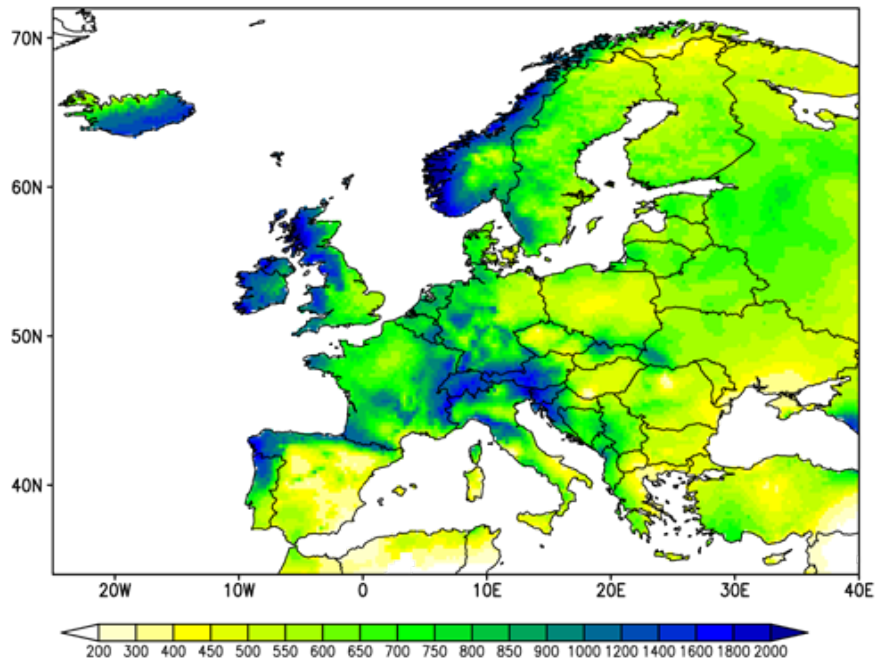


3.8. ábra. A nyári csapadékösszeg Budapesten, 1901-2000 (OMSZ adatok alapján, www.met.hu). Legnagyobb évszakos csapadékösszeg: 427 mm (1999), legkisebb évszakos csapadékösszeg: 48 mm (1904). Átlagos évszakos csapadékösszeg: 170 mm.

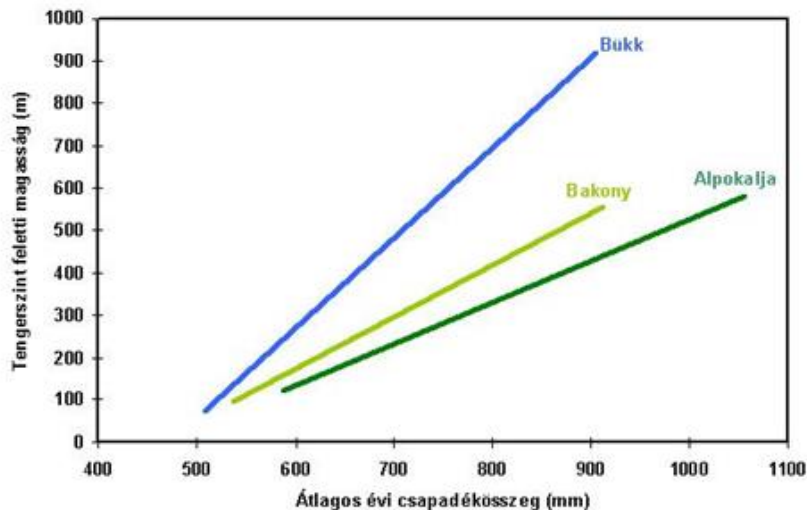


3.9. ábra. Átlagos havi csapadékösszegek Budapesten, 1901-2000 (OMSZ adatok alapján, www.met.hu)

Adott térség csapadékviszonyait alapvetően két tényező határozza meg. Egyrészt, hogy a rendelkezésre álló nagy mennyiségű nedvességforrástól (tengertől/óceántól) milyen távolságra helyezkedik el a vizsgált régió és milyen nagyskalájú áramlási viszonyok uralkodnak a térségben. Ebből adódik, hogy a mérsékelt övben jellemző nyugati áramlási mező miatt Európában a nyugati partmenti területek csapadékosabbak, s a szárazföld belseje felé haladva csökken az évi csapadékösszeg (3.10. ábra). Másrészt a domborzati viszonyoktól, azaz a térség tengerszint feletti magasságától. Ennek oka, hogy a domborzat hatására emelkedő levegő mozgás közben hűl, s így a relatív nedvessége növekszik. Ha eléri a telített állapotot, akkor felhő keletkezik, melyből csapadék hullik. Magyarországon a tengerszint feletti magasság növekedésével 100 méterenként átlagosan 35 mm-rel nő az évi csapadékösszeg. Az ország különböző hegyvidékein valamelyest eltérő ez az összefüggés, mivel a tengertől/óceántól való távolság is növekszik nyugatról kelet felé haladva. Ezért 500 m-es magasságban a dunántúli Bakonyban például 850 mm fölötti az évi csapadékösszeg, míg az északkeleti országrészben fekvő Bükkben csupán 700 mm (3.11. ábra). A jellemző áramlási képnek megfelelően a hegyvidékek nyugati oldalai csapadékosabbak, mint a keleti lejtők.



3.10. ábra. Az átlagos évi csapadékösszeg (mm) Európában, 1981-2010 időszakban. A térkép a 25 km felbontású rácshálózatra interpolált E-OBS adatbázis (Haylock et al., 2008) alapján készült. Az interpolációhoz rendelkezésre álló felhasznált állomási mérések sajnos nem egyenletesen fedik le Európa térségét, például a délkeleti régióban vagy a Kárpátok területén jelentősen alulbecsli az adatbázis a valóságban lehulló csapadékmennyiségét a hegyvidéki állomások hiánya miatt. A hegyvidéki területek évi csapadékának alulbecslését erősíti a 25 km felbontású rácshálózat korlátozott térbeli reprezentativitása.



3.11. ábra: A domborzat hatása a csapadéokra a hazai középhegységek területein (Stelczer, 2000 nyomán)

Magyarország területén belül a legszárazabb régió a Hortobágy, ahol az átlagos évi csapadékösszeg 500 mm alatt marad – ez a vidék Európa legnyugatibb sztyepp területe. Hazánkban a legnagyobb, 850 mm feletti évi csapadékmennyiség az Alpokalján jellemző. A hosszabb időszakokra vonatkozó átlagértékektől egyes években jelentős eltérések jelentkezhetnek. A Dunántúl délnyugati részén és a középhegységeinkben előfordulhat akár évi 1100–1400 mm csapadék is (a Magyarországon valaha mért legnagyobb évi csapadékösszeget – 1555 mm-t – 2010-ben a Bükk területén, Jávorkúton regisztrálták). Az Alföldön is mértek már 800–900 mm-t. Ezzel szemben a legszárazabb években több alföldi állomáson is csupán 300 mm alatt volt az évi teljes csapadékösszeg (a Magyarországon valaha mért legkisebb évi csapadékösszeget – 203 mm-t – 2000-ben Szegeden regisztrálták),

mely jóval kevesebb, mint a hazánkban valaha mért 1 hónap alatt lehullott maximális csapadék (444 mm – Dobogókő, 1958. június). A legtöbb csapadék általában május és július között hullik. A sokévi átlagokat tekintve a Dunántúli-dombvidéken és a Bakonyban májusban, az Alföldön júniusban van a legtöbb eső.

A valaha mért legnagyobb 1 éves csapadékösszeg helyszíne Cherrapunji (India, 1313 m), értéke 26461 mm, ez az óriási csapadékmennyiség 1860.08.01. és 1861.07.31. között hullott le. A legnagyobb sokévi átlagos csapadékösszeget kontinensenként a 3.1. táblázat foglalja össze. Jól látható, hogy 10000 mm-t meghaladó maximális értéket négy kontinensen is regisztráltak: Afrikában, Ázsiában, Dél-Amerikában és Óceánia térségében. A maximális csapadékérték Európában a legkisebb – melyet Bosznia-Hercegovina területén detektáltak –, nem éri el az évi 5000 mm-t.

3.1. táblázat. A legnagyobb sokévi átlagos csapadékösszegek a különböző kontinenseken (Forrás: <http://www.satelliten-bilder.de/>)

Kontinens	Érték	Helyszín (ország, tengerszint feletti magasság)	Időtartam
Afrika	10287 mm	Debundscha (Kamerun), 9 m	32 év
Ausztrália	8636 mm	Bellenden Ker (Queensland), 1555 m	9 év
Ázsia	11872 mm	Mawsynram (India), 1401 m	38 év
Dél-Amerika	10790 mm	Quibdo (Kolumbia), 37 m	16 év
Európa	4648 mm	Crkvica (Bosznia-Hercegovina), 1017 m	22 év
Észak-Amerika	6502 mm	Henderson Lake (Kanada), 6 m	14 év
Óceánia	11684 mm	Mt. Waialeale (Hawaii), 1569 m	30 év

A legnagyobb 1 napi csapadékösszeget, 1825 mm-t 1966. január 7/8-án mérték Foc-Foc-ban (Reunion sziget, Indiai-óceán). A legnagyobb 12 órás csapadékösszeget, 1144 mm-t ugyancsak 1966. január 7/8-án mérték Foc-Foc-ban a Denise trópusi ciklonhoz kapcsolódóan. A legnagyobb 1 óra alatt lehullott csapadékösszeget, 401 mm-t Kínában, Shangdi-ban regisztrálták 1975. július 3-án. A legnagyobb 1 perc alatt lehullott csapadékot (38,1 mm-t) Közép-Amerikában mérték a Karibi-szigetek térségében (Basse Terre, Guadeloupe) 1970. november 26-án.

A legkisebb sokévi átlagos csapadékösszeget kontinensenként a 3.2. táblázat foglalja össze. Jól látható, hogy az 1 mm-t nem éri el a minimális sokévi átlagérték Afrikában és Dél-Amerikában. Nagyobb minimális értékekkel találkozunk három földrészen is (Ausztráliában, Európában és Óceániában), ahol a 100 mm-t meghaladják a mért legkisebb sokévi átlagos csapadékösszegek.

3.2. táblázat. A legkisebb sokévi átlagos csapadékösszegek a különböző kontinenseken (Forrás: <http://www.satelliten-bilder.de/>)

Kontinens	Érték	Helyszín (ország, tengerszint feletti magasság)	Időtartam
Afrika	0,7 mm	Dakhla (Egyiptom), 111 m	53 év: 1932–1985
Antarktisz	20 mm	Déli-sark (Amundsen-Scott Kutatóállomás), 2800 m	10 év
Ausztrália	103 mm	Mulka (Dél-Ausztrália), 49 m	42 év
Ázsia	46 mm	Aden (Jemen), 7 m	50 év
Dél-Amerika	0,5 mm	Quillagua (Chile), 37 m	37 év: 1964–2001
Európa	163 mm	Astrachan (Oroszország), 14 m	25 év
Észak-Amerika	30 mm	Batagues (Mexikó), 5 m	14 év
Óceánia	227 mm	Puako (Hawaii), 2 m	13 év

A meteorológiai mérések történetében az egy szezon alatt legnagyobb mennyiségben hullott hó 28,96 méter volt, melyet Észak-Amerikában a Baker-hegyen (Washington államban) regisztráltak 1998/99-ben. Az 1 hónap során lehullott legnagyobb hómennyiséget, 9,91 métert a kaliforniai Tamarack-ban mérték 1911 januárjában. Az előző

két rekordhoz hasonlóan, a 24 óra alatt lehullott legnagyobb hómennyiséget (1,93 métert) szintén Észak-Amerikában mérték: a Colorado állambeli Silver Lake-ben 1921. április 14/15-én.

Hidrológiai szempontból a csapadékon belül különlegesen fontos szerepe van a hó formájában (3.12. ábra) hulló hányadnak a tározási szerepe miatt. Éppen ez a tározási szerep indokolja azt is, hogy nem a lehullás időpontja számít elsősorban, hanem az olvadás – hiszen a felszínre lehullott hó csak ekkor lép be a víz körforgalmába, s kerül a lefolyási folyamatba. A hidrológiai szolgálatok a télen lehullott hómennyiség alapján készítik a tavaszra várható lefolyási viszonyok, valamint a tavaszi és nyári időszak talajvíz-háztartási viszonyainak előrejelzését. A csapadék-lefolyási modellekben szintén külön modult alkalmaznak a hó kezelésére a téli félévben. Az éghajlati modellekben elsősorban a kialakult hótakarónak van fontos szerepe, mivel a felszín albedóját jelentős módosítja. A friss hófelszín albedója magas, a beérkező rövidhullámú sugárzás nagy részét visszaveri, s így jóval kevesebb energiát nyel el, mint a hómentes szárazföldi felszín (akár a növényzettel borított, akár anélküli esetben). A hóréteg öregedésével az albedó valamelyest csökken.



3.12. ábra: A lehullott hótakaró az olvadásig nagyrészt tárolja a felszínre leérkezett vizet, mely így csak jelentős késleltetéssel lép be a lefolyási folyamatba (az Alpok hófödte hegyvidéke)

A hó jellemzésére alkalmazott legfontosabb mennyiségek a következők.

- Hótakaró vastagsága centiméterben, melyet egyenlő szárú (10 m) háromszög egy-egy csúcsában, nem szélvédett helyen mérőrúddal mérnek. A három mérés átlagából határozzák meg a hóvastagságot.
- Hó sűrűsége (mértékegysége: kg/m^3), meghatározásakor ismert térfogatnyi hó tömegét mérik le.
- Hó vízegyenértéke milliméterben megadva, azaz az egységnyi területet borító hó teljes vízkészlete (mind a három fázis figyelembe vételével). Meghatározásakor a csapadékmérőben összegyűlt hó felolvasztásából nyert víz mennyiségét adják meg. Általánosan 10 mm vastagságú friss hó vízegyenértéke 1 mm, azaz 0,1-es szorzót alkalmazhatunk. Ez azonban nagyjából 0,03–0,25 között változhat, s olvadáskor akár a 0,3–0,4 értéket is elérheti. A hó vízegyenértékének alábecslése miatt a nem megfelelő méretezés gyakran vezet tetőszerkezetek vártlan beszakadásához.
- Havas nap, vagyis az a nap, amikor hó formájában hullik a csapadék. Az éghajlati viszonyok jellemzésére megadható a havas napok évi száma.
- Hótakarós nap, vagyis amikor a mérőhely körül egybefüggő (legalább 1 cm vastagságú) hótakaró van jelen. Az éghajlati viszonyok jellemzésére alkalmazható a hótakarós napok évi száma vagy a hótakarós időszak hossza. Ez utóbbi az az időtartam napokban kifejezve, amíg összefüggő, legalább 1 cm vastagságú hóréteg létezik.
- Hóidény, azaz az első havazástól az utolsó havazásból származó hóréteg elolvadásáig eltelt időszak. Hosszát a hótakarós időszakhoz hasonlóan ugyancsak napban fejezzük ki. Egy hóidényben több hótakarós időszak is előfordulhat, így értéke nagyobb vagy egyenlő kell legyen a hótakarós időszakok hosszával. Egyenlőség akkor áll fenn, ha adott hóidényben egyetlen havazás, s így egyetlen hótakarós időszak következett be.

Magyarországon az Alföldön 20–30, hegyvidékeken 30–60 a havas napok átlagos évi száma. A területi különbségek legfontosabb tényezője az eltérő tengerszint feletti magasság. Míg az Alföldön rendszerint a csapadék 10–15%-a hullik hó formájában, addig a hegyekben akár 30% fölötti is lehet ez az arány. A hótakarós napok átlagos évi száma hazánk síkvidékein 30–50, a hegyvidékeken (főként a Börzsönyben, a Mátrában és a Bükkben) viszont jellemzően 100 feletti. Rendkívül nagy a hótakarós napok számának változékonysága. Például 1989/90 telén egyetlen nap sem volt ilyen az ország területén, és az 1962/63 téli időszakban a Dunántúlon csupán egyetlen napot tekinthetünk hótakarósnak. Kékestetőn mértek már 147 cm hóvastagságot is, az alföldi területeken az átlagos legnagyobb hóvastagság 60–80 cm – de akár itt is kialakulhatnak hatalmas hótorlaszok az erős szél miatt. A hóidényben jelentkező első havazás dátuma síkvidékeinken általában november 10. és november 20. közé esik, a hegyekben november legelejére. A hóidény utolsó havazásának dátumában nagyobbak az országon belüli területi különbségek. Míg a síkságokon rendszerint március 10. és március 30. közé esik, addig a hegyvidékeken akár április közepén vagy végén is előfordulhat hóesés.

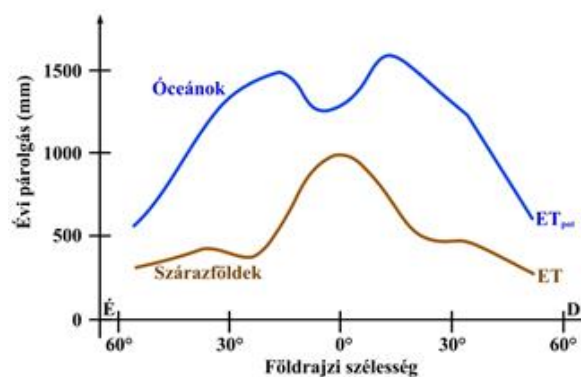
3.3. Párolgás

Az evapotranszspiráció, vagyis párolgás a vízháztartási mérleg legjelentősebb kiadási tagja. A csapadékhoz hasonlóan mm-ben adjuk meg, mely az 1 m² felületről elpárolgó vízszlop magasságát jelzi.

A párolgás történhet (1) különböző felszínekről, melyet evaporációnak nevezünk: a folyékony halmazállapotú vízből fizikai folyamat során vízgőz képződik; (2) a növényzet nedvesség kibocsátása, azaz a transzspiráció révén, mely egy fiziológiai folyamat. Ez utóbbit belül megkülönböztethetünk ún. kutikuláris transzspirációt, vagyis a légtérbe történő közvetlen párolgotatást a növények felületén át a nedvességmembránokból, és ún. sztomatikus transzspirációt, vagyis a vízpára diffúzióját a sztomanyílásokon és a lentikulumnyílásokon át a légkörbe a levélszövetek gőzzel telített hártáiból.

Az evapotranszspiráció meghatározó tényezői az alábbiak:

- A rendelkezésre álló vízmennyiség. Korlátlan vízmennyiség esetén definiálhatjuk a potenciális párolgást, mely csak a hőmérséklettől függ. Szabad vízfelületek fölött a tényleges párolgás megegyezik a potenciális párolgással. A szárazföldi területeken a tényleges párolgás jellemzően a potenciális párolgás 40–50%-a (3.13. ábra).
- A felhasználható energia, mely a párolgáshoz szükséges energiát (a párolgási hőt) szolgáltathatja.
- A párat szolgáltató, szállító és befogadó alrendszerek szállítási kapacitása, vagyis a transzport-folyamatok, melyek elsősorban az áramlási viszonyoknak (vagyis a szélességeknek) és a felszinközeli légréteg stabilitási viszonyainak függvénye.



3.13. ábra. A szárazföldek feletti tényleges (ET) és potenciális (ET_{pot}) évi párolgás zonális átlagai. A potenciális párolgás az óceáni felszínek feletti evapotranszspirációval egyezik meg. (Budiko, 1956 nyomán)

A közepes földrajzi szélességek övében a párolgás nagyon markáns napi és évi menettel rendelkezik. Nappal, erős besugárzás idején kapjuk a legnagyobb párolgási értékeket, mely a teljes napi párolgásnak 60-80%-át teszi ki (Tóth et al., 1983). Ezzel szemben éjjel alig párolog a felszín, mivel ekkor általában stabil légrétegződési viszonyok jellemzők, és szinte teljesen hiányoznak a turbulens örvények is. Az évi menetet a nagy nyári és alacsony téli

értékekkel adhatjuk meg. Magyarországon a teljes évi párolgásnak mintegy 80-85%-a április és szeptember között történik.

A potenciális párolgás hazai eloszlását tekintve a magasabb hegyvidéki területeken, valamint az ország nyugati részén jellemzők a legalacsonyabb értékek (átlagosan 600–700 mm között). A déli régiókban viszont a lehetséges évi párolgás átlagos értéke meghaladja a 900 mm-t. A tényleges párolgás természetesen ettől jóval kisebb (átlagosan évi 450–650 mm), mivel rendszerint nem áll rendelkezésre elegendő vízmennyiség a párolgáshoz. A területi eloszlást alapvetően az óceáni hatás határozza meg, ezért a legnagyobb évi párolgási értékeket a Dunántúl nyugati és délnyugati részén kaphatunk.

Az evapotranszpiráció meghatározása közvetett eljárásokkal történhet. Elterjedten használatos módszer a tárolt vízkészlet csökkenésének mérése például párolgásmérő kádak, liziméterek vagy természetes tározók megfigyelésével. Számításokkal is lehetséges a megadása akár a hőhártartási, akár a vízhártartási mérleg felhasználásával. Ez utóbbi esetén lényeges, hogy a vízhártartási egyenleg többi tagjának mérése megfelelő pontossággal történjen, s ne tartalmazzon jelentősebb hibát. A hőhártartási egyenleggel való közelítés esetén a Bowen-arányt, azaz a szenzibilis és a látens hő hányadosát kell meghatároznunk. Ugyancsak elterjedt az aerodinamikai módszer alkalmazása, amikor elsősorban a légköri turbulencia hatását vesszük figyelembe. A számítások során gyakran az ún. Penman-Monteith formulát (Penman, 1965) használjuk, mely egyesíti a hőhártartási és az aerodinamikai szemléletmódot, ezáltal pontosabb eredményeket kaphatunk.

A meteorológiai és hidrológiai mérőállomásokon többféle, a WMO által elfogadott párolgásmérő kádat alkalmaznak, melyek elsősorban méretükben különböznek. Például a Magyarországon használatos amerikai fejlesztésű, ún. „A” típusú kád (3.14. ábra) mintegy 25 cm magas, 1,2 m átmérőjű, vízfelszíne 1,18 m². A talaj felé történő hőáramlás megakadályozása érdekében a fémkádat fatalazatra helyezik, mely alatt 15 cm vastagságú rétegben szabad légtér kell, maradjon. A mérés során a kádon belül elhelyezett mérőhenger furatát – ez biztosítja a kádban lévő vízzinttel egyező hengerbeli vízzintet – csavarral elzárjuk, majd a mérőhengert kiemeljük. A benne lévő vizet 0,1 mm beosztású mérőhengerbe öntve határozzuk meg a vízoszlop magasságát. Végül a mérés után a kádból kivett vizet visszaöntjük. Amennyiben két egymás utáni mérés időpontja között csapadék hullás történt, a mért csapadékmennyiséget figyelembe kell venni.



3.14. ábra. A Magyarországon használt „A” típusú párolgásmérő kád

A hazai kádpárolgási mérőhálózatot 1958-ban a VITUKI (Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, 1952–2012) hozta létre. Az OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat) pár évvel később, 1966-ban kezdte el a rendszeres méréseket. A teljes mérőhálózatba az 1980-as évek közepén már 32 párolgásmérő kád tartozott, melyből 22-t az OMSZ, 10-t pedig a VITUKI felügyelt. Mára jelentősen csökkent az üzemben tartott párolgásmérő kádak száma.

A párolgásmérő kádakkal mért párolgás értéke jelentősen eltér a szabad vízfelszínek párolgásától a kád kisebb hőtároló-képessége, illetve a kialakuló oázishatás miatt. Ezért egy korrekciós faktort, az ún. kád-tó együtthatót szoktak alkalmazni a tavak, tengerek párolgásának megadásakor. A kád-tó együttható meghatározása nem könnyű feladat, többféle módon szokták végezni. Például a különböző éghajlati viszonyok között mért kádatokat összehasonlítják a nagyobb tartályok által mért értékekkel, s így becslik az alkalmazandó aránytényezőt. Egy másik

módszer szerint a kádpárolgási értékeket korrigálják a kád palástján és az alján bevitt és leadott hó figyelembe vételével. Szintén lehetséges a vízháztartási mérlegből meghatározott párolgási értékek és a kádpárolgási adatok összehasonlításával megadni az együttható értékét. A kád-tó együttható tipikus értéke Magyarország térségében a csapadékosabb és a szárazabb időszakokban rendre 0,8–0,9, illetve 0,5-0,6.

A kopár talajfelszínek vagy növényzettel borított felszínek esetén a potenciális párolgásnál jóval kisebb tényleges párolgást nagymértékben meghatározza a talajvízből való utánpótlódás lehetősége, mely elsősorban a néhány méteres mélységig terjedő felső fedőréteg összetételétől és szerkezetétől, valamint a talajvízmélységtől függ. Az evapotranszpiráció méréséhez lizimétereket alkalmazhatunk. Ezek lényegében a környezetüktől különválasztott talajoszlopok, eredetileg talajtani vizsgálatok céljából fejlesztették ki, de párolgási és beszivárgási mérésekhez is elterjedt a használatuk. Attól függően, hogy mit szeretnénk mérni a liziméterek lehetnek növényzetmentes talajjal, vagy növényzettel borított talajjal feltöltve. A mérési feladatnak megfelelően a természetes talajvízszint hatását hagyják érvényesülni vagy meghatározott szinten, mesterségesen tartják a talajvízszintet. További lehetőség a természetes csapadéktól való elzárás vagy a csapadék szerepének figyelembevétele a liziméterek működtetésekor. Elsősorban a mezőgazdasági célú méréseknél szoktak alkalmazni olyan lizimétereket is, melyeket a vizsgált célterületnek megfelelően vagy esetleg attól eltérő módon öntöznek. Csoportosíthatjuk szerkezetük alapján is a mérő eszközöket: vannak tömegmérési és volumetrikus (kompenzációs) elven működő liziméterek. Előbbiek közé sorolhatók a mechanikus mérlegelésű liziméterek, a hidrosztatikus liziméterek és az erőmérő cellás liziméterek. Az utóbbiak pedig a hozzáadott vagy kimerített víz mennyiségét mérik. A természetes talajjal való kapcsolat szerint vannak (1) lehatárolt, (2) részben lehatárolt és (3) lehatárolatlan talajtesttel rendelkező liziméterek. A talaj bedolgozási módja szerint pedig elkülöníthetünk zavartalan és zavart talajtesttel működő mérő eszközök. A zavart talajtest azt jelenti, hogy folyamatos ellenőrzéssel a természetes állapot talajszerkezetét igyekeznek megközelíteni. Lehetséges a liziméterek nagyság szerinti csoportosítása is (3.3. táblázat).

3.3. táblázat. A liziméterek nagyság szerinti osztályozása (Vargay, 1967)

Csoport	Felület (m ²)	Magasság (m)
Nagyméretű	> 1,00	>0,8
Középméretű	0,30–1, 00	0,6–0,8
Kisméretű	0,10–0,30	0,4–0,6
Mikroméretű	0,05–0,10	0,1–0,4

A hóval vagy jéggel borított felszínek esetén a légkörbe kerülést jelentő párolgáshoz szükséges energia nagyobb, mint a vízfelszínek esetén. Az alacsonyabb léghőmérséklet miatt a légkör vízgőz-befogadó képessége is jelentősen kisebb, mint a nyári időszakban. Mindebből következik, hogy az elpárolgó vízmennyiség jóval kevesebb, s hidrológiai, vízgazdálkodási szempontból nem számottevő. Becslések szerint a hótakaróból havonta elpárolgó vízmennyiség nem haladja meg a 20 mm-t.

A mesterséges, burkolt felszínek feletti párolgás egyrészt jóval rövidebb ideig tart, mint a természetes felszínek esetén, a gyorsabb lefolyási folyamat miatt. Másrészt sokkal intenzívebb a magasabb felszíni hőmérséklet következtében.

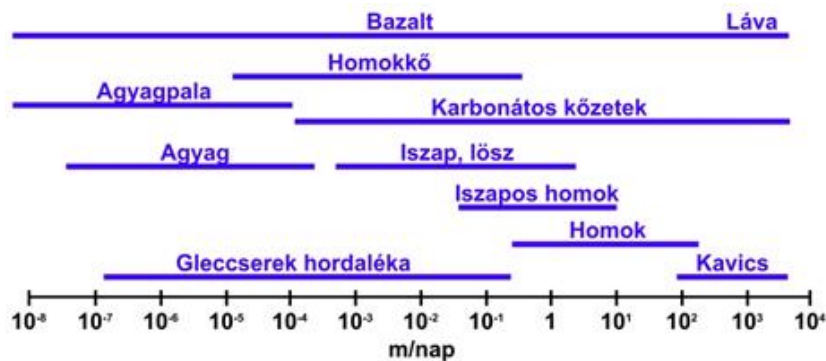
A növényzet felületéről való párolgás (hangsúlyozottan az evaporáció, s nem a transzspiráció) az intercepció, azaz a növényzet által a csapadékból visszatartott vízmennyiségből történik. Meghatározásakor az a kiindulási feltételezés, hogy az intercepció vízmennyiség teljes egészében elpárolog. Legegyszerűbben úgy adhatjuk meg, hogy mind szabad terepen, mind a növényzet koronája alatt végzünk csapadékméréseket, s ezek különbségeként számoljuk a növényzet felületén felfogott vízmennyiséget. Ez a módszer nagyon pontatlan, mivel a csapadékmérők elhelyezésétől erősen függ a mért különbség. Kisebb magasságú növényzet esetén pedig egyáltalán nem kivitelezhető. Pontosíthatjuk a kapott értékeket, ha a növényzet fajtájának, fejlettségének, valamint a csapadék intenzitásának és a szél erősségének hatását is figyelembe vesszük. Az egyszerűbb, lineáris statisztikai kapcsolaton alapuló becslésnél (pl.: Horton, 1940) pontosabbak a növényzet felületén növekvő tározódást is figyelembe vevő közelítések (pl. Merriam, 1960) és az egész folyamat időbeli változását – például a csapadékhullás alatti párolgást vagy a csapadék-intenzitás változását – követő modellek.

3.4. Beszivárgás

A beszivárgás (vagy más néven infiltráció) során a felszínre érkező csapadék a talajba bejut, s a talajszerkezettől függően fokozatosan egyre mélyebb rétegekbe. A vízháztartási egyenleg térben és időben legjobban változó tagja. A csapadékhoz és a párolgáshoz hasonlóan mm-ben adjuk meg, mely annak a vízszlopnak a magassága jelenti, amely 1 m² felületen egységnyi idő alatt áthatol.

A beszivárgás meghatározza a lefolyás és az evapotranszpiráció egymáshoz való viszonyát, s ezáltal kormányozza a hidrológiai körfolyamat teljes szárazföldi ágát. Amennyiben a beszivárgás intenzitása meghaladja a lehulló csapadék intenzitását, nem marad víz a talajfelszínen, így lefolyás sincs, a párolgás a nedves talajból történik, Fordított esetben, amikor a beszivárgás intenzitása kisebb a csapadék intenzitásánál, akkor a talajfelszínen víz jelenik meg, melynek egy része a lefolyással távozik, másik része pedig szabad vízfelszínként idővel elpárolog.

A beszivárgás folyamata függőleges irányú, időben monoton csökken (exponenciális vagy hiperbolikus módon). Kezdetben háromfázisú, mely viszonylag rövid idő alatt kétfázisúvá válik. A beszivárgás meghatározói: (1) a vizet szolgáltató alrendszer, azaz a (csapadékból származó) földfelszínen rendelkezésre álló vízmennyiség, melynek fő jellemzői: intenzitás, tartam, gyakoriság, területi eloszlás, (2) a vizet befogadó alrendszer, vagyis a talaj (i) felszíni tulajdonságai: növényzet, érdesség, belépési ellenállás, és (ii) transzporttulajdonságai: a talaj/közet víztározó, vízvezető, vízfellevő és vízleadó képessége. Az előzőek közül a beszivárgás intenzitása szempontjából az egyik legfontosabb paraméter a felszínközeli rétegek permeabilitása, vagyis vízvezető képessége, melynek jellemző értékeit, tartományait a 3.15. ábra összegzi. A nagyobb vízvezetőképességű rétegek esetén nagyobb a beszivárgás is.



3.15. ábra. Különböző típusú kőzetek és talajok vízvezető-képessége (Heath, 1983 nyomán)

A beszivárgás meghatározását végezhetjük helyszíni méréssel például egy terepi mérőeszköz, az infiltróméter (beszivárgásmérő) felhasználásával. A mérés során vízzel töltött hengerekben a vízmennyiség időbeli csökkenését mérjük. Ez a módszer általában csak szemcsésebb típusú talajok esetén ad megfelelő eredményt. Javíthatjuk a mérést kétaknás vizsgálattal, azaz egymástól néhány méteres távolságban végezve. Egy másik lehetőség a beszivárgás megadásához a parcella-módszer alkalmazása, amikor fa- vagy fémkeret vízzel van feltöltve, és a víz állandó szinten tartásához szükséges vízpótlást mérjük, illetve az infiltróméterhez hasonlóan a vízszint csökkenését. Az ilyen mérések hátránya a viszonylag nagy (15%-ot elérő) oldalirányú veszteség. A beszivárgás közvetlen mérésre alkalmasak még a kompenzációs típusú liziméterek is.

A számításokhoz tapasztalati képletek állnak rendelkezésre, melyek közül itt példaként a Horton (1940) által felállított összefüggést foglaljuk össze. Ez a megközelítés a beszivárgás intenzitásának (I_t) exponenciális csökkenését feltételezi az alábbi képlet alapján:

$$I_t = k_D + (I_{i,0} - k_D) \cdot e^{-\alpha t} \text{ [mm/h]},$$

ahol k_D a függőleges (Darcy-féle) szivárgási együttható [mm/h], $I_{i,0}$ a legnagyobb beszivárgási intenzitás [mm/h], $e^{-\alpha t}$ a talajtelítődés időbeli folyamatát jellemző tényező – ezen belül α a talaj beszivárgási intenzitását jellemző talajállandó [1/h], t pedig a csapadékhullás ideje [h].

A fenti intenzitásra vonatkozó képlet felhasználásával a beszivárgás mennyiségére adódik, hogy:

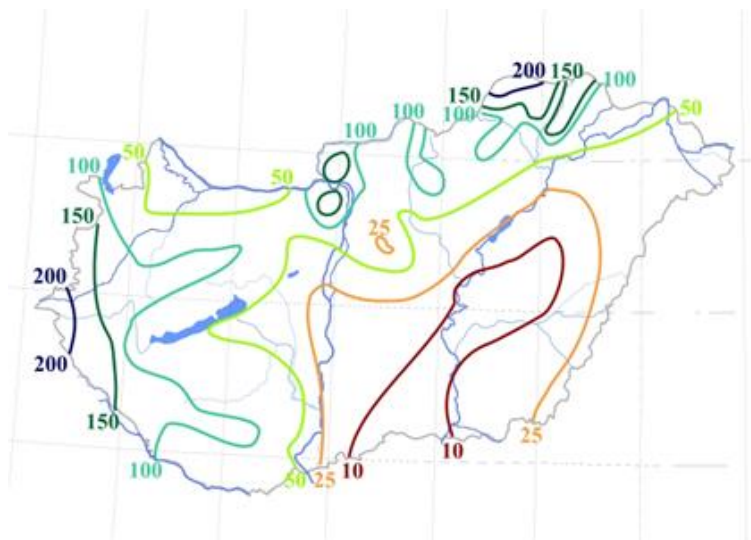
$$I = k_D \cdot t + (1/\alpha) \cdot (I_{i,0} - k_D) \cdot (1 - e^{-\alpha t}) \text{ [mm]}.$$

A felszín alatti vizek közé soroljuk a talajvizet, a rétegvizeket, a karsztvizet és a hasadékvizet. A talajvíz az első vízzáró réteg fölött elhelyezkedő vízvezető réteg vize, melyre így csak légnyomás hat. A rétegvíz definíció szerint vízzáró rétegek közötti felszín alatti vizet jelent, mely nyomás alatt áll. Pozitív artézi kútról beszélünk, amikor a feltáráskor a víz a felszínre tör. Negatív artézi (szubartézi) kútról pedig akkor, amikor a feltáráskor a víz az eredeti víztartó réteg fölé emelkedik, de a felszín alatt marad. A karsztvíz a karsztos kőzetek repedéseiben levő víz, mely lehet: nyílt vagy fedett. Előbbi a felszínen is megjelenő karsztos kőzetekre jellemző, az utóbbi esetben viszont a karsztos kőzet nem terjed a felszínig, hanem egy vízzáró réteg fedi le. A hasadékvíz úgy alakul ki, hogy a szilárd, nem karsztosodó kőzet repedéseibe, hézagaiba jutó víz akadálytalanul hatol a mélybe mindaddig, amíg egy vízzáró réteg meg nem akasztja, s akkor felette a hézagokban és a repedésekben összegyűlik.

A felszín alatti vizek osztályozása többféle szempont szerint történhet. Például a víztartó rétegek helyzete és jellege alapján, vagy abból a szempontból, hogy a légköri nyomáson kívül hat-e rájuk vízzáró rétegek miatti további nyomás. További lehetőség a vízgazdálkodási igények alapján történő csoportosítás, mellyel felszín alatt tározott vízmennyiség jellegű készletet és felszín alatti utánpótlódó vízhozam jellegű készletet különíthetünk el. Az előbbi lehet szabad és kötött attól függően, hogy kitermelhető-e vagy sem. Az utóbbi pedig a felszínre kerülhet természetes vagy mesterséges úton. A vízminőség figyelembe vételével megkülönböztethetünk ivóvizet, ipari vizet, gyógyvizet, illetve ásványvizet. Hőmérsékleti szempontból, a közvetlen felhasználás oldaláról a 35 °C hőmérséklet alatti vizek lehetnek ivóvíz célra alkalmasak, a 35 °C feletti hőmérséklet esetén pedig hévizekről beszélhetünk.

3.5. Lefolyás

A természetes körforgáson belül a felszínen és a felszín alatt történő víz mozgása a lefolyás. A vízháztartási egyenleg többi eleméhez hasonlóan ezt is mm-ben adjuk meg és 1 m² felületre vonatkoztatjuk. A Magyarországon belüli jellemző értékeit a 3.16. ábra illusztrálja. A teljes folyamatot röviden összegezve: a felszínre érkező csapadék a földfelszíni lejtőkön a gravitáció hatására megindul lefelé egyrészt a természetes mélyvonulatok mentén, másrészt a bevált kisebb-nagyobb medrekben. A domborzati viszonyoknak megfelelően a legmélyebb pontok mentén összegyűlekezik a víz, s a völgyfenék lejtésének irányában a medreket megtöltve egyre nagyobb vízfolyások alakulnak ki, melyek végül a tengerekbe, óceánokba torkollanak.



3.16. ábra. Az évi lefolyás egységárhullám módszerrel számított értékei (mm) Magyarország területén a sokévi középvízhozamok alapján (Stelcer, 2000 nyomán)

Ahogy a fenti összefoglaló leírásból is kiderül a lefolyás területi és vonalmenti jelenség is. A kiterjedt felületen történő lefolyást térfelszíni lefolyásnak nevezzük, a határozott mederben történő lefolyást pedig szűkebb értelemben vett felszíni lefolyásnak. Mindkét esetben vízgyűjtő-terület határozható meg, melyeket a vízválasztók (a hegyvidékek legmagasabb pontjai, a gerincek) határolnak el egymástól. A vizsgált térszála függvényében a nagyobb vízgyűjtő-területek kisebb részvízgyűjtő-területekre bonthatók fel, melyek a vízfolyások egymásba torkollásával egyesülnek. A vízgyűjtő-területek leírására alkalmazhatunk változatlan jellemzőket – mint például a földrajzi szélesség és

hosszúság, a kiterjedés, az alak, a lejtésviszonyok, a geológiai felépítés, a talajviszonyok vagy a tájolás – és változó jellemzőket, melyek elsősorban a meteorológiai viszonyokat jelentik: a csapadék, a napsütés, a szél, a párolgás, a talajnedvesség és a növénytakaró.

A lehullott csapadék és a hótakaróban tárolt víz valóban lefolyó része az ún. lefolyásképző (más néven hatékony) csapadék. Ennek ismeretében adhatjuk meg a dimenzió nélküli lefolyási tényezőt (α), mely definíció szerint a lefolyás és a hatékony csapadék hányadosaként értelmezhető. Értékét elsősorban a vízgyűjtő-terület változatlanul tekintett jellemzői befolyásolják, főleg a vizsgált térség lejtési viszonyai, a talaj vízáteresztő képessége, valamint a növénytakaró. Egyes csapadékeseményekre vonatkozóan a lefolyási tényező értéke a csapadékhullás időtartamától is függ. A rövidebb időszakokra meghatározott lefolyási tényezőt az árvízi és belvízi előrejelzéseknél alkalmazzák, a hosszabb, évtizedes időskálán számított értékei pedig a vízkészlet-gazdálkodás szempontjából jelentősek. A Magyarországra vonatkozó sokévi átlagos lefolyási tényező értéke 0,15. Ez persze az ország területén belül változó: míg a sík- és dombvidékeken a lefolyási tényező értéke 0,07 és 0,27 közé esik, addig hegyvidékeinken ennél magasabb, 0,50 és 0,78 közötti értékek jellemzők. A Duna teljes medencéjére számított sokévi átlagos lefolyási tényező értéke 0,32 (Stelczer, 2000).

Hajózási, szállítási, utazási és rekreációs célokból kiemelt jelentőségűek a vízfolyások, melyek hosszát, a folyamkilométereket (fkm) a torkolattól visszafelé mérve határozzuk meg. A legfontosabb objektumokat (például közúti és vasúti hidakat, zsilipeket, mérőállomásokat), mellékfolyók betorkollását a hossz-szelvényen adjuk meg. A vízfolyások jobb, illetve bal partját a víz mozgásának irányába tekintve definiáljuk. Sodorvonalnak nevezzük a vízfelszín alatt 20–40 cm mélységben mérhető legnagyobb áramlási sebességeket összekötő vonalat, mely elsősorban kanyarok esetén a meder középvonalától – azaz a partélek közötti felező vonaltól – jelentősebben eltér.

A vízfolyások esetén a meder teltségét a szállított vízhozam és az ezzel szoros összefüggésben álló vízállás határozza meg. Kisebb vízhozamok és alacsony vízállás esetén kisvízi mederről, nagyobb vízhozamok és magas vízállás esetén árvízi mederről beszélhetünk. Mind vízgazdálkodási, mind hajózási szempontból problémát okoznak a kisvízi helyzetek. Ekkor ugyanis a kisebb lefolyó vízhozamból korlátozott mennyiségben lehetséges vízkivétel akár mezőgazdasági, akár ipari felhasználásra. A hajótestek szabad mozgásához megfelelő vízmélység szükséges, ami alacsonyabb vízállás esetén nem áll rendelkezésre – ilyenkor a nagyobb méretű hajók nem tudnak a vízfolyás egyes szakaszain biztonságosan közlekedni. Az árvízi helyzetekben a különböző fokozatú készülség feladatainak ellátásában a vízügyi szakembereken kívül a katasztrófavédelem munkatársai is részt vesznek. A gátrendszer megerősítése (például homokzsákok kihelyezésével) és a levonuló árhullámhoz kapcsolódó vízállás folyamatos figyelése rendkívül fontos ezekben az időszakokban.

A vízállás mérése viszonylag egyszerű. Hagyományosan lapvízmércével történhet, mely lehet függőleges helyzetű (álló vízmérce, 3.17. ábra) vagy dőlt helyzetű (fekvő vízmérce, 3.18. ábra). Minden esetben a víz szintjére merőleges irányban mérjük a szintváltozásokat. Ezért a dőlt helyzetű vízmércéknél a beosztást ennek megfelelően alakítják ki. A vízmércék beosztása 2 cm vastagságú fekete vonalakkal történik, melyről 1 cm-es mérési pontossággal jól leolvasható a vízszint magassága. A 2 cm-es beosztású közök mellett a vízszint-magasság 10 cm-enként dm egységben ki is van írva a vízmérce lapjára. Mint ahogy a fotókon (3.17. és 3.18. ábra) látható, a kiírás és a beosztások felváltva a bal és jobb oldalon jelennek meg. A szélesebb medrű vízfolyások esetén álló vízmércék sorozatát használják a vízállás rögzítésére, ugyanis a kisvízi és az árvízi helyzetek vízállása csak így határozható meg. Ha a meder közepének közelében lenne egyetlen vízmérce, akkor nagyobb vízállások esetén nehéz lenne a távolból a leolvasás. A meder szélén elhelyezett vízmércével pedig kisvizek esetén teljesen lehetetlenné válna a megfelelő mérés.



3.17. ábra. Álló vízmérce (Duna – Budapest, Nemzetközi hajóállomás)

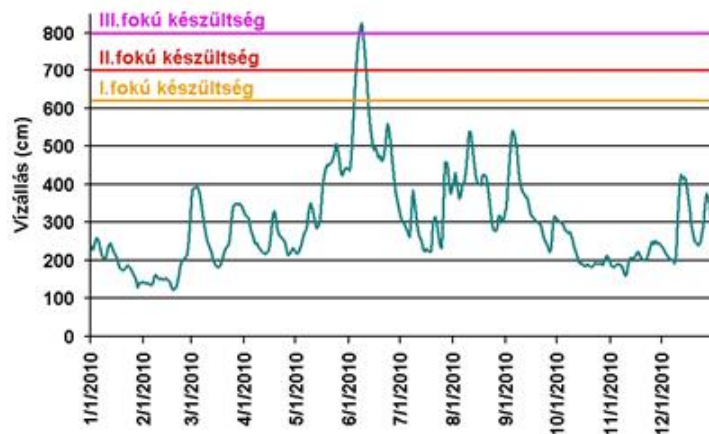


3.18. ábra. Fekvő vízmérce (a Pásztó külterületén található Hasznosi víztározó partján)



3.19. ábra. Rekord árvízi szint a Duna budapesti szakaszán, 2013.06.09-10., Műgyetem rakpart

A Duna budapesti mérési keresztmetszévény a Nemzetközi Hajóállomás közelében a Vigadó térnél található 1646,5 fkm-nél. Az épület falán több nevezetes árvízi helyzet vízszint magassága be van jelölve. Az árvízi helyzetekhez minden egyes mérési keresztmetszévényre meghatározták a készültségi fokozatok vízállásait (az egyes fokozatokhoz kapcsolódó feladatokat a 10/1997. KHVM rendelet tartalmazza). Például Budapesten az I. fokozatú árvízvédelmi készültség a keresztmetszévénynél mért 620 cm-es vízállásnál lép életbe, a II. fokozatú 700 cm-esnél, s a legsúlyosabb, III. fokozatú pedig 800 cm-esnél. A csaknem két évszázadra visszatekintő vízállás mérések alapján a budapesti vízmércén valaha mért ún. legnagyobb víz szintje 889 cm volt, s ezt éppen 2013. június 10-én regisztrálták (3.19. ábra). A XX. század jelentős dunai árvizei Budapesten 1965-ben, 1941-ben, 1940-ben és 1954-ben 800 cm fölötti tetőzési vízszintekkel jelentkeztek (rendre 846 cm, 838 cm, 824 cm, illetve 805 cm szinttel). Hasonlóan magas – rendre 848 cm, 856 cm, illetve 827 cm – volt az árvízi tetőzési vízszint 2002. augusztus 19-én, 2006. április 4-én, 2010. június 8-án is az Országos Vízeljáró Szolgálat adatai alapján. A 2010-es év napi vízállás adatainak grafikonja a 3.20. ábrán látható. Az idősor jól tükrözi a Dunán levonuló árvizek jellemző időszakát. Legnagyobb hazai folyónkon nyáron fordul elő leggyakrabban árvíz, melynek okozója az Alpok térségében (illetve a vízgyűjtőterület egyéb részén) hulló nagy mennyiségű csapadék. Amennyiben a vízgyűjtőterület felsőbb részein nagyon heves, intenzív a csapadéktevékenység és több napon keresztül is eltart, rendkívül veszélyes, magas vízállásokkal járó árhullám alakulhat ki. A másik gyakori dunai árvízi időszak kora tavaszra esik. Ezeknek az árvizeknek a kiváltó oka főként a hegyvidékeken meginduló hóolvadás. Ha a tavaszi felmelegedés gyors ütemben következik be, akkor a kialakuló árhullám magasabb vízszinteket okoz a levonulás során. Elsősorban akkor veszélyes ez a kora tavaszi árhullám, amikor közvetlenül jégolvadás után történik, ekkor ugyanis jégtorlaszok, jégtorlódások miatt visszaduzzasztás alakulhat ki. A csapadék nagy időbeli és térbeli változékonysága miatt a fenti két időszakon kívül az év bármely szakában jelentkezhet árvíz. Az árvízvédelmi rendszer fő eleme a folyók mentén épített árvízvédelmi töltések (gátak), melyeket olyan magasra építenek, hogy a 100 évente egyszer előforduló nagyárvizek levezetésére alkalmasak legyenek. A gátrendszer folyamatos karbantartása mellett elengedhetetlen a védekezési munkálatok központi megszervezése és a minél pontosabb árvízi előrejelzés. A hidrológiai előrejelzést hazánkban az Országos Vízeljáró Szolgálat végzi. A kiadott előrejelzések tartalmazzák az árvíz várható tetőző vízállásának időpontját, a tetőzés magasságát és időtartamát, valamint az apadás ütemét.



3.20. ábra. Napi vízállás idősor (06 UTC-kor mért értékek) a Duna budapesti keresztmetszvényén (1646,5 fkm, a nullpont magassága: 94,98 m), 2010 (az Országos Vízjelző Szolgálat adatai alapján, www.hydroinfo.hu)

A vízhozam (m^3/s), vagyis az időegység alatt a vízfolyás keresztmetszetének átáramló víz mennyiségének mérése – a vízállással ellentétben – nem egyszerű feladat. Kisebb folyók, patakok esetén lehetőség van a folyó keresztmetszvényén ideiglenes zsilip kialakítására, és az azon keresztül átjutó víz térfogatának lemérésére például ún. köbözési eljárással (az eltorlaszolt vízfolyás érkező vizét egy ismert térfogatú köböző edénybe engedjük, s a meghatározott időtartam alatti teletöltések számát feljegyezzük). Nagyobb folyók vízhozamát ezzel a módszerrel természetesen nem mérhetjük. Ebben az esetben a vízhozam mérést a víz áramlási sebességének mérésére vezetjük vissza. Ha ismerjük a keresztmetszvény területét és a sebességmezőt kellő részletességgel – számos ún. függély mentén több magasságban –, akkor a sebesség (m/s) és a terület (m^2) szorzatából kiszámíthatjuk a vízhozamot. A módszer alkalmazhatóságához mindenképpen szükséges a fenti két feltétel, vagyis a keresztmetszvény pontos alakjának feltérképezése, s az ún. függély-középségek meghatározása.

Ellenőrző kérdések

1. Mekkora csapadékmennyiséget okozna a légkörben található teljes nedvességtartalom, ha egyenletes földrajzi eloszlásban egyszerre kihullana?
2. Írja fel a vízháztartási egyenleget!
3. Melyek a csapadékképzés fő mechanizmusai?
4. Milyen alapvető tényezők határozzák meg adott térség csapadékviszonyait?
5. Milyen információkat származtathatunk a meteorológiai radarberendezések méréseiből?
6. Hol és mikor mérték a Földön a legnagyobb 1 éves csapadékösszeget? Mekkora volt ez az érték?
7. Melyek a párolgás fő meghatározó tényezői?
8. Milyen eszközökkel mérhetjük a párolgást?
9. Hogyan mérjük a vízállást?
10. Hogyan végezhetjük a vízhozam mérését?

4. fejezet - Mezőgazdaság, erdőszet, erdőtüzek

A gazdaság különböző ágazatai közül talán a mezőgazdaság a legérzékenyebb egy adott térség éghajlati viszonyaira. A fejezet első részében a különféle agrometeorológiai és agroklimatológiai vonatkozásokat tekintjük át. A második nagyobb részben az erdők szerepéről és az éghajlattal kapcsolatos folyamatairól lesz szó. Ezek különösen fontosak az éghajlatváltozás hatásainak csökkentése szempontjából.

4.1. Mezőgazdaság, agroklimatológia

Ebben az alfejezetben röviden összefoglaljuk a mezőgazdaságot leginkább befolyásoló klimatológiai tényezőket, a mezőgazdaság és az éghajlat kölcsönhatásait, az agroklimatológia legfontosabb fogalmait, alkalmazási területeit.

4.1.1. Az éghajlat és a mezőgazdaság kölcsönhatása

Az agroökoszisztémák a természetes ökoszisztémákhoz hasonlóan környezetükkel folyamatos kölcsönhatásban vannak. A mezőgazdasági termelést, a természetett növényeket befolyásoló környezeti tényezők alapvetően négy csoportba sorolhatók:

1. Éghajlati tényezők, pl.: napsugárzás, hőmérséklet, csapadék, légnedvesség, szél, légnyomás, nappalok hossza, légkör összetétele;
2. Talajtani tényezők, pl.: talaj N, P, K, Ca, Mg, S tartalma, humusztartalom, mikroelem tartalom, levegőtartalom, talajnedvesség, talajhőmérséklet, talajszerkezet, talaj kémhatás;
3. Élő (biotikus) környezeti tényezők, pl.: baktériumok, gombák, gyomnövények, szomszédnövények, rovarok, madarak, gerincesek;
4. Antropogén tényezők, a talajra vagy növényekre közvetlenül gyakorolt hatás, pl.: agrotechnikai műveletek.

Jelen alfejezetben elsősorban az éghajlati tényezőkkel és a mezőgazdaságra veszélyes szélsőséges időjárási jelenségek hatásaival foglalkozunk. Az ember ugyanakkor a mezőgazdaságban megkerülhetetlen tényező, így a megfelelő agrotechnikai műveletek alkalmazását nem lehet eléggé hangsúlyozni.

A mezőgazdasági termelés többféle folyamaton keresztül gyakorol hatást egy térség mikroklímájára, az üvegházgáz-körforgalmon keresztül pedig a globális éghajlatra is. Az alábbiakban példaként néhány, a mezőgazdasági területek éghajlatra gyakorolt hatásával kapcsolatos folyamatot tekintünk át.

- *Felszínhasználat-váltás.* A felszínhasználatban bekövetkező változások, főképp a mezőgazdasági területek növelésének érdekében történő erdőirtások növelik az üvegházgáz-kibocsátást. A folyamat jelentőségét az is kiemeli, hogy az antropogén eredetű üvegházgáz kibocsátásnak jelentős részéért a felszínhasználat váltás a felelős.
- *A vízmérleg lokális megváltoztatása.* A mocsarak lecsapolása, valamint az öntözés során lokálisan megváltozik a talaj-növény-légkör rendszer hő- és vízforgalma, ezáltal a terület vízmérlege. Ez hatással van a helyi mikroklímára, azonban az üvegházgáz-forgalom megváltozása miatt globális következményeivel is számolnunk kell.
- *Nitrogénforgalom megváltoztatása.* Az ásványi eredetű műtrágyahasználat elterjedésével megváltozott a természetes nitrogénforgalom, nagyobb mennyiségű üvegházhatású nitrogénvegyületet juttatva a légkörbe.
- *Közvetlen mezőgazdasági eredetű kibocsátás.* Számos mezőgazdasághoz kapcsolódó tevékenység üvegházhatású gázok közvetlen felszabadulásával jár, így például a rizstermesztés, állattenyésztés (melyek metán felszabadulásával járnak), biomassza égetés (CO₂, CO, korom, stb.), szűzföldek feltörése (CO₂), intenzív

mezőgazdasági művelés esetén a munkálatokhoz és szállításhoz kapcsolódó járműforgalom is forrása az üvegházhatású gázoknak.

A mezőgazdasági területek és az éghajlat kölcsönhatásait fokozott tudományos érdeklődés övezi, a témakör azonban túlmutat a jelen jegyzet céljain, ezért a kölcsönhatásnak csak egyik irányát fogjuk részletesen tárgyalni, az éghajlat és az éghajlati változékonyság agroökoszisztémákra gyakorolt hatását.

4.1.2. A mezőgazdaságot befolyásoló legfontosabb éghajlati elemek

Az alkalmazott klimatológia agroklimatológia ágának célja segíteni az éghajlati erőforrások optimális felhasználását a mezőgazdaságban. Egyrészt olyan általános kérdésekkel foglalkozik, mint például a vetés idejének vagy a tenyészidőszak hosszának meghatározása, a másodvetés lehetőségének mérlegelése, műtrágya/növényvédő szerek alkalmazásának optimalizációja. Másrészt egy adott területet jellemző konkrét, növénytermesztés és állattenyésztés szempontjából fontos kérdések megválaszolásában is segít.

Szintén az agroklimatológia feladata a gyakorlatban az időjárási szélsőségek kockázatának elemzése egy adott térségre. Ilyenek például a fagyok valószínűségének megadása, a vegetációs időszak hosszának átlagos mértéke és évek közötti ingadozásának meghatározása. Ezen információk birtokában lehetséges a legmegfelelőbb gazdasági növények kiválasztása a lehető legnagyobb terméshozam biztosítása érdekében. Egy növény adott termőhelyen való termesztetőségét, a vetés vagy ültetés időpontját, a vegetációs periódus várható hőellátottságát és hosszát az adott térség éghajlati viszonyai alapján határozzák meg.

Az éghajlat és a produkció viszonya a növénytermesztésben és az állattenyésztésben az *éghajlati potenciál* segítségével jellemezhető szemléletes módon. Egy haszonnövényt tekintve a lehetséges éghajlati potenciál megadja a növény számára ideális éghajlati körülmények között elérhető maximális terméshozamot. A *tényleges éghajlati potenciál* egy adott térséget jellemző (a növény számára nem feltétlenül ideális) éghajlati körülmények mellett lehetséges maximális terméshozam, melyet növények esetén alapvetően az elérhető vízmennyiség, a sugárzás mennyisége és a hőmérséklet határoz meg környezeti kényszerként. Valamely gazdasági növény/állat éghajlati potenciáljának meghatározása ugyanakkor nem triviális probléma, hanem komplex, modellalkotással járó feladat, melyben a környezetre és az éghajlatra vonatkozó ismeretek mellett, a növény-specifikus tényezők szerepe is fontos.

A növénytermesztés szempontjából legfontosabb éghajlati elemek: napsugárzás, hőmérséklet, nedvesség, szél. Ezeket tekintjük át röviden az alábbiakban.

Hőmérséklet. A vegetáció aktivitására gyakorolt hatása miatt a hőmérsékletre vonatkozó információk alapvető jelentőségűek a növénytermesztés szempontjából. A hőmérséklet éves alakulása kijelöli a hőmérsékletileg lehetséges természetes periódusokat. A növények aktivitása bizonyos jól meghatározott, adott klímára jellemző hőmérsékleti küszöbértékekhez (ún. kardinális pontokhoz) kapcsolható. *Bázishőmérsékletnek* és *vegetációs maximum hőmérsékletnek* nevezzük például azt a két hőmérsékletértéket, mely kijelöli a legalacsonyabb és a legmagasabb hőmérsékletet, melyen a növény aktív élettevékenységet folytat. A gyakorlatban sokszor a bázishőmérséklet (4.1. táblázat) alapján határozzák meg a vetési időpontot is. Az optimális vetési időpont még pontosabb megállapításához a talaj hőmérsékletét is ismerni kell a vetés mélységében.

4.1. táblázat. Néhány gazdasági növény bázishőmérséklete (T_b) (Forrás: Varga-Haszonits, 1987). A bázishőmérsékletet gyakran használják az ideális vetési időpont megadására is.

Növény neve	T_b [°C]	Növény neve	T_b [°C]
őszi búza	1-5	sóska	2-3
őszi árpa	1-5	vörös here	2-3
Rozs	1-5	mák	3-5
Zab	1-5	len	3-5
Borsó	1-5	lucerna	3-6
Lencse	1-5	sárgarépa	4-6
Retek	2-3	spenót	4-5

Fejes saláta	2-3	vöröshagyma	4-5
Lóbab	5-10	bab	8-10
cukorrépa	6-8	cékla	8-10
takarmányrépa	6-8	napraforgó	8-10
kender	6-8	burgonya	8-10
köles	8-10		
karfiol	10-12	tök	12-14
dohány	10-12	káposzta	12-14
kukorica	12-14	karalábé	12-14
rizs	12-14	paradicsom	12-16
földimogyoró	12-14	görögdinnye	14-16
szója	12-14	sárgadinnye	14-16
uborka	12-14		
padlizsán	15-16	fűszerpaprika	15-17

A *vegetációs periódus* kezdetét jelzi az az időszak, amikor a napi középhőmérséklet több egymást követő napon keresztül adott növény bázishőmérséklete felett van. Általánosságban a bázishőmérséklet megválasztására az 5 °C hőmérsékletet alkalmazzák hidegtűrő növények esetén. Ez az érték fiziológiailag megalapozott, hiszen a növényi aktivitás szorosan kapcsolódik a víz halmazállapot-változásaihoz. A melegkedvelő növények esetén ez a küszöbérték magasabb (10 °C, 15 °C).

A hőmérséklet szempontjából a *nyugalmi időszak*, vagyis az év hideg időszaka az az időszak, amikor a napi középhőmérséklet tartósan a mezőgazdasági növények bázishőmérséklete alatt marad. Ebben az időszakban a növények nyugalmi állapotban vannak, illetve az egynyári növények nem termeszthetők. A gyümölcsstermesztésben megkülönböztetnek mélynyugalmi és kényszernyugalmi fázist. Az év leghidegebb időszakában a gyümölcsfák mélynyugalmi állapotban vannak, majd ezt követően a hőmérséklet átmeneti megnövekedésére kényszernyugalmi állapotba kerülnek (hazai viszonylatban általában február környékén). Ilyenkor a nedvzárlás megindul, a rügyek megduzzadnak, azonban ezzel együtt a növény érzékenyebb lesz a fagyokra (Csete és Nyéki, 2006).

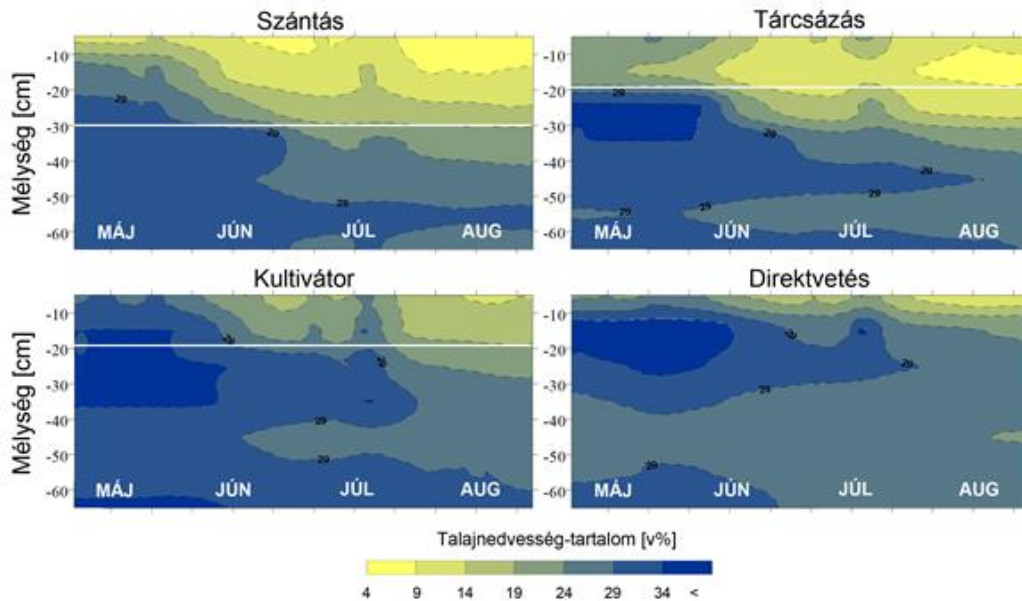
A *fagyveszélyes időszak* a bázishőmérséklet tavaszi átlépése és az utolsó tavaszi fagy közötti, illetve a bázishőmérséklet őszi átlépésének időpontja és az első őszi fagy közötti időszak. Az utolsó tavaszi fagy és az első őszi fagy közötti időszak a *fagymentes időszak*.

Nedvesség: Egy terület nedvességi viszonyait alapvetően a csapadék és a párolgás határozza meg. A szárazsági index (S) – ami a potenciális párolgás (E_p) és a lehullott csapadék (P) hányadosa ($S = E_p/P$) – jellemzi, hogy a talaj vízkészlete gyarapszik vagy csökken. Ez alapján lehetséges a nedves és száraz időszakok elkülönítése. A szárazsági index értéke 1, ha a lehullott csapadék pontosan megegyezik az elpárologtatható vízmennyiséggel. Ha értéke ennél nagyobb (vagyis $E_p > P$), akkor szárazodásról beszélünk, vagyis a talaj vízkészlete csökken. Ha kisebb (vagyis $P > E_p$), akkor a talaj vízkészlete növekszik. Ennek az egyszerű indexnek a kiszámítása havi vagy éves átlagértékek alapján történik.

A talajnedvesség-forgalom meghatározó a növény fejlődése szempontjából, hiszen a vízfelvétel döntően a talajból történik. A jó szerkezetű, a növénytermesztés szempontjából kedvező víz- és anyagforgalommal rendelkező talajok képesek egyes stresszhatásokat tompítani, így akár a vízhiányos időszak során az aszályhatást mérsékelni. A vízforgalmat és a talaj pufferhatását a talaj mechanikai és szerkezeti tulajdonságai mellett számos külső hatótényező is befolyásolja. A talajvíz mélysége, a csapadék mennyisége és intenzitása, a beázás mértéke, a párolgás, a természetett növény vízigénye, a gyökerezési mélység, a párologtató felület nagysága, a növényi vegetáció időtartama stb. egyaránt befolyásolja mind a talaj vízforgalmát, mind pufferkapacitását.

A talajművelés megválasztásának fontosságát szemlélteti a talajnedvesség-tartalom szempontjából a 4.1. ábra. Az ábrán a talajnedvesség-tartalom mélység szerinti (függőleges tengely) és időbeli (vízszintes tengely) alakulását láthatjuk négy különböző kezelés (szántás, tárcsázás, kultivátorozás és direktvetés) esetén. A művelés mélységétől és módjától függően kialakulhat egy tömörödött réteg, melynek környezetében a talaj erőteljesebben szárazodik.

Ez a zóna szántás esetén például az ún. eketalp mélységéhez tehető, mely egy, a művelés mélységében kialakuló tömörödött, a víz számára kevésbé átjárható réteg. A legnagyobb művelési mélység a szántáshoz kapcsolható (26-30 cm), ezt követi a tárcsázás (16-20 cm), majd a kultivátor (16-20 cm). A direktvetés esetén művelési mélységről nem beszélhetünk.



4.1. ábra. A különböző művelési módok hatása a talajszerkezeten keresztül a talajnedvesség-tartalomra. (Farkas, 2004 alapján).

A talajnedvesség-tartalom szempontjából az év során átmedvesedési és kiszáradási időszakok különböztethetők meg. Hazai viszonylatban az átmedvesedési időszak a téli időszakra tehető, amikor a potenciális párolgás kisebb, mint a csapadék. A kiszáradás a nyári félévre jellemző a nagyobb párolgás miatt.

Sugárzás: A napsugárzás, azon belül is a fotoszintetikusán aktív sugárzás (400-700 nm hullámhossztartomány) mennyisége a fotoszintézisen keresztül közvetlenül befolyásolja a növények fejlődését. A növények által hasznosítható sugárzás mennyiségét több tényezővel jellemezhetjük. A napfénytartam, a nappal hossza, a sugárzás intenzitása egyaránt befolyásolja a növény fejlődését. A növény reagálását a nappal hosszára fotoperiodizmusnak nevezzük. A beérkező sugárzás alapvető szerepet játszik a növények éghajlati potenciáljának meghatározásában is.

Szél: A szél elsősorban a növények vízleadásán, párologtatásán keresztül hat a mezőgazdasági haszonnövényekre. A szél csökkenti az állományban a vízgőz keverési arányt így elősegítve a hatékonyabb párologtatást. A szél szerepe a növények beporzásában szintén jelentős, ugyanakkor a kórokozók (például egyes gombák) spóráinak szállításában is részt vesz. Különösen a fiatal, sérülékenyebb növényállományban a rendkívül nagy szélesebesség kárt tehet, azonban kukoricánál megfigyelték, hogy a tartósan nagyobb szélesebességnek kitett növényállományban vastagabb és szilárdabb levelek alakultak ki (Varga-Haszonits et al., 2006).

4.1.3. Az agroklimatológiai körzetek

Egy adott terület mezőgazdasági célra történő hasznosításának optimalizálását megkönnyíti az egyes jellemző *agroklimatológiai körzetek* elkülönítése (FAO, 1996). Ez alapján könnyebben eldönthető, milyen növények termesztethők legsikeresebben. A mezőgazdaság szempontjából meghatározó éghajlati paramétereket számtalan módon lehetséges kombinálni ezen körzetek kialakítása érdekében. Azért, hogy a körzetek ne legyenek túl általánosak, az agroklimatológiai körzetek meghatározását érdemes például egy adott gabona éghajlati igényeinek megfelelően elvégezni. Az agroklimatológiai, illetve agroökológiai körzetek kialakítása a mezőgazdaságra leginkább hatást gyakorló éghajlati paraméterek alapján történik. A 4.2. táblázatban az őszi gabonák hazai agroklimatológiai körzeteit mutatjuk be a talajnedvesség és a középhőmérséklet alapján.

4.2 táblázat. Magyarország agroklimatológiai körzetei hőmérséklet és talajnedvesség alapján őszi gabonákra (Varga-Haszonits et al., 2006):

	Középhőmérséklet [°C]	Talajnedvesség-tartalom [%]
Hűvös-nedves	< 7,0	>80
Hűvös-közepesen nedves	< 7,0	>70
Közepesen meleg-közepesen nedves	7,0-7,5	70-80
Meleg-közepesen nedves	>7,5	70-80
Meleg-nedves	>7,5	>80

Egy terület éghajlati viszonyainak alkalmasságát a mezőgazdasági termelésre a növények igényeinek figyelembe vételével állapíthatjuk meg. A növények fejlődése során elkülöníthető fázisokat és az ezekhez szükséges környezeti feltételeket a fenológia tanulmányozza. A növényi fenofázisok, mint például a rügyfakadás, virágzás, lombozódás, gyümölcserés időpontjai bizonyos hőmérsékleti összeg és napfénytartam eléréséhez kapcsolhatók. Ilyen hőmérsékleti összeg például a tenyészidőszaki hőmérsékleti összeg (hőösszeg), melynek nagyságával jól jellemezhetők a hőmérsékleti, illetve közvetve az adott év sugárzási viszonyai is. Számos egyéb hőmérsékletből (vagy akár hőmérsékleti fotoperiodikus és sugárzási adatokból) számított index található a szakirodalomban, melyek segítségével a fenofázisok időpontjaira következtethetünk. A mérőszámok elnevezései igen változatosak. A hőösszeg (vagy más néven foknap, növekedési foknap, hőegység), melyet általában a tenyészidőszak vonatkozásában számítanak azon napi középhőmérsékletek összege, melyek az adott növény bázishőmérséklete felett vannak (aktív hőmérsékleti összegek is nevezik, rövidítése GDD Growing Degree Days):

$$GDD = \sum t_b,$$

ahol t_b a bázishőmérséklet vagy afeletti hőmérsékleteket jelöli.

Az effektív hőösszeg számítása során egy adott növény bázishőmérséklete feletti napok veszik a középhőmérséklet és a bázishőmérséklet különbségét, majd ezeket összegzik:

$$EH = \sum (t_0 - t_b),$$

ahol t_0 a napi középhőmérséklet.

Speciálisan egyes adott gabonák esetén is kiszámítható az index, az adott növény speciális hőigényét figyelembe véve. Így például fenológiai szempontból nagy információ tartalommal bír az 5 °C feletti hőmérsékletek összege. A több tényezőt is figyelembe vevő indexek közé sorolható a radiotermikus index (RTI) és a fototermikus index (FTI). Előbbi az adott időszak középhőmérsékletét és az időszak alatti sugárzás (Q) mennyiségét veszi figyelembe:

$$RTI = \frac{\sum t_0 - t_b}{\sum Q},$$

ahol t_0 a napi középhőmérséklet, t_b a bázishőmérséklet, melyet általában 5 °C-nak vagy növény-specifikusan adnak meg (lásd 4.1 táblázat).

Utóbbi pedig az évi középhőmérséklet mellett a napfénytartam-összeget (h) veszi figyelembe:

$$FTI = \frac{\sum t_0 - t_b}{\sum h}.$$

4.3. táblázat. Néhány haszonnövény hőmérséklet- és nedvességigényét leíró paraméter értékei (Varga-Haszonits et al., 2006 alapján).

	Vegetációs időszak hőösszege [°C]	Évi napfénytartam[óra]	Éves csapadékösszeg[mm]

Cukorrépa	2400-2600	2000	550-600
Szőlő	1000-2000	1250-1500	500-600 egyenletesen elosztva
Őszibarack	3200	2000	650 egyenletesen elosztva

4.1.4. Az éghajlati változékonyság és szélsőséges időjárási jelenségek hatása a mezőgazdaságra

Az éghajlati változékonyság, vagyis egyes éghajlati paraméterek átlagostól való eltérése nagyban befolyásolja a mezőgazdasági termelést.

Az *évjáráthatás* a szőlő vonatkozásában, a borászatban a leginkább közismert. Bizonyos cukortartalom eléréséhez ugyanis bizonyos napfénytartam, illetve csapadékmennyiség jól időzített lehullása szükséges. Az egyes évek meteorológiai paramétereiben mutatkozó különbségek hatása más növényeknél is érezhető. A melegkedvelő kukorica terméshozamában például ugyanolyan mértékű visszaesést képes okozni egy csapadékos évben tapasztalható alacsonyabb hőmérséklet, mint az aszály.

A mezőgazdaság szempontjából fontos a klimatológiai paraméterek átlagértékei mellett azok változékonyságának ismerete is. Az esetleges szélsőértékek előfordulásának gyakoriságát, kockázatát is figyelembe kell venni. Mivel a növények toleranciája alapvetően az átlagos értékekre alakult ki, a termésbiztonság szempontjából a nagy valószínűséggel terméshozam-csökkenést okozó éghajlati extrémumok kiemelt fontosságúak. A szélsőséges, károsító jelenségek meghatározása egy adott növény vonatkozásában eltérhet az általánosságban értelmezett éghajlati szélsőségektől. Például az a hőmérséklet, melyen az áttelelő növények már kifagynak, amikor a fotoszintézis már nullára csökken, vagy a növény tavasszal fagykárt szenved, szintén lehet hőmérsékleti szélsőérték agroklimatológiai szempontból.

Hasonlóképpen növény-specifikusak lehetnek az extrém időjárási helyzetek, s azok definíciói is. A következőkben áttekintjük a mezőgazdaság szempontjából legfontosabb szélsőséges időjárási eseményeket és – ahol lehetséges – a potenciális védekezési stratégiákat.

Hőmérséklet. A növénytermesztés és állattenyésztés szempontjából a túl magas és a túl alacsony hőmérsékletek előfordulása egyaránt veszélyt jelenthet a produkcióra.

A vetés és kiültetés szempontjából nagy jelentőségű a növényt már károsítóan alacsony hőmérsékletek kockázatának ismerete. Ez a hazai gyakorlatban legtöbbször a fagyveszélyes időszakot jelenti. A károsodás lehetőségét magában rejtő hőmérsékleti küszöbérték azonban a növény fenológiai fázisával változhat, fagypontnál magasabb is lehet. A hazai éghajlati viszonyok mellett a szélsőségesen alacsony hőmérséklet előfordulásával főként a téli (áttelelő növények esetén) és az átmeneti évszakokban kell számolni.

A hőmérséklet mellett az áttelelő növények szempontjából (pl. gyümölcsfák, őszi gabonák) a téli időjárás egyéb paraméterei, az ún. *áttelelési viszonyok* is kritikusak. A hótakaró szerepe a talajhőmérséklet téli szabályozásában közismert. A friss porhóból álló takaró a talajhőmérséklet napi ingását lecsökkenti, azt egy, a minimumhőmérsékletnél magasabb hőmérsékleten stabilizálja, így a talajban áttelelő őszi vetésű gabonák kifagyását megelőzi. A hótakaró jelenléte lecsökkenti ugyanakkor a léghőmérsékletet a fedett területeken, melynek a gyümölcsfák szempontjából lehet jelentősége. Az elmúlt időszakban a téli minimumhőmérsékletek növekedtek. A magasabb téli hőmérsékletek gyakoribb előfordulása azzal a veszéllyel jár, hogy a gyümölcsfák kényszernyugalmi állapotba kerülhetnek, ami fokozza egy-egy lehűlés alkalmával bekövetkező fagykárosodás esélyét.

A növénytermesztésben a késő tavaszi és kora őszi fagyok jelentősége éppen ezért kiemelkedő, a növény komoly károsodásával járhatnak. A fagykár elleni védekezés, az arra való felkészülés ezért fontos a termésbiztonság érdekében. A termőhely megfelelő megválasztása, a vetés vagy kiültetés időpontjának optimalizálása, a növény fagytüró képességének növelése (nemesítés) hozzájárulhat a fagykár kockázatának csökkentéséhez (Varga-Haszonits, 1987). Rendelkezésre állnak ugyanakkor aktív módszerek is, például a takarás (legjobb példája a fóliás zöldségtermesztés), ugyanakkor a termék árát megnövelhetik az alkalmazott aktív védekezési módszerek.

A növény számára kedvezőtlenül magas hőmérsékletek az év legmelegebb időszakában jelentenek kockázatot, amikor a növény szempontjából veszélyesen alacsony hőmérsékletek ugyanakkor már nem fordulnak elő. Bizonyos

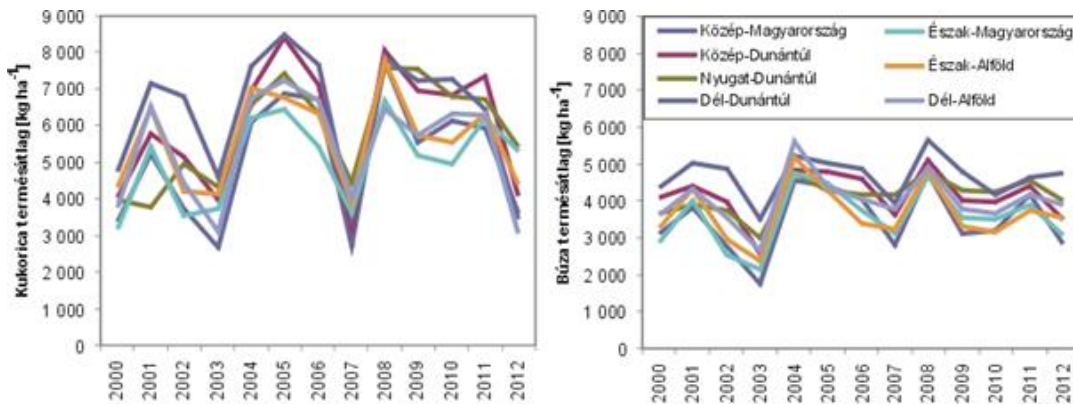
hőmérséklet felett a fotoszintézis intenzitása lecsökken, ami károsan hat a produktivitásra. A magas éjszakai hőmérsékletek is a növényi légzés intenzitásának növelésén keresztül csökkentik a produktivitást. Természetesen az extrém magas hőmérsékletű periódusok gyakran csapadékihiánnyal járnak együtt, ami növeli az aszálykárok veszélyét.

A hőmérsékleti stressz az állattenyésztésben is kockázati tényező, az egyes haszonállatok hőmérsékleti toleranciájára figyelemmel kell végezni a tenyésztést. A hőmérsékleti stressz a légnedvességgel összefüggésben jelenik meg például a marhatenyésztés esetén: magas légnedvesség mellett fokozott a hőmérsékleti érzékenysége az állatoknak.

Nedvesség. Nedvesség szempontjából hazánk egy részét gyakran sújtja termést csökkentő vízhiány. Az aszályos helyzet kialakulásához több feltételnek kell egyidejűleg teljesülnie, mely kritériumok alkalmazási területenként változnak. A mezőgazdasági aszályt a következőképpen szoktuk definiálni: egy adott termény igényeihez viszonyított elégtelen talajnedvesség egy adott időszakban. Következménye a terményhozam csökkenése a növény optimális hoz képest elmaradó vízellátása miatt.

A 4.2. ábrán búza és kukorica példáján mutatjuk be a szélsőséges időjárású évek hatását a termésre. Mindkét növény termésátlagaiban jól látható a 2003-as aszályos év hatása. A 2003. évi nyári hőhullám kontinens szerte visszavetette a növényi produktivitást.

A második nagy visszaesés a 2007-es, rekordmeleg évben látható. A 2007-es év az 1901 óta rendelkezésre álló homogenizált, interpolált időjárású adatsor alapján a legmelegebb év volt. Noha az éves csapadékösszeg magasabb volt a sokéves átlagnál, a csapadék éven belüli eloszlása sem kedvezett a mezőgazdasági termelésnek: az április, a június és a július is jóval szárazabb volt az átlagosnál.



4.2. ábra Búza és kukorica termésátlagok az egyes régiókra 2000 és 2012 között (forrás: KSH).

Az aszály elleni védekezés így a hazai mezőgazdaság egyik legsürgetőbb feladata. Aktív megoldást egyedül az öntözés jelenthet, ugyanakkor az aszályos helyzet kialakulása, illetve az aszálykárok mérsékelhetők bizonyos agrotechnológiai megoldásokkal (4.4. táblázat).

4.4. táblázat. Az aszályhatást mérséklő és súlyosbító művelési technikák (Cselőtei és Harnos, 1996 alapján).

Aszályhatást enyhítő művelési technikák	Aszályhatást elősegítő művelési technikák
Előnyös vetésszerkezet	Sablonos (szűk) vetésszerkezet
Kedvező vetésváltás	Vetésváltási lehetőség csökkentése
Nedvességtakarékos talajművelés	Szakszerűtlen talajművelés
Növényszám mérséklés	Gyomosság
Rövid tenyészidejű fajták	Egyoldalú, túlzott műtrágyázás
Gyommentes növényállomány	Túlzott állománysűrítés
Egészséges növényállomány	Hosszú tenyészidejű fajták
Tápanyagigény kielégítés	
Öntözés	

Belvív. A szárazság mellett a túl nagy mennyiségű, rövid idő alatt lehulló csapadék is terméseszköket okozhat. A lehullott, illetve olvadó csapadékot bizonyos okok miatt a talaj nem képes befogadni, így a talaj felszínén felhalmozódik. Az így kialakuló *belvív* megjelenhet jó vízvezető képességű talajok esetén is, főleg a tavaszi hóolvadáskor, amikor a talaj mélyebb rétegei még fagyottak, így vízvezető képessége lecsökkent. A belvív jellemzően sík területeken alakul ki, ahol a domborzat miatti elfolyás minimális. Hatása a mezőgazdaság minden ágazatára kiterjed. A legeltetés a belvívvel érintett területeken átmenetileg szünetel, mely extra költségeket jelent az ágazatnak. A növénytermesztésben a tavaszi belvív az áttelelő növények termesztésében okozhat problémát. A talaj levegőellátottságát csökkentve a nem kellően megerősödött őszi vetésű gabonát teljes mértékben kipusztíthatja. A tavaszi vetésű növényeknél a munkálatok késlekedését okozhatja, vagy a túl nedves talajon végzett munka minősége nem lesz megfelelő, a talaj szerkezete romlik. Az őszi csapadékos időszakban alkalmanként jelentkező belvív az őszi betakarítást akadályozza.

Szélsőséges csapadékesemények. A csapadék intenzitásában és megjelenési formáiban jelentkező szélsőségek is rendszeresen sújtják hazánkban a mezőgazdaságot. A hirtelen lezúduló, nagyintenzitású csapadékok, mint a *záporosó* a talaj vízgazdálkodása szempontjából kedvezőtlen. Előfordulhat, hogy a már eleve nedves talaj a lehulló csapadék befogadására képtelen, így a talaj vízpótlására alkalmatlanul elfolyik. A talaj szerkezetének romlását is okozhatja egy-egy szélsőségesen nagy mennyiségű csapadék. A *jégeső* kártétele magát a növényt is érinti, a növény egyes részeinek roncsolásával pedig a betegségekre is fogékonyabbá teszi.

A kártevők. Ahhoz, hogy a növényi kártevők ki tudják alakítani a betegséget, a növényi és a környezeti feltételeknek is teljesülniük kell. A fogékony növény (például a sérült növények fogékonyabbak a betegségekre) mellett a kórokozó számára kedvező időjárási feltételek is szükségesek.

A növény egyes betegségekre való fogékonyasága vagy ellenálló képessége függ a növényállomány területi sűrűségétől, változik a fenológiai fázisokkal, valamint befolyásolja az alkalmazott agrotechnika.

A környezeti tényezők a hőmérsékleten, sugárzáson és nedvességi viszonyokon keresztül befolyásolják a kórokozó vagy kártevő életfolyamatait, populációját és megbetegítő képességét. A hőmérséklet hatása jellemezhető egy alsó és felső küszöbértékkel, amiken kívül az adott kórokozó élettevékenysége ellehetetlenül, és egy optimális hőmérsékleti tartománnyal, ami a legkedvezőbb a kórokozó számára. A hőmérséklet hatását, a kedvező hőmérsékleti intervallum szélességét és a populációt befolyásolja a nedvességtartalom is. Általában a gombás megbetegedéseknek kedvező a nagy nedvességtartalom, de más kártevők esetén is kimutatták, hogy az alacsony légnedvesség leszűkíti a kedvező hőmérsékleti tartományt. A klímaváltozás miatt ezen tényezők módosulása a jövőben befolyásolja és megváltoztathatja a kórokozók jelenlegi elterjedését, mennyiségét, a növények érzékenységét, stb., új kihívások elé állítva ezzel a növényvédelmet.

4.1.5. Klímaváltozás

Amint az az eddigiekből látható, a mezőgazdaság minden ága igen érzékeny a környezeti feltételekre. Az ezekben bekövetkező változások alapvetően befolyásolják a termelés hatékonyságát.

Hazai viszonylatban a várhatóan szárazodó és melegedő nyarak (Pongrácz et al., 2011a) átalakíthatják a mezőgazdasági szerkezetet, az aszályos helyzetek gyakoriságának megnövekedése az öntözés jelentőségét növeli. A jövőben az öntözőrendszerek és új víztározók kiépítése is szükségessé válhat. Jelenleg az összes művelt terület (szántó, konyhakert, gyep, szőlő, gyümölcsös) körülbelül 2%-án folyik öntözés (KSH alapján).

A légkör összetételében bekövetkező változások a fotoszintézisen keresztül komoly hatást gyakorolhatnak a produktivitásra is. A folyamatosan növekvő légköri CO₂ szint önmagában a produktivitás növekedését okozhatja, mely lényeges az antropogén eredetű CO₂ kibocsátás csökkentése szempontjából. További légköri összetevők előfordulásában bekövetkező valószínűsíthető változások, valamint a környezeti feltételek módosulása és a gyakoribbá váló szélsőséges időjárási helyzetek együttes hatása azonban negatív következményekkel járhat az egész ágazat számára.

Az éghajlatváltozás növénytermelésre gyakorolt hatásának értékelésekor célszerű megvizsgálni, hogy a növény milyen mértékben volt képes alkalmazkodni a különböző elterjedési területek eltérő éghajlati viszonyaihoz, illetve milyen mértékben tudott alkalmazkodni egy adott terület éghajlatingadozásaihoz. Ezek ismeretében becsülhetjük meg a módosuló éghajlati feltételek nyomán bekövetkező változások gazdasági jelentőségét.

Az éghajlati tényezőkkel összefüggésben az élő környezeti tényezők megváltozásával is számolni kell. Az éghajlati paraméterek megváltozása új invazív fajok meghonosodásához vezethet, melyek az őshonos fajokat kiszoríthatják. Adott területen egyes növényfajták természetese visszaszorulhat, valamint új élősködők és kórokozók megjelenésére is számítani lehet, ahogy a környezeti paraméterek kedvezőbbé válnak számukra.

A haltenyésztésben várhatóan a mezőgazdaság egyéb területeihez hasonló, a hőmérséklet növekedésére és a csapadékmennyiség megváltozására, valamint a szélsőséges időjárási helyzetek gyakoriságának növekedésére visszavezethető kihívásokkal szembesülnek majd az ágazatban dolgozók.

4.2. Erdészet

Ebben a fejezetben az erdők és az éghajlat kapcsolatáról adunk rövid áttekintő képet. Ennek keretében bemutatjuk az erdők éghajlatmódosító hatását, illetve a változó éghajlat szerepét az erdők fajeloszlásának módosulásában. Betekintést adunk az erdők szénmegkötésébe, külön kitérve a növekvő mennyiségű légköri szén-dioxid erdők általi megkötésére. Röviden összefoglaljuk az erdőket érő károk típusait, mely meghatározza az erdők kiterjedésének változását. Részletesebben kitérünk ezek közül a legjelentősebbre, az erdőtüzekre, és ezek éghajlatmódosító hatásaira. Végül pedig röviden vázoljuk az erdőtüzek detektálásának leghatékonyabb eszközt, a műholdas távérzékelés idevonatkozó adatforrásait.

4.2.1. Az erdők éghajlatmódosító hatása

Az erdők jelentős hatást fejtenek ki mind a légkör, mind a talaj hő- és vízforgalmára. Az erdők albedója alacsony, ezért a beérkező napsugárzás relatíve nagy hányadát nyelik el. Jelentős forrásai a légköri vízgőznek, hiszen a fák mélyre lenyúló gyökerei révén párologtatásra akkor is képesek, amikor a talaj felsőbb rétegei már szárazabbak. A vízzel jól ellátott erdő a párologtatáson keresztül jelentős mértékű hűtőhatást fejt ki. Számottevő az erdők csapadékfelfogó képessége is (intercepció). Kisebb intenzitású csapadék esetén a visszatartott csapadék legnagyobb része a légkörbe párolog, így a talajra kevesebb csapadék érkezik. Az érdességet megnövelve az erdők módosítják a légáramlást, csökkentik a felszínközeli szélebséget. Az erdőknek a levegő tisztításában is nagy szerepük van, hiszen port, nehézfém vegyületeket, kén-dioxidot, nitrogén-oxidokat, freonokat és ezek származékait kiszűrik, a levelek felületén megkötik (Szász és Tőkei, 1997). Az erdők éghajlatmódosító hatásai közé sorolhatjuk azt is, hogy jelentős mennyiségű szén kötnek meg fotoszintézisük révén, így csökkenteni képesek a légköri szén-dioxid mennyiségét.

4.2.2. Az erdők szénmegkötése

A Föld szárazföldjeinek mintegy 31%-át borítják erdők. Ezek az ökoszisztémák az alattuk lévő talajjal együttesen közelítőleg 1200 Gt (Gt: gigatonna= 10^9 tonna) szén tartalmaznak, mely közel másfélszerese a légkör jelenlegi széntartalmának (kb. 762 Gt). Így az erdőknek jelentős szerep jut a szén fotoszintézis útján történő megkötésében. Különösen fontos ez az üvegházhatású gázok antropogén eredetű koncentráció-növekedése miatt jelentkező globális éghajlatváltozás szempontjából, hiszen a szénmegkötéssel az erdők hozzájárulnak a fosszilis tüzelőanyagok égetéséből keletkező légköri szén-dioxid többlet csökkentéséhez.

Az ún. C3 fotoszintetikus mechanizmussal rendelkező növények esetén a jelenlegi légköri szén-dioxid szint mellett a fotoszintézis nem szén-dioxid telített. Ez azt jelenti, hogy növekvő légköri szén-dioxid koncentráció esetén a fotoszintézis által felvett szén-dioxid mennyisége kimutathatóan növekszik, ha más környezeti feltételek nem változnak. Emiatt sok erdőre igaz, hogy az állomány életkorának függvényében a produktivitásuk növekszik a növekvő légköri szén-dioxid szinttel párhuzamosan.

Számos tanulmány megerősítette már, hogy az aktívan kezelt erdők sokkal gyorsabban és hatékonyabban nyelik el a szén-dioxidot, mint a nem kezelt erdők. A folyamatosan emelkedő szintű légköri szén-dioxid fákra, erdőkre gyakorolt hatása (mely nagyobb szénmegkötést és produktivitást eredményezhet) azonban még ma sem ismert elegendő mértékben (Körner et al., 2005), hiszen a természetben előforduló folyamatokat sokkal több tényező befolyásolja, mint amelyeket a laboratóriumi kísérletek során figyelembe lehet venni. A befolyásoló tényezők közül a legfontosabbak a hőmérséklet, a csapadék, a fotoszintetikusan aktív sugárzás, a talaj tápanyagtartalma (ásványi nitrogén, foszfor, stb.) és a troposzférikus ózon koncentrációja. Vagyis a fentiek közül bármelyiknek a növény számára kevésbé kedvező értéke akár gátolhatja is az emelkedő szén dioxid szint miatt feltételezett produktivás-növekedést. Ráadásul minden fafajnak és fajtának más és más környezeti feltételek az ideálisak, így

az eredmények semmiképp sem általánosíthatók globálisan az erdőkre. További fontos tényező a faállományok kora is, mivel az emelkedő szén-dioxid szint mellett növekvő produktivitás a fák korának függvénye, és elsősorban a fiatalabb fákra jellemző. Ennek megfelelően az eddigi laboratóriumi kísérletek (pl. FACE, Free Air CO₂ Enrichment) eredményeinek valódi erdőkre vonatkozó érvényessége megkérdőjelezhető (Karnovsky et al., 2007).

Az erdők által sok-sok év alatt megkötött szén azonban erdőtüzek során pár óra alatt újra visszakerülhet a légkörbe. A szénmegkötés folyamata nagyon lassú, és ez az értékes folyamat akár emberi eredetű beavatkozás, akár természetes hatásra nagyon könnyen és gyorsan visszafordítható (Körner, 2003).

4.2.3. Az erdőt érő növekvő kár

A Föld erdőségeit a terjeszkedő emberi népesség és gazdaság világszerte nagy sebességgel és látványosan alakítja át. Ugyan nem közvetlen, de szintén emberi hatásnak tekinthetők a globális éghajlatváltozás által okozott erdőkárok. Ide elsősorban a megnövekedett gyakoriságú extrémebb aszályhelyzeteket sorolhatjuk, mely nem feltétlen alacsonyabb mennyiségű csapadék miatt alakulhat ki, hanem akár a magasabb hőmérséklet hatása is lehet. Ez egyértelmű stresszként éri a növényeket, és számos más következményt von maga után. Ilyen például, hogy a meleget, illetve szárazságot kevésbé toleráló fajok eltűnnek, és helyüket más fafajok, vagy akár füves puszták veszik át. Szintén meg kell említeni a kártevők által okozott erdővesztéseket is, mely a megváltozott éghajlati körülmények mellett fokozatosan növekszik, ahogy egyes kártevők számára kedvezőbbé válnak a környezeti feltételek. A legjelentősebb méretű erdővesztést azonban a természetes és mesterséges erdőtüzek okozzák, erről majd a 4.2.6.-4.2.8. alfejezetekben részletesebben esik szó.

4.2.4. Az erdők kiterjedésének változása

Az erdők a Föld szárazföldi területének ~31%-át borítják több mint 4 milliárd hektáros területen (FAO, 2010). Ez az érték évről évre egyre csökken az erdőirtások miatt, folyamatosan lassuló intenzitással. Az erdők kiterjedése 2000 és 2010 között évenként 5,2 millió hektárral csökkent. Az ipari forradalom óta a legnagyobb léptékű erdőirtások az 1990-es években történtek. Míg Afrikában, Dél-Amerikában és Óceánia területén továbbra is csökken az erdőterület, addig a természetes folyamatoknak és a helyes erdőgazdálkodásoknak, erdőtelepítéseknek köszönhetően jelenleg Európában és Ázsiában növekszik az erdők kiterjedése. Ehhez hasonlóan az utóbbi időben Magyarországon is évről évre folyamatosan gyarapszik a faállomány.

Összességében az erdők minősége és egészségi állapota sajnos folyamatosan romlik világszerte. Az erdők folyamatos vesztéséért nemcsak az erdőirtások felelősek, hanem az erdőtüzek is, melyek sok területen egyre gyakoribbak és súlyosabbak a globális éghajlatváltozással járó magasabb hőmérsékletek és intenzívebb aszályok miatt. Így lett Kanadából, a harmadik legnagyobb erdőséggel bíró országból – mely korábban szénnyelő volt – a légkör szempontjából szénforrás (Earth-Policy, 2009a).

4.2.5. Az éghajlatváltozás hatása a fafajok eloszlására

Az erdő és az éghajlat közötti kapcsolat a fafajok eloszlását is befolyásolja, hiszen a fafajok előfordulási területe erősen függ a csapadéktól és a hőmérséklettől. Ezért a globális klímaváltozás következtében a fafajok előfordulási területe is módosulni fog. Egyes fajok a sarkok felé, a hegyvidékeken pedig a magasabb tengerszint feletti területek felé „vándorolnak”, mely már jelenleg is megfigyelhető. Más fajok akár ki is halhatnak, ha nem képesek kellően gyorsan adaptálódni a megváltozott éghajlati feltételekhez. Tekintve, hogy egyes fafajok akár több száz évig is elélhetnek, ez idő alatt nagymértékű éghajlati változásokhoz kellene adaptálódniuk. Az erdőhatár sarkok felé tolodása világszerte komoly ökológiai és társadalmi problémákat okozhat (Mátyás, 2010). Összefogással és stratégiai felkészüléssel segíteni lehet egyrészt a veszélyeztetett populációk megmentését, másrészt a várható éghajlati viszonyoknak jobban ellenálló, pl. szárazságtűrő fafajok elterjesztését. A globális éghajlatváltozás következtében várhatóan meg fog változni az erdők földrajzi eloszlása, összetétele és produktivitása is. E hatások egyaránt lehetnek pozitívak vagy negatívak – az adott térség földrajzi elhelyezkedésének függvényében.

Egyes vizsgálatok szerint hazánkban a várható klímaváltozással (mely a jelenleginél súlyosabb aszályhelyzetekkel járhat) határozottan rosszabbodnak a faállományok növekedésére vonatkozó feltételek. Ennek megfelelően 50 év múlva a bükkerdők kiterjedése várhatóan jelentősen lecsökken, míg a kocsánytalan és csertölgyes erdőké megnő, ennek eredményeképpen az országot az erdős-sztyepp klíma fogja jellemezni (Führer et al., 2011).

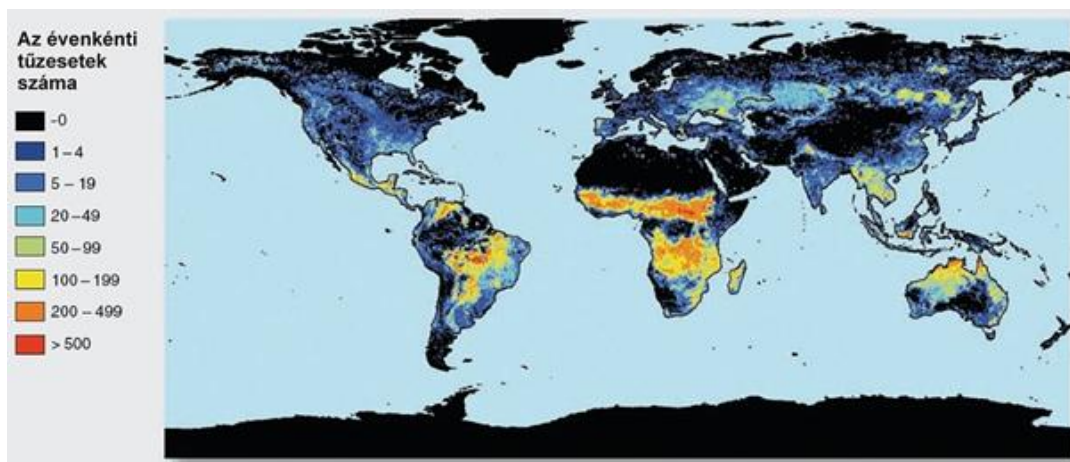
Mint láttuk, az erdők – és tágabb értelemben a szárazföldi ökoszisztémák – szerepe az egész Földre vonatkozó éghajlati rendszerben jelentős az energiamérlegen, a szén-, nitrogén- illetve vízcikluson keresztül. Ennek ellenére az éghajlattal kapcsolatos vizsgálatokban mégsem szerepelnek megfelelő súllyal. A hamarosan megjelenő ötödik IPCC helyzetértékelő jelentésben már várhatóan olyan eredmények is lesznek, melyek az erdőket és azoknak az éghajlattal való kapcsolatát is figyelembe veszik elsősorban a szénmegkötés kapcsán, amely pozitív vagy akár negatív visszacsatolást is jelenthet az éghajlatváltozás vonatkozásában.

4.2.6. Az erdőtüzek klimatológiája

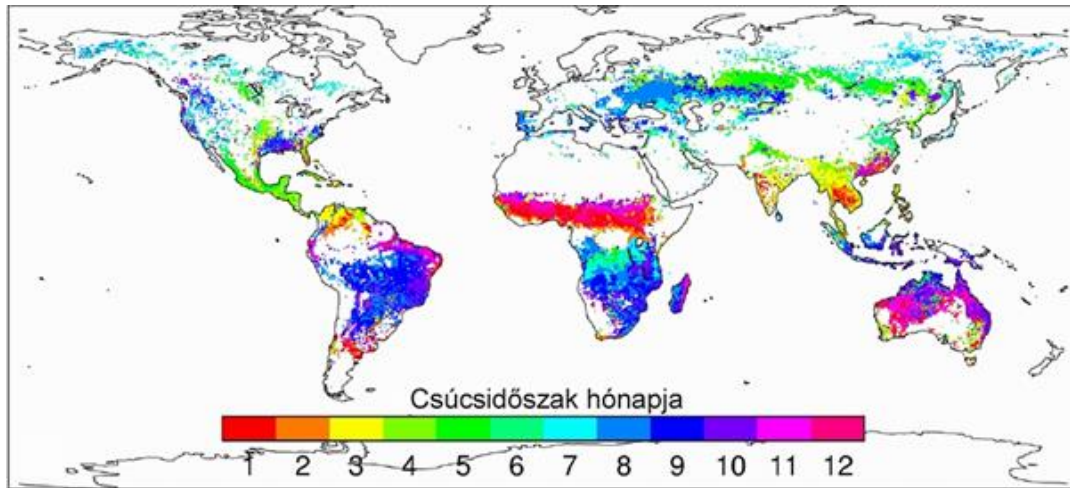
Az év minden napján erdő- és bozóttüzek ezrei égnek világszerte. A tűz egy természetes és fontos folyamat sok ökológiai rendszerben: letarolja az adott területet, visszaforgatja a szerves anyag egy részét a talajba, és segíti bizonyos fajok szaporodását, terjeszkedését. Ami első közelítésben pusztításnak tűnik, az a természetes folyamatok esetén új élet kezdetét jelenti.

Az erdő- és bozóttüzek megjelenéséhez három alapvető feltétel egyidejű jelenléte, illetve bekövetkezése szükséges: éghető vegetáció, az égést elősegítő környezeti feltételek, és egy, a gyulladást létrehozó folyamat. Az éghajlat mind a három feltételt meghatározza vagy befolyásolja valamilyen módon. Ennélfogva az éghajlat és az éghajlati övezetesség alapjaiban meghatározza a létrejövő tüzeseteket.

A természetes eredetű erdő- és bozóttüzek azokon az éghajlatokon a leggyakoribbak, melyek kellően nedvesek a vegetáció létrejöttéhez, és ahol az év során előfordulnak száraz, meleg periódusok is. Ilyen terület például Ausztrália, Délkelet-Ázsia, Dél-Afrika és a Mediterrán térség. Az éves átlagos tüzesetszámok műholdas adatok alapján készített globális térképét mutatja be a 4.3. ábra, mely egyaránt tartalmazza az erdő- és bozóttüzeket. Mivel a magas páratartalom gátolja a gyulladást és lassítja a tűz terjedését, ezért közvetlenül a trópusi esőerdőkre kevésbé jellemző a természetes eredetű erdőtűz. Továbbá az is jól látható, hogy a trópusi esőerdők pereme és a szavannás területek mellett jelentősek még a boreális erdőket érintő tüzesetek is. A 4.4. ábra azt mutatja, hogy a tüzesetek az adott térségben melyik hónapban fordultak elő a legnagyobb gyakorisággal.



4.3. ábra. Az éves átlagos tüzesetszámok globális térképe műholdas adatok alapján (Bowman et al., 2009 nyomán)



4.4. ábra. A tüzesetek maximális számban előforduló hónapjainak globális térképe műholdas adatok alapján (Giglio et al., 2006 nyomán)

Míg Európa túlnyomó részében csökkent az erdő- és bozóttüzek gyakorisága a XX. század során (ezzel megnövelve az erdők szénfelvételét), addig egyes területeken évről évre több tüzeset fordul elő. Ilyen a Mediterrán-térség, ahol az 1980-as évtized évi ~30 ezer tüzesetéhez képest 2000 és 2006 között évente ~50 ezer tüzeset fordult elő. A teljes leégett területek mérete azonban nem nőtt a hatékony tűzoltásnak köszönhetően. Az Európát sújtó 2003-as extrém nyári hőhullám során kb. 650 ezer hektárnyi erdő égett le az egész kontinensen, ez az éves összérték rekordnak számít. Ha a jövőbeli melegedés tovább folytatódik, a 2003-ashoz hasonló forró és száraz nyarak, még gyakrabban fordulhatnak elő, ezzel drámaian megnövelve az erdő- és bozóttüzek esélyét.

Magyarországon is számos erdő- és bozóttűz alakul ki minden évben, melynek hátterében gyakran az extrém meteorológiai körülmények, illetve emberi gondatlanság vagy szándékos gyújtogatás áll. A hőség, a csapadékszegény időjárás, az alacsony relatív páratartalom és az erős szél fokozza az erdő- és bozóttüzek létrejöttének valószínűségét. Mind a meteorológiai paraméterek, mind a tüzesetek száma szempontjából a 2007-es év hazánkban rendkívül szélsőséges volt. A csapadékszegény június-júliust egy súlyos hőhullám követte, melynek hatására az ország számos területén (pl. Budapesten, Pilisszentivánon és Kunfehértón) Dél-Európához hasonlóan erdő- és bozóttüzek alakultak ki. A Kunfehértónál keletkezett erdőtűz képeiből a 4.5. és a 4.6. ábrán mutatunk be kettőt. 2007 augusztusáig az országban közel 2400 hektárnyi erdő esett áldozatául a tűznek.



4.5. ábra. Erdőtűz Kunfehértónál (2007. július 25-27., Fotó: Magyarországi Mentőcsoporthok Szövetsége, Forrás: www.langlovagok.hu)



4.6. ábra. Erdőtűz Kunfehértónál (2007. július 25-27., Fotó: Magyarországi Mentőcsoportok Szövetsége, Forrás: www.langlovagok.hu)

Az erdőtűz-veszély előrejelzéséhez a meteorológiai feltételeken alapuló különféle empirikus indexeket vezethetünk be. Például az Angström-féle erdőtűz index vagy a Chandler-féle égési index a léghőmérséklet és a relatív nedvesség értékeit veszi figyelembe (Bussay és Bihari, 1998). Ezeken kívül az aszályosságot és a szélsőséget is számításba veszi a McArthur-féle erdőtűz index, melyet Ausztráliában dolgoztak ki.

4.2.7. Az erdőtüzek hatásai és kapcsolatuk az éghajlattal

Az erdő- és bozóttüzek jelentős hatást fejtenek ki a környezetre mind lokális, mind globális szinten. Az általuk kibocsátott üvegházhatású gázokon és aeroszol részecskéken (pl. korom) keresztül fontos szerepük lehet a globális éghajlatváltozásban. Az erdőégetésekből évente mintegy 0,65 milliárd tonna ($=0,65 \times 10^{12}$ kg) szén kerül a légkörbe (Bowman et al., 2009). A szén-dioxid mellett meg kell említeni a szintén üvegházhatású metánt és a dinitrogén-oxidot is, melyek mennyisége szintén megnövekszik az erdőtűz hatására.

A leégett területnek megváltozik az albedója, melynek eredményeképpen kevesebb sugárzást nyel el, s ezzel tovább fokozva a tűz éghajlatmódosító hatását. Ráadásul a tűz által elpusztított vegetáció egy ideig egyáltalán nem lesz képes a szén légkörből való kivonására és megkötésére. A tüzesetek összességében pozitív visszacsatolásként hatnak az éghajlati rendszerre: az erdőirtásokból származó szén-dioxid kibocsátás a teljes, globális megnövekedett sugárzási kényszernek akár 19%-át is adhatják az ipari forradalom előtti állapothoz képest (IPCC, 2007).

Az erdőtüzek természetes és antropogén eredetűek is lehetnek. A tüzesetek előfordulási területei és következményei a történelem folyamán jelentősen megváltoztak a népesség növekedésével, az erdőirtásokkal, valamint adott térségben új fajok betelepítésével. A melegedési tendencia, illetve az erdő- és bozóttüzek között mára már egyértelműen bizonyított a szoros kapcsolat. Például az Amerikai Egyesült Államok nyugati részén az erdőségekben meghosszabbodott a tüzesetek éven belüli időszaka, mely összhangban áll a térség növekvő hőmérsékletével (Westerling et al., 2006). Hasonlóan az is kimutatható, hogy a globális éghajlatváltozás megnövelte Kanada tüzeseteinek gyakoriságát. Az erdőtüzek által szénnyelőből szénforrássá vált Kanada és Alaszka erdőségeit a melegedés miatt az eddigiéknél sokkal inkább veszélyeztetik egyes kártevő fergek és bogarak. Egyrészt a melegedés miatt ezek a kártevők jobban terjednek, másrészt a szárazság miatt lecsökken a fák védekezőképességének hatékonysága. E kettős hatás következtében tömérdek elpusztított faanyag marad hátra – tüzelőanyagként szolgálva az erdőtüzeknek.

Az El Niño jelenségek során fellépő regionális aszályok Ázsiában és Amerikában nagy erdőtüzeket válthatnak ki, melyek így hozzájárulhatnak a jelenségek során fellépő magas szén-dioxid szint növekedéséhez a légkörben (IPCC, 2007). Az 1997-1998-as El Niño által okozott nagy aszályok jelentős méretű leégett erdőségeket eredményeztek Délkelet-Ázsiában és Dél-Amerikában, rendre közel 9 és 10-15 milliárd dollár gazdasági veszteséget okozva (Bowman et al., 2009).

A globális klímaváltozásnak köszönhetően várhatóan módosulni fog az erdő- és bozóttüzek földrajzi eloszlása (Krawchuk et al., 2008), melynek jelentős hatásai lesznek a földi ökológiai rendszerekre. A globális melegedés nagyobb, intenzívebb tüzeket eredményezhet, melyek oltása esetenként nehezebbé válhat. Ennek következtében a tüzesetek nagyobb területeket érinthetnek és nagyobb mennyiségű szén-dioxid-kibocsátáshoz vezethetnek. Például

Délkelet-Ausztráliában az éghajlatváltozás hatására 2050-re megháromszorozódhat a súlyosabb erdő- és bozóttüzek kockázata. A jövőben valószínűsíthető melegebb éghajlat Alaszkában 2050-re, Észak-Kanadában 2100-ra duplázná meg a leégett területek kiterjedését (Earth-Policy, 2009b).

4.2.8. Az erdőtüzek műholdas detektálása

A tüzesetek detektálására és monitorozására a legalkalmasabbak a műholdas távérzékelés által nyújtott adatok, melyekkel globálisan észlelhetők a tűzkipattanáshoz közel álló száraz területek, az aktívan lángoló területek, a parázsló tüzek, a leégett területek, illetve a füst és a nyomgázok kibocsátása. Ezen vizsgálatokra számos jelenleg is működő műholdas szenzor adatai érhetőek el, például: NOAA/AVHRR, GOES, Landsat/ETM+, TOMS, TRMM/VIRS, Terra/MODIS és Aqua/MODIS, vagy ERS/ATSR. A mérés háttérében a felszín hőmérsékleti infravörös kisugárzásának érzékelése áll, ahol a szenzorok akár a 0,01-0,1 hektár kiterjedésű aktív tüzeseteket is érzékelni képesek.

A Tűz világatlasza (World Fire Atlas, 2013) elnevezésű adatbázis tartalmazza a vegetációs tüzeseteket, melyet az Európai Űrügynökség (ESA) ERS/ATSR és az Envisat/AATSR műholdas adatai alapján gyűjtöttek össze (Mota et al., 2006). Az adatbázis 1996 óta tartalmazza a tüzesetekre vonatkozó információkat, melyeket éjszakai adatok alapján hoztak létre. Ezzel ugyan számos, a műholdas mérést zavaró hatás kiszűrhető, de nem lehet figyelembe venni a rövid, csak nappalra korlátozódó eseményeket, illetve a boreális térségek nyári tüzeseteit.

2000 óta az aktuális és archív tüzesetek tíznapos kompozitképek formájában a NASA űrbázisú MODIS szenzorának adatai alapján is elérhetőek (Giglio et al., 2006; MODIS Rapid Response, 2013). Az utóbbi idők egyik legnagyobb görögországi erdőtüzeiről (melyek 2007-ben pusztítottak) és azok füstfáklyáiról készült valós színezésű MODIS műholdképet mutatunk be a 4.7. ábrán.



4.7. ábra. Erdőtüzek Görögországban (2007.08.25., Aqua/MODIS felvétel, Forrás: ELTE)

Ellenőrző kérdések

1. Melyek a mezőgazdasági termelést befolyásoló környezeti tényezők alapvető csoportjai?
2. Mi a különbség az éghajlati potenciál és a tényleges éghajlati potenciál között?
3. Mit nevezünk bázishőmérsékletnek?
4. Mi a fotoperiodizmus?
5. Milyen hazai agroklmatológiai körzeteket különíthetünk el a hőmérséklet és talajnedvesség alapján az őszi gabonákra?

6. Mi a különbség a radiotermikus index (RTI) és a fototermikus index (FTI) között?
7. Milyen feltételek teljesülésekor jöhetnek létre erdő- és bozóttüzek?
8. Milyen jellegű károkat szenvedhetnek el az erdők?
9. Jellemzően az év melyik hónapjára esik az erdőtüz esetek maximális száma a Föld egyes térségeiben?
10. Milyen lehetőségek, milyen adatbázisok alapján van lehetőség a tüzesetek elemzésére a műholdas távérzékelés felhasználásával?

5. fejezet - Katonai meteorológia

A Föld légkörében egy olyan szüntelenül változó közegben élünk, amelynek pillanatnyi állapota és különböző megnyilvánulásai folyamatosan hatnak az emberi tevékenységre. Hétköznapi tapasztalatainkból tudjuk, hogy a légkörben lezajló folyamatok, valamint az időjárási események következtében fellépő természeti jelenségek (mint például az árvíz, aszály stb.) hatással vannak az ipari és mezőgazdasági termelésre, a közlekedésre, sőt az egyes emberek egészségi állapotára, közérzetére, hangulatára, s ezzel teljesítőképességére is.

A katonai tevékenységek (a kiképzés, a különböző gyakorlatok, a humanitárius, békefenntartó vagy háborús műveletek) jellemzően a többé-kevésbé természetes földrajzi környezetben zajlanak, melynek lehetséges hatásait a tevékenység tervezése és végrehajtása során figyelembe kell venni. Nyilvánvaló, hogy az adott környezethez való valamilyen szintű alkalmazkodás elkerülhetetlen, a környezet által adott objektív feltételek ésszerű felhasználása pedig jól meghatározott előnyökkel járhat.

A természetes környezet egyik lényeges eleme az időjárás. Igaz ugyan, hogy az időjárás úgy az ellenségre, mint a saját és szövetséges erőkre megközelítően azonos hatással van, de az a parancsnok, aki felkészült az időjárásban bekövetkező változásokra, előnyt élvez azzal szemben, akit e változások váratlanul érnek.

Mivel a légkör jelenlegi állapota megfigyelhető és mérhető, jövőbeli állapota (azaz a várható időjárás) pedig előrejelezhető, ezért a légköri folyamatok hatásai és azok következményei számításba vehetők. A döntéshozó parancsnok a meteorológiai adatok ismeretében számot vehet az időjárásnak a tervezett katonai feladat végrehajtására gyakorolt kedvező vagy kedvezőtlen hatásaival. A megfelelően gondos tervezés, a várhatóan bekövetkező eseményekre történő felkészülés pedig mérsékelheti az időjárás által okozott káros hatásokat, következményeket.

Egyértelmű tehát, hogy az időjárás, ahogy mindennapi életünkre, úgy a katonai feladatokra is nagy befolyással bír. Elsőként kell említenünk a repülési feladatokra gyakorolt hatását, de fontos kiemelni a műveletek, gyakorlatok és egyéb szabadtéri rendezvények tervezése, vezetése alatt játszott szerepét, a felderítési és megfigyelési folyamatok során fellépő jelentőségét, illetve az ipari és természeti katasztrófák, valamint az atom, biológiai és vegyi csapások hatásainak előrejelzése során játszott elvitathatatlan fontosságát. A meteorológiai és éghajlati információkkal számolni kell a katonai tevékenység minden területén, hiszen az időjárás veszélyes jelenségeinek és szélsőséges viszonyainak figyelmen kívül hagyása emberi, technikai és anyagi veszteségekhez egyaránt vezethetnek.

A történelem sokszor bebizonyította már, hogy a gyorsan változó meteorológiai viszonyok és a légkör különböző jelenségeinek figyelmen kívül hagyása vagy nem megfelelő értékelése a katonai műveletek végrehajtására akár katasztrófális hatást is gyakorolhat. A hadtudomány sok évszázados fejlődése során fokozatosan egyértelművé vált az igény a meteorológiai előrejelzések elemzésére, azok figyelembe vételére. A hadászati műveletek tervezésénél, műveletek megindításánál az eredményesség biztosítása érdekében pedig egyenesen megkerülhetlenné vált.

A meteorológia tudománya kezdettől fogva nagy segítséget jelentett a pilóták és a repülés számára. Az egymásra utaltság azonban kölcsönös lett, mivel a légkörben lejátszódó folyamatok méréséhez, tanulmányozásához sokáig a repülőgép bizonyult a legideálisabb eszköznek. Rövid idő alatt az is igazolódott, hogy a rohamosan fejlődő repülésnek igen nagy szüksége van a meteorológiai előrejelzésekre. A legkézenfekvőbb katonai felhasználó tehát a légierő. Azonban a honvédelem szinte minden ágazata, fegyverneme számára alapvető fontosságú az egyes meteorológiai paraméterek ismerete, melynek néhány példáját az alábbiakban emeljük ki.

A sík vidéken végzett katonai műveletek során – különösen meleg, száraz időben – nagy figyelmet kell fordítani arra, hogy a láthatóságot se a saját csapatok füstje, pora és tüze, se az ellenség mozgása vagy pusztításának eredménye ne akadályozza számottevően. Míg támadás során ez a körülmény általában kifejezetten káros a csoportok munkájára, addig védelemben – különösen előkészített védelem esetén – kiválóan szervezett és vezetett felderítéssel előnyére fordíthatja a védő fél. Az időjárás igen komoly hatással van az optikai figyelőpontok eredményes munkájára is. A nagy meleg – a talaj közelében megülő forró légréteg miatt – hátráltatja az optikai műszerek felderítési lehetőségeinek kihasználását. Hidegebb, szeles időben a szinte „minden irányból” fújó szél az, ami nehezíti a munkát.

A hegyvidéki területen végrehajtott tűzérfelderítés megszervezésekor figyelembe kell venni, a terep átszeldeltségét, a figyelőponthoz történő kijutáshoz rendelkezésre álló kevés és nehezen járható megközelítési utat, az omlások lehetőségét, a mérgező harcanyagok huzamos ideig való megmaradását, amely szintén függvénye a szélnek.

A veszélyes anyagok terjedése egyértelműen az anyag fizikai tulajdonságaitól, a légrétegződés típusától és a szélviszonyoktól függ. Lényeges szempont egy közlekedési balesetben kiömlő veszélyes anyag esetén vagy egy vegyi baleset során, hogy a szennyezőanyag milyen mértékben, mennyi idő alatt hígul fel, merre terjed tovább. Emberek életét mentheti meg adott esetben egy jó döntés például a kitelepítésről.

A páncélosokkal végrehajtott feladatokat leginkább azon időjárási jelenségek befolyásolják, amelyek a járhatóságra és a látástávolságra hatnak. A tüzéség számára alapvető fontosságú a szélviszonyok ismerete mind a felderítési, mind a célzási műveletek során. A talajszelet a ballisztikus számításokhoz használják fel. Különös fontossággal bír a céltárgy irányára merőleges szélkomponens, azaz a keresztszél. A műszaki erők munkájára az elmúlt, a jelen és a várható időjárás is hatással van. A szél elsősorban a vízi műveletek (partraszállás, pontonhíd telepítése, átkelés a folyón, tavon, kikötési műveletek) szempontjából fontos a hullámverés és a hullámok magassága miatt. A helyi szélviszonyokat a távközlési berendezések, antennák, valamint sátrak és lakóépületek felállításakor, telepítésekor is figyelembe kell venni. A hőmérséklet, a relatív nedvesség és a szél befolyásolja a feladatokat végrehajtó katonák hőérzetét, így a teljesítő képességét is, amely terepi munka során szintén fontos tényező lehet.

Látható tehát, hogy az időjárási viszonyok részletes ismerete nemcsak a polgári meteorológiával foglalkozó szakemberek számára fontos, hanem nyilvánvalóan az egyes katonai fegyvernemek számára is számos hasznos, sokszor nélkülözhetetlen információt szolgáltat a katonai feladatokra való felkészülés során és a hosszú távú tervezésben is.

A meteorológiai támogatás végrehajtása során két alapvető cél fogalmazható meg. Egyrészt, a katonai műveletek szempontjából fontos meteorológiai információ biztosítása a döntéshozó számára. Másrészt, a tevékenységek tervezésének és végrehajtásának elősegítése, a hatékonyság fokozása az élet- és vagyónbiztonság növelése céljából. Ezek a feladatok napjainkra már egy több lépésből álló összetett folyamattá váltak, melyeket csak az erre a célra létrehozott meteorológiai szolgálat képes végrehajtani. A támogató rendszer különböző szintjein megjelenő feladatok hatékony és eredményes végrehajtása csupán a szorosan egymásra épülő részek megfelelő működésével és kommunikációjával valósítható meg.

Miután az időjárás egyformán kedvező vagy kedvezőtlen békében, válságreagáló és béketámogató műveletek során, valamint háborús körülmények között, a meteorológiai információ – a katonai feladat és a parancsnok által meghatározott követelményeknek megfelelő módon történő – előállítását és az információ felhasználását békeidőben kell gyakorolni.

Az időjárási helyzet elemzése, a légkörben zajló folyamatok értékelése, a közeli vagy távolabbi jövőben várható meteorológiai viszonyok előrejelzése a meteorológiai szolgálat feladata. Fontos szem előtt tartani azonban, hogy a meteorológiai szolgálat csak tájékoztat, tanácsot ad vagy figyelmeztet, a meteorológiai információ tudatos felhasználása a döntéshozó felelőssége.

Napjainkra a numerikus előrejelzések, a távérzékelési eszközök mérési eredményei és a távközlési rendszerek már elengedhetetlen eszközei, feltételei a meteorológiai támogatásnak. A meteorológiai és éghajlati információ pedig – legyen az aktuális vagy előrejelzett – a katonai tevékenység minden területén felhasználható és felhasználandó. Az időjárás veszélyes jelenségei (például: zivatar, erős szél, jelentős mennyiségű csapadék, hófúvás stb.) és a szélsőséges, a megszokottól lényegesen eltérő időjárási viszonyok (például: extrém alacsony vagy magas hőmérséklet) figyelmen kívül hagyása a katonák életének és testi épségének, valamint a katonai infrastruktúra és a harci-technikai felszerelés épségének és használhatóságának felesleges kockázatát jelenti. A harci eszközök tervezésénél mindig törekednek arra, hogy azok szélsőséges viszonyok között is működőképesek maradjanak. A valóban mindenféle időjárási viszonyok mellett üzemeltethető technika azonban rendkívül költséges vagy eleve megvalósíthatatlan, ezért az eszközök nagy része csak meghatározott küszöbértékek felett (között) használható hatékonyan. Napjaink ún. intelligens fegyverrendszerei pedig – éppen bonyolultságuk miatt – rendkívül érzékenyek az időjárási viszonyokra.

5.1. A katonai meteorológia története

A meteorológia tudománya a kezdetektől az újkorig főleg empirikus úton fejlődött. Az ókortól az újkorig az európai szárazföldi hadjáratok az évszakokhoz igazodóan – jöhet kezdetben főleg logisztikai szempontok miatt – késő tavasszal kezdődtek és az őszi esőzések beköszöntével fejeződtek be. Az évszakok változásából adódó meteorológiai események nyomon követése, bizonyos prognózisok felállítása valószínűsíthetően ekkor kezdődött. Írásos feljegyzésekből kitűnik, hogy Zrínyi Miklós 1663-64-es téli hadjárata is ilyen tapasztalatok figyelembevételével

került megtervezésre (Liptai, 1985), melynek végrehajtása a hadászati meglepetés eredményeként fényes diadallal, az eszéki hadihíd felégetésével érte el csúcspontját.

A nagy földrajzi felfedezések időszakában a vitorlás hajóké volt a főszerep, ezáltal a tengerjáró népek – angolok, spanyolok, portugálok – széleskörű tapasztalatra tettek szert a szelek mozgásáról, az időjárás változásairól. Ezekből helyes következtetéseket vontak le és általánosítható tengermozgási, áramlási és meteorológiai összefüggéseket állapítottak meg, biztosítva a kor haditengerészete számára a használható térképeket, adatsorokat, kezdetleges, de a későbbiekben egyre pontosabbá váló időjárási prognózisokat.

A történelmi példák azt is bizonyítják, hogy a gyorsan változó meteorológiai viszonyok figyelmen kívül hagyása, az időjárás következményeinek alulbecslése a mulasztó hadviselő fél mindenkor katasztrofális, de legalábbis súlyos vereségét vonta maga után. Elég csupán a magyar történelem sorsfordítójaként a mohácsi csatavesztésre utalni. De a későbbi korokból is számos példa hozható fel, mely összefüggést mutat az ilyen irányú mulasztással: például az 1812-es oroszországi hadjáratban a francia hadsereg pusztulása.

A XIX. században az ellenséges hajóhadak mellett a kedvezőtlen időjárás jelentette talán a legnagyobb veszélyt a hadiflották biztonságára. Történelmi példaként a krími háború említhető: 1854. november 14-ére virradó éjszaka a balaklavai öbölben (5.1. ábra) néhány óra leforgása alatt elpusztult az egyesített angol-francia hadiflotta. A pusztítást nem a cári hadihajók végezték, hanem egy hatalmas erejű vihar döntötte el a fekete-tengeri csata sorsát. Az időjárás-előrejelzések tudományának kezdetei tehát elsősorban a közlekedéshez, ezen belül is a tengeri közlekedéshez kapcsolhatók.



5.1. ábra: A balaklavai öböl 1855-ben (Roger Fenton fényképe)

A meteorológia – kezdetben rendkívül lassú – fejlődése a XIX. század közepén jelentősen felgyorsult. Kiemelkedő szerepet játszottak ebben – mint oly gyakran a tudományok történetében – a katonai okok és célok is. Robbanásszerűen fejlődtek a haditechnikai eszközök. A megnövekedett lőtávolság miatt az ún. lőtáblázatok készítésénél a lövedék mozgását befolyásoló paraméterek hatását is figyelembe kellett venni, melyhez szükség volt a rendszeres meteorológiai mérésekre. A meteorológia történetébe ekkor egy új elem lépett be, a repülés, mely még a tengerhajózásnál is jobban függ a légköri változásoktól.

A repülés iránti vágy mindig is elválaszthatatlan volt az embertől, a levegő meghódításáig azonban igen hosszú, küzdelmes út vezetett. A hőlégballonosok népes tábora világszerte a Montgolfier testvérek 1783-as repülésétől számítja az égbolt meghódításának a kezdetét. A vitorlázórepülők, a sárkányrepülők Otto Lilienthal 1891-es első siklását, a motoros repülők pedig a Wright fivérek 1903-as sikeres repülését tekintik kezdetnek.

Az időjárás-előrejelzések fejlődésének történetében mérföldkönek számít a repülés megjelenése, amely nem csak egy újabb felhasználási területet jelentett a meteorológusok számára, hanem a légkör pontosabb megismerésének egy merőben újszerű lehetőségét is. A földfelszínre (óceánokra) telepített mérőműszerek a légkörről korábban csak

kétdimenziós kép kialakítására adtak lehetőséget. A magasabb légkör fizikai állapotára, folyamataira legfeljebb csak következtetni lehetett (a felhők mozgásának, fejlődésének megfigyeléséből, ritka magashegyi meteorológiai mérések adataiból). A repülőszervezetek azonban a magasba emelték a mérőműszereket, ezáltal új dimenziót nyitottak meg a meteorológusok előtt.

A repülés és a meteorológia fejlődése a repülés kezdete óta szoros kölcsönhatásban van egymással. A biztonságos repülés elképzelhetetlen a meteorológiai támogatás nélkül, de a meteorológia fejlődése is elmaradt volna a repülés nyújtotta ismeretek hiányában. A II. világháború közeledtével a meteorológiai fejlesztések elsősorban megrendelői egyre inkább a hadseregek lettek. A meteorológiai információkat elsősorban a légiere és a haditengerészet használta a háború alatt, de fokozatosan alkalmazták a szárazföldi csapatok is a hadműveletek tervezésében és végrehajtásában. Például a II. világháború talán legmeghatározóbb csatájának, a normandiai partraszállásnak az előkészítésében is főszerepet játszottak a szövetségesek meteorológusai.

A fentiek alapján elmondható tehát, hogy a hadtudomány fejlődése során egyértelművé vált az igény a meteorológia mint alkalmazott tudomány eredményeinek hasznosítására. A katonai meteorológia viharosan gyors fejlődési időszakai mindig követték a hadászat és a haditechnika egy-egy területének fejlődését, átalakulását. A hadászati műveletek tervezésénél és azok megindításánál az eredményesség biztosítása érdekében egyenesen megkerülhetetlenné vált a meteorológiai előrejelzések elemzése, figyelembe vétele. Ehhez a megbízható hosszú-, közép- és rövidtávú prognózisok összeállítására volt szükség.

5.1.1 A magyar katonai meteorológia történetének áttekintése, rövid ismertetése

A magyar hadtörténet e részterülete teljes mélységében még nem került feldolgozásra. Ennek egyik oka, hogy a témában rendelkezésre álló, fellelhető iratanyag sajnálatos módon meglehetősen hiányos. Az I. világháború meteorológiai szempontból értékes – Császári és Királyi Hadseregre vonatkozó – anyagának zöme a bécsi Hadilevéltárban található, a Magyar Királyi Honvédség I. világháborút követő iratanyaga erősen foghíjas, a Légügyi Hivatal irattára a II. világháború alatt megsemmisült, a Magyar Néphadsereg, illetve a Magyar Honvédség ilyen jellegű dokumentumai pedig tudományos igénnyel még nem kerültek feldolgozásra. A fellelhető, katonai vonatkozású meteorológia történeti adatokat Csaplak Andor (1995) rendszerezte, összegezte. Az alábbi rövid összefoglalásban is alapvetően erre a munkára támaszkodunk.

Az I. világháború előtt az Osztrák-Magyar Monarchiában nem volt speciálisan katonai rendeltetésű meteorológiai szolgálat. A háború kitörését követően azonban már élesen felvetődött az igény a tábori meteorológiai szolgálat létrehozására, különösen azon seregtestek részéről, melyek német alakulatokkal érintkeztek, hiszen náluk már békében megszervezett tábori meteorológiai szolgálat működött.

Rövidesen felállításra került a Tábori Időjelző Szolgálat, melynek vezetését a bécsi (közös) Hadügyminisztérium látta el. A minisztérium és a polgári időjelző szolgálat között alapvető feladatmegosztás volt. A hadműveleti területen a Tábori Időjelző Szolgálat, a hátszorgában a polgári szolgálat vezetése volt jogosult az állomás és a híradás szervezésére. A hátszorgai információáramlás alapját a postai hálózat, a hadműveleti területen pedig a Hadsereg Főparancsnokság híradása képezte.

A Monarchia polgári meteorológiai szolgálatai sem voltak felkészülve a háborúra. Legnagyobb hiányosságuk a hadszínterre vonatkozó előrejelzések gyenge beválása volt. Ezen a szolgálat vezetése úgy kívánt segíteni, hogy a hadszíntérhez a lehető legközelebb vitte a prognózisszolgálatot, Tábori Meteorológiai Központokat hoztak létre. Később a tábori hadsereg-parancsnokságok mellett is alakultak Katonai Időjelző Központok. A közös szolgálat olyan mértékben fejlődött, hogy az 1918-as adatok szerint összesen 50 észlelőhellyel működött a monarchiában.

A háború folyamán mind a polgári, mind a katonai meteorológiai szervezetek jól és összehangoltan működtek. A meteorológiai szolgáltatáson belül specializálódtak a fegyvernemi felhasználók (tüzérség, repülők, vegyi csapatok, haditengerészet) igényei is. Az ehhez kapcsolódó tervek azonban évtizedekig nem valósulhattak meg. 1918 novemberében a Monarchia felbomlott, ezzel a katonai meteorológia történetének első, osztrák-magyar szakasza lezárult. Az I. világháború végén a katonai meteorológiai szervezetet az összeomlás, az idegen megszállás, majd a trianoni békediktátumot követő területelcsatolások szétzilálták. A repülés megszűnt, a katonai gépeket megsemmisítették, a gépgyártás leállt. Ugyanakkor a trianoni békeszerződés egy cikkelye előírta, hogy Magyarország köteles a nemzetközi légiforgalom meteorológiai és technikai biztosítását végrehajtani. A békeszerződéssel tiltottá vált katonai repülés átmentésének fedőszerve a Kereskedelmi Minisztérium Légiforgalmi Szakosztálya lett.

Lassan megindult a polgári repülés, külföldi és magyar légiforgalmi társaságok működtek az akkor egyetlen magyar repülőtéren, Mátyásföldön. A meteorológiai biztosítás céljából létrehozott Központi Időjelző Állomás (KIDÁLL) működési körülményei a kezdetekben nagyon szerények voltak. A mindössze kétagú személyzet egymást váltotta 24 órás szolgálatban. Saját maguk rajzolták a térképeket és írták a pilóták számára az időlapokat, de még magassági szelet is mértek. Mégsem ezek a körülmények jelentették a legnagyobb nehézségeket. Nem volt jelentőshálózat, amely információval látta volna el a repülések meteorológiai biztosítását, hiányzott a megfelelő híradás, de maga a repülésmeteorológia, mint alkalmazott tudomány sem állt még biztos lábakon.

A Légiforgalmi Szakosztály feladatkörét, a magyar repülés felsőszintű irányítását 1924-től a Légügyi Hivatal vette át, amely lassan egyre önállóbbá válva elszakadt a Kereskedelmi Minisztériumtól és a Honvédelmi Minisztérium fennhatósága alá került. Kiemelt feladata egy titkos légierő fenntartása volt. A repülőtereket és hangárokat nem lehetett huzamosabb ideig bujtatni, ezért különböző fedőszerveket kellett kitalálni a megmaradt szépszámú repülőter és az ott működő gondnokságok számára. A szövetséges ellenőrző bizottság aktivitásának csökkenésével a hadsereg óvatosan kilépett a rejtettség állapotából. A Magyar Királyi Honvédség állományában létrehozták a Légierő Parancsnokságot, melynek alárendeltségébe került többek között a KIDÁLL is. A titkos légierő nagy vívmánya volt, hogy rendszeres repülőgépes felszállással – amely a repülők képzését és gyakoroltatását is szolgálta – 1925-től megindult a korszerű magaslégkör-kutatás.

A legelső felszállásoktól kezdve mindig repült meteorológus, akinek feladatához tartozott a repülés közbeni észlelés, a látottak feljegyzése. A repülőgépes felszállások nagyon kedvező nemzetközi visszhangot váltottak ki a környező és nyugat-európai szolgálatoknál. Közép-Európa délkeleti részén ez volt az első és sokáig az egyetlen aerológiai kezdeményezés.

Az 1920-as években a tűzermeteorológia is jelentős fejlődésen ment át. Az elméleti alapelvekben a német elképzeléseket követték, a gyakorlati fejlődést pedig a tűzér utasítás kiadása biztosította, mely előírta egy általános időjelző állomás telepítését. A katonai meteorológia túlsúlyát igazolja, hogy 1930-ra már tíz katonai repülőtér, egy tűzérletér és csupán öt polgári állomás működött hazánkban.

A blei egyezményt követően, melyben feloldották a trianoni békeszerződésben Magyarországot sújtó fegyverkezési és haderő-fejlesztési tilalmat, lázas gyorsasággal fogtak hozzá a Magyar Királyi Honvédség, ezen belül a Magyar Királyi Légierő fejlesztéséhez. A repülő századok, ezzel együtt a repülőterek száma is dinamikusan növekedett.

1937-ben a KIDÁLL Mátyásföldről Budaörsre települt át. Az igazgatás az új repülőtéren polgári volt, az időjelző szolgálat azonban Hille Alfréd vezetésével katonai szervezet maradt. Az együttműködés a katonai és polgári szervezetek között továbbra is kifogástalanul működött.

A második világháború kitörését követően, 1940-től egyre szaporodtak a katonai repülések, emiatt nőtt az időjárás okokkal kapcsolatba hozható repülésemények száma. Több volt a kiképzési és harci repülés, több a veszteség emberben, repülőgépben is. 1941. március 14-étől az időjárás-jelentések nyílt közlése megszűnt, át kellett térni a németek által átadott titkos rejtjelkulcs használatára. Az időjelző szolgálat részére megkezdődött a háború most már valóban komoly része, amelyre éppúgy nem volt felkészítve, mint a légierő.

Az 1942-es esztendőben a repülőalakulatoknál csak észlelést végeztek. Mindenütt volt azonban pilotázó berendezés, kézi kanalas szélmérő, jó minőségű higanyos barométer. Az időjelző szolgálatnál szervezeti változások nem történtek. Egyetlen kivétel a rádiószondázó állomás szervezése volt, mely német tapasztalatokra támaszkodva 1944 májusában Ferihegy mellett került felállításra, és a front mozgásával mind nyugatabbra települt. Az időjelzők feladatai egyszerűsödtek, mivel a bombázásokat végrehajtó szövetséges kötelékek csak jó időjárás, lényegében anticiklonális helyzetekben tevékenykedtek.

A II. világháború alatt a polgári légiforgalom fokozatosan megszűnt, de a repülésmeteorológiai szolgálat tovább működött, és a katonai repülést tájékoztatta itthon és a hadműveleti területeken egyaránt. 1944. október 15. után bekövetkezett szervezeti zűrzavar lassan szétzilálta a polgári és a katonai meteorológiai szolgálatot, a folyamatos áttelepülések, bombázások pótolhatatlan veszteséget okoztak.

A háború lezárását követően, 1945-ben a Szövetséges Ellenőrző Bizottság mindenekelőtt a meteorológiai jelentőshálózatot indította be. A II. világháború alatti helyzet a visszájára fordult, akkor katonák látták el a polgári repülések meteorológiai biztosítását, most polgáriak működtek közre a katonai problémák megoldásában.

A polgári légiforgalom 1946 őszen, az első nemzetközi járat 1947-ben Budapest – Pozsony – Prága útvonalon indult meg. Egyre szaporodtak a belföldi járatok is, így sürgős szükség volt egy központi repülésmeteorológiai szerve és a repülőtereken megfelelő időjelző személyzetre. A Közlekedési Minisztérium az első évre 20 fős létszámot biztosított a szolgálat részére. A szolgálat alkalmazottjai a Közlekedési Minisztérium állományába tartoztak, a vezetőjük Hille Alfréd lett.

Az 1947-ben aláírt a békeszerződés engedélyezte a Honvédség kötelékében egy önálló repülőszázad felállítását, melynek szervezetében légkörész-tiszti hely került rendszeresítésre. A katonai repülésmeteorológiai szolgálat ügye azonban ekkor még elég kezdetleges állapotban volt.

1948-ban a Repülő Időjelző Központ (RIK) lett a honvédség vezető meteorológiai szerve. Három repülőtéri időjelző állomás (RIÁ) került felállításra Mátyásföld, Kecskemét, Szolnok bázissal, szovjet repülőgépekkel. A repülőtéri állomásokon észleltek, pilotoztak, de prognózist nem adhattak, ez kizárólag a RIK feladata volt.

A katonai meteorológiai szolgálat működésének szabályozása során a szervezés egyik alapelve az volt, hogy minden repülő egységet önálló meteorológiai szolgálattal kell ellátni. A másik, hogy az időjelző állomásokon a személyzetnek képesnek kell lennie folyamatos prognóziskészséggel 24 órás szolgálatra. Így a polgári és katonai repülőtereken azonossá vált az észlelési eljárás.

1950-ben az Országos Meteorológiai és Földmágnesség Intézet a Honvédelmi Minisztérium alárendeltségébe került. A HM felügyelet kezdetben feszültséget okozott. Az intézkedés azonban a hidegháborús idők következménye volt. Egyben előnnyel is járt, mivel megszűnt a szolgálat kettőssége, egyfelől a Földművelési Minisztériumhoz, másfelől a Közlekedési Minisztériumhoz tartozás. Jelentős mértékű fejlődés indult meg a repülésmeteorológiában. A felgyorsult hírközlés, valamint a folyamatos észlelői szolgálat lehetővé tette az operatív előrejelzési tevékenységet.

A tüzér meteorológia 1956 után indult fejlődésnek, ekkor hozták létre Nagyoroszipan a tüzér meteorológiai állomást, s megkezdődtek a rádiószondás magassági légállapot mérések is.

Fejlődött a híradás, 1958-tól megjelentek a faximile vevők, melyek módot adtak a nagy előrejelző központok analízis és prognózis térképeinek vételére. A meteorológiai radarok felhasználása 1956-ban kezdődött Kecskeméten P-20 típusú lokátorral. 1971-ben állították fel az MRL-1 lokátorokat Pápán, Taszáron és Kecskeméten, melyeket később az MRL-5 váltott fel.

Az évek során fokozatosan szűkült a RIK hatásköre. Önálló alakulat helyett osztály jogállású szervezetté lett. Ezzel párhuzamosan a repülőezredek parancsnokainak hatásköre bővült, így a meteorológiai központ befolyása a RIÁ-k munkájára többnyire az egymás melletti működésre korlátozódott. 1991-ben a meteorológiai szakterület irányítását a Katonai Meteorológiai Központ vette át. Az 1997-es átszervezés során a központ jogutódjaként létrehozták az MH Meteorológiai Hivatalt vezérkari főnök alárendeltségben. A haderőreform következtében azonban 2000-ben a hivatal MH Meteorológiai Szolgálat megnevezéssel csapattagozatra került. Majd a szervezeti integrációnak köszönhetően 2007-től az MH Geoinformációs Szolgálat keretében végzi szakmai irányító tevékenységét.

5.2. A meteorológiai támogatás

A meteorológiai támogatás a különböző katonai műveletek számára nélkülözhetetlen meteorológiai információ biztosítása a döntéshozó számára a tevékenység tervezésének és végrehajtásának elősegítése, a hatékonyság fokozása, valamint az élet- és vagyonbiztonság növelése céljából. Tartalmát és formáját, valamint a meteorológiai támogatással szemben támasztott katonai követelményeket a meteorológiai szolgálattal folytatott konzultáció alapján mindig a felhasználó határozza meg és dolgozza ki.

A meteorológiai támogatás nemzetközi együttműködéssel valósul meg. A légköri paraméterek mérésétől és megfigyelésétől a meteorológiai előrejelzésig terjed, mely egy több lépésből álló, komoly felkészültséget és nagy figyelmet igénylő bonyolult folyamat. A láncolat utolsó lépése a felhasználók (parancsnokok, irányítók, tervezők, operátorok, repülő-hajózó személyzet stb.) tájékoztatása az időjárás viszonyokról.

A meteorológiai támogatás célja a Magyar Honvédség és a NATO együttműködő szervezetei (a továbbiakban: felhasználók) számára biztosítani a tevékenységük tervezéséhez és végrehajtásához szükséges meteorológiai információt a béke, a válságreakáló, a béketámogató és a háborús műveletek során.

A meteorológiai támogatás tehát magában foglalja:

- a béke, a válságreagáló, a béketámogató és a háborús műveletekhez szükséges meteorológiai információ tartalmi, formai és minőségi követelményeinek meghatározását,
- a meteorológiai információ előállítását, kezelését és archiválását,
- a meteorológiai információ előállításához, kezeléséhez és felhasználásához, valamint a meteorológiai infrastruktúra kezeléséhez és karbantartásához szükséges ismeretek oktatásának szabályozását,
- valamint az e feladatok végrehajtásához szükséges szervezetek kialakítását és működtetését.

A Magyar Honvédség (MH) feladatainak meteorológiai támogatását az MH Geoinformációs Szolgálat és az MH Összhaderőnemi Parancsnokság alárendeltségébe tartozó meteorológiai szakállomány, azaz a katonai meteorológiai szolgálat végzi. A katonai meteorológiai szolgálat szakmai irányító szerve az MH Geoinformációs Szolgálat.

A katonai meteorológiai szolgálat legfontosabb feladatai közé az alábbiak sorolhatók:

- a béke, válságreagáló és háborús műveletek meteorológiai támogatása szakmai követelményeinek meghatározása;
- a meteorológiai infrastruktúra üzemeltetése, karbantartása, valamint a meteorológiai infrastruktúra fejlesztésére vonatkozó javaslatok, tervek kidolgozása;
- a meteorológiai adatok mérése és megfigyelése, összegyűjtése és továbbítása;
- a meteorológiai központok által kiadott meteorológiai információ vétele és továbbítása;
- a meteorológiai információ utófeldolgozása, az időjárás helyzet elemzése és feladatra szabott előrejelzése;
- a keletkező új produktumok továbbítása és megjelenítése;
- éghajlati tájékoztatók készítése;
- a felhasználók meteorológiai tájékoztatása;
- katasztrófavédelmi feladatok meteorológiai támogatása, meteorológiai előrejelzések készítése, illetve a döntéshozók időben történő tájékoztatása katasztrófák megelőzése, illetve elhárítása érdekében;
- katonai meteorológiai adatbank létrehozása és folyamatos karbantartása;
- a meteorológiai információ előállításához és felhasználásához szükséges ismeretek oktatásának szabályozása;
- a meteorológiai támogatási feladatok végrehajtásához szükséges szervezetek kialakítása és működtetése.

Az MH Geoinformációs Szolgálat alapfeladatai között a katonai repülőterek és az MH Légi Vezetési és Irányítási Központ központi repülésmeteorológiai szolgálatának szakmai felügyeletén túl az alábbiak szerepelnek:

- a meteorológiai és oceanográfiai információáramlás biztosítása hazai és nemzetközi hálózatokban egyaránt,
- a meteorológiai adatok és produktumok gyűjtése, ellenőrzése, archiválása, rendszerezése és feldolgozása,
- általános és feladatra szabott előrejelzések készítése,
- a katonai felhasználást szolgáló éghajlati összefoglalók, leírások készítése,
- a meteorológiai mérések és megfigyelések technikai feltételeinek tervezése, szervezése, fejlesztése,
- a teljes állomány (meteorológusok, asszisztensek, észlelők) szakmai képzése, továbbképzése.

5.2.1 A meteorológiai támogatás alapelvei

A Magyar Honvédség meteorológiai támogatásának alapelvei szoros összhangban vannak az MH Összhaderőnemi Doktrínával, valamint a NATO és a nemzetközi meteorológiai szervezetek által lefektetett meteorológiai támogatási alapelvekkel.

A katonai műveleteket irányító parancsnok mindig számításba veszi a meteorológiai viszonyokat. A döntéshozó számára a pontos, időszerű, releváns és megbízható meteorológiai támogatás nyújtja azokat a szükséges ismereteket, amelyek lehetővé teszik számára az időjárás katonai műveletekre gyakorolt hatásának értékelését, ezzel elősegítik a katonai műveletek tervezését és sikeres végrehajtását. A meteorológiai információ megfelelő felhasználásával biztosítani lehet a harci-technikai eszközök, a logisztika és az élőerő optimális alkalmazását a katonai műveletek hatékony és biztonságos végrehajtása érdekében.

Amennyiben a meteorológiai támogatás alapelvei nem teljesülnek, illetve a támogatás rendszerében a végrehajtás során bárhol tartós zavar lép fel, akkor a támogató képesség részlegesen vagy akár tartósan is elveszhet.

Időszerűség

A meteorológiai támogatás csupán abban az esetben tekinthető hatékonynak, ha a parancsnok kellő időben megkapja a számára fontos meteorológiai információt ahhoz, hogy a döntéshozatali ciklusban számításba vehesse az időjárás katonai műveletekre gyakorolt hatását.

A légkörfizikai folyamatok nagy része rendkívül gyorsan zajlik. A légkör állapotának változékonysága miatt a meteorológiai információ rövid idő alatt elveszíti aktualitását. Ezért törekedni kell arra, hogy a meteorológiai tájékoztatás mindig időszerű legyen, és mindenkor készen álljon a döntéshozatal elősegítésére. Ennek érdekében szükséges, hogy folyamatosan figyelemmel kísérjük a légkörben zajló folyamatokat (mérünk, megfigyelünk és értékelünk), s a meteorológiai információcserét pedig nagysebességű, megbízható távközlési rendszereken valósítsuk meg.

Pontosság

A meteorológiai információ csak akkor használható fel hatékonyan, ha a meteorológiai tájékoztatás pontos és megbízható. A meteorológiai tájékoztatás pontatlansága, a tájékoztatást végző szakszemélyzet tévedése vagy bizonytalansága hibás parancsnoki döntéshez vezethet. Így az a meteorológiai támogatás minden szintjén a meteorológiai szolgálat iránti bizalom megingását, elvesztését eredményezheti.

A meteorológiai adatok előállítása, a meteorológiai viszonyok elemzése, térbeli és időbeli numerikus előrejelzése során jelentős mennyiségű meteorológiai információ keletkezik. A numerikus előrejelzésben felhasznált meteorológiai adatok szükségszerűen tartalmaznak elkerülhetetlen pontatlanságokat, amelyből törvényszerűen következik, hogy a numerikus előrejelzési produktumok is hibával, bizonytalansággal terheltek.

A meteorológus szakszemélyzet szakmai tapasztalatára alapozva folyamatosan törekszik a bizonytalanságok csökkentésére, a tájékoztatás pontosságának növelésére. A meteorológiai tájékoztatást végző személy felelőssége azonban, hogy felhívja a döntéshozó figyelmét arra, hogy a meteorológiai információ a légköri folyamatok természetéből adódóan gyorsan veszít értékéből, aktualitásából, továbbá, hogy a meteorológiai előrejelzés egy elég jól meghatározható időlépcsőn túl objektív bizonytalanságokat tartalmaz.

Fontosságra törekvés

Mint tudjuk, a légkör múltbeli, jelenlegi vagy jövőbeli állapotát számos meteorológiai paraméter komplex elemzésével lehet jellemezni. A katonai felhasználók azonban általában nincsenek felkészülve a légkörben zajló folyamatok részletes áttekintésére, megértésére. Ezért csupán annyi információt szükséges a rendelkezésükre bocsátani, amely elősegíti a döntéshozatal folyamatát. Azaz a meteorológiai tájékoztatás felhasználóbarát és feladatorientált kell, hogy legyen.

A meteorológiai támogatással szemben támasztott katonai követelményeket mindig a felhasználó határozza meg. A meteorológiai támogatást végző meteorológiai szakszemélyzet a tervezett katonai feladatok ismeretében dönti el, hogy milyen meteorológiai információra van szüksége a felhasználónak, döntéshozónak. A felhasználó számára feltétlenül fontos, de nem az egyetlen az időjárás viszonyokról szóló tájékoztatás. Ezért a meteorológiai tájékoztatás

a körülményekhez alkalmazkodva rövid, a lényeges időjárási elemek részletezésére szorítkozik. A tájékoztatás során fontos figyelembe venni azt is, hogy a felhasználó nem feltétlenül rendelkezik megfelelő mélységű meteorológiai ismeretekkel.

Az erőfeszítések egysége és a konzisztencia

A katonai tevékenység vezetésének és irányításának elősegítése érdekében, továbbá azért, hogy a döntéshozók egyformán vehessék figyelembe az időjárás katonai műveletekre gyakorolt hatásait, a műveleti területen belül a meteorológiai szolgálat egységes meteorológiai tájékoztatást nyújt.

A meteorológiai támogatást végző szervezet elveiben egyszerű, de felépítését tekintve rendkívül összetett. A rendszer nagyon sok elemből tevődik össze, amelyek történeti, pénzügyi és más okokból kissé eltérő módon végzik tevékenységüket. Ennek következtében a meteorológiai támogató rendszer több, különböző időjárás-elemző központjában egymástól kismértékben eltérő előrejelzési produktumok keletkezhetnek. Ezért a különböző produktumokat felhasználó, a közvetlen támogatást végző csoportok/részlegek általában kissé eltérő tájékoztatást adnak a felhasználóknak. Ez önmagában nem baj, ha a meteorológiai támogatás pontossága egyébként megfelel a követelményeknek.

A szövetséges katonai tevékenység során azonban gyakran előfordul, hogy különböző nemzetek és fegyvernemek csapatai közös feladatot hajtanak végre. Ilyen esetben nem engedhető meg, hogy az egyes nemzeti meteorológiai támogató csoportok/részlegek eltérő tájékoztatást nyújtsanak, mert az inkonzisztens tájékoztatás zavart fog okozni a döntéshozatali folyamatban. Éppen ezért a meteorológiai támogató csoportok tevékenységét a szövetséges műveletek parancsnoksága (SHAPE) és az integrált meteorológiai és oceanográfiai (IMETOC) támogatásért felelős vezető nemzet koordinálja annak érdekében, hogy érvényesüljön az "egy hadszíntér, egy előrejelzés" elve. A NATO műveletek során a koordináció a kijelölt katonai meteorológiai központok által kiadott, a meteorológus szakszemélyzet munkáját segítő átfogó környezeti kép, ún. REP (Recognized Environmental Picture) felhasználása révén valósul meg. A REP tartalmazza mindazt az oceanográfiai és meteorológiai információt, amely alapján a meteorológiai támogatás a katonai műveletek széles skáláján, a hadműveletitől a harcászati szintig biztosítható.

Az összhaderőnemi műveletek IMETOC támogatásához, a feladatra szabott produktumok előkészítéséhez csak a vezető nemzet által biztosított REP produktum használható fel. A REP elemeit a vezető nemzet koordinálásával esetenként több nemzet meteorológiai központjai állítják elő. A hadműveletek támogatását végző meteorológiai és oceanográfiai (METOC) csoportoknak el kell utasítaniuk a saját nemzeti METOC központjaik által készített, a REP részét nem képező környezeti produktumokat. Ha az időjárás gyors megváltozása azonban ezt szükségessé teszi, harcászati szinten el lehet térni a REP által biztosított információktól.

Készenlét

Napjaink világpolitikai eseményei miatt a katonai erő alkalmazására bármikor szükség lehet a világ bármely részén, ugyanakkor a fegyveres erők feladatai közé tartozik a természeti és ipari katasztrófák következményeinek felszámolásában való részvétel is. A katonai erők hatékony alkalmazása maga után vonja a meteorológiai támogatás szükségességét is. A meteorológiai szolgálat felkészült arra, hogy folyamatosan képes legyen támogató feladatok ellátására állandó települési helyétől eltérő helyszíneken is. Megfelelő készenlétről azonban csak akkor beszélhetünk, ha a magas szintű szakmai felkészültség és a korszerű felszerelés megléte mellett a meteorológiai támogató részlegek mobilitása és autonóm módon való működésének képessége is biztosított. A meteorológiai támogató csoportok, részlegek mindenkorl készenlétének biztosítása a NATO tagállamok nemzeti felelőssége.

A készenlétet tehát a megfelelően képzett, elegendő létszámú szakszemélyzet és a támogatási feladatok ellátásához szükséges meteorológiai infrastruktúra együttes megléte jelenti. A készenlét azt is magában foglalja, hogy az állandó települési helytől eltérő helyszínen történik a meteorológiai támogatás. Ehhez a katonai meteorológiai szolgálatnak rendelkeznie kell legalább egy mobil, műveleti területre kitelepíthető meteorológiai támogató csoporttal és a feladat ellátásához szükséges meteorológiai infrastruktúrával.

5.2.2 A meteorológiai támogatás végrehajtásának feltételei

A meteorológiai támogatás komplex rendszerében a széleskörű nemzetközi együttműködés biztosítása érdekében nemcsak az alapelveknek, de a személyi és tárgyi feltételeknek is egységes alapokon kell nyugodniuk. A meteorológiai támogatás végrehajtásának személyi és tárgyi feltételeit az alábbiakban részletezzük.

Személyi feltételek

A meteorológiai támogatás komplex feladatát csak elegendő létszámú és megfelelően képzett szak személyzet képes végrehajtani. A támogatási folyamat minden szintjén, a meteorológiai mérések és megfigyelések, az adatgyűjtés, az adatfeldolgozás, az objektív analízis, a numerikus előrejelzés, a feladat-orientált előrejelzés, a közvetlen meteorológiai támogatás és a tájékoztatás során egyaránt szakmailag és katonailag is felkészült állományra van szükség. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a meteorológus szakállomány tisztában van a katonai célkitűzésekkel, és tudja, hogy az időjárás várhatóan milyen hatással van vagy lesz a feladatok végrehajtására. A meteorológiai infrastruktúra működőképességének fenntartása alapvető fontosságú, ezért a katonai meteorológiai szolgálat a támogatást végző állományt – a megfelelő polgári szervek szakembereinek bevonásával – a meteorológiai infrastruktúra elemeinek üzemeltetésére és napi karbantartására is kiképezi.

Technikai feltételek

Az időjárás jövőbeni állapotát mindenkor a távoli és közeli múltban, valamint a jelenben végzett műszeres mérések és vizuális megfigyelések eredményeire alapozzuk. A meteorológiai előrejelzés a mérési és megfigyelési adatokra támaszkodva prognosztizálja a légkör jövőbeni állapotát. Ezért a meteorológiai támogatás végrehajtásának elősegítése érdekében a katonai meteorológiai szolgálat olyan meteorológiai infrastruktúrát épít ki és üzemeltet folyamatosan, amely alkalmas az előrejelzés számára nélkülözhetetlen, nagy mennyiségű, megfelelően pontos adat előállítására, feldolgozására, az információ tárolására, archiválására, a meteorológiai produktumok megjelenítésére, valamint a meteorológiai információ továbbítására, a távközlésre.

5.3 Meteorológiai adatok

A klasszikus megfogalmazás szerint a meteorológiai adat valamely meteorológiai paraméter mért, megfigyelt vagy a mérési és megfigyelési eredményekből származtatott számszerű értéke. Általános értelemben azonban meteorológiai adat valamely távérzékelő rendszer (például: meteorológiai radar, meteorológiai műhold, villám-lokalizációs rendszer stb.) által szolgáltatott grafikus információ (kép, ábra) is.

A meteorológiai mérési és megfigyelési adatok és előrejelzési produktumok csak akkor használhatók fel hatékonyan, ha időben, egy előre definiált adásrendnek megfelelően késedelem nélkül és torzulásmentesen érkeznek meg rendeltetési helyükre. Mind a pontosság, mind a megbízhatóság elengedhetetlen, hiszen a meteorológiai távközlési követelmények sérülése a támogató rendszer teljes összeomlásához vezethet.

A meteorológiai adatok keletkezésük módja alapján négy csoportra oszthatók:

A) Archív vagy történeti adatok

Az archív vagy történeti adat a múltban végzett meteorológiai mérések és megfigyelések eredményeinek számszerű értéke (Milyen volt a légkör állapota?).

A meteorológia nem kísérletező tudomány, az atmoszféra állapotára vonatkozó mérések nem ismételtetők. Ezért a hosszú idő alatt felhalmozott mérési eredmények eszmei értéke felbecsülhetetlen, ugyanis a légkörben lejátszódó folyamatok csak a fizika törvényei és az archív adatok együttes elemzése alapján érthetők meg. Az archiválás a meteorológiai támogató struktúra minden szintjén az előírásoknak megfelelően történik.

B) Éghajlati adatok

Hosszú időszak alatt előállított és felhalmozott archív (történeti) adatok feldolgozásával, egyszerű statisztikai módszerek felhasználásával származtatott információ (Milyen szokott lenni a légkör állapota?).

Az éghajlati adatok a légköri paraméterek átlagos értékét, változékonyságát és gyakorisági eloszlását mutatják, melyek a katonai tevékenység hosszú távú tervezésében használhatók fel.

C) Aktuális adatok

A légkör pillanatnyi állapotát leíró meteorológiai paraméterek számszerű értéke vagy grafikus ábrázolása, a gyakorlati életben a legutolsó mérések és megfigyelések eredményeinek összessége (Milyen most a légkör állapota?).

Az aktuális adatok a nagyon rövid távú, legfeljebb néhány óra érvényességű meteorológiai előrejelzések készítéséhez nélkülözhetetlenek, és az éppen folyamatban lévő katonai tevékenység vezetése és irányítása során, valamint annak ultrarövid távú tervezésében használhatók fel.

D) Előrejelzett adatok

A légköri paraméterek jövőbeni, a legutolsó mérési adatok felhasználásával, légkörfizikai modellek és matematikai eljárások alkalmazásával származtatott értéke (Milyen lesz a légkör állapota?), amelyet a meteorológiai támogatás gyakorlatában numerikus időjárás-előrejelzési, röviden NWP (Numerical Weather Prediction) produktumnak nevezünk. Az NWP produktumok a meteorológus szakállomány által történő felhasználásra készülnek, a nem-szakmai felhasználók csak a meteorológiai tájékoztatás, az NWP produktumok interpretációja révén nyerhetnek hasznosítható információt.

Az előrejelzett adatok a katonai tevékenység néhány napra előre történő tervezésében használhatók fel.

A meteorológiai adatok a felhasználók köre szerint két csoportra oszthatók:

A) Szakmai felhasználók számára készített adatok

Mindazon általános értelemben vett archív, éghajlati, aktuális és előrejelzett adatok, amelyek a meteorológiai támogató tevékenység bármely szintjén a támogatás soron következő feladatainak végrehajtásához szükségesek.

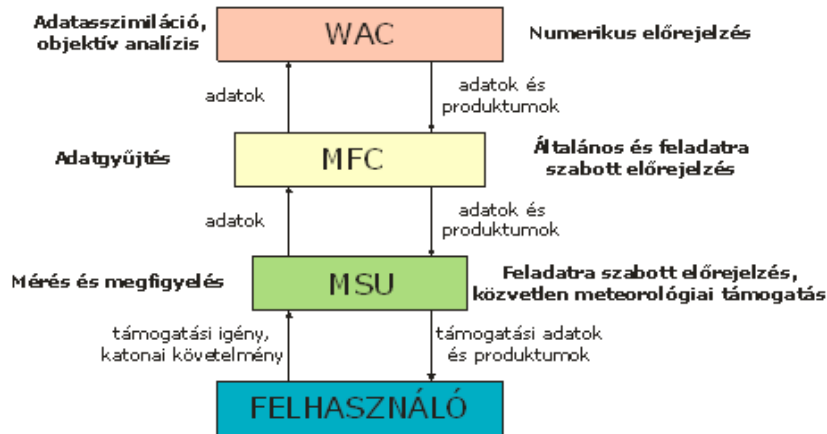
B) Nem-szakmai felhasználók számára készített adatok

Mindazon általános értelemben vett, a meteorológiai támogatás által biztosított éghajlati, aktuális és előrejelzett adatok, amelyekre a nem-szakmai felhasználóknak a feladataik (tervezés, vezetés és irányítás) hatékony végrehajtásához szükségük van.

5.4 A meteorológiai támogatás végrehajtása

A meteorológiai támogatás működésének megértése érdekében áttekinjtük a meteorológiai támogató struktúra elemeit és azokat a feladatokat és folyamatokat, amelyen keresztül a meteorológiai támogatás megvalósul.

A meteorológiai támogató rendszer különböző szakmai feladatokat ellátó, az egész földfelszín behálózó polgári és katonai szervezetekből épül fel. A meteorológiai támogatás folyamatát a történések sorrendjében tárgyaljuk. Részletesebben kitérünk a hazai gyakorlatban is megtalálható elemekre, és érintőlegesen említjük csak meg a regionális vagy globális meteorológiai központokban vagy nemzetközi együttműködéssel végzett feladatokat. A folyamat (5.2. ábra) minden egyes lépése egyaránt fontos, hiszen a támogatás egymásra épülő, azaz a meteorológiai támogató rendszerben letről felfelé és fentről lefelé irányuló lépések sorozatából áll. A folyamat a támogató hierarchia legalsó szintjén a méréssel és megfigyeléssel kezdődik, végül a meteorológiai tájékoztatással fejeződik be legtöbbször ugyanazon a helyszínen, ahol a meteorológiai észleléseket végeztük (polgári és katonai repülőterek, balatoni veszélyfigyelmeztető szolgálat, mobil katonai meteorológiai állomások stb.).



5.2. ábra: A meteorológiai támogatás folyamata (WAC: időjárás-elemző központ, MFC: katonai előrejelző központ, MSU: meteorológiai támogató csoport)

Mérés és megfigyelés

A mérés és megfigyelés a meteorológiai támogatás legelső lépése. Célja a meteorológiai állomás körzetében a légkör pillanatnyi állapotának meghatározása, valamint a kezdeti- és peremfeltételek biztosítása a numerikus előrejelzés számára. Az észlelési fegyelem szigorú betartásával előállított, pontos és megbízható mérési és megfigyelési adatok nélkül a meteorológiai támogatási folyamat el sem kezdődik. Ezért kiemelten fontos az észlelőszemélyzet megfelelő képzettsége, felelősségtudata, megbízhatósága. A légkörfizikai folyamatokat modellező különböző előrejelzési eljárások rendkívül érzékenyek a kezdeti- és peremfeltételekre, ezért nagyon fontos a mérések és megfigyelések pontosságával és megbízhatóságával szemben támasztott követelmények betartása.

Adatgyűjtés

A Föld felszínén elhelyezkedő sok ezer meteorológiai állomás és a különböző távérzékelő rendszerek mérési és megfigyelési (nyers) adatait a Meteorológiai Világszervezet valamennyi tagállama, és közvetve a Föld valamennyi lakója bizonyos szinten használni szeretné.

A keletkező mérési és megfigyelési adatok forgalmazását jól szervezett adatgyűjtő rendszer végzi, amely nemzeti, regionális és globális központok hálózatára épül. Az adatok végül néhány ún. világgözpontban koncentrálnak, amelyek folyamatos adatcserét végeznek egymás között, és állandó adatáramlást biztosítanak a meteorológiai hierarchia alacsonyabb szintjén álló regionális és nemzeti központok felé. A meteorológiai alapadatok folyamatos forgalmát a forrásoktól a központok felé, a központok között és a központokból a felhasználók irányába nagy teljesítményű távközlési hálózatok biztosítják.

A nemzetközi polgári és repülésmeteorológiai adatcsere megszervezése és végrehajtása Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat állami kötelezettsége és felelőssége.

Nagyobb nemzetközi katonai szervezetek, mint például a NATO, önálló, biztonságos távközlési rendszereket üzemeltetnek a meteorológiai adatok és produktumok cseréjének lebonyolítására. A magyar katonai meteorológiai szolgálat 1999-ben csatlakozott a NATO Automatizált Meteorológiai Információs Rendszerhez (NAMIS), amely egyéb funkciói mellett képes biztosítani a terepen folytatott katonai tevékenység meteorológiai támogatására kitelepült meteorológiai részlegek adatcseréjét is. A NAMIS távközlési és adatfeldolgozó rendszer széles körű használata biztosítja a különböző nemzetek által alkalmazott meteorológiai támogató csoportok együttműködését, valamint az IMETOC követelményeknek való megfelelést.

Adatfeldolgozás

A mérő- és érzékelő berendezések által előállított numerikus vagy grafikus információ és a vizuális megfigyelések adatainak halmaza (ún. primer információ), különös tekintettel annak óriási terjedelmére, közvetlen felhasználásra gyakorlatilag alkalmatlan. Az adatfeldolgozás célja az, hogy a primer információ könnyebben áttekinthető formában álljon a felhasználó rendelkezésére.

Az adatfeldolgozás általában valós idejű (real-time) vagy nem valós idejű (non-real-time) módon történhet attól függően, hogy az adatokat a feldolgozás után milyen célra kívánjuk felhasználni. A meteorológiai előrejelzést a real-time adatfeldolgozás támogatja, míg az éghajlati kutatás számára – mivel ott kevésbé sürgető tényező az adatok azonnali hozzáférhetősége – elegendő a non-real-time feldolgozás is.

A meteorológiai mezők numerikus előrejelzése és a produktumok terjesztése

A numerikus előrejelzés a légkörfizikai folyamatokat leíró bonyolult egyenleteknek a légkör különböző szintjeire, minden számítási lépésben csak nagyon rövid (néhány perces) előrejelzési időtartamra történő megoldását jelenti az adatfeldolgozás folyamatában rácspontra előállított meteorológiai mezők felhasználásával.

Míg a hagyományos, a légköri folyamatok manuális analízisének alapuló szubjektív előrejelzési technika nem vállalkozhatott 24-36 óránál hosszabb távú prognózisok készítésére, addig a numerikus eljárások elfogadhatóan rövid idő alatt akár 240 óránál hosszabb távú előrejelzések készítésére is képesek.

A számítások végső eredményeiből meteorológiai bulletineket állítanak elő, és a távközlési rendszerben továbbítják azokat a támogató hierarchia alsóbb szintjei felé. A meteorológiai távközlési rendszerekben naponta több száz vagy akár ezernél is több ilyen közlemény kerül forgalmazásra.

Utófeldolgozás és megjelenítés

A számszerű előrejelzés által előállított produktumokból szerkesztett bulletinek többségükben binárisan kódolt számhalmazok, amelyek mindegyike a légkör egy adott szintjében valamely meteorológiai paraméter egy bizonyos időpontra számított értékét tartalmazza (például a 850 hPa szint hőmérséklete a H+24 óra időpontban, ahol H az inicializáló mérések időpontja). Azok számára, akik a meteorológia napi problémáival rutinszerűen nem foglalkoznak, egy ilyen adathalmaz egyszerűen áttekinthetetlen.

A meteorológiai szolgálat olyan eljárásokat dolgoz ki és alkalmaz, amelyek lehetővé teszik a bulletinek szükség szerinti átszerkesztését és/vagy összeillesztését (a folyamatban valójában utófeldolgozását), és lehetővé teszik a táviratok tartalmának a felhasználó számára legkönnyebben áttekinthető, valamely térképvetületen történő grafikus megjelenítését. A különböző meteorológiai paraméterek (például az adott időpontra előrejelzett magassági áramlási mező, a meteorológiai műholdkép és radarkép) együttes – egy képen, azaz képernyőn történő – bemutatása felbecsülhetetlen segítséget nyújt az elemző és előrejelző számára.

A numerikus előrejelzési produktumok utófeldolgozása és megjelenítése már speciálisan kialakított meteorológiai munkaállomásokon, közepes teljesítményű asztali számítógépeken is lehetséges, de a meteorológiai információt tudatosan alkalmazó szakmai felhasználók számára a lényegesen drágább grafikus munkaállomások jelentik a megoldást.

Az időjárás általános és feladatra szabott előrejelzése

A meteorológiai előrejelzés, a prognózis, a légkör jövőbeni állapotának tudományosan megalapozott előrelátása, amely az előrejelzés készítésének időpontjában rendelkezésre álló mérési és megfigyelési adatok, valamint az azok felhasználásával előállított meteorológiai produktumok ismeretén alapul. A prognózis a felhasználók (parancsnokok, irányítók, repülő-hajózók stb.) számára készül, ezért mindenkor igazodik a felhasználók (döntéshozók) igényéhez. Az időjárás előrejelzésének eredményességét az alábbi tényezők határozzák meg:

- a. A légkör állapotára vonatkozó kiinduló adatok összessége, melyhez megbízható alapadatokat szolgáló kiterjedt meteorológiai megfigyelő-hálózatra van szükség;
- b. Az előrejelzési modell, amelyben a légkörre vonatkozó tudásunkat célirányosan összefoglaljuk;
- c. Az a technika, amelynek segítségével a meteorológiai mérések, elemzések és előrejelzések bonyolult feladatát a gyakorlatban végrehajtjuk;
- d. A meteorológiai adatok és produktumok nemzetközi és egy-egy országon belül történő gyors és megbízható cseréjét biztosító távközlési hálózat.

A meteorológiai előrejelzések készítésének módja az elmúlt néhány évtizedben gyökeresen megváltozott. Korábban a talajközeli és magaslégköri meteorológiai mérések és megfigyelések szubjektív analízise és az analízisekből

levont, a kutatási eredményekre alapozott, de ugyancsak szubjektív következtetések képezték a meteorológiai előrejelzések alapját. Napjainkban már a meteorológiai mezők elemzését és előrejelzését nagyteljesítményű számítógépek végzik. Az előrejelző feladata pedig – gyakorlati tapasztalataira alapozva – a különböző formátumban rendelkezésre álló meteorológiai mezők interpretálása, az időjárási elemek és jelenségek magyarázata a numerikus előrejelzési produktumok alapján. Bár a számszerű előrejelzésből származó adatok elég részletesek, az időjárás előrejelzése komoly szakmai rutint igényel tekintettel arra, hogy az időjárás gyakorlatilag soha nem ismétlődik, de az időjárási helyzetek tipizálhatók. Ezért a tapasztalatra alapozott szubjektív elemzés a gyakorlatban nem nélkülözhető.

A meteorológiai előrejelzéseket az időjárási helyzetnek megfelelően térben és időben elkülönülő részekre lehet bontani.

A meteorológiai elemek térbeli és időbeli változékonysága, valamint az előrejelzési technikák korlátai miatt a prognózis mindig tartalmaz bizonyos fokú bizonytalanságot. Ezért a meteorológiai előrejelzést úgy kell értelmezni, hogy az előrejelzett meteorológiai elemek az előrejelzés térbeli és időbeli érvényességén belül legnagyobb valószínűséggel az azokra előrejelzett értéket veszik fel, az előrejelzett változások pedig az előrejelzett időpontban (időszakban) következnek be.

A meteorológiai tájékoztatás (briefing)

A meteorológiai tájékoztatás (briefing) a meteorológiai támogatási folyamat legutolsó fázisa, a felhasználók igénye szerint összeállított, rövid, szóbeli tájékoztatás az aktuális és a várható időjárásról. Az előrejelző szolgálat átadásvételek is egyfajta, a szakma igényének megfelelő briefing történik. A meteorológiai infrastruktúra, az előrejelzési eljárások és a számítástechnikai eszközök elmúlt évtizedekben mutatott rohamos fejlődése lehetővé tette, hogy a szóbeli tájékoztatást számítógépes megjelenítő eszközök felhasználásával tegyék szemléletessé.

A meteorológiai tájékoztatás általában két részből áll.

Az időjárási helyzet bemutatása

A jövőben várható időjárási folyamatok általában csak akkor érthetők meg, ha tisztában vagyunk a légkör aktuális állapotával. Az aktuális állapot jellemzésére jól felhasználhatók a meteorológiai műholdak által készített képek (nagyterésű időjárási helyzet, frontrendszerek, felhőfedettség, légköri mozgások), a regionális és globális meteorológiai központok által készített különböző tengerszinti és magaslégköri analízis térképek és az asztali vagy hordozható számítógépen segédprogramok felhasználásával bemutatott aktuális mérési eredmények.

A várható időjárás bemutatása

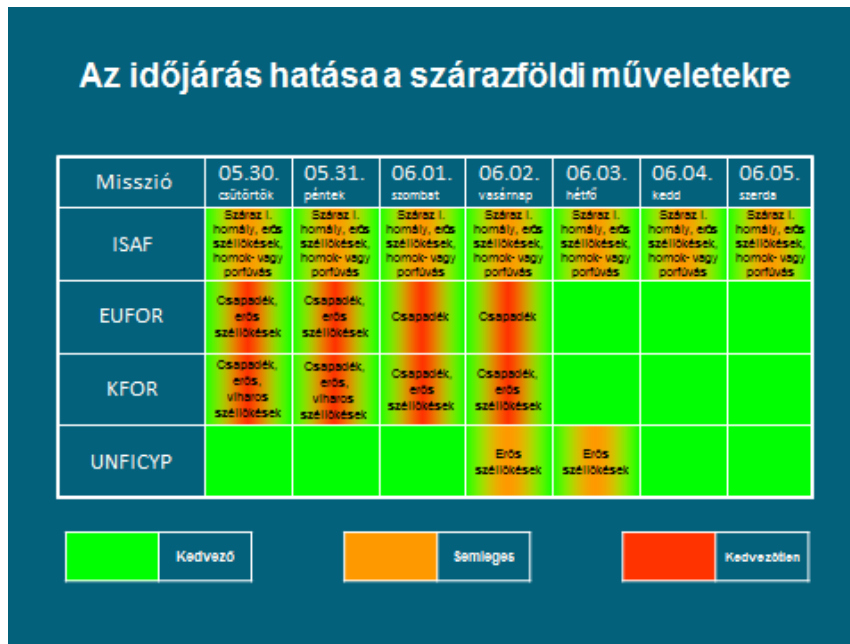
A jövőbeni időjárási helyzet bemutatására a regionális és globális meteorológiai központok által szolgáltatott információk használhatók fel jól. Ezek az információk olyan, az előrejelzett tengerszinti légnyomási mezőt bemutató térképek, amelyek feltüntetik az időjárási frontokat, esetleg a felhőzet prognosztizált kiterjedését. A várható időjárás szemléltetésére a katonai repülések kiszolgálásánál jól használhatók az ún. szignifikáns térképek is, amelyek a nagyterésű időjárási objektumok mellett ábrázolják a felhőzet eloszlását, típusát, a markáns időjárási jelenségek, többek között a turbulencia és a jegesedés térségét, valamint repülési szempontból fontos meteorológiai paraméterek (elsősorban a látástávolság és a felhőalap) átlagos és várható minimális értékét is.

A prognosztizált szignifikáns időjárási térképek különleges típusa az egységes meteorológiai előrejelzés, az ún. UWF (Unified Weather Forecast), amely általában öt napra előre, a nappali időszakra – 12 UTC időpontra – ábrázolja az időjárási objektumok, a szignifikáns időjárás és a fontos meteorológiai paraméterek térbeli eloszlását. Az UWF szöveges kiegészítést is tartalmaz, amely leírja, hogy az egyes időlépcsők között az időjárási objektumok fejlődésében milyen változások következnek be.

A tevékenységi terület várható időjárásának bemutatására célszerű könnyen áttekinthető táblázatokat vagy térképvázlatokat összeállítani, amelyek megkönnyítik a gyors elemzést a nem-szakmai felhasználók számára is. A legegyszerűbb és egyben a leginkább áttekinthető tájékoztatási forma az ún. hatásmátrix (5.3. ábra), amely a tevékenység tervezett időszakra – szükség esetén az időszak bontásával – minden egyes tervezett katonai feladatra megadja az adott feladat végrehajthatóságának valószínűségét:

- A feladat végrehajtását az időjárás nem befolyásolja (ZÖLD);

- A feladat végrehajtását az időjárás nehezíti, de nem akadályozza meg (SÁRGA);
- A feladat végrehajtását az időjárás nem teszi lehetővé (PIROS).



5.3. ábra: Az időjárás várható hatása az egyes missziókban tervezett szárazföldi műveletekre, hatásmátrix (missziók: ISAF – Afganisztán, EUFOR – Szarajevó, KFOR – Koszovó, UNFICYP – Ciprus)

A felsorolásból jól látszik, hogy ilyen számvetést csak katonailag is képzett előrejelző készíthet, aki tisztában van az adott katonai feladat célkitűzéseivel, sajátosságaival és az alkalmazott harci-technikai eszközök lehetőségével.

5.5 Meteorológiai infrastruktúra

A felhasználók megfelelő színvonalú meteorológiai tájékoztatásához rendkívül sokféle, egymástól nagyon különböző feladat megoldására van szükség. A meteorológiai adatok előállítását, megfelelő helyekre történő továbbítását, valamint a számszerű előrejelzési adatok utófeldolgozását és megjelenítését a meteorológiai infrastruktúra (mérő- és megfigyelőrendszerek, valamint meteorológiai információs rendszerek) erre a célra kialakított elemeivel végzik.

Mérő- és megfigyelőrendszerek

A mérő- és megfigyelőrendszerek a légkör pillanatnyi állapotának meghatározását szolgálják. A pillanatnyi állapot meghatározása a meteorológiai állapotmérő eszközök (például: légnyomás, hőmérséklet, légnedvesség, szélirány, szélsébség stb.) mérését és a meteorológiai jelenségek (például: felhőzet, időjárási események stb.) megfigyelését jelenti.

Helyszínen történő mérés és megfigyelés

A meteorológiai mérések legelőször kialakult és alkalmazott formája. A helyszínen történő mérés azt jelenti, hogy az érzékelő eszközt (meteorológiai műszert) és szükség esetén az észlelő személyzetet (meteorológus szakemberrel vagy meteorológiai észlelők végzésére is kiképzett felderítő katonákat) oda telepítjük, ahol a földfelszíni méréseket és megfigyeléseket, az adatok rögzítését és szükség esetén kódolását végezni szeretnénk. A helyszínen történő mérés egyben a magaslégköri légállapot mérésének klasszikus módja. Ekkor az érzékelőket (légnyomásmérő, hőmérő, nedvességmérő stb.) valamilyen hordozóeszköz (ballon, repülőgép, rakéta stb.) segítségével a légkör megfigyelni kívánt, magasabb rétegeibe juttatjuk.

Vannak olyan meteorológiai elemek, amelyek mérése nem automatizálható. Ezek megfigyeléséhez felkészült szakember (észlelő) jelenléte szükséges.

A helyszínen történő mérés és megfigyelés azonban nem mindenhol valósítható meg az állandó észlelőhálózat hiánya miatt. A közvetlen észlelések elől elzárt terület például az óceánoknak a rendszeres hajózás által nem használt felszíne, valamint a nagy kiterjedésű, az emberi életvitelre alkalmatlan, ezért lakatlan sivatagos, magashegységi vagy sarkvidéki területek.

Állandó mérőállomások

A meteorológiai támogatási folyamat fenntartása érdekében a Föld országai a földfelszínen és az óceánok által borított területeken olyan mérőállomásokat hoztak létre, amelyek egységes technikai követelményeknek tesznek eleget. A mérőállomásokkal szemben támasztott szigorú technikai követelményeket a Meteorológiai Világszervezet írja elő. A mérőállomások az állomás típusától függően napi rendszerességgel folyamatos földfelszíni szinoptikus, földfelszíni éghajlati és légszennyeződési, valamint magaslégtér méréseket végeznek.

Kitelepülő mérőállomások

A katonai tevékenység meteorológiai támogatása során előfordul, hogy valamely meteorológiai csoportnak/részlegnek állandó települési helyétől távol, idegen terepen kell ellátnia feladatát. Az idegen területen történő katonai tevékenységre, a tevékenység meteorológiai támogatására nagy valószínűséggel olyan körülmények között kerül sor, amikor a helyi meteorológiai és távközlési infrastruktúra megsemmisült, súlyosan megrongálódott vagy korábban még ki sem épült. A katonai meteorológiai szolgálat a feladatra történő felkészülés során törekszik a kitelepülő, autonóm működésre is képes (önálló áramforrással és távközlési lehetőségekkel rendelkező) meteorológiai észlelőállomás minél igényesebb felszerelésére. A Magyar Honvédség erre a célra rendszeresített mobil harcászati időjárás megfigyelő rendszere (5.4. ábra) az ún. TACMET (Tactical Meteorological Weather Information System).

Nagyon valószínű azonban, hogy a kitelepülő meteorológiai állomás nem lesz olyan jól ellátva műszerekkel, mint egy katonai repülőtér állandó szolgálata, ezért csak korlátozottan lesz alkalmas mérések végzésére. Ilyen körülmények között az észlelési fegyelem, a pontosság, az igényesség és az alaposág még a korlátozott lehetőségek mellett is elsődleges fontosságú.



5.4. ábra: TACMET – mobil harcászati időjárás megfigyelő rendszer

Távérzékelés

Távérzékeléssel állíthatók elő olyan adatok, amelyekhez helyszínen történő méréssel nem lehet hozzájutni, például azért mert nincs, nem elegendően sűrű vagy nem megfelelően felszerelt az állandó észlelőhálózat. A napjainkban elterjedt távérzékelési eljárások többnyire különböző hullámhosszú elektromágneses sugárzások detektálásán alapulnak.

Meteorológiai rádiólokátorok

A meteorológiai rádiólokátorok a radar által kibocsátott, megfelelő hullámhosszú elektromágneses sugárzás felhőzetről való visszaverődését detektálják. A felhőzet horizontális és vertikális kiterjedésének, sűrűségének

(veszélyességének, csapadékhozamának), fejlődésének és mozgásának mérésére alkalmasak. Legfontosabb felhasználási területük a zivatarfelhők és az intenzív csapadék zónájának felderítése. A legkorszerűbb meteorológiai rádiólokátorok a Doppler-elv alkalmazásával már a repülés számára rendkívül veszélyes turbulens légköri áramlási viszonyok detektálására is felhasználhatók.

Meteorológiai mesterséges holdak

A meteorológiai célú mesterséges holdak érzékelői a légkör alkotóelemeinek különböző magasságokon kibocsátott infravörös, illetve a látható tartományban visszavert elektromágneses sugárzását detektálják. A meteorológiai információszerzés rendkívül hatékony eszközei, felhasználhatók a függőleges hőmérsékleti és nedvességi profil, valamint a légáramlási viszonyok különböző szintekben történő mérésére.

Villám-lokalizációs rendszerek

Elegendően sűrű, megfelelően felkészült személyzettel ellátott észlelőhálózat hiányában nem határozható meg az egyik legveszélyesebb időjárási jelenség, a zivatarok területi eloszlása. A katonai és közforgalmi repülés, a különböző energetikai hálózatok biztonsága és általában az élet- és vagyonszükséglet azonban megköveteli, hogy ismerjük a zivatarok elhelyezkedését. A villám-lokalizációs rendszer a légköri elektromos kisülések (zivatarfelhőkben keletkező villámok) által kibocsátott elektromágneses sugárzás forrásának a rádió-iránymérés módszerével történő meghatározására ad lehetőséget.

Wind-profiler berendezések

A wind-profiler olyan, a földfelszínre telepített Doppler elven működő radarberendezés, amely a kibocsátott és visszavert radarhullám frekvenciája közötti eltolódás alapján gyakorlatilag folyamatosan méri a telepítési hely körzetében a horizontális és vertikális magassági légáramlás irányát és sebességét. A mérés felső határa a berendezés kiépítésétől függően néhány száz métertől 8-10 km-ig terjed.

A wind-profiler berendezések legfontosabb felhasználási területe a repülésre rendkívül veszélyes kistérségű szélnyírás térbeli elhelyezkedésének felderítése, de jól alkalmazható a tűzértség meteorológiai adatok (magassági szélirány és szélsébség) iránti igényének kielégítésére is. Különösen figyelemre méltó a berendezésnek az a sajátossága, hogy sokkal nehezebben deríthető fel, mint például egy radar-visszaverővel és rádióadóval felszerelt hagyományos rádiószonda.

Sodar berendezések

A wind-profiler berendezések különleges típusa az úgynevezett sodar, amely akusztikus hullámok visszaverődésének és Doppler eltolódásának detektálása révén méri a magassági szélviszonyokat.

Repülőgépes időjárás-felderítés

A repülőgépes időjárás-felderítés a katonai repülőképzés és a harci repülési feladatok végrehajtásához biztosít meteorológiai információt. Annak ellenére, hogy a hazai gyakorlatban az időjárás-felderítő repülőgép a légnomásmérő kivételével általában nincs felszerelve meteorológiai műszerekkel, a megfigyelést pedig nem meteorológus szakember végzi, hanem repülő-hajózó állomány végzi, mégis nagyon sok információ nyerhető a légkör és jelenségeinek mintegy "belülről" történő megfigyeléséből. A repülőgépes időjárás-felderítésből gyakorlatilag azonos időben, nagy területről nyerhetünk adatokat a felhőzetről (felhőmennyiség, felhőfajta, felhőalap, felhőtető stb.), bizonyos, a repülés szempontjából lényeges időjárási jelenségekről (csapadék, párásság, köd, jegesedés, turbulencia stb.), a repülés közben tapasztalt (ferde) látástávolságról és közvetve a magassági légáramlásról.

A repülőgépes időjárás-felderítés adatai csak a nemzeti és nemzetközi katonai meteorológiai távközlési rendszerekben kerülnek továbbításra, a polgári szolgálatok számára általában nem hozzáférhetők.

Meteorológiai információs rendszerek

A meteorológiai információ továbbítása országon belül, illetve a Meteorológiai Világszervezet tagállamai részére nagy sebességű, megbízható távközlési eszközök felhasználásával történik. A meteorológiai információcsere rendjét (tartalmát és az egyes információcsomagok továbbításának kötelező időpontját) polgári adatok vonatkozásában a Meteorológiai Világszervezet megfelelő szakbizottságai írják elő.

A katonai meteorológiai szolgálat információforrásai:

- a. A katonai mérőállomások;
- b. A polgári meteorológiai szolgálat földfelszíni, magaslégköri és távérzékelő mérőhálózata;
- c. Az Országos Meteorológiai Szolgálat útján a Meteorológiai Világszervezet VI. régió (Európa) meteorológiai távközlési hálózata (RMDCN);
- d. A NATO európai meteorológiai távközlési hálózata (ACOMEX).

A NATO parancsnokságok számára az ACOMEX biztosítja a meteorológiai információt a NATO meteorológiai szervezetei által meghatározott rendben.

A meteorológiai információ áramlása a felhasználó, illetve a katonai meteorológiai szolgálat elemei között a Magyar Honvédség gerinchálózatán valósul meg. A Magyar Honvédség belső hálózatán keletkező információ adatcseréjét a gerinchálózat fölött működő katonameteorológiai információs rendszer, a KMIR valósítja meg.

A katonai meteorológiai szolgálat az adatokat különböző, nemzetközi együttműködésben, nemzeti alapokon vagy saját erőforrásokra támaszkodva kifejlesztett munkaállomásokon jeleníti meg, ezek rendre a NAMIS, a HAWK, illetve a KMIR és a MIT (meteorológiai tájékoztató terminál) munkaállomás.

Rövidítések

ACOMEX: Allied Command Operations METOC Information Exchange Network (Szövetséges Hadművelési Parancsnokság Meteorológiai és Oceanográfiai Információcsere Hálózat)

HAWK: Hungarian Advanced Workstation Kernel (Továbbfejlesztett magyar munkaállomás)

IMETOC: Integrated METOC (Integrált METOC)

KMIR: Katonai Meteorológiai Információs Rendszer

METOC: Meteorology and Oceanography (Meteorológia és oceanográfia)

MFC: Military Forecast Centre (Katonai előrejelző központ)

MIT: Meteorológiai tájékoztató terminál

MSU: Meteorological Support Unit (Meteorológiai támogató csoport)

NAMIS: NATO Automated Meteorological Information System (Automatizált NATO Meteorológiai Információs Rendszer és a megjelenítő szoftver)

NATO: North Atlantic Treaty Organisation (Észak-atlanti Szerződés Szervezete)

NWP: Numerical Weather Prediction (Számszerű időjárás-előrejelzés)

REP: Recognized Environmental Picture (Átfogó környezeti kép)

RMDCN: Regional Meteorological Data Communication Network (Regionális meteorológiai adatkommunikációs hálózat)

SHAPE: Supreme Headquarters Allied Powers Europe (Szövetséges Erők Európai Főparancsnoksága)

TACMET: Tactical Meteorological Observation System (Mobil harcászati időjárás megfigyelő rendszer)

UTC: Universal Time Co-ordinated (Világidő)

UWF: Unified Weather Forecast (Egységes meteorológiai előrejelzés)

WAC: Weather Analysis Centre (Időjárás-elemző központ)

Ellenőrző kérdések

1. Mely tevékenységek sorolhatók a katonai meteorológiai szolgálat legfontosabb feladatai közé?
2. Ismertesse a meteorológiai támogatás alapelveit!
3. Sorolja fel a METOC támogatás három alapvető tárgyi feltételét!
4. Ismertesse a meteorológiai támogatás rendszerének és folyamatának legfontosabb elemeit!
5. Mi a NAMIS rendszer rendeltetése?
6. Sorolja fel a meteorológiai meteorológiai tájékoztatás (briefing) nélkülözhetetlen tartalmi elemeit!
7. Mi a hatásmátrix, miért vált a katonai meteorológiai tájékoztatás egyik legfontosabb eszközévé?
8. Milyen mérőállomásokat alkalmaznak a honvédségnél kitelepülési feladatokhoz?

6. fejezet - Viharok, tornádók, hurrikánok, katasztrófavédelem

Ebben a fejezetben olyan nagy energiájú légköri mozgásrendszerekről és azok klimatológiájáról lesz szó, mint a zivatarfelhők, a tornádók és a trópusi ciklonok. Az egyes alfejezetekben vázoljuk e rendszerek kialakulását, osztályozását, valamint az általuk okozott károkat. A trópusi ciklonok esetén megemlítjük a globális éghajlatváltozás hatására valószínűsíthető változásokat is.

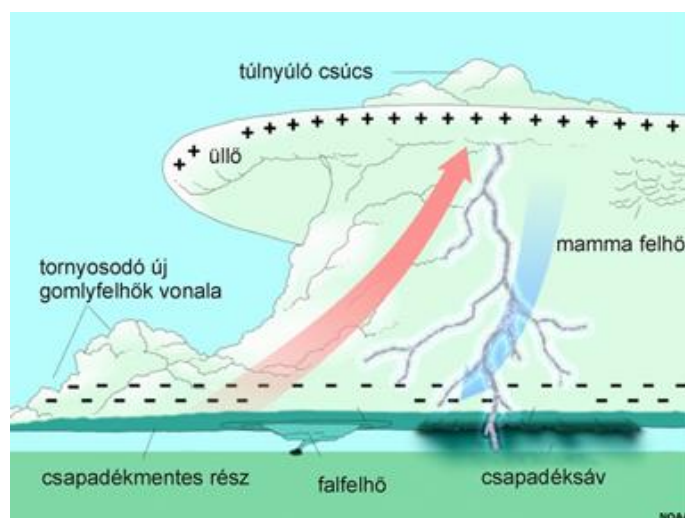
6.1. Mezokálájú viharok, zivatarfelhők

A zivatarfelhők elektromos jelenségekkel bíró konvektív felhők, melyekből heves, intenzív csapadék hullik. A zivatarfelhők felnyúlhatnak egészen a tropopauzáig, melynek magassága 9-17 km a földrajzi szélesség függvényében. Esetenként a zivatarfelhők kiterjedhetnek még ennél magasabbra is, áttörve a troposzféra felső határát. Élettartamuk 30-50 perctől akár 12 óráig is tarthat. Ideális körülmények között jellegzetes szétterülő, üllő alakúak, melynek felső részében túlnyomó részt jégkristályok találhatók.

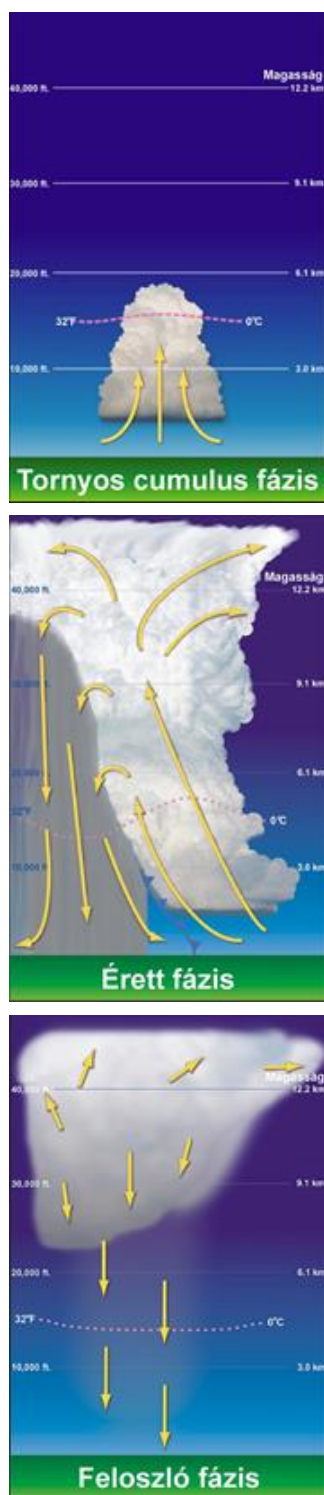
6.1.1. A mezokálájú viharok, zivatarfelhők keletkezése, dinamikai háttere

A zivatarfelhők létrejöttéhez szükség van nedvességre, emelkedő instabil levegőre és az emelkedést tartósan biztosító mechanizmusra. A feláramlást okozhatja a felhajtóerő, valamilyen külső kényszer vagy a szélnyírás. A felhajtó erőt a napsugárzásnak köszönhető felszíni kisugárzás és a légköri vízgőz kicsapódásakor felszabaduló energia (látens hő) táplálja. A külső kényszert kiválthatja az orográfia vagy időjárási front. A konvekció folyamata egyaránt jelenti a levegő feláramlását, és a helyére történő légáramlást mind horizontálisan, mind vertikálisan.

A zivatarfelhők életciklusa három fázisból áll: (1) tornyos gomolyfelhő avagy fejlődő, (2) érett és (3) feloszló, disszipáló fázis. A zivatarfelhők kialakulása feláramlással és a tornyosodó gomolyfelhők megjelenésével kezdődik, melyben az emelkedő levegő nedvessége a folyamatos hűlés miatt kicsapódik és felhőelemként láthatóvá válik. A zivatarfelhő akkor válik éretté, amikor megkezdődik a csapadékhullás és vele együtt a leáramlás, és a feláramlás még folytatódik. A felszínen szétterülő leáramlás kifutószélként jelentkezik ún. kifutófrontot (*gust front*) képezve. Ebben a fázisban a leggyakoribb a jégeső és az intenzív csapadékhullás, melyet erős villámtevékenység és heves szélrohamok kísérnek. A lezúduló hideg levegő lassan elvágja a meleg és nedves levegő utánpótlását, mely így a zivatarfelhő fokozatos disszipációjához vezet. A zivatarfelhők sematikus képét a 6.1. ábrán, az egyes életciklusokat pedig a 6.2. ábrán láthatjuk.



6.1. ábra. A zivatarfelhők sematikus képe (Forrás: NOAA)



6.2. ábra. A zivatarfelhők életciklusa (Forrás: NOAA, <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tstorms/life.htm>) - animáció

A zivatarfelhők fejlettsége és további tulajdonságai alapján megkülönböztethetjük az alábbi specifikus jelenségeket:

- egycellás zivatarfelhők;
- egymást gerjesztő multicellás zivatarfelhők;
- vonalba rendeződött, gyors mozgású és heves szellőkésű zivatarfelhő-láncok, ún. *squall line*-ok;

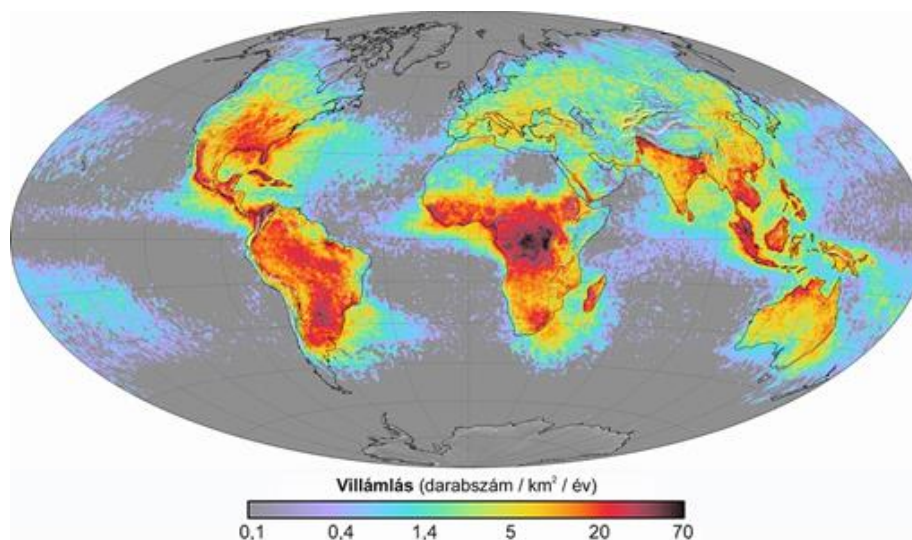
- szupercellák, amelyeket tápláló – akár 15 km átmérőjű – feláramlás a vertikális szélnyírás miatt forgó mozgást végez (ahol a forgó részt gyakran mezociklonnak nevezik, ha az Doppler-radarral is láthatóvá válik), és amelyekből az erős szél és a nagy szemű jégeső mellett akár pusztító tornádók is kialakulhatnak;
- ún. *bow echo*-k (azaz gyengén struktúrált zivatarfelhők), melyekből a Doppler-radar képen visszahajló íj alakot öltő heves zivatarfelhő-láncok is kialakulhatnak;
- csoportba rendeződött és egy rendszert alkotó mezoskálájú konvektív rendszerek (MCS);
- mezoskálájú konvektív komplexek (MCC), melyek nagy kiterjedésű, gyakran a késő esti, kora reggeli órákban jelentkező MCS-ek;
- mezoskálájú konvektív örvények (MCV), melyek az alacsony nyomású, örvénylő mozgást végző közepe egy MCS-nek, és melyek kiindulásul szolgálhatnak a következő zivataroknak, vagy akár trópusi ciklonoknak;
- és ún. *derecho*-k, melyek a fenti jelenségek heves szélviharaira vonatkoznak akkor, ha a pusztítás sávja elérte a kb. 400 km-t, a széllökések sebessége pedig a 93 km/h-t.

6.1.2. A mezoskálájú viharok, zivatarfelhők által okozott károk

Bár a zivatarfelhők viszonylag kis területet rövid ideig érintenek, mégis számos veszélyes időjárási jelenség áll kapcsolatban a zivatarfelhőkkel. Az általuk okozott áradások több ember életét követelik minden évben, mint a hurrikánok, a tornádók vagy a villámcsapások. Sok esetben a tüzesetek okozói a villámcsapások, melyek szintén követelhetnek emberéleteket. A nagyobb méretű jégzemekből álló jégeső súlyosan károsíthatja a mezőgazdasági növényeket, a gépjárműveket, és sérüléseket okozhat a szabadban lévő állatokban is. A zivatarfelhőket kísérő erős szél (mely akár 200 km/h sebességű széllökésekkel is járhat) fákat csavarhat ki, károsíthatja a villamosenergia-ellátást, és az egyszerűbb szerkezetű házakat. Az esetenként kialakuló tornádók pedig szinte minden útjukba kerülő élőlényt és tárgyat elpusztítanak.

6.1.3. A mezoskálájú viharok klimatológiája

Évente mintegy 16 millió zivatarfelhő keletkezik világszerte (NOAA, 2013b). Leggyakrabban tavasszal és nyáron keletkeznek a délutáni vagy esti órákban, de az év folyamán bármikor kialakulhatnak zivatarfelhők. Zivatarfelhő a világon bárhol keletkezhet, azonban legnagyobb gyakorisággal a trópusi területeken jönnek létre, ahol szinte minden nap előfordulhat. A zivatarfelhők gyakorisága a monszunhoz és a trópusi ciklonokhoz is köthető. A zivatarfelhők átlagos éves gyakoriságáról ad képet a 6.3. ábrán bemutatott, a villámlások gyakoriságának térbeli eloszlására vonatkozó térkép.



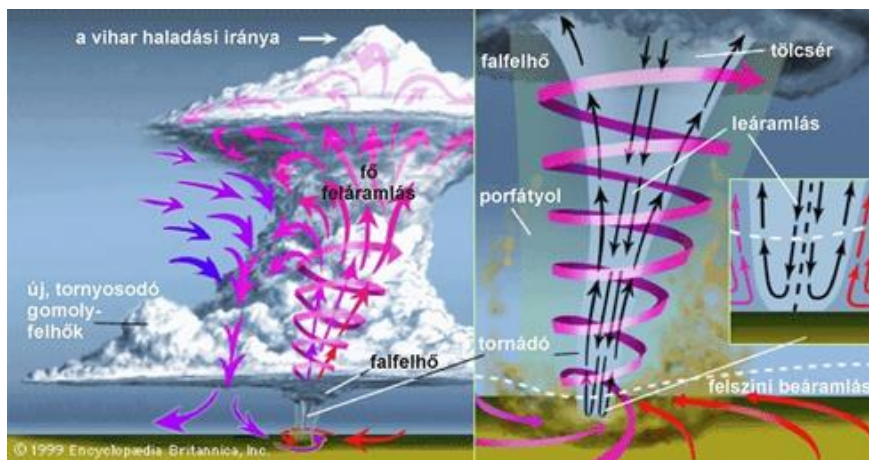
6.3. ábra. A villámlások térbeli eloszlása a Földön 1995 és 2002 közötti TRMM és OTD adatok alapján (Forrás: NASA Earth Observatory, <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=6679>)

6.2. Tornádók

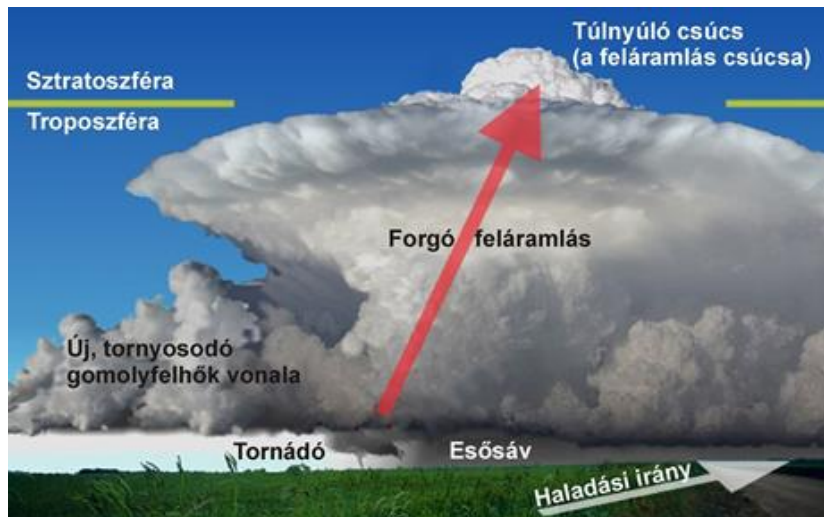
A tornádó nagy szélességgel haladó, keskeny, hevesen örvénylő légoszlop, mely adott zivatarfelhő aljától a földfelszínig nyúlik le. A felszín el nem érő tölcseret tubának nevezik. A tornádók átlagos élettartama 2-3 perc, átmérőjük pár métertől pár kilométerig terjed. A földfelszínen hagyott nyomuk pár métertől akár több száz kilométerig is húzódhat.

6.2.1. A tornádók keletkezése, dinamikai háttere

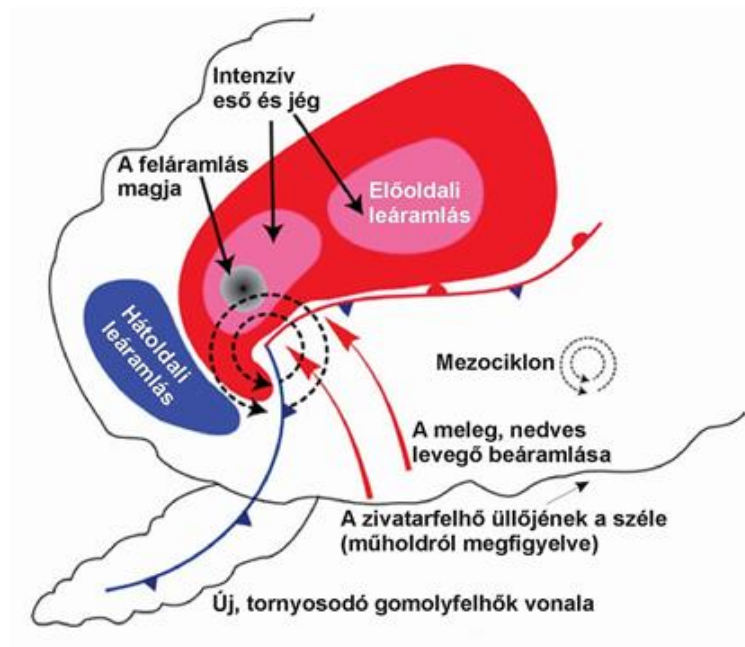
A tornádók keletkezési folyamata még nem teljesen ismert. A legpusztítóbb tornádók szupercellákból keletkeznek, melyek forgó zivatarfelhők, ún. mezociklonok. A legújabb elméletek szerint a tornádók létrejötté a mezociklonok leáramló levegőjének határzónájánál kialakuló hőmérséklet-különbséghez kapcsolható, ahol egyaránt jelen van a magas légköri nedvesség, az instabilitás, a feláramló mozgás, valamint a jelentős szélnyírás. A matematikai-fizikai modellek alapján azonban tornádók e hőmérséklet-különbség hiányában is létrejöhetnek (NOAA, 2013a). Ezt támasztja alá, hogy sok pusztító tornádó közelében csak nagyon kicsi hőmérséklet-különbség volt megfigyelhető (pl. az 1999. május 3-ai híres tornádók esetén az Amerikai Egyesült Államokban). A forgó feláramlás az alapja a szupercellák, és így tulajdonképpen a tornádók fejlődésének is. Ez a forgás származhat a különböző magassági szintek közötti szélnyírásból. A kialakuló horizontálisan örvénylő levegő tengelyét megdönti és felemeli a szupercellán belüli feláramlás. Amikor a feláramlás már forog és további utánpótlást kap a talajszint felől meleg és nedves levegő formájában, akkor akár tornádó is kialakulhat. A tornádót is létrehozó szupercellák sematikus felépítését és áramlásait a 6.4. és 6.5. ábrán, a rá jellemző radarjel sematikus képét pedig a 6.6. ábrán láthatjuk. A szupercellává fejlődött zivatarfelhőknek csak 10-20 százalékban velejárója a tornádó.



6.4. ábra. Sematikus ábra a tornádót is létrehozó szupercellákról és áramásaikról (Forrás: Kids Encyclopedia (http://kids.britannica.com/thunderstorms_tornadoes/ocliwea122a4.html))



6.5. ábra. Sematikus ábra a tornádót is létrehozó szupercellákról (Forrás: Inside the Forecast, <http://insidetheforecast.fox19.com/2011/06/structure-of-supercell-thunderstorms.html>)



6.6. ábra. Meteorológiai radar által kirajzolt csapadékjel sematikus ábrája a tornádót is létrehozó szupercellákról (ún. kampós echo). (Forrás: Inside the Forecast, <http://insidetheforecast.fox19.com/2011/06/structure-of-supercell-thunderstorms.html>)



6.7. ábra. Porördög, angol nevén *dust devil* (Fotó: NASA)



6.8. ábra. Légtölcsér, angol nevén *landspout* (Fotó: www.australiasevereweather.com)



6.9. ábra. Tornádó fotója (Fotó: Carsten Peter, National Geographic)



6.10. ábra. Por-tornádó, *Gustnado* (Fotó: www.jbe-photography.com)

Nemcsak a fentiekben bemutatott szupercellákból jöhetnek létre tornádók. Szupercelláktól függetlenül, már meglévő függőlegesen forgó levegőből is kialakulhatnak. Ilyen lehet például az ún. *gustnado* (por-tornádó), mely elsősorban a felszínről felkapott port, törmelékot tartalmazza, és nem a kondenzálódó vízgőzt. A *gustnado* a viharok kifutószelének frontja mentén alakulnak ki, és nincs közvetlen kapcsolatuk a felhővel. A másik szupercella nélkül kialakuló tornádó az ún. *landspout* (légtölcsér, avagy porcső tornádó), melyhez a forgó áramlás a felszín közeléből ered, miközben a zivatarfelhő még mindig növekszik, és nincs örvénylő feláramlás. A *landspout*okvékony, köteg jellegű tölcserék, melyek a felhőig felnyúlnak. Hasonló kialakulhat vízfelszín felett is, ezeket víztölcsérnek nevezzük. A tornádóhoz hasonló légköri képződmény a portölcsér is. A portölcsért és a különböző típusú tornádókat a 6.7.-6.10. ábrák szemléltetik.

6.2.2. A tornádók intenzitása és az okozott károk

A tornádók intenzitásának megadására a hat fokozatú Fujita-skála, illetve 2007 óta annak korrigált változata használatos. A skála a károk alapján becsült szélsősebességet, pontosabban a 3 másodpercig tartó széllelkést veszi figyelembe, melyet a 6.1. táblázat összegez.

6.1. táblázat. A tornádók intenzitásának megadására használatos korrigált Fujita-skála (forrás: NOAA, Storm Prediction Center, <http://www.spc.noaa.gov/efscale/>)

Kategória	Szélsősebesség	Okozott károk
EF-0	105-137 km/h	Gyenge: a tetők, az ereszcsonornák és a faszervezetes házak falai megsérülnek, faágak letörnek, és a sekély gyökérzetű fákat kicsavarja a szél.

EF-1	138-178 km/h	Mérsékelt: a tetők súlyosan sérülnek, a lakókocsik, mobilházak feldőlnek vagy jelentősen sérülnek, külső ajtók leszakadnak, az ablakok betörnek.
EF-2	179-218 km/h	Nagy: háztetők leszakadnak, a faszerkezetes házak alapja elmozdul, a lakókocsik, mobilházak teljesen megsemmisülnek, a nagyobb fák kidőlnek vagy gyökerestül kicsavarodnak, kisebb tárgyak, törmelékek lövedékként repülnek a levegőben, autók felemelkednek.
EF-3	219-266 km/h	Erős: házak teljes emeletei semmisülnek meg, súlyos károk keletkeznek a nagy középületekben is, vonatok felborulnak, fák kidőlnek, a nehezebb gépjárművek is felemelkednek és áthelyeződnek.
EF-4	267-322 km/h	Pusztító: A házak teljesen megsemmisülnek, az autók felrepülnek, és apró tárgyak lövedékként repülnek.
EF-5	322 km/h felett	Rettenetes: Az erősebb szerkezetű házak is megsemmisülnek, autóméretű törmelékek repülnek lövedékként akár 100 métert is, a toronyházakban is jelentős szerkezeti károsodás keletkezik.

A Fujita-skálához hasonló a Nagy-Britanniában használt 12 fokozatú ún. TORRO skála, mely a Beaufort-szélskála kategóriáit veszi alapul.

A kialakuló tornádók gyakran követelnek emberéletet, és akár jelentős anyagi károkat is okozhatnak. Az Amerikai Egyesült Államokbeli nevezetes 2011. április 25-28. között fellépő tornádók alkalmával több mint 358 egyedi tornádót figyeltek meg az ország déli, középnnyugati és északkeleti részén, mellyel ez az időszak a valaha megfigyelt legnagyobb számú tornádós eseménnyé vált. A létrejött tornádók közül 4 elérte az EF-5, 11 pedig az EF-4 intenzitást. A tornádók pusztítása során 324 ember meghalt, és további mintegy 2400 megsérült; otthonokat és munkahelyeket ért súlyos kár, illetve semmisültek meg teljesen. A teljes becsült kár értéke elérte a 4,2 milliárd dollárt (NOAA, 2011). Ezt megelőzően a rekordot a szintén nevezetes 1999. május 3-4-ei Közép-Oklahomában jelentkezett tornádók tartották, a szélsőséges időjárási esemény alkalmával több mint 70 tornádót figyeltek meg. A keletkezett tornádók pusztítása során 40 ember vesztette életét és további 675 megsérült. Az okozott kár 1,2 milliárd dollár volt (NOAA, 2013c). A tornádókban mért eddigi legnagyobb szélsébséget is ekkor (1999. május 3-án) regisztrálták Doppler-radarral, mely mintegy 500 km/h volt (NOAA, 2013d) – igaz, ez a felszín felett 30 m magasságban jelentkezett. A legtöbb halálos áldozatot a három amerikai tagállamon is végigsöprő 1925. március 18-ai tornádó követelte, amikor 695-en váltak a 350 km hosszú sávban pusztító tornádó áldozatául (NOAA, 2013d). Ezzel a feljegyzések óta az 1925-ös év vált a legtöbb áldozatot (794) követelő évvé. Az amerikai tornádók évente átlagosan 55 áldozatot követelnek, és további mintegy 1500 sérülést okoznak. Az anyagi kár évente átlagosan 400 millió dollár.

6.2.3. A tornádók klimatológiája

Tornádók a világ számos részén keletkeznek (6.11. ábra), legnagyobb gyakorisággal és erősséggel az Amerikai Egyesült Államokban. Itt az 1991-2010 közötti adatok alapján évente átlagosan 1253 tornádó jött létre a szárazföldek felett (NOAA, 2013e), melynek kb. 80%-a EF-0 vagy EF-1, és csupán kevesebb mint 1%-a EF-4 vagy EF-5 intenzitású (NOAA, 1998). Ennek oka egyrészt az ország óriási mérete, másrészt pedig az a különleges földrajzi adottság, hogy nem húzódnak kelet-nyugat irányban hegységek, melyek megakadályoznák a sarkvidéki hideg és a szubtrópusi meleg légtömegek találkozását. Az egységnyi területre vonatkoztatott tornádók száma Florida állam esetén a legmagasabb (a trópusi ciklonoknak köszönhetően), habár ezek zömében gyenge (EF-0 vagy EF-1) tornádók (NOAA, 2013e). A legerősebb tornádók Oklahoma és Kansas államban keletkeznek. A tornádók szezonja Észak-Amerikában májustól kora júniusig tart, ugyanakkor tornádó az év folyamán bármikor létrejöhet, amikor a megfelelő légköri körülmények előállnak. Az 1950 óta tartó feljegyzések alapján a legtöbb tornádó (1717 darab) 2004-ben jött létre.

Más földrajzi térségekben is jelentős számú tornádó jön létre, például számos európai országban (főként Angliában és Hollandiában), Kanadában, Bangladesben, Argentínában, Dél-Afrikában és Ausztráliában. Európában a szárazföldek felett évente átlagosan 169 tornádót figyelnek meg, bár a becslések szerint ennek csaknem kétszerese (kb. 304) a ténylegesen előforduló európai tornádók átlagos éves száma (Dotzek, 2003). Angliában több tornádó

keletkezik, mint bármely más európai országban, továbbá a területéhez képest világviszonylatban is itt a tornádók gyakorisága, bár ezek általában gyenge fokozatúak (NOAA, 2013e).



6.11. ábra. A tornádók előfordulási területei (Forrás: NOAA, <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/severeweather/tornadoes.html>)

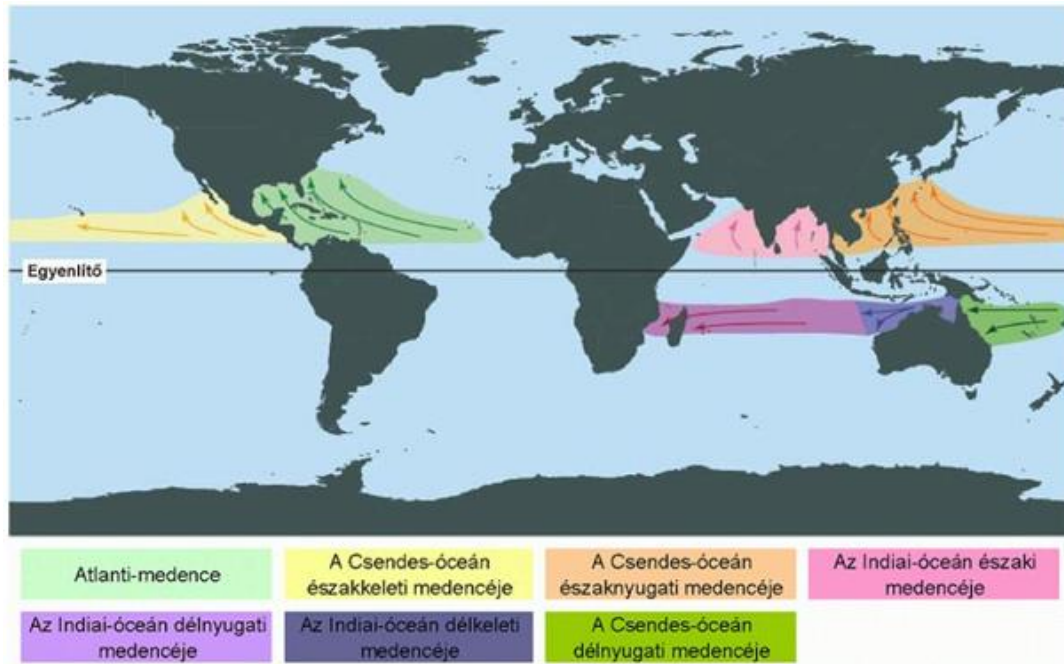
A tornádók kialakulásához szükséges meleg, nedves levegőt biztosító tengerek (pl. a Mexikói-öböl vagy a Földközi-tenger) felszínhőmérsékletének növekedése és a tornádók, viharok intenzitása közötti kapcsolattal több kutatás is foglalkozik (pl.: Edwards és Weiss, 1996). A globális melegedés következtében a tengerek felszínhőmérséklete is emelkedik, mely intenzívebb szupercellákat és tornádókat eredményezhet a jövőben (Trapp et al., 2007). A hatásmechanizmus azonban a rendszer összetettsége és az adatok inhomogenitása miatt egyelőre nem ismert megfelelő pontossággal. Például az 1954-ben indított megfigyelések óta jelentősen emelkedett az EF-0 és EF-1 intenzitású tornádók száma az Amerikai Egyesült Államok területén, azonban ennek oka elsősorban az operatív tornádó megfigyelési rendszer kifejlesztése és a növekvő népsűrűség (NOAA, 2013e).

6.3. A trópusi ciklonok

A trópusi ciklonok alacsony légnyomású, nagy energiájú, rendezett cirkulációjú, trópusi illetve szubtrópusi tengervizek felett keletkező pusztító légköri mozgásrendszerek, melyekben nincsenek időjárási frontok és számottevő hőmérsékletkülönbségek. A párszáz kilométer átmérőjű és átlagosan pár napig létező trópusi ciklonok az óceánokban tárolt hőmennyiséget a felső troposzférába juttatják, ahol azt az áramlatok a pólusok felé szállítják ezzel meggátolva az óceánok túlhevülését és enyhítve a poláris területek hűlését.

6.3.1. A trópusi ciklonok keletkezése, dinamikai háttere

A trópusi ciklonok az 5-30°-os földrajzi szélességi tartományban keletkeznek az ITCZ (*Intertropical Convergence Zone*, *Trópusi Összeáramlási Zóna*) vonalának közelében leginkább azon óceáni térségekben, ahol az ITCZ is átlépi az 5°-os földrajzi szélességet. A 6.12. ábra a trópusi ciklonok keletkezési területeit és fő haladási útvonalait mutatja be. Az Atlanti-óceán déli medencéjében nagyon ritka (de elvileg nem lehetetlen) a trópusi ciklonok létrejötte az erős vertikális széllyírás és a hiányzó ITCZ miatt.

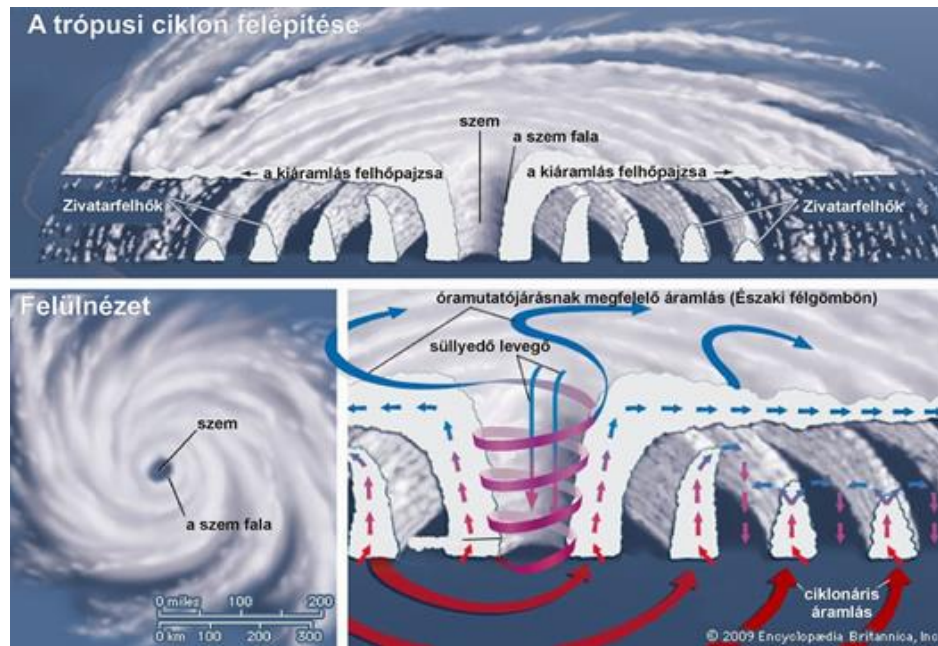


6.12. ábra. A trópusi ciklonok keletkezési területei és a főbb haladási útvonalai (Forrás: National Weather Service, JetStream - Online School for Weather)

A trópusi ciklonok keletkezéséhez az alábbi kedvező feltételek egyidejű fennállására van szükség:

- legalább 26,5 °C hőmérsékletű tengervíz a felső 50 méteres rétegben, melyből eredő vízpára és az abból felszabaduló látens hő a trópusi ciklonok hajtó ereje,
- instabil légrétegződés (mely kedvez a konvekcióhoz),
- relatív nedves légrétegek a közép-troposzférában ~5 km magasságban,
- legalább 450-500 km (~5°) Egyenlítőtől való távolság, ahol a Coriolis-erő már módosítja az áramlási viszonyokat,
- felszínközeli örvényesség és konvergencia,
- gyenge vertikális szélnyírás (kisebb mint 37 km/h) a felszín és a felső troposzféra között.

Ezen feltételek szükségesek, de nem elégségesek a trópusi ciklonok kialakulásához. Ha minden feltétel adott a trópusi ciklonok keletkezéséhez a meleg, párás levegő folyamatosan felemelkedik, melynek helyére a környezetből levegő áramlik a Föld forgásából adódó örvénylő mozgással. Ennek az örvénylő mozgásnak az iránya az északi félgömbön az óramutató járásával ellentétes, míg a déli féltekén azzal megegyező. A felemelkedő nedves meleg levő a tágulás miatt lehűl, majd a kicsapódással megindul a felhőképződés. A kicsapódás során felszabaduló látens hő pozitív visszacsatolásként tovább erősíti a konvekciót és a rendszer fejlődését. A látens hő felszabadulásából adódó hőmérséklet-emelkedés a légnyomás további csökkenéséhez, az pedig még erősebb beáramláshoz vezet. Így a kialakult zivatarfelhő-csoport az első megfigyelhető jele a trópusi ciklonok keletkezésének. Ahogy a rendszer egyre gyorsabban forog, közepén megjelenik a trópusi ciklon alacsony nyomású szeme, melyben a magas nyomású levegő fentről lefelé áramlik. Az így kialakult rendszer önfenntartó, mely csak akkor kezd gyengülni, amikor szárazföld vagy hideg tenger fölé ér és ezáltal megszűnik a nedves, meleg levegő utánpótlása. A trópusi ciklonok sematikus felépítését és áramlásait a 6.13. ábrán láthatjuk.



6.13. ábra. A trópusi ciklonok felépítése és áramlása (Forrás: Kids Encyclopedia, kids.britannica.com)

Érdekesképpén megjegyezzük, hogy a trópusi ciklonok kialakulása nem teljesen lehetetlen az Egyenlítő közvetlen közelében sem, azonban a Coriolis erő hiányában a kialakult rendszerek nem sokáig életképesek. Erre volt egy példa 2001-ben a Vamei nevű trópusi vihar, mely az Egyenlítőtől 1,4°-kal északra keletkezett a Dél-Kínai-tenger felett.

6.3.2. A trópusi ciklonok intenzitása és az okozott károk

A trópusi ciklonok intenzitása megadható egyrészt a középpontjában partra éréskor fennálló legalacsonyabb légnomás alapján, másrészt a (tartósan fennálló) maximális szélsébség felhasználásával.

A maximális szélsébség alapján készült osztályozás az alábbi kategóriákat különíti el:

- trópusi diszturbancia: maximum 36 km/h szélsébséggel,
- trópusi depresszió: 37-62 km/h maximális szélsébséggel,
- trópusi vihar: trópusi ciklon 63-118 km/h maximális szélsébséggel,
- hurrikán: trópusi ciklon 119-177 km/h maximális szélsébséggel, melyet a Csendes-óceán nyugati medencéjében tájfunnak, déli medencéjében és az Indiai-óceánon trópusi ciklonnak neveznek,
- nagyobb hurrikán: trópusi ciklon 178 km/h vagy nagyobb szélsébséggel, mely az ún. Saffir-Simpson skála 3, 4, 5 fokozatai.

A hurrikán fokozatot már elért trópusi ciklonok szélsébség alapján történő további osztályozására használatos az ötfokozatú Saffir-Simpson skála, mely a lehetséges károkat is összegzi (lásd a 6.2. táblázat). A besorolás azon a maximális szélsébségen alapszik, mely legalább egy percig fennállt.

6.2. táblázat. A hurrikánokat szélsébségük alapján osztályozó Saffir-Simpson skála kategóriái (forrás: NOAA, National Weather Services, <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>)

Kategória	Szélsébség	Okozott károk
1	119-153 km/h	Az erős szél kárt tehet a faházak tetejében, az esőcsatornáknban, a nagy faágakat letörheti, és a sekély

		gyökerű fákat kicsavarhatja, továbbá megsérülhet a villamosenergia-ellátás.
2	154-177 km/h	Az extrém erősségű szél nagy károkat okoz a faházak tetejében, a kicsavart sekély gyökerű fák pedig utakat tesznek járhatatlanná. A villamosenergia-ellátás teljesen leállhat akár pár napos kiesést okozva.
3	178-208 km/h	A faházak súlyosabb károkat szenvedhetnek a háztetők felszakadásával és az oromfalak leválásával, a kidőlt fák számos utat eltorlaszolnak, a villamosenergia- és vízellátás akár hetekig is szünetelhet.
4	209-251 km/h	Katasztrófális károk keletkeznek a faházakban, a tetejük szinte teljesen megsemmisül, továbbá a külső házfalak is felszakadhatnak, a fák gyökerestül is kidőlhetnek, a hulló faágak lakónegyedeket szigetelhetnek el, a villamosenergia-ellátás hetekig szünetelhet, a térség pedig hetekig, vagy akár hónapokig lakhatatlanná válik.
5	252 km/h felett	A faházak nagy része megsemmisül a háztető teljes felszakadásával és a falak leomlásával, a hulló faágak lakónegyedeket szigetelhetnek el, a villamosenergia-ellátás hetekig szünetelhet, a térség pedig hetekig, vagy akár hónapokig lakhatatlanná válik.

A műszeres mérések kezdete óta a legalacsonyabb mért légnyomás sokáig a valaha észlelt legnagyobb méretű, 1979-es Tip tájfun nevéhez fűződött, mely a Csendes-óceán északnyugati részében pusztított 870 hPa légnyomással és 306 km/h maximális szélességgel. 1996-ban azonban az Ausztráliát sújtó Olivia nevű trópusi ciklonban közel 407 km/h szélességet mértek. Az Atlanti-óceán hurrikánjai közül a legalacsonyabb légnyomású a 2005-ös Wilma volt 882 hPa értékkel (NOAA, 2012).

Az Amerikai Egyesült Államokat érintő hurrikánok közül a legalacsonyabb, partra éréskor fennálló minimális légnyomás (a műszeres mérések óta) az 5-ös kategóriájú FL hurrikán nevéhez fűződik 892 hPa légnyomással 1935-ből (Blake et al., 2011). A ranglista harmadik helyén áll a 2005-ös nevezetes Katrina hurrikán (lásd 6.14., 6.15. és 6.16. ábrák) 920 hPa, míg negyedik helyén az 1992-es Andrew hurrikán (lásd 6.17. ábra) 922 hPa légnyomással.

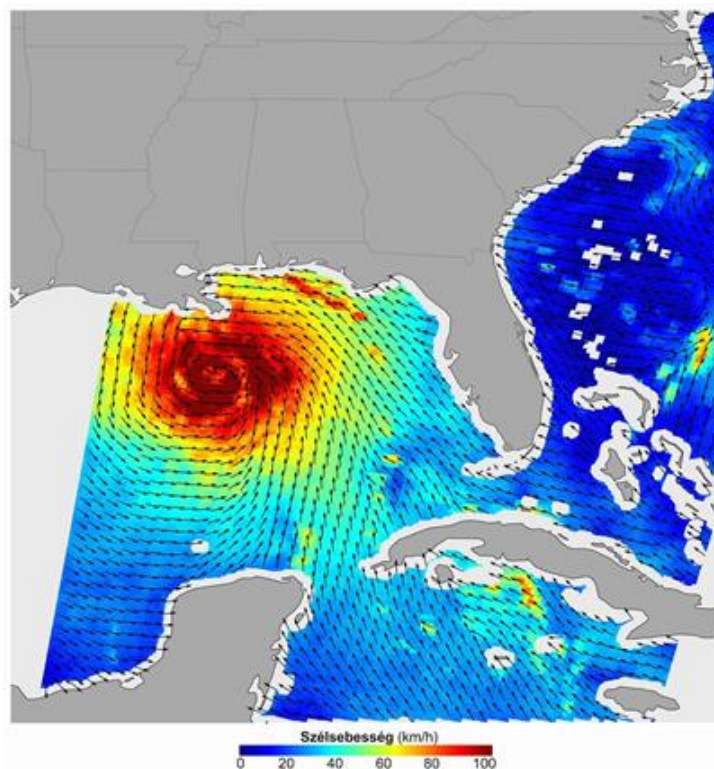
Az extrém szélerősség és az alacsony légnyomás mellett tekintélyes mennyiségű csapadék is hullik a trópusi ciklonokból. A csapadékmennyiségi világrekordok közül például több időintervallumra vonatkozó is trópusi ciklonok csapadékából származik, melyeket mind a Madagaszkártól keletre elhelyezkedő Réunion szigeten regisztráltak. Ilyen rekord mennyiségű regisztrált csapadékösszeg a 12 óra alatt lehullott valaha mért legnagyobb csapadékmennyiség: 1144 mm, a 24 óra alatt lehullott 1825 mm, a 48 óra alatt lehullott 2467 mm, a 72 óra alatt lehullott 3929 mm, valamint a 10 nap alatt lehullott 5678 mm (NOAA, 2012).

A trópusi ciklonok, hurrikánok gyakran követelnek emberéletet is a szárazföldön, elsősorban az áradások, illetve kisebb számban az épületek megrongálódása, a leszakadó faágak, kidőlt fák, a villamos távvezetékek vagy azok tartóoszlopaiban keletkező károk következtében. A 2005-ben pusztító 3-as fokozatú Katrina hurrikán közvetlenül mintegy 1200, a nem közvetlen eseteket is figyelembe véve pedig több mint 1800 emberéletet követelt az Amerikai Egyesült Államokban. Ezzel az országra és az 1851-2010 közötti időszakra vonatkozó halálesetet okozó hurrikánok listáján (Blake et al., 2011) a harmadik helyet foglalja el. Érdekes, hogy a hírhedt 5-ös fokozatú Andrew hurrikán 1992-ben 26 emberéletet követelt, s ezzel csak az ötvenedik a listán.

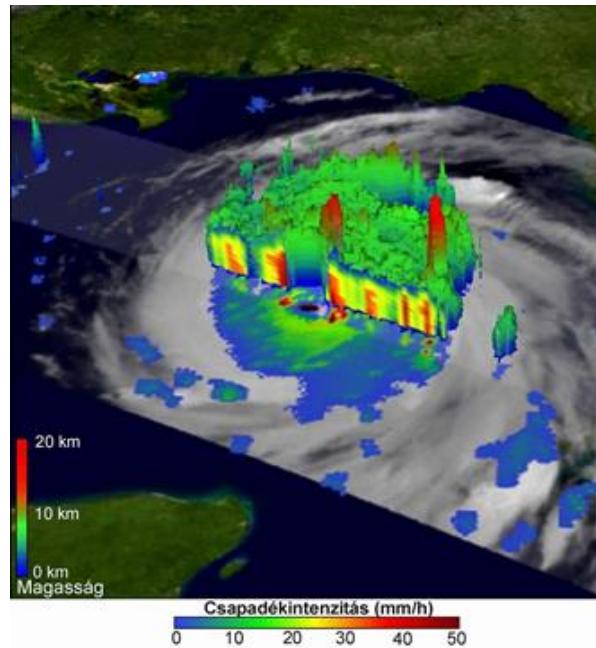
Gyakran igen súlyos gazdasági károk is származnak egy-egy hurrikán pusztító átvonulásából. Az Amerikai Egyesült Államok 1900-2010 időszakra vonatkozó hurrikánok által okozott károk listáján második helyet foglalja el a fent már említett 2005-ös Katrina hurrikán, mely hozzávetőlegesen 113 milliárd dollár értékű anyagi veszteséget okozott. (A lista első helyén a Great Miami hurrikán (1926) általi pusztítás áll mai értéken véve mintegy 150 milliárd dollár összegű kárral.) Az 1992-es 5-ös fokozatú Andrew hurrikán 59 milliárd dollár értékű kárral az ötödik ezen a listán (Blake et al., 2011).



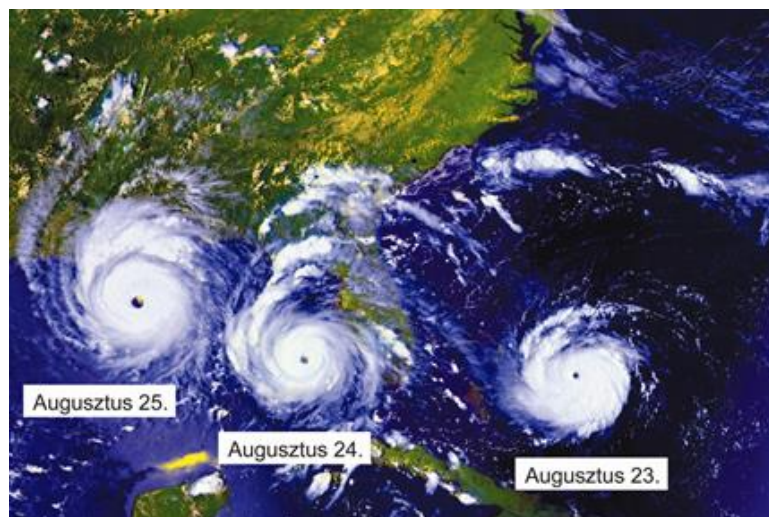
6.14. ábra. A Katrina hurrikán 2005. augusztus 28-án a Mexikói-öböl felett MODIS adatok alapján. (Forrás: NASA)



6.15. ábra. A Katrina hurrikán szimmetrikus szélmezője 2005. augusztus 28-án a Mexikói-öböl felett QuickSCAT radar adatok alapján. (Forrás: NASA)



6.16. ábra. A Katrina hurrikán felhőmagassága és a hulló csapadék intenzitása 2005. augusztus 28-án a Mexikói-öböl felett TRMM adatok alapján (Forrás: NASA)



6.17. ábra. A gyorsmozgású, nagy károkat okozó Andrew hurrikán 1992 augusztusában az Atlanti-óceán majd a Mexikói-öböl felett – három időpont (1992. augusztus 23-24-25.) kompozit képe (Forrás: NASA)

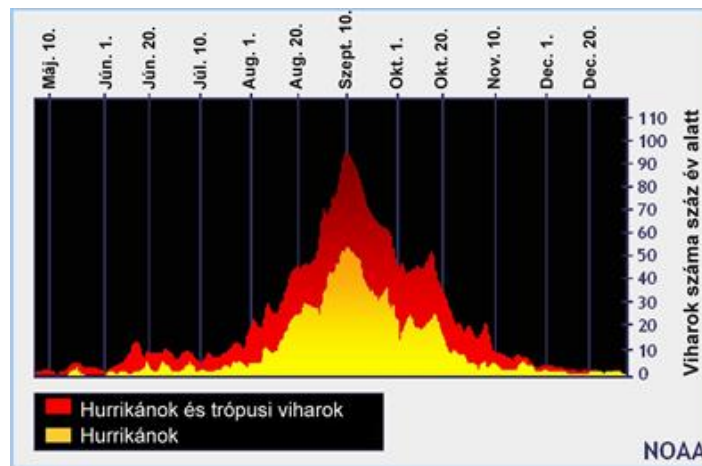
6.3.3. A trópusi ciklonok klimatológiája

Az Atlanti-óceán térségében a trópusi ciklonok féléves szezonja június 1. és november 30. közé, míg a Csendes-óceán északkeleti térségében (a 140° nyugati szélességig) május 15. és november 30. közé esik. A 6.18. ábrán az Atlanti-óceán fölött kialakult trópusi ciklonok gyakorisági eloszlását láthatjuk napi bontásban 100 éves adatsor figyelembevételével. A grafikonról jól látható, hogy a térségben a trópusi ciklonok szeptemberben a leggyakoribbak. A Csendes-óceán északnyugati medencéjében (6.12. ábra) az év során bármikor keletkezhetnek tájfunok, habár itt is megfigyelhető jellemző éves menet: nagyobb gyakorisággal jelennek meg július és november közötti időszakban, azon belül a leggyakoribb előfordulás késő augusztusra, kora szeptemberre esik. Az Indiai-óceán északi medencéjében két maximumot figyelhetünk meg a trópusi ciklonok számában: májusban és novemberben, de jelentős számban előfordulnak április és december között. Az Indiai-óceán délnyugati és délkeleti medencéjében, valamint a Csendes-óceán délnyugati medencéjében a trópusi ciklonok késő októbertől májusig jelentkeznek, a

legnagyobb gyakorisággal január-februárban. A teljes Földet tekintve szeptemberben fordul elő a legtöbb, míg májusban a legkevesebb trópusi ciklon (NOAA, 2012).

1851-2010 között az Amerikai Egyesült Államokat összesen 284 hurrikán sújtotta, melyből 96 nagyobb hurrikán volt (Saffir-Simpson skála 3-4-5 fokozatai). A hurrikánok száma egy-egy évben jelentős eltéréseket mutat. Például 1950-ben csupán nyolc nagyobb hurrikán jelentkezett, míg 2005-ben és 2010-ben rendre 28, illetve 19 trópusi vihart számláltak – ezek közül 15, illetve 12 elérte a hurrikán fokozatot. A 2004-2005-ös két éves időszak a valaha mért legaktívabb időszak volt (Blake et al., 2011). 1970 óta a legtöbb hurrikán erősségű trópusi ciklon által sújtott országok ranglistájának első tíz tagja a következő: Kína, Fülöp-szigetek, Japán, Mexikó, Amerikai Egyesült Államok, Ausztrália, Tajvan, Vietnam, Madagaszkár és Kuba (NOAA, 2012).

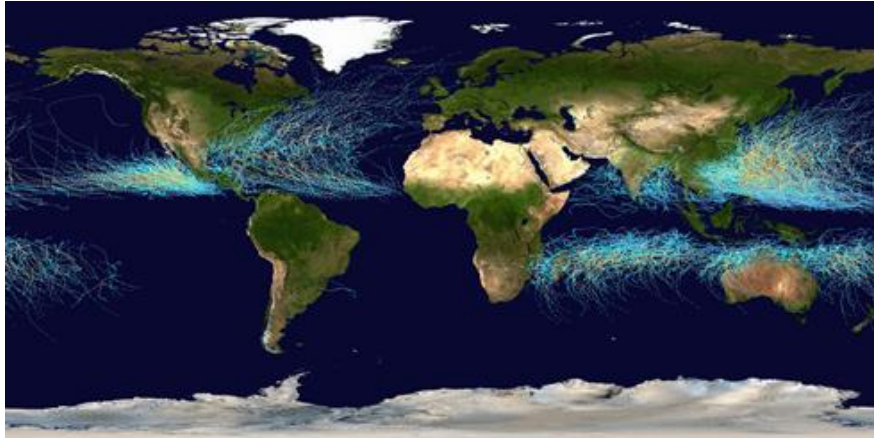
Az Atlanti-óceán északi térségében 1851 óta, valamint a Csendes-óceán északkeleti medencéjében 1949 óta kialakult összes trópusi ciklon haladási útvonalai látható a 6.19. ábrán. A 6.20. ábrán pedig a világóceán 1950 és 2005 közötti összes trópusi ciklon haladási útvonalai rajzolódik ki.



6.18. ábra. A trópusi viharok és trópusi ciklonok eloszlása május 10. és december 31. között az Atlanti-óceán térségében (100 éves minta alapján). (Forrás: NOAA National Hurricane Center)

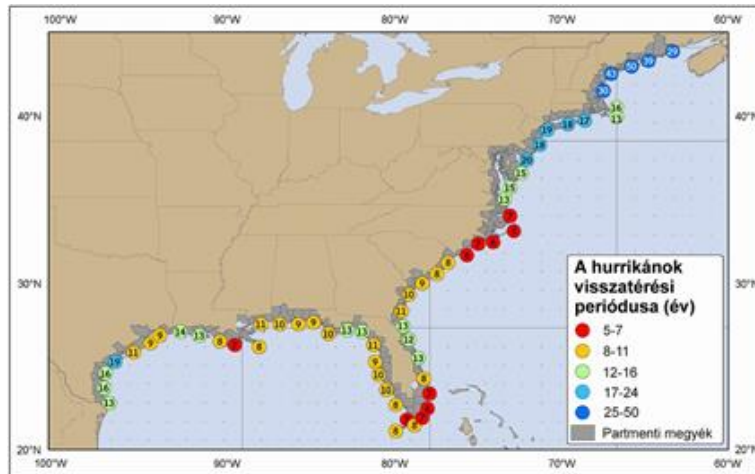


6.19. ábra. Az összes trópusi ciklon haladási útvonalai az Atlanti-óceán északi és a Csendes-óceán északkeleti medencéjében rendre 1851 illetve 1949 óta (Forrás: NOAA National Hurricane Center)

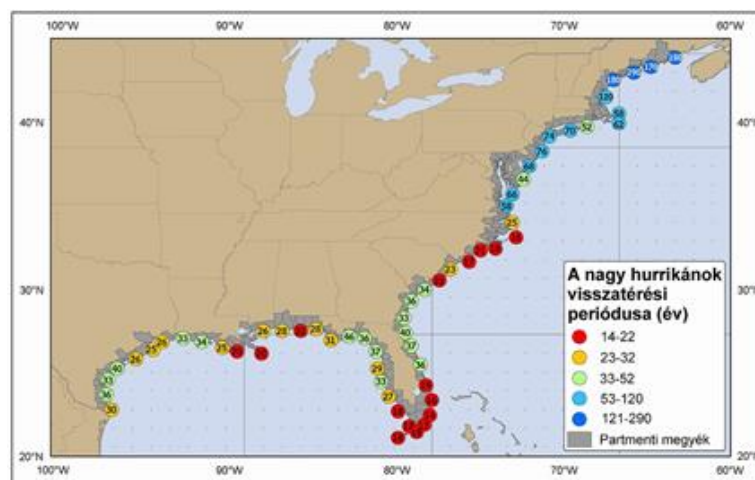


6.20. ábra. Az összes trópusi ciklon haladási útvonala 1950 és 2005 között (Forrás: NASA Science On a Sphere)

A trópusi ciklonok jellemzésére használatos az ún. visszatérési periódus, mely megadja, hogy adott intenzitású hurrikán hány éventeként várható vissza egy adott területen. A 6.21. és a 6.22. ábrákon rendre a hurrikánok, illetve a nagyobb hurrikánok (>178 km/h) visszatérési periódusai láthatók az Amerikai Egyesült Államok keleti partvidéke és a Mexikói-öböl mentén.



6.21. ábra. A hurrikánok visszatérési periódusa években kifejezve az Amerikai Egyesült Államok part menti megyéiben (Forrás: NOAA National Hurricane Center, Blake et al., 2011)



6.22. ábra. A nagyobb hurrikánok (>178 km/h) visszatérési periódusa években kifejezve az Amerikai Egyesült Államok part menti megyéiben (Forrás: NOAA National Hurricane Center, Blake et al., 2011)

A világoceán különböző medencéiben keletkező trópusi viharok és trópusi ciklonok éves átlagos, megfigyelt maximális és minimális számát összegzi a 6.3. táblázat 1980 és 2010 közötti adatok alapján.

6.3. táblázat. A világoceán különböző medencéiben a trópusi ciklonok éves átlagos száma és a megfigyelt legnagyobb, illetve legkisebb száma, 1980-2010 (Forrás: NOAA Atlantic Oceanographic & Meteorological Laboratory, Hurricane Research Division, <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/E10.html>)

Medence	Trópusi ciklonok száma (63 km/h-nál nagyobb szélességgel)			Hurrikánok/tájfúnok/trópusi ciklonok száma (119 km/h-nál nagyobb szélességgel)		
	Maximum	Minimum	Átlag	Maximum	Minimum	Átlag
Atlanti	28	4	12,1	15	2	6,4
ÉK-Csendes-óceán	28	8	16,6	16	3	8,9
ÉNy-Csendes-óceán	35	14	26,0	23	7	16,5
É-Indiai-óceán	10	2	4,8	5	0	1,5
DNy-Indiai-óceán	14	4	9,3	8	1	5,0
DK-Indiai-óceán	16	3	7,5	8	1	3,6
DNy-Csendes-óceán	20	4	9,9	12	1	5,2
Globálisan	102	69	86,0	59	34	46,9

Az Atlanti térségben a trópusi ciklonok keletkezését a Szahara felől érkező nagy mennyiségű sivatagi eredetű por is befolyásolja, mely egyrészt csökkenti a mélyebb rétegekbe lejutó napsugárzás intenzitását, ezáltal meggátolja a tengerfelszín további melegedését, és hűlést idéz elő. Másrészt a sivatagi port magával hozó afrikai áramlatok nagy szélessége és száraz levegője szintén nem kedvez a trópusi ciklonok létrejöttének (Kerr et al., 2007). Többek között ez lehetett az oka annak, hogy az Atlanti-óceán aktív 2004-2005-ös időszaka után 2006-ban határozott visszaesés volt megfigyelhető a trópusi ciklonok számában és intenzitásában: míg 2005-ben 15, addig 2006-ban csupán 5 hurrikán keletkezett.

A globális éghajlatváltozás és a trópusi ciklonok számának, intenzitásának vagy csapadékmennyiségének változása között ezideig nem tártak fel egyértelmű kapcsolatot (IPCC, 2012). Ugyanakkor a trópusi ciklonokhoz kapcsolódóan növekvő társadalmi-gazdasági hatásokat észlelhetünk, mely a parti területek egyre gyarapodó népességével, növekvő népsűrűségével és a rohamosan fejlődő infrastruktúrával magyarázható. A pontos trend meghatározását nehezíti, hogy a trópusi ciklonokban megfigyelt szélességek mérési technikája jelentősen megváltozott az utóbbi néhány évtizedben. Ennek ellenére valószínűsíthető, hogy a trópusi ciklonokban mért maximális szélesség emelkedni fog, amennyiben a Föld felszínközeli átlaghőmérséklete továbbra is nő. Az éghajlati modellfuttatások előrejelzései szerint a trópusi ciklonok száma a jövőben csökkenni fog vagy nem változik, bár ezen állítások megbízhatósági foka alacsony (WMO, 2006).

6.4. Katasztrófavédelem

Ebben az alfejezetben a katasztrófavédelem fontosságáról, meteorológiai vonatkozásáról lesz szó, ahol röviden vázoljuk a magyar katasztrófavédelmet és annak jogi szabályozását, végül szót ejtünk a globális éghajlatváltozás katasztrófavédelemre gyakorolt hatásáról.

6.4.1. A katasztrófavédelem fontossága

A világ szinte minden területén felléphetnek különböző eredetű katasztrófák, melyek súlyos környezeti károkat okozhatnak, jelentős számú halálos áldozatokat követelhetnek, és komoly gazdasági visszaesést eredményezhetnek. A különböző természeti és civilizációs katasztrófák elleni védekezés ezért alapvető fontosságú feladat, ahol a katasztrófák csökkentésére – mely a fenntartható fejlődés alapja – csak egységes irányelvek és jogszabályok alkalmazásával van esély. A katasztrófavédelem tehát magába foglalja az esetleges károk megelőzését és a kialakult

katasztrófa-helyzet elhárítását egyaránt. A 2005-ben Japánban megrendezett II. Katasztrófacökkentési Világkonferencián (WCDR, *World Conference on Disaster Reduction*) egyértelműen kimondták, hogy a katasztrófaveszély csökkentése, a szükséges megelőző védekezés elsődleges fontosságú kell hogy legyen a nemzeti politikában, melyhez a szükséges forrásokat biztosítani kell.

Az 1980 és 2007 között bekövetkezett csaknem 7500 természeti katasztrófa világszerte több mint 2 millió ember életét követelte, 1200 milliárd amerikai dollár becsült kárt okozva. A emberáldozatok 71 százaléka és az anyagi károk 78 százaléka mögött a különböző időjárási, éghajlati, vagy hidrológiai vonatkozású katasztrófák állnak. Ilyenek lehetnek például az aszályok, az áradások, a szélviharok, a trópusi ciklonok, az extrém magas vagy alacsony hőmérsékletek, a földcsuszamlások, az erdő- és bozóttüzek, az egészségügyi járványok és fertőzések (WMO, 2013). Tekintve, hogy a meteorológiai eredetű katasztrófák által okozott károk a XX. század második felében jelentősen növekedtek (Linnerooth-Bayer et al., 2003; Bartholy és Mika, 2005), ezért a rájuk való felkészülésnek alaposnak és sokrétűnek kell lennie. Az okozott károk mértékének becsléséhez különböző statisztikai és kockázatelemző eljárásokat szoktak alkalmazni, azonban a megbízható meteorológiai előrejelzésekre épülő hatékony katasztrófavédelem mérsékelheti az esetleges károkat.

6.4.2. Katasztrófavédelem Magyarországon

A magyar katasztrófavédelem a tűzoltóság és a polgári védelem összevonásával alakult meg 2000 januárjában. Központi szerve a BM (Belügyminisztérium) Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóság, területi szervei a megyei katasztrófavédelmi igazgatóságok (a fővárosban a Fővárosi Polgári Védelmi Igazgatóság), helyi szervei pedig a polgári védelmi kirendeltségek és irodák (a fővárosban a kerületi kirendeltségek).

A magyar katasztrófavédelem működését alapvetően négy törvény szabályozza:

- a tűz elleni védekezésről, a műszaki mentésről, valamint a tűzoltóságról szóló 1996. évi XXXI. Törvény (CompLex, 2013a);
- a polgári védelemről szóló 1996. évi XXXVII. Törvény (CompLex, 2013b);
- a katasztrófák elleni védekezés irányításáról, szervezetéről és a veszélyes anyagokkal kapcsolatos súlyos balesetek elleni védekezésről szóló 1999. évi LXXIV. törvény (BM OKF, 2013; CompLex, 2013c);
- a katasztrófavédelemről és a hozzá kapcsolódó egyes törvények módosításáról szóló 2011. évi CXXVIII. törvény (CompLex, 2013d).

A jogi keretek közé szorított katasztrófák elleni védekezés állami szintű irányítása a Kormány feladata. A hazai katasztrófavédelem a tűzoltósági, a polgári védelmi, és az iparbiztonsági szakterületekből áll.

A Magyarországon használatos felosztás szerint a katasztrófákat többféleképpen csoportosíthatjuk (BM OKF, 2013):

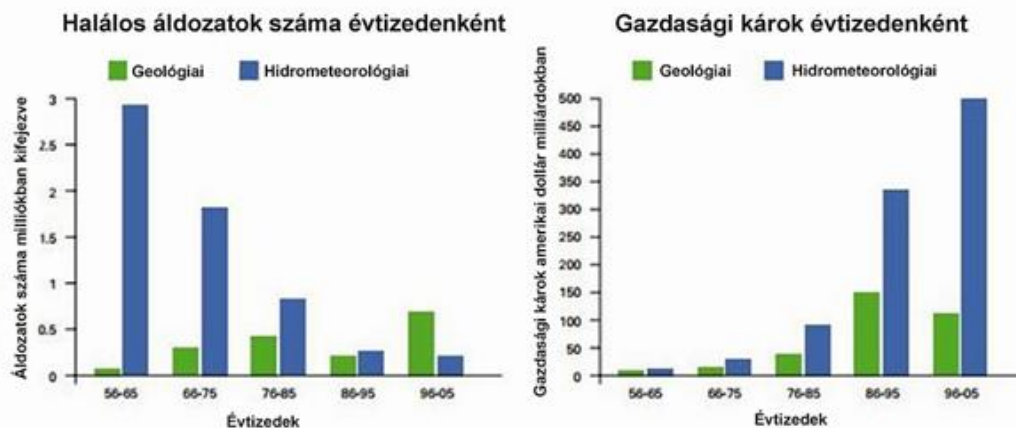
1. eredetük vagy jellegük szerint, ahol megkülönböztetjük a természeti katasztrófákat (földtani, meteorológiai és biológiai) és a civilizációs katasztrófákat (technikai és társadalmi);
2. helyük és kiterjedésük szerint (helyi, térségi, országos és nemzetközi);
3. hatáserősség, intenzitás szerint (relatív, közepes, küszöb és abszolút);
4. tér- és időkoordináták szerint (statikus és dinamikus);
5. időparaméter szerint (gyors, közepes és lassú).

A földtani katasztrófák közé tartoznak a földrengések, a vulkánkitörések, a földcsuszamlások, a hegy- és kőomlások, a talajsüllyedések, az iszapárak, és a gátszakadások. A meteorológiai katasztrófák közé többek között a felhőszakadásokat, a szélviharokat és forgószeleket, a jégesőket és jegesedéseket, az aszályokat és hóhullámokat, a tornádókat és hurrikánokat, a hideghullámokat, a hófúvásokat, lavinákat és ködöket, a villámcsapásokat, a nagy téli havazásokat, az erdőtüzeket, valamint az ár- és belvizeket soroljuk. Az ár- és belvizeket, illetve a villámárvizeket (*flash flood*) gyakran sorolják a hidrológiai katasztrófák közé. A biológiai katasztrófáknak számítanak például a különböző inváziók, a járványok, a túlnépesedések, vagy a fertőzések. A technikai katasztrófákat a teljesség igénye

nélkül feloszthatjuk vegyi jellegűre, nukleáris jellegűre, közművek hibáira, közlekedési balesetre, tájrombolásra. A társadalmi katasztrófák közé tartoznak például a terrorcselekmények, felkelések, bűnözések, a fegyveres összecsapások, a sztrájkok, blokádok, a politikai, etnikai és vallási zavargások, az elszegényedés, a gyilkosságok és merényletek, a légi kalózkodás, és a migráció (BM OKF, 2013). A hagyományos tűz- és polgári védelmi feladatok mellett tehát új kihívások is megjelentek, melyek legyőzése nagyobb terhet, szervezést jelent a társadalom számára.

6.4.3. A globális éghajlatváltozás hatása a katasztrófavédelem szempontjából

A Föld éghajlatának globális szintű megváltozása ma már nem kétséges, a kimutatható tendenciák egyértelműek (IPCC, 2007). Ez az éghajlatváltozás sok esetben jelent szélsőséges időjárási jelenségeket. Fontos megjegyeznünk, hogy nem áll minden extrém időjárási jelenség mögött az éghajlatváltozás, legalábbis nem tekinthetők annak jeléről (Bartholy és Mika, 2005). Bár a katasztrófák által követelt emberéletek száma csökkenőben van, ennek ellenére a katasztrófák által érintett, és az éghajlatváltozás által még sebezhetővé váló népesség erőteljesen növekszik. Előbbi háttérben a javuló veszélyriasztó rendszerek és a fejlődő technika áll. Egyes becslések alapján a 2009-es állapothoz képest 2015-re 54 százalékkal emelkedhet az éghajlathoz kapcsolható katasztrófák által érintett emberek száma, elérve a 375 milliót (Oxfam International, 2009). A 6.23. ábrán látható, miként alakult a halálos áldozatok száma és a gazdasági károk mennyisége évtizedenként amerikai dollármilliárdokban kifejezve 1956 és 2005 között. Az éghajlatváltozás egyrészt felerősíti azokat a hatásokat, amelyek veszélyeztetik a megélhetést és az infrastruktúrát, másrészt gyengíti a megélhetéshez szükséges alkalmazkodás képességét a növekvő veszélyekkel és kockázatokkal szemben. Az éghajlatváltozás növeli a sebezhetőséget az olyan veszélyekkel szemben is, melyek nem kapcsolhatók az éghajlatváltozáshoz.



6.23. ábra. A halálos áldozatok száma és a gazdasági károk mennyisége évtizedenként amerikai dollár milliárdokban kifejezve (Golnaraghi et al., 2009 alapján)

Ezek a változások jelentős mértékben érintik az egész társadalmat, ezért az alkalmazkodás kulcsfontosságú. A katasztrófavédelemnek tehát szükségszerűen fel kell készülnie az éghajlatváltozás különböző hatásaira. A gyakoribban fellépő extrém hőmérsékleti viszonyok, csapadékok és szélviharok a klímaváltozás elsődleges hatásainak tekinthetők, míg az ezek következtében fellépő ár- és belvizek, földcsuszamlások, aszályok, tüzesetek, a kritikus infrastruktúra sérülése, a migráció, az egészségre gyakorolt negatív hatás, a gazdaságban okozott károk mint másodlagos hatások léphetnek fel (Bukovics, 2006; Teknős, 2009). Az éghajlat változásából (és változékonyságából) eredő meteorológiai katasztrófák eddig nem tapasztalt következményekkel járhatnak, mely jelentős többletterhet és új kihívásokat eredményez a katasztrófavédelem számára. Az új veszélyforrásokhoz való alkalmazkodás elengedhetetlen és alapvető fontosságú, ehhez azonban fontos az éghajlatváltozás mértékének minél pontosabb becslése. Számos szervezet tevékenykedik világszerte azért, hogy segítse a népességet az új kihívásokhoz való alkalmazkodásban, az ismeretek bővítésében, a megélhetésben és a túlélésben a katasztrófák kockázatainak csökkentése és az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodás által.

Ellenőrző kérdések

1. Mi szükséges a zivatarfelhők létrejöttéhez?
2. Melyek a zivatarfelhők élelciklusának fejlődési stádiumai?
3. Mikor keletkeznek leggyakrabban zivatarfelhők?
4. Mi a tornádó keletkezésének dinamikai háttere?
5. Milyen fokozatokból áll a Fujita-skála?
6. Melyek a trópusi ciklonok fő keletkezési és előfordulási területei?
7. Mekkora maximális szélsőséggel jellemezhetők a trópusi depressziók?
8. Milyen fokozatokból áll a Saffir-Simpson skála?
9. Mikor fordul elő a legtöbb trópusi ciklon az Atlanti-óceán térségében?
10. Milyen szempontok szerint csoportosíthatjuk a katasztrófákat?

7. fejezet - Egészségügy

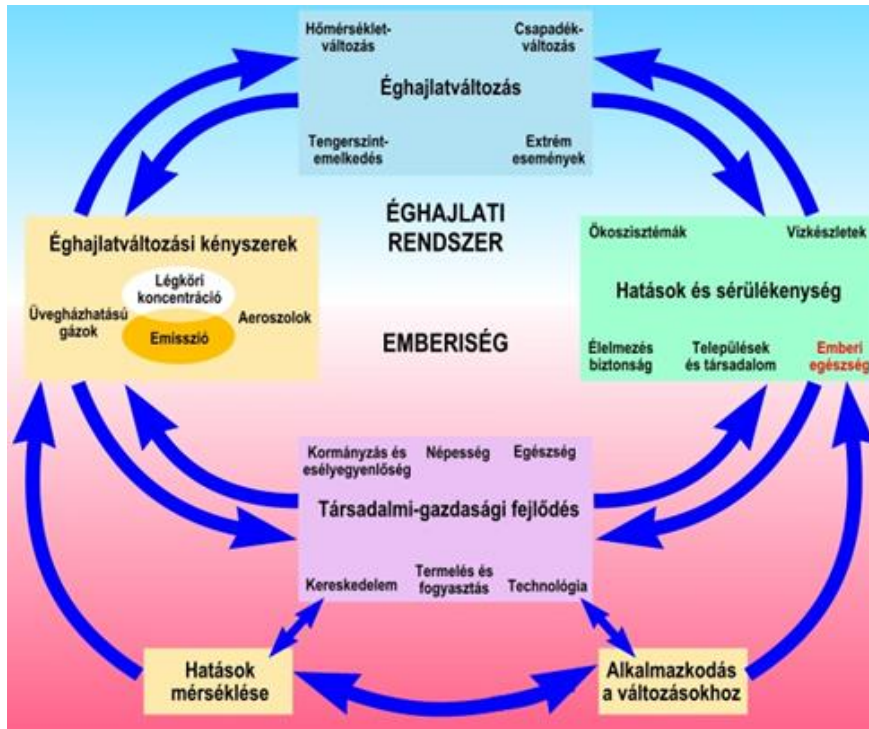
Az éghajlat és az időjárás emberre gyakorolt hatása évszázadok óta foglalkoztatja az emberiséget. Az utóbbi évtizedekben a meteorológiai jelenségek és az emberi szervezet azokra adott fizikai és pszichikai reakciói foglalkoztatják az orvosokat és a meteorológusokat. Az emberi szervezet egészségi állapotát jelentős mértékben befolyásolják a klimatikus és a pillanatnyi időjárási viszonyok. Ha a meteorológiai körülmények által kiváltott inger mértéke meghalad egy bizonyos küszöbértéket, az emberi szervezet stresszállapotba kerül, majd alkalmazkodik. Egy egészséges szervezet kiválóan képes alkalmazkodni még a hosszan tartó terhelő ingerekhez is. Ez történik például, amikor az ember a különböző magassági, illetve éghajlati viszonyokhoz akklimatizálódik. Az alkalmazkodóképesség erősen függ az életkortól, a nemtől, az alkattól, valamint az egészségi állapottól. Ezen tényezők függvényében a túl erős, illetve a hosszantartó ingerek a szervezet károsodását okozhatják.

Az időjárási elemek csaknem mindegyike jelentős biológiai hatást fejt ki az élő szervezetekre. A hatásokat egyenként elemezni azonban meglehetősen bonyolult, mivel az egyes tényezők egymástól függetlenül ritkán jelentkeznek, hatásukat általában együttesen fejtik ki. A legfontosabb tényezőket Kalkstein és Valimont (1987) az alábbiak szerint foglalta össze:

- (1) A test hőleadásából eredő körülmények, ilyen például a levegő hőmérséklete, a páratartalom, a szélsébség és a sugárzás (pl.: Keatinge 1984).
- (2) Bizonyos időjárási helyzetek hatásai, mint például az anticiklonális légköri viszonyok, vagy a frontokhoz kapcsolódó időjárásváltozás (pl.: Csiszár et al. 1976; Zimmermann 1999).
- (3) A levegő minősége, azaz, hogy az ember környezetében milyen mértékű a levegő szennyezettsége (pl.: Dockery és Schwartz 1995).

Az időjárási elemek hatásvizsgálata történhet statikus módon, ez azonban a valós helyzettől történő teljes eltávolodást jelentené. A légköri tényezők időbeli változása határozza meg a dinamikus alakuló, valóságban jelentkező biológiai hatást. Ma a számítógépek kapacitásának gyorsütemű fejlődése lehetőséget ad az összetett és egyben meglehetősen számításgényes statisztikai módszerek alkalmazására. Az orvosi kutatásokban is egyre gyakrabban alkalmazzák azon módszereket, melyek képesek a valóságot mind jobban közelítő összefüggések feltárására. A módszertani és technikai lehetőségek ellenére manapság is sok a bizonytalanság abban, hogy az emberi szervezet reakcióiból mit és milyen mértékben tekinthetünk az időjárás alakulása által kiváltott hatásnak. Meteorológiai szempontból közöl részletes áttekintést Bozó et al. (2008).

A globális felmelegedés, a változó éghajlati viszonyok hatással vannak az általános egészségi állapotra, a halálzási és megbetegedési arányokra (7.1. ábra). Ezek a hatások az alábbi tényezőkből eredeztethetők: a hőmérsékleti szélsőségek, a levegő minősége, a víz és a vektorok által terjesztett fertőző betegségek, extrém időjárási események.



7.1. ábra. Az antropogén eredetű klímaváltozás meghatározó tényezőinek, hatásainak és válaszainak rendszere (Forrás: IPCC)

A klímaváltozás többféle módon befolyásolhatja az emberi egészséget:

- Direkt módon, például a megemelkedő hőmérséklet okozta egészségi hatások révén, vagy árvizek, nagy viharok okozhatnak sérüléseket, sőt akár haláleseteket is. Tehát általánosságban azt mondhatjuk, hogy a direkt hatások háttérben időjárási extrémumok állnak.
- Indirekt módon, amikor a klímamódosulás következtében a betegséget terjesztő vektorokra – azaz különféle élőlényekre – vonatkozóan jelentkeznek változások (például a betegséget terjesztő szúnyogok elterjedési területe változik), a vízminőség vagy a levegőminőség jelentősen romlik, illetve élelmiszerhiány vagy az élelmiszer minőségi romlása lép fel. Ezen befolyásoló tényezők egy jelentős része a környezeti változásokból ered. Egy külön alcsoportba sorolhatók azok az emberi egészséggel kapcsolatos következmények (pl.: fertőző betegségek, sebesülések, éhínség, pszichológiai problémák), melyek háttérben a klímaváltozás okozta gazdasági nehézségek állnak, pontosabban a népesség demoralizációja, nagytömegű vándorlása.



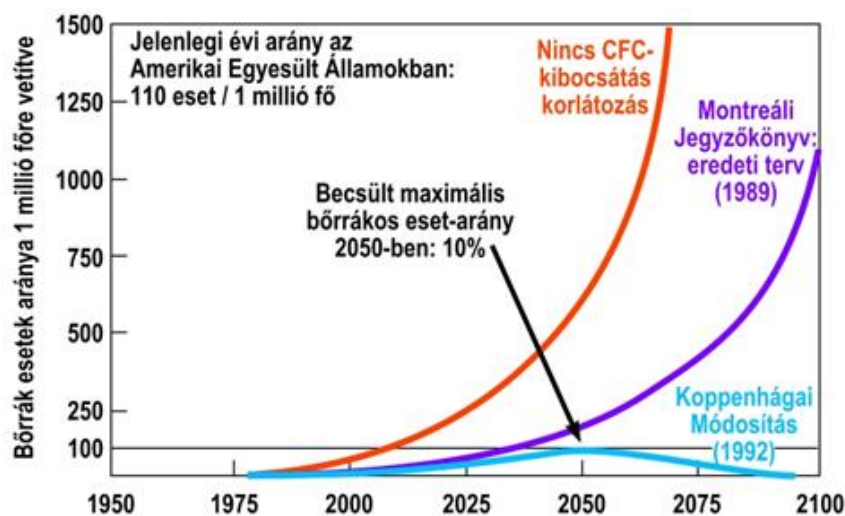
7.2. ábra. A klímaváltozás által kiváltott egészségre gyakorolt hatások sematikus vázlata. (Forrás: WMO-UNEP)

Ezeket az egészségi hatásokat foglalja össze a 7.2. ábra. Az egészségre gyakorolt hatások minden esetben nagyon erősen függenek a helyi viszonyoktól és a társadalmi-gazdasági környezettől. A folyamatok bonyolultságát egy példán szemléltetjük. A vektorok által terjesztett fertőző betegségek terjedését egyaránt befolyásolják a klimatikus viszonyok, a népesség mozgása és vándorlása, az erdőirtások, a földhasználat, a biodiverzitás csökkenése (pl.: a szünyogok természetes ellenségeinek elszaporodása), az édesvizek kiterjedése, valamint a népességsűrűség. Jól érzékelhető, hogy ezen komplex rendszer bármelyik tényezőjének legkisebb változása is nagymértékű, s nehezen kiszámítható következményekkel járhat.

A modelleredmények alapján a globális klímaváltozás következtében egyes fertőző megbetegedések (főként a malária és a trópusi láz) egyre nagyobb földrajzi területeken jelentenek majd veszélyt. Egy térségben a várható megbetegedések száma a helyi környezeti állapotok, a társadalmi-gazdasági viszonyok és a közegészségügy színvonalának függvénye. A globális éghajlatváltozás következtében emelkedik a hőhullámok előfordulási gyakorisága, melyet a nagyvárosokban a növekvő légszennyezettség is súlyosbít. Így a hőség miatt bekövetkező megbetegedések, halálozások számának jövőbeni emelkedése valószínűsíthető, főként a városi lakosság körében. Közülük is a legveszélyeztetettebb az idősebb korosztály, valamint a légkondicionáló berendezéssel nem rendelkező és gyengébb egészségi állapotú emberek. Ezzel ellentétes pozitív hatásként a melegebbé váló teleken kevesebb fagyhalálra számíthatunk. Becslések szerint a hőhullámok egészségkárosító következménye felülmúlja az enyhébb telek pozitív hatását. Kutatási jelentések alapján az árvizek gyakoribbá válása közvetlen hatásként növeli a vízbefúlások számát, a légúti és hasmenéses fertőzések veszélyét, valamint közvetlen az éhínség és az alultápláltság fokozottabb előfordulását a fejlődő országokban. Léteznek olyan alkalmazkodási stratégiák, melyek segítségével nagy eséllyel csökkenthetők a klímaváltozás emberi egészségre gyakorolt hatásai. A szegényebb néprétegek természetesen az egészségkárosító veszélyek szempontjából is sérülékenyebbek, főként a trópusi és szubtrópusi vidékeken.

7.1. Ultraibolya sugárzás

Az ultraibolya sugárzás káros minden élő szervezetre, mivel ezen a rövid hullámhossz tartományon érkező relatíve nagyobb energiájú sugárzás roncsoló hatású. Az emberi szervezetre gyakorolt hatások közül a bőrrákot és a szemkárosodást emelhetjük ki. Elsődlegesen a sztratoszférába jutó CFC-gázok (azaz halogénezett szénhidrogének) vesznek részt az UV-B sugárzást kiszűrő ózonréteg lebontásában. A sztratoszférikus ózonréteg védelmében hozott nemzetközi egyezmények ugyan már tiltják ezen gázok légkörbe juttatását, de a viszonylag hosszú tartózkodási idő miatt az ózonkoncentráció szintje csak fokozatosan, a XXI. század közepére érheti el újból az 1970-es évek végének szintjét. Ennek hatására a földfelszínre lejutó UV-B sugárzás csökkenése a modellszámítások szerint csak a XXI. század közepétől várható. Így a regenerálódó ózonréteg az ultraibolya sugárzás kiszűrésében újra nagyobb szerepet tud majd játszani, ezzel csökkentve a bőrrák előfordulásának gyakoriságát (7.3. ábra). Addig, amíg ez a kedvező változás nem jelentkezik, másodlagos hatásként fontos megemlíteni, hogy a klímaváltozás hatására a melegebb nyári időszak meghosszabbodásával többet tartózkodunk szabad levegőn, ezáltal hosszabb ideig leszünk kitéve a káros ultraibolya sugárzásnak. Az előrejelzések összességében a fenti egészségi problémák súlyosbodását jelzik az elkövetkezendő évtizedekre.



7.3. ábra. A sztratoszférikus ózon csökkenés mérséklésének hatása megmutatkozik a bőrrák előfordulásának várható csökkenésében (Forrás: WMO-UNEP)

7.2. Hőhullámok

Kaiser et al. (2007) az Amerikai Egyesült Államok egészségügyi ellátó szerveinek adatai alapján kimutatták, hogy a hőhullámok hatására megnövekszik a sürgősségi kórházi betegfelvételek száma. Ez az arány az 1995-ös híres Chicago-i hőhullám idején 11%-kal nőtt a teljes lakosság körében, a 65 évnél idősebbeknél pedig 35%-kal. A betegfelvételek 59%-a a hőmérséklettel kapcsolatos kórképek – kiszáradás, hőkimerülés és hóguta – miatt következett be krónikus betegségben szenvedő egyéneknél. Szintén fokozottan jelentkeztek a rosszullétek a fekete bőrű lakosság körében, sőt a halálzási arányuk is magasabb, ami az általában rosszabb szociális körülményekkel magyarázható. Más kutatások (pl. Semenza et al., 1999) szerint a hőhullámokat követően a mortalitás jelentősen megemelkedett a vesebetegek, a cukorbeteg és krónikus légzőszervi betegek körében. Magyarországon Páldy és Bobvos (2008) vizsgálták a hőmérséklet és a napi sürgősségi mentőhívások közötti összefüggést. 1998–2004 közötti időszakokra vonatkozó elemzéseikben megállapították, hogy a mentőhívások esetszámai a szélsőséges hőmérsékletekkel szoros kapcsolatot mutatnak.

A legtöbb esetben valószínűsíthető, hogy a hőség okozta halálesetek egy része olyan embereket érintett, akik eredetileg is kritikus egészségi állapotban voltak. A hőhullámok időpontjához kapcsolódó erősen megnövekedett halálzási arány azonban nem magyarázható egyedül ezekkel az egyébként is kritikus egészségi állapotú esetekkel. Ugyanis ha csak a súlyos betegek idő előtti halála jelentkezne, akkor a hőség utáni mortalitás már jelentősen lecsökkenne a hosszú idejű halálzási átlagokhoz képest. A valóságban azonban sok olyan ember is meghal, akinek a halála a hőhullám előtti hetekben nem volt várható.

A hazai 2007 júliusában bekövetkezett hőhullám alatt tartósan és jelentősen megemelkedett a napi halálesetszám, melyet nem követett azonnali halálzási arány csökkenés a hőhullám megszűnésével. A legtöbb halálzási esetet július 20-án regisztrálták, amikor otthon 43 fő, a kórházakban 115 fő hunyt el – ez az arány a 25 °C alatti középhőmérsékletű napokon jellemző átlagos halálzási esetszámnak majdnem a kétszerese volt (Páldy és Bobvos, 2008).

Az egyes hőhullámoknak nem teljesen egyforma a hatásuk a mortalitásra. A hőhullám intenzitása mellett döntő tényező a hőhullám időtartama és az éven belüli megjelenése. Például a kora nyáron fellépő nagy hőségnek nagyobb hatása van a halálzási arányra, mint azoknak a hőhullámoknak, amelyek a nyár vége felé fordulnak elő. Ez valószínűleg azzal magyarázható, hogy az év korábbi szakaszában fellépő hőhullámok áldozatai a különösen érzékeny emberek, akiknek kisebb az alkalmazkodó képességük, például a szív- és érrendszeri betegségben vagy a légúti megbetegedésben szenvedő személyek, az idős és szegény emberek, valamint a kisgyerekek.

Budapesti 31 éves (1970–2000) hőmérsékleti és halálzási idősorok elemzése alapján Páldy és Bobvos (2008) megállapították, hogy a napi összes haláleset és a napi középhőmérséklet közötti összefüggés nyáron a legszorosabb. A legalacsonyabb halálzási arány a 18 °C-os napi átlaghőmérséklethez kapcsolódik. E fölött a hőmérsékleti érték fölött meredeken emelkedik a napi halálesetszám. 20–25 °C között az összefüggés nagyjából lineáris, majd 25 °C felett már jóval nagyobb napi többlet-halálzást regisztrálhatunk: a hőség okozta halálzási arány akár a 15%-ot is meghaladhatja. Tehát a nagyon meleg időszakokban egy 5 °C-os napi átlaghőmérséklet-emelkedés közel 10%-kal növeli meg a keringési rendszer összeomlásából következő halálzási kockázatát. A hőmérséklet változékonysága az összhalálzás esetében 7%-os kockázatonövekedést jelent, a szív- és érrendszeri halálzási kockázata pedig 6%-kal nő a nyári hónapokban. A többi meteorológiai elem jóval kisebb kockázati tényezőt jelent. Például a relatív páratartalom növekedése csak kb. 1%-kal növeli meg a légzőszervi halálzási kockázatát, azt is elsősorban a téli időszakban. A légnyomás emelkedését viszont kifejezetten kedvezőnek tekinthetjük: a magas nyomású légtömegek kimutathatóan csökkentik az összhalálzási kockázatot (Páldy et al., 2003).

7.2.1. A hőségriadó hazai fokozatai

Hazánkban 2004-ben a hőségriadó egyes fokozatait a szignifikáns egészségkárosító hatás figyelembevételével az Országos Környezet-egészségügyi Intézet (OKI) az Állami Népegészségügyi és Tisztiorvosi Szolgálat (ÁNTSZ) Budapest Fővárosi Intézetével, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) együttműködve dolgozta ki (Bujdosó és Páldy, 2006). A három fokozatból álló riasztási rendszert az 1970–2000 időszakokra vonatkozó budapesti halálzási és meteorológiai adatok elemzése alapján határozták meg. A hőségriadó egyes fokozatai a

hőmérsékleti küszöbérték meghaladásának szintjétől és az előrejelzett időtartamtól függenek. Így megkülönböztetjük az alábbi három fokozatot:

I. fokozatú hőségriadóról beszélhetünk, amikor az előrejelzések szerint a napi középhőmérséklet meghaladja a 25 °C-ot. Ilyenkor a mentőszolgálat felkészül a várhatóan megnövekvő betegforgalomra.

II. fokozatú hőségriadó az az időszak, amikor az előrejelzések szerint a napi középhőmérséklet legalább 3 egymást követő napon keresztül meghaladja a 25 °C-ot. Ekkor szükség van média (TV, rádió) közlemények kiadására, a forgalmas helyszíneken vizet osztanak, megnyitják a légkondicionált helyiségeket, valamint a víz- és elektromos művek felfüggesztik a nem fizető ügyfelek kikapcsolását.

III. fokozatú hőségriadó lép életbe, ha az előrejelzések szerint a napi középhőmérséklet legalább 3 egymást követő napon keresztül meghaladja a 27 °C-ot. Ebben az esetben szigorúan ellenőrzik a II. fokozatnál megtett intézkedéseket.

Az OMSZ Budapestre vonatkozó állomási méréseiből megadott napi középhőmérsékletek alapján az 1961–1990 időszakban például Budapesten összesen 315 napot – azaz évente átlagosan 10,5 napot – nyilváníthatunk I. fokozatú hőségriasztásnak, melyből 49 alkalom felelt meg a II. fokozatú hőségriasztás feltételének, s mindösszesen csupán 3 eset a III. fokozatú hőségriasztásának. A legsúlyosabb (III. fokozatú) esetek időtartama 3–4 nap volt, melyeket 1961, illetve 1968 nyarán regisztráltak, továbbá 1990.07.30.-ától kezdve 3 egymást követő napon keresztül haladta meg a 27 °C-ot a budapesti állomáson mért napi középhőmérséklet.

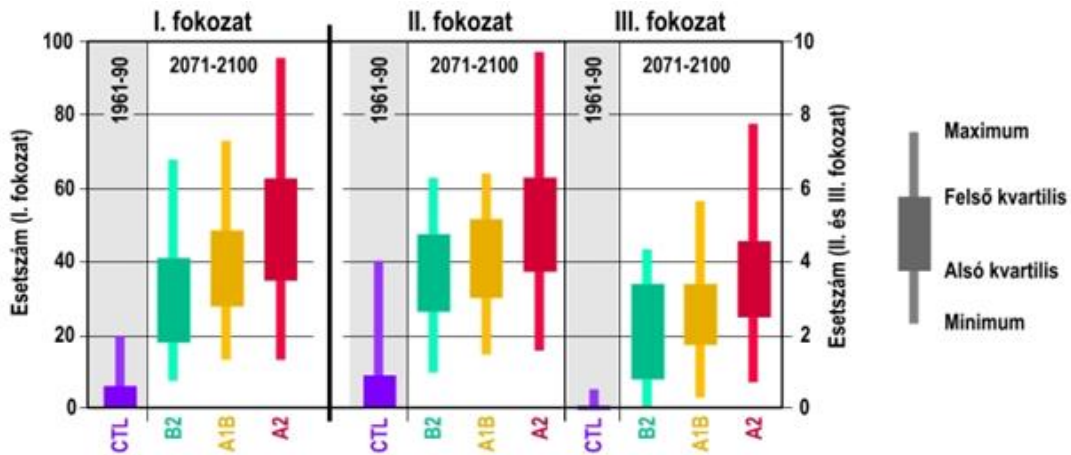
A trendeket tekintve a budapesti mérési adatok alapján az 1960-as években évente átlagosan 12 nap, az 1970-es években csak 9 nap, az 1980-as években 13 nap, az 1990-es években már 18 nap, a 2000 utáni évtizedben pedig évi 20 napot is meghaladó I. fokozatú hőségriadós nap fordult elő. Ezek a szélsőségek a működő meteorológiai állomásokhoz rögzített pontbeli megjelenésük miatt természetesen nem tükrözhetik azokat az esetlegesen nagyobb mértékű szélsőségeket, amelyek a nagyváros egy-egy különösen túlmelegedő térségében fennállhatnak.

7.2.2. A jövőben várható változások

Vajon mire számíthatunk a XXI. században? A hazánk térségében várható melegedéssel párhuzamosan milyen mértékű hőhullámbeli gyakoriságnövekedésre kell félkészülnünk a jövőben?

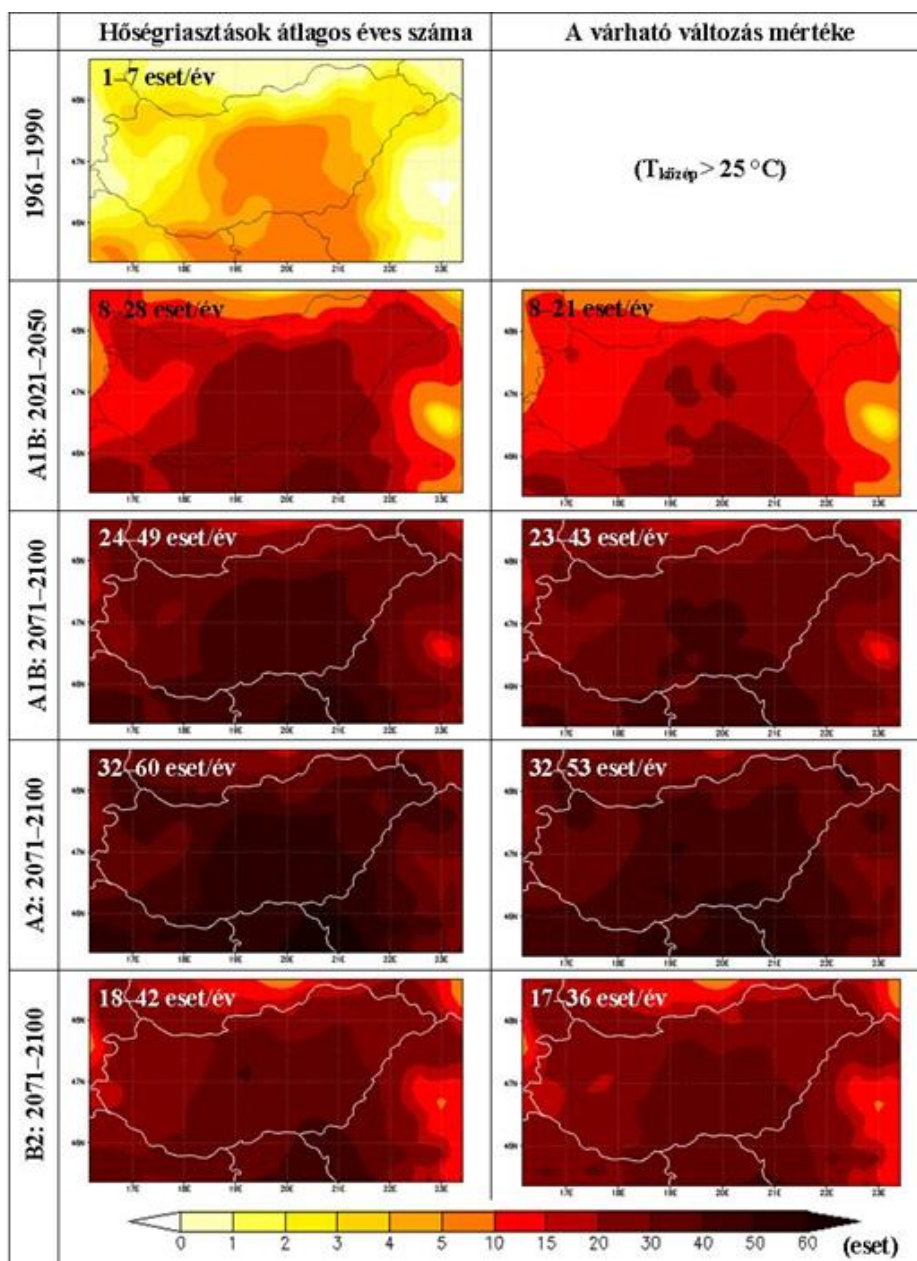
A fenti kérdések megválaszolásához a 25 km horizontális felbontású PRECIS klímamodell (Wilson et al., 2010) három különböző (A2, A1B, B2) emisszió scenáriót (Nakicenovic & Swart, 2000) figyelembevevő szimulációját (Bartholy et al., 2009; Pieczka et al., 2011; Pongrácz et al., 2011b) használtuk fel. Annak érdekében, hogy a megfigyelésekhez minél pontosabban közelítő szimulált hőmérsékleti mezőkkel dolgozhassunk, mindenképpen szükséges a szimulált idősorok statisztikai módszeren alapuló korrigálása. A hibakorrekciós eljárással megfelelő mértékben csökkenthetjük a regionális klímamodell szimulációiból származó mezősorok hibáit. Erre a célra egy olyan módszert alkalmaztunk, mely a mért meteorológiai változók percentilis értékeinek kiszámításán és a szimulációból meghatározott eloszlásnak a megfigyelt eloszláshoz való illesztésén alapul additív összefüggés (Formayer & Haas, 2009) alkalmazásával.

Ebben az alfejezetben bemutatjuk a korrigált éghajlati szimulációk alapján meghatározott hőségriasztások számának és időtartamának átlagos éves értékeit, valamint a 2021–2050 és 2071–2100 jövőbeli időszerelekre várható változások mértékét. A 7.4. ábrán egyértelműen látszik, hogy a magyarországi gyakorlatban alkalmazott hőségriadó fokozatokhoz tartozó esetszámok várhatóan növekednek a 2071–2100 időszakra. A XXI. század végére a különböző fokozatú hőségriasztások előfordulásában jelentős mértékű növekedés valószínűsíthető, melynek mértéke akár tízszeres is lehet az 1961–1990 referencia időszakhoz képest. Míg 1961–1990-ben az I. fokozatú hőségriasztások átlagos éves száma 4 volt, 2071–2100-ban az összes jövőre vonatkozó scenárió szerint ez az érték elérheti átlagosan a 30–40 esetszámot is. A II. és III. fokozatú hőségriasztások átlagos éves száma 0,5, illetve 0,03-ról az évszázad végére várhatóan 4–5, illetve 2–3 esetre növekedhet. A hőségriadók gyakoriságváltozása mellett az időtartamukban is érzékelhető a növekedési trend, a hőségriasztások átlagos éves időtartama akár kétszer hosszabb lehet a XXI. század végén, mint jelenleg.



7.4. ábra. A korrigált PRECIS szimulációk alapján számított hőségriasztások évi száma Magyarországra vonatkozóan 1961–1990, illetve 2071–2100 időszakban (Forrás: Pongrácz et al., 2012).

A változások területi eloszlását példaként csak az I. fokozatra mutatjuk be részletesen. A 7.5. ábrán a legalább I. fokozatot elérő hőségriadók évi átlagos gyakorisága, illetve az 1961–1990 referencia időszakhoz viszonyított különbsége látható hazánk térségében. Az évi átlagos előfordulás számában (a bal oldali térképeken) mindhárom időszakban és mindhárom scenárió esetén zonális szerkezetet vehetünk észre, melyet a domborzat valamelyest módosít. Így az ország déli és északi, északkeleti tájai között igen jelentős különbségek jelennek meg, például az 1961–1990 időszakban északon a hőségriasztások átlagos éves száma 1–3 nap, ugyanakkor délen ez az érték 5–6 nap. A 7.5. ábra jobb oldalán lévő térképek az időszakok közötti különbségeket szemléltetik, melyek azt jelzik, hogy 2021–2050 időszakra átlagosan 8–21 nappal növekedhet a hőségriasztások gyakorisága, míg 2071–2100 időszakra ez a növekedés átlagosan 17–53 nap körüli. A változások térbeli szerkezete szintén jellemzően zonális, melyet a domborzat módosít. Így a szimulációk alapján a legnagyobb mértékű gyakoriságnövekedésre az ország középső részén a déli határ közelében számíthatunk.

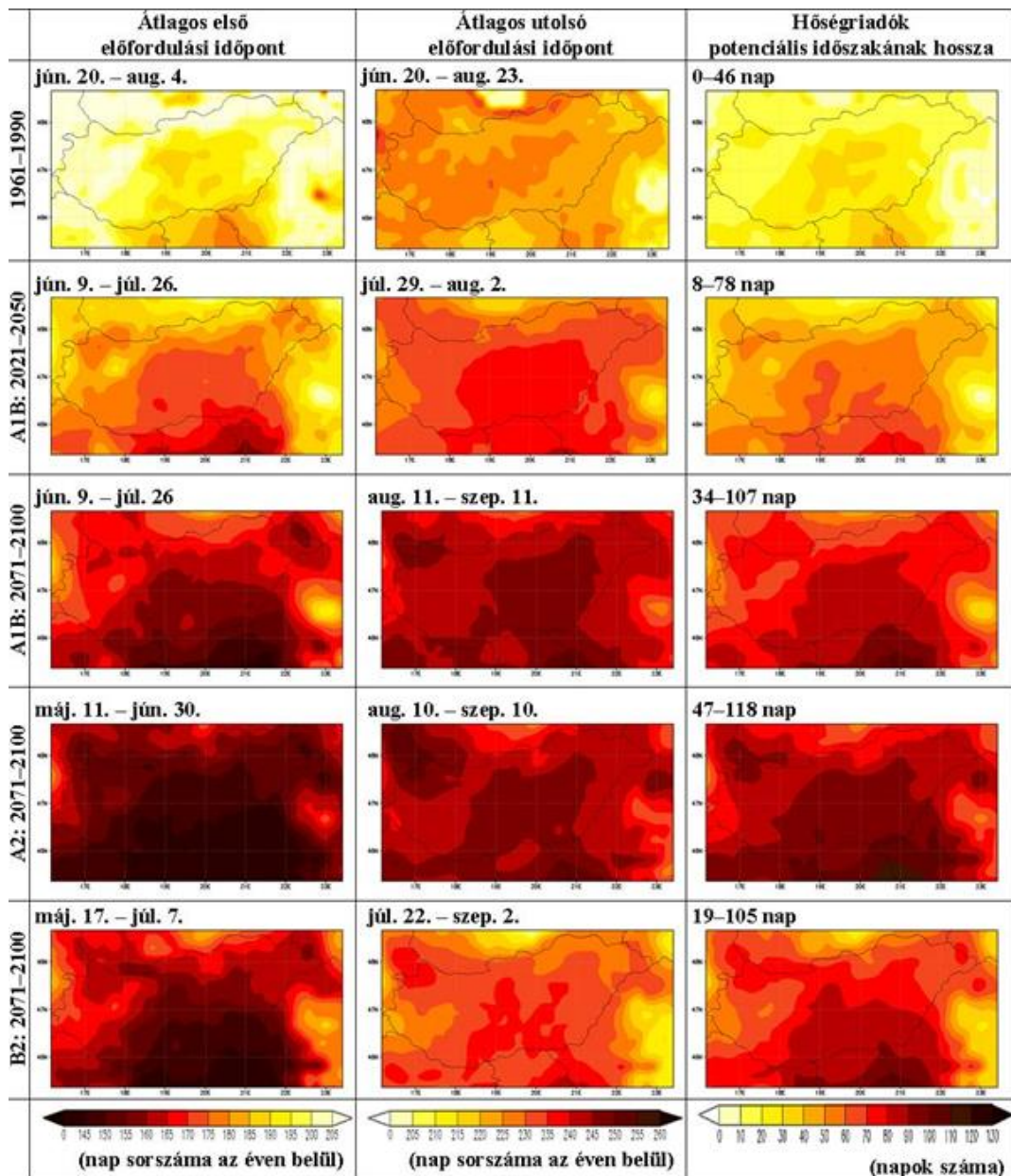


7.5. ábra. I. fokozatú hőségriasztások ($T_{\text{közép}} > 25^{\circ}\text{C}$) átlagos éves előfordulási gyakorisága (a bal oldali oszlopban), illetve ezek különbsége (a jobb oldali oszlopban) a PRECIS modellszimulációk korrigált eredményei alapján az 1961–1990, 2021–2050 és 2071–2100 időszakra. A várható változások az összes hazai rácspontra szignifikánsak 95%-os szinten. (Forrás: Pongrácz et al., 2012)

A hőségriadók éven belüli lehetséges jövőbeli előfordulását az első és utolsó megjelenés átlagos időpontjai alapján vizsgálhatjuk. A térképes megjelenítés során ezt kiegészítettük a hőségriadók potenciális előfordulási időszaka hosszának térbeli eloszlásával (7.6. ábra). A bal felső térképen láthatjuk, hogy a hőségriasztás az 1961–1990 időszakban leghamarabb az ország déli részén következett be. Ennek időpontja átlagosan július 5–10. közé esett. A Nyugat-Dunántúlon ez két héttel későbbre tolódott, s a legkésőbbi első előfordulási időpont a középhegységeinkben fordult elő, átlagosan július 25–30. között. Ezzel párhuzamosan az éven belüli utolsó hőségriasztások (7.6. ábra középső oszlopában a felső térkép) az 1961–1990 időszakban a Dunántúlon és Közép-Magyarországon általában augusztus 15–20. között fordultak elő. Az Alföld keleti és déli térségeiben, valamint hazánk északi régióiban ez mintegy 5 nappal korábban következett be, augusztus 10–15. között. A legkorábbi utolsó előfordulási időpont a Nyírségre volt jellemző, átlagosan augusztus 5–10. között. A leghosszabb potenciális előfordulási időszak – mely akár a 40 napot is meghaladja – az ország középső vidékein jelentkezett. A legrövidebb előfordulási időszak az ország északi részén volt jellemző, ennek hossza átlagosan csupán 10–20 nap volt.

A 2021–2050 időszakra vonatkozó éghajlati szimuláció szerint átlagosan 10–15 nappal korábban jelenhet meg először I. fokozatú hőségriadó, illetve ugyanennyivel később az utolsó előfordulás. A fokozódó regionális felmelegedés következményeképpen 2071–2100 időszakra az ország déli területein már június 5–10. között lehetséges a hőségriasztás, ami az 1961–1990 referencia időszakhoz képest 30 nappal korábban következhet be I. fokozatú hőségriadó, illetve ugyanennyivel később az utolsó hőségriasztási nap.

Általánosságban véve az előfordulási időpontokat és a potenciálisan veszélyeztetett időszakok hosszát bemutató térképeken is zonális szerkezetet figyelhetünk meg, melyet a domborzat módosít. A magasabban fekvő területeken később kezdődik, hamarabb végződik, és így természetesen rövidebb ideig tart a hőségriasztások szempontjából kritikus időszak. A regionális felmelegedési tendencia miatt a hőségriasztások potenciális időszakának hosszában is egyértelműen megjelenik a várható növekedő trend. A 7.6. ábra utolsó oszlopában lévő térképeken megfigyelhető, hogy a PRECIS szimulációk korigált hőmérsékleti mezőit felhasználva végzett számításaink alapján a múltbeli 10–40 napos időszak 2021–2050-re átlagosan 15 nappal hosszabbodik meg. A XXI. század végén pedig a Duna-Tisza közén, valamint a délkeleti országrészben akár 3 hónapig is eltarthat a hőségriasztások szempontjából fokozottan veszélyes időszak.



7.6. ábra. I. fokozatú hőségriasztások ($T_{\text{közép}} > 25 \text{ }^\circ\text{C}$) első és utolsó előfordulási időpontjainak éves átlaga, valamint a potenciális előfordulás időszakának hossza a PRECIS regionális éghajlati modell korrigált outputjai alapján az 1961–1990, a 2021–2050 és a 2071–2100 időszakra vonatkozóan (Forrás: Pongrácz et al., 2012)

7.3. Levegőminőség

Az 1. fejezetben mutattuk be a légköri szennyezésével kapcsolatos összefüggést, illetve a városi szmogok jellemzését. A légszennyezés sok légzőszervi megbetegedést, az allergiás tünetek erősödését eredményezi. Annak ellenére, hogy számos légszennyező anyag átlagos koncentrációja az elmúlt évtizedek során csökkent, az évi és a napi menetben megjelenő nagyobb koncentráció értékek miatt sok ember kerül kritikus állapotba. Elsősorban a légzőszervi (például a tüdő) és a keringési rendszer betegségeit súlyosbítja a kedvezőtlen levegőminőség. Az érintett korcsoport főként az idősebbek és a kisgyermekek. A levegőminőség romlásából adódó megbetegedések kezelése miatt az egészségügyi ellátás költségei jelentősen megemelkednek.

A klímaváltozás nemcsak a hőhullámok gyakoriságára és intenzitására hat, hanem a levegőminőséget jellemző átlagos és csúcsidőszaki koncentrációk alakulását is jelentősen befolyásolhatja. A magasabb hőmérsékleti értékek miatt a városi szmog egyik fő alkotó elemének, a felszínközeli ózon koncentrációjának növekedése valószínűsíthető a közepes földrajzi szélességeken. A koncentrációnövekedés következtében a nyári szmoghelyzetek gyakorisága is növekedhet.

A nagyobb nyári melegek növelik a légkondicionálók használatából eredő energia felhasználást, s ezzel a légszennyező anyagok kibocsátását. Amennyiben a környezetbarát energiaforrásokat fokozottabban bevonjuk az energiatermelésbe, akkor az üvegházhatású gázok kibocsátása csökkenthető, s ez kedvező hatású lehet egészségügyi szempontból is.

7.4. Vízinőség

A vízben található szennyeződések, kórokozók szintén egészségi problémákat, megbetegedéseket okozhatnak. A nem megfelelő minőségű víztisztító berendezések elsősorban a kevésbé fejlett régiókban jelentenek kockázatot az emberi egészségre. Az intenzívebb csapadéktevékenység és a magasabb hőmérséklet együttesen a víz révén terjedő paraziták okozta megbetegedések (például a giardiás fertőzés és a cryptosporidiosis) gyakoriságát növeli. Ezek a fertőzések általában nem nagyon veszélyesek az emberek többsége számára, de a kisgyermekek és az idősek szervezete kevésbé ellenálló. A heves csapadék okozta árvizek következtében a baktériumok, növényvédőszer, illetve egyéb szerves hulladékok bejuthatnak az ivóvíz bázisba és ezáltal komoly egészségügyi kockázatot jelenthetnek. A nemzetközi kutatások kimutatták, hogy 1948 és 1990 között az Amerikai Egyesült Államokban megjelent víz útján terjedő megbetegedéseket szélsőséges csapadéktevékenység előzte meg. A hőmérséklet emelkedése önmagában is elősegíti a víz szennyeződését az algák, baktériumok, s különféle mikroorganizmusok felgyorsuló életciklusa révén.

7.5. Vektorok által terjesztett betegségek

A vektorok által terjesztett betegségek olyan fertőzések, amelyek például a vérszívó állatok (szúnyogok, atkák, kullancsok és bolhák) útján kerülnek az emberi szervezetbe. Ilyen betegségek a nyugat-nílusi láz, a kullancsencephalitis (kullancs terjesztette agyvelőgyulladás), a Lyme-kór. A rágcsálók által terjesztett betegségek közé tartozik például a hantavírus pulmonalis szindróma.

A hőmérséklet, a csapadék és a legnedvesség alapvetően befolyásolja a vektorok életterét, elterjedését, életciklusait. A klímaváltozás hatására az ízeltlábúak és rágcsálók számára kedvezőbbé válhat az éghajlat olyan területeken is, ahol eddig nem voltak jelen nagy populációban. Például a klímaváltozás következtében hosszabbá és melegebbé váló tavaszok és nyarak a szúnyogok szaporodását és kifejlődését felgyorsíthatják, ezzel növelve a szúnyogcsipések gyakoriságát. A szúnyogpopulációkra ugyancsak pozitív hatással lehetnek az enyhébb telek, mivel az erős téli fagyok hiányában a szúnyogpeték, a lárvák és a kifejlett egyedek kisebb hányada pusztul el. A nagy csapadékok következtében kialakuló gyakoribb árvizes helyzetek megnövelik a szúnyoglárvák kifejlődéséhez szükséges vizes környezetek kiterjedését.

7.6. Növényi eredetű allergének

A változó hőmérsékleti és csapadékviszonyok, valamint a vegetációs periódus meghosszabbodása hatással van a növények fejlődési ciklusaira és a pollen kibocsátására. Ezáltal az emberi szervezet számára irritáló hatású pollenek hosszabb ideig tartózkodnak a levegőben, s ez nyilvánvalóan az allergiás időszak meghosszabbodását eredményezi. Különböző kutatások igazolják, hogy a megnövekedett szén-dioxid koncentráció a parlagfű és más agresszív allergén növények pollen termelését egyértelműen növeli. A szélsőséges, viharos időjárás az erősebb szél miatt a pollenek és a gombaspórák jobb elterjedését eredményezik, így nagyobb területeken jelennek meg az emberi szervezet számára kritikus, már zavaró hatású koncentrációban. Ezzel is magyarázható az asztmás tünetek és a légúti megbetegedések gyakoribb jelentkezése.

Ellenőrző kérdések

1. Milyen szempontok szerint csoportosíthatók az emberi szervezetre gyakorolt meteorológiai hatások?
2. Milyen hatásai vannak az ultraibolya tartományban érkező napsugárzásnak?
3. Milyen hatások jelentkeznek hóhullámok idején?
4. Melyek a hazai hőségriadó fokozatok?
5. Milyen hőmérsékleti értékekhez kapcsolódnak a hazai hőségriadó fokozatok?
6. Várhatóan milyen tendenciára számíthatunk a jövőben Magyarországon a hőségriadókkal kapcsolatban?
7. Melyek az emberi egészség szempontjából legfontosabb levegő- és vízminőségi hatások?
8. Mik azok a fertőzéseket terjesztő vektorok?

8. fejezet - Statisztikus klimatológia

A kurzushoz kapcsolódó gyakorlaton meteorológiai adatok egyszerű feldolgozása a cél, mely feladatok megoldása minimális informatikai és programozói ismereteket feltételez. Ezen egyszerű típusfeladatokkal a későbbiek során mind a diplomamunka, illetve diákköri dolgozatok elkészítése során, mind az operatív és kutatómunka során folyamatosan találkozunk majd a hallgatók, pályakezdő fiatal munkatársak. Ebben a fejezetben a gyakorlathoz kapcsolódó alapismeretektől, illetve a típusfeladatokból válogatunk. Az elméleti háttér és a precíz levezetések Dévény és Gulyás (1988), illetve Murphy és Katz (1985) átfogó tankönyveiben található. Itt az egyes alfejezetekben vázoljuk a statisztikus klimatológia néhány válogatott területét, s az azokhoz kapcsolódó alapeladatokat.

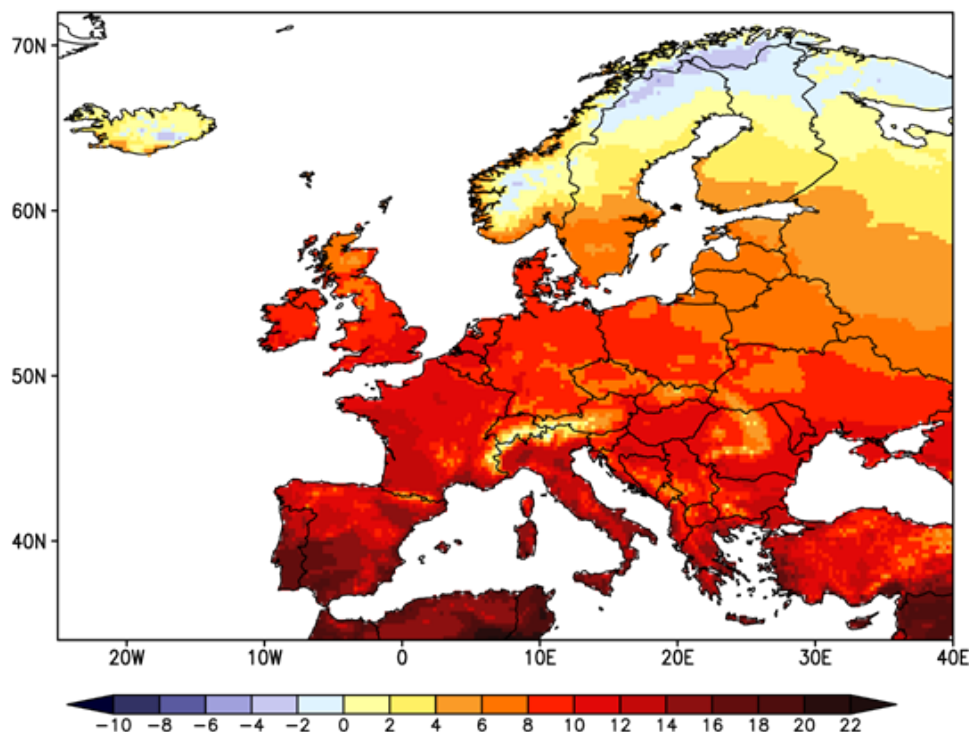
Az éghajlati idősorok feltáró elemzésébe beletartozik a különböző momentumok meghatározása, a trend-, a korreláció- és a regresszióelemzés, valamint a meteorológiai változók különféle tulajdonságainak megjelenítése grafikus technikák (például hisztogram, Box-Whisker diagram, scatterplot diagram stb.) alkalmazásával.

8.1. Momentumok

Adott idősor (minta) jellemzésére leggyakrabban a momentumokat használjuk. N elemű X_i éghajlati idősor ($i = 1, \dots, N$) momentumait az alábbiak szerint definiálhatjuk.

Az 1. momentum az *átlag* (\bar{X}), mely az éghajlati jellemzésben a leggyakrabban megadott statisztikai mutató (példaként a 8.1. ábrán az európai évi középhőmérsékletet láthatjuk). Az átlagot a mintaelemek számtani közepeként határozhatjuk meg:

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (8.1)$$



8.1. ábra. Példa az átlagok alkalmazására. Európa évi középhőmérséklete ($^{\circ}\text{C}$) az ún. E-OBS adatbázis (Haylock et al., 2008) alapján 1981-2010 időszakban. Az évi középhőmérsékletet a napi középhőmérsékletek átlagaként határoztuk meg.

A 2. momentum a *variancia* (D^2) vagy szórásnégyzet, melyet a minta változékonyságának jellemzésére is használhatunk. Meghatározását az átlagtól való eltérések, vagyis az *anomáliák* négyzetének összegeivel végezhetjük:

$$D^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \quad (8.2)$$

A 3. momentum a *ferdeségi együttható* (γ), mely jelzi a minta eloszlásának aszimmetriáját. Definíciójában az átlag és a variancia négyzetgyöke (azaz a szórás) egyaránt szerepel:

$$\gamma = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{X_i - \bar{X}}{D} \right)^3 \quad (8.3)$$

8.2. Rendezett minta jellemzői

Az éghajlati idősor nagyság szerinti sorbarendezésével kapjuk a *rendezett mintát*. Ez alapján a nevezetes jellemzőket – a mediánt, a terciliseket, a kvartiliseket, a deciliseket és egyéb percentiliseket – határozhatjuk meg.

A *medián* a rendezett minta középső eleme. Ha az N elemszám páratlan, akkor az $(N+1)/2$ sorszámú elemet adjuk meg mediánként. Ha páros a minta elemszáma, akkor a két középső ($N/2$ és az $N/2+1$ sorszámú) elem számtani közepeként adható meg a medián.

A tercilisek a rendezett mintát három egyenlő részre osztják. Az *alsó*, illetve *felső tercilis* értelemszerűen a rendezett minta alsó, illetve felső egyharmadánál lévő mintaelem. A meteorológiai előrejelzéseknél ezt a fogalmat használjuk leggyakrabban, ugyanis az alsó és felső tercilisekkel definiálhatjuk például a melegebb – átlagos – hidegebb, illetve a szárazabb – átlagos – csapadékosabb kategóriák közötti küszöbértékeket.

Az alsó és felső kvartilis, valamint a medián a rendezett mintát négy egyenlő részre osztja. Ennek megfelelően az *alsó kvartilis* a legkisebb elem és a medián közötti rendezett minta mediánja. Hasonlóan a *felső kvartilis* a medián és a legnagyobb elem közötti rendezett minta mediánja. Az alsó és felső kvartiliseket a Box-Whisker diagramokban alkalmazzuk (8.6. alfejezet).

A decilisek a rendezett mintát tíz egyenlő részre osztják, melyek közül az *alsó* és *felső decilis* rendre a rendezett minta alsó, illetve felső egytizedénél lévő mintaelemet jelentik. Ezek a jellemzők gyakran használatosak a meteorológiában a szélsőséges értékek definiálásakor.

A fenti jellemzőket összefoglalóan percentiliseknek nevezzük. Az elnevezés arra utal, hogy a mintából meghatározott empirikus eloszlásfüggvény (8.5. alfejezet) adott értékéhez tartozó mintaelemet tekintjük. Így a medián a 0,5 függvényértékhez tartozó mintaelem, a tercilisek a 0,33 és a 0,67 függvényértékhez tartozó mintaelemek, az alsó és felső kvartilis rendre a 0,25 és a 0,75 függvényértékhez tartozó mintaelemek, az alsó és felső decilis rendre a 0,1 és a 0,9 függvényértékhez tartozó mintaelemek.

8.3. Trendelemzés, regresszió

A trendelemzés során azt vizsgáljuk, hogy a mintaelemek idősorában felfedezhető-e valamilyen szabályszerűség. Leggyakrabban lineáris trendet, tehát egy lineáris függvénykapcsolatot keresünk. Ehhez az $y=ax+b$ alakú *lineáris regressziós* összefüggést kell felállítanunk. A lineáris regressziós egyenes meghatározásánál egy optimalizációs feladatot hajtunk végre, azaz megkeressük azt az egyenest, amelyet a mintaelemekre a legkisebb négyzetes hibával tudunk illeszteni. A lineáris regressziós egyenes egyenletében szereplő a együtthatót nevezzük *lineáris trendegyütthatónak*. Ha a kapott egyenes nem párhuzamos az x -tengellyel, azaz az a együttható nem egyenlő nullával, akkor növekvő ($a>0$), illetve csökkenő ($a<0$) trendről beszélünk. A trendegyütthatóra vonatkozóan minden esetben meg kell vizsgálni, hogy 0-tól szignifikánsan eltérő-e. Ehhez a kapott trendegyütthatót a mintaelemek standard hibájával kell leosztani, mely a t -próba elvégzéséhez szükséges. A próbastatisztika értékét adja meg az alábbi képlet szerint:

$$A = \frac{a \cdot \sqrt{(N-2) \cdot \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (8.4)$$

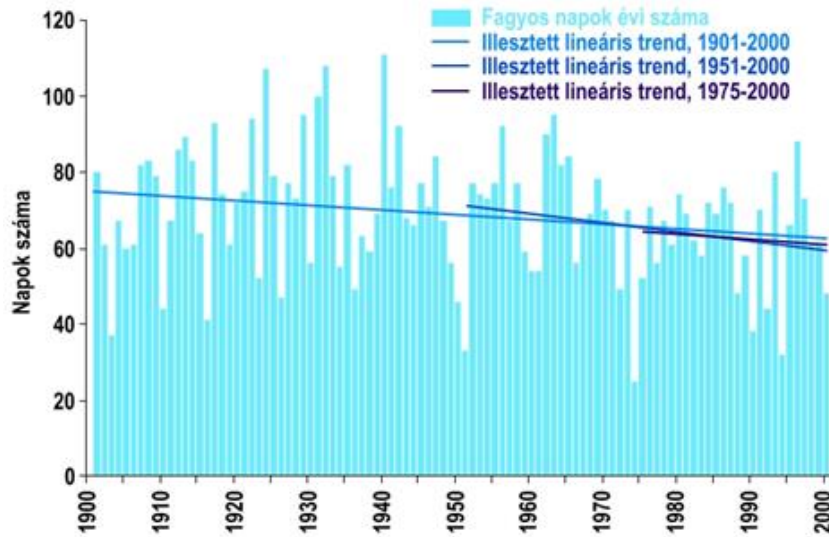
Az elemzés során az A próbastatisztika értékét hasonlítjuk össze az N-2 (N a mintaelem-szám) szabadsági fokú t-eloszlás kritikus értékével 0,95 valószínűség esetére (ez a valószínűség adja meg a szignifikancia szintet), melyet a 8.1. táblázatban adunk közre. Ha az A-ra kapott érték abszolút értékben meghaladja a t-eloszlás kritikus értékét, akkor a kapott lineáris trendegyüttható szignifikánsan eltér 0-tól.

8.1. táblázat. A t-eloszlás értékei különböző szabadsági fokokra, 0,95 valószínűség esetére

Szabadsági fok	Az eloszlásfüggvény értéke
1	12,706
2	4,303
3	3,182
4	2,776
5	2,571
6	2,447
7	2,365
8	2,306
9	2,263
10	2,228
11	2,201
12	2,179
13	2,160
14	2,145
15	2,131
16	2,120
17	2,110
18	2,101
19	2,093
20	2,089
40	2,021
60	2,000
80	1,990
100	1,984
120	1,980

Példaként a budapesti hőmérsékleti mérések alapján számított fagyos napok (amikor $T_{\min} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) évi számának trendelemzését mutatjuk be a 8.2. ábrán. Az idősorra három különböző hosszúságú időintervallumra illesztettünk lineáris trendet: 1901–2000, 1951–2000 és 1975–2000 időszakokra. A kapott trendegyütthatók értéke, vagyis az illesztett lineáris regressziós egyenesek meredeksége rendre $-0,13 \text{ nap/év}$, $-0,24 \text{ nap/év}$, illetve $-0,15 \text{ nap/év}$. Mindhárom időszakban csökkenő trendet detektálhatunk. Habár a teljes évszázadra vonatkozó trendegyüttható értéke abszolút értékben a legkisebb, mégis ez az egyetlen, amely az elvégzett t-próba alapján 95%-os szinten szignifikánsan eltér nullától. A számítások során a vizsgálandó próbastatisztikák értéke rendre $-2,2$ -nek, $-1,4$ -nek, illetve $-0,3$ -nak adódott. A t-eloszlás kritikus értéke $100-2=98$ szabadsági fok esetén $1,984$, $50-2=48$ szabadsági

fok esetén 2,011, s $26-2=24$ szabadsági fok esetén 2,064. Az összehasonlítható értékpárok ezek szerint rendre: $2,2 > 1,984$, $1,4 < 2,011$, illetve $0,3 < 2,064$. Ebből jól látszik, hogy csupán az első esetben – vagyis a teljes 1901–2000 időszakra vonatkozóan – teljesül a számított próbastatisztika kritikus értéket meghaladási követelménye, melynek oka a mintaelemek relative kisebb arányú szóródása. A példából is kitűnik, hogy a trendegyüttható megadása önmagában nem elegendő a lineáris trend jellemzésére, a t-próba eredményét is figyelembe kell vennünk.



8.2. ábra. Lineáris trendelemzés Budapestre. A fagyos napok számának alakulása 1901-2000 időszakban. (Adatok forrása: www.met.hu)

8.4. Kovariancia és korreláció

Két változó együttes elemzésénél gyakran alkalmazott mennyiség a *kovariancia*-, illetve a korrelációs együttható. Ezek a mennyiségek megmutatják, hogy a két idősor milyen mértékben változik „együtt”, s azt is, hogy a változások előjele azonos-e. Két N elemű minta (X_i és Y_i , $i = 1, \dots, N$) kovarianciáját úgy számítjuk ki, hogy külön-külön mindkét mintára vesszük minden mintaelem különbségét a mintaelemek átlagától ($X_i - \bar{X}$, illetve $Y_i - \bar{Y}$), majd páronként összeszorozzuk őket. A szorzatok összegét képezzük, melyet elosztunk a mintaelemszám 1-gyel csökkentett értékével. Ezt az összefüggést az alábbiak szerint írhatjuk fel:

$$\text{Cov}(X, Y) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \quad (8.5)$$

A pozitív kovariancia értékek azt jelentik, hogy amennyiben az egyik változó átlag feletti értéket vesz fel, akkor nagy eséllyel a másik változó értéke is az átlag felett lesz és fordítva. Amennyiben a kovariancia érték negatív tartományban van, úgy nagy valószínűséggel az egyik változó értéke pozitív, míg a másik negatív. A 0 körüli kovariancia értékek arra utalnak, hogy a két változó egymástól függetlenül változik. A kovarianciák értékei nehezen értelmezhetők, ezért leggyakrabban azok normalizált változatát alkalmazzuk, melyet *korrelációs együtthatónak* (r) nevezünk:

$$r_{X,Y} = \text{Cor}(X, Y) = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{D_X \cdot D_Y} \quad (8.6)$$

A korrelációs együttható a $(-1, +1)$ intervallumban veheti fel értékeit. A $+1$ körüli értékek azt jelzik, hogy a két minta idősora együtt, azonos irányban változik, a -1 körüli értékek is szoros összefüggésre utalnak, de a minták közötti ellentétes irányú változásokat jelzik. A 0 körüli értékek – a kovarianciához hasonlóan – a két minta közötti függetlenségre utalnak (valójában az ok-okozati kapcsolat fordított: két minta lineáris függetlenségéből következik az, hogy korrelációs együtthatójuk értéke 0).

Az éghajlati változók mintáinak összefüggését értékelve az is fontos, hogy a korrelációs együttható értékére hipotézis vizsgálatot végezzünk. Ehhez ún. kétmintás t-próbával ellenőrizhetjük, hogy a korreláció 0-tól szignifikánsan eltér-e. Ennek során az alábbi A próbastatisztikát kell meghatározni az N mintaelem-szám felhasználásával:

$$A = \frac{r_{x,y}}{\sqrt{1-r_{x,y}^2}} \cdot \sqrt{N-2} \quad (8.7)$$

Ennek az értéket kell összehasonlítani az N-2 szabadsági fokú t-eloszlás (8.1. táblázat) kritikus értékével 0,95 valószínűség esetére (ez a valószínűség adja meg a szignifikancia szintet). Amennyiben a próbastatisztika értéke abszolút értékben meghaladja a t-eloszlás kritikus értékét, akkor a kapott korrelációs együttható szignifikánsan eltér 0-tól.

Két példát mutatunk be a korrelációs együttható alkalmazására. Elsőként a XX. századi budapesti és három hazai állomás (Debrecen, Szeged, Szombathely) havi középhőmérsékleteire elvégzett korrelációs elemzés eredményét közöljük, melyre t-próbával ellenőriztük, hogy a kapott együtthatók 0-tól szignifikánsan eltérnek-e. A 8.2. táblázatból egyértelműen leolvasható, hogy a korrelációs együtthatók értékei mind pozitívak és magasak, minden esetben meghaladják 0,81-et. A t-próba eredménye azt jelzi, hogy az összes korrelációs együttható 95%-os szinten szignifikáns (a próbastatisztikák értéke 14 és 36 közötti, melyek mindegyike meghaladja az 1,984 kritikus t-eloszlási értéket). Az ország különböző részei közötti hőmérsékletviszonyok télen szorosabb összefüggésben vannak egymással, mint nyáron, melyet a magasabb korrelációs értékek jeleznek.

8.2. táblázat. Három hazai állomáson mért havi középhőmérséklet idősorok korrelációs együtthatói a budapesti havi középhőmérsékleti idősorokkal, 1901-2000. A világoskék szín jelzi a 0,9-nél kisebb korrelációs együtthatókat, a sötétebb kék a 0,9 és 0,95 közöttieket, a piros szín pedig a 0,95-öt elérőket. (Adatok forrása: www.met.hu)

Hónap	Debrecen	Szeged	Szombathely
Január	0,95	0,95	0,96
Február	0,94	0,95	0,96
Március	0,95	0,91	0,96
Április	0,95	0,90	0,93
Május	0,95	0,92	0,95
Június	0,91	0,84	0,94
Július	0,91	0,83	0,94
Augusztus	0,91	0,81	0,93
Szeptember	0,90	0,86	0,94
Október	0,89	0,86	0,93
November	0,95	0,93	0,94
December	0,92	0,93	0,93

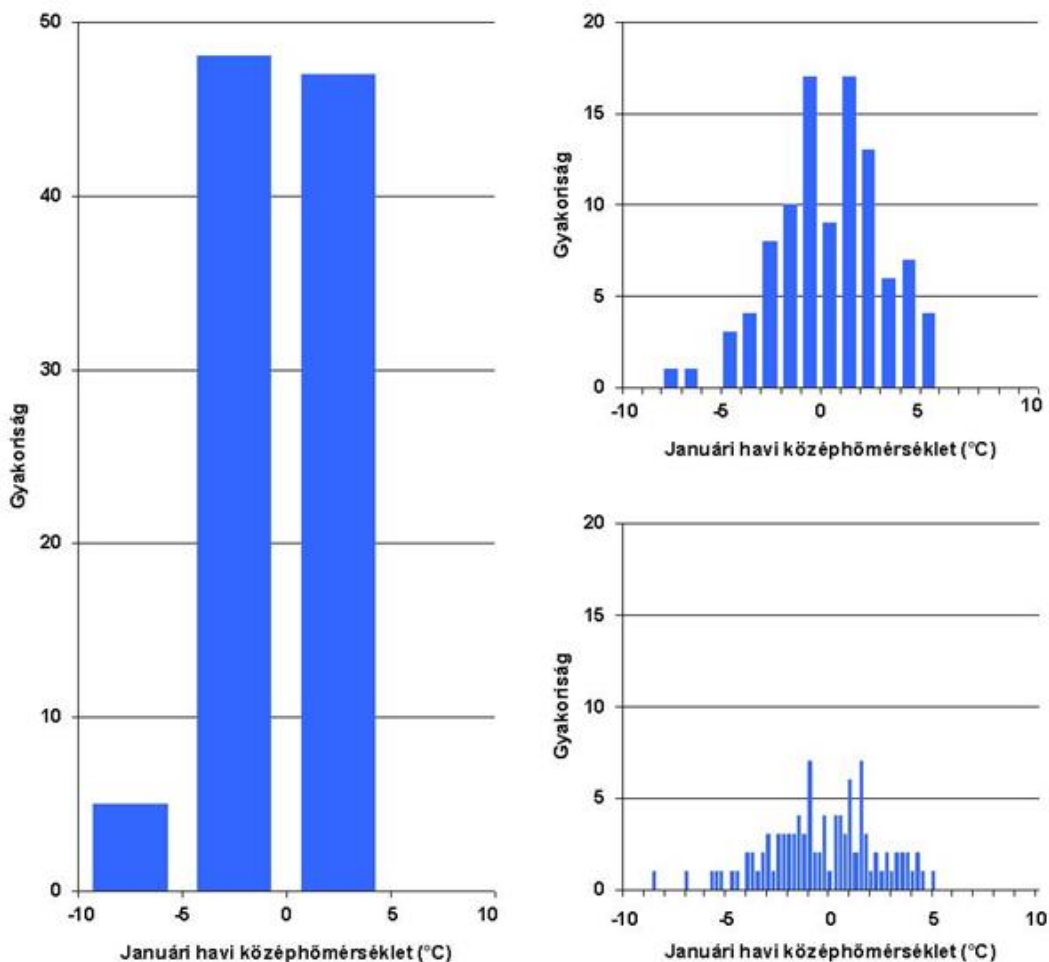
A másik példában Budapest januári havi középhőmérsékleti idősorának kapcsolatát nézzük a többi hónapra vonatkozó havi középhőmérsékleti idősorokkal. Az előző példával ellentétben itt sokkal gyengébb kapcsolatokat kaptunk, s mindösszesen négy hónap esetén (február, március, június és november) található 95%-os szinten szignifikáns lineáris korrelációs együtthatót.

8.3. táblázat. A budapesti januári havi középhőmérsékleti idősor korrelációs együtthatói a többi hónap középhőmérsékleti idősoraival, 1901-2000. A lila kiemelés jelzi a 95%-os szinten szignifikáns korrelációs együtthatókat, melyek esetén a meghatározott próbastatisztika értéke abszolút értékben meghaladja az 1,984-et. Az autokorrelációs együttható értéke januárra értelemszerűen 1, és itt nem értelmezhető a próbastatisztika. (Adatok forrása: www.met.hu)

Hónap	Korrelációs együttható értéke	Próbastatisztika értéke
Január	1,00	-
Február	0,36	3,79
Március	0,24	2,43
Április	0,15	1,48
Május	-0,01	-0,09
Június	-0,23	-2,31
Július	0,08	0,80
Augusztus	0,12	1,22
Szeptember	-0,14	-1,37
Október	-0,12	-1,16
November	-0,20	-2,01
December	-0,09	-0,86

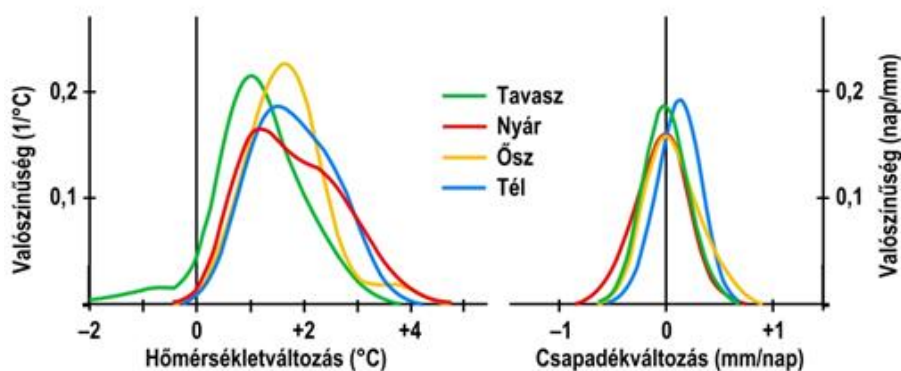
8.5. Hisztogram, eloszlások

Egy adott minta előfordulási gyakoriságait legegyszerűbben hisztogramok segítségével ábrázolhatjuk, melyek az elméleti sűrűségfüggvények közelítéseiként értelmezhetők. A függőleges tengelyen mindig az abszolút vagy a relatív gyakorisági értékek jelennek meg. A hisztogramok vízszintes tengelyén alkalmazott kategóriákat az adott feladathoz igazodva körültekintően kell megválasztanunk. A 8.3. ábrán három különböző kategória beosztás alkalmazásával adjuk meg a budapesti január havi középhőmérsékletek XX. századi idősorának hisztogramjait. Jól látható, hogy teljesen más struktúra jelenik meg, melyből esetenként nem is ugyanaz a következtetés vonható le. Ebben az esetben a legcélravezetőbb és leginformatívabb a bal felső hisztogram 1 °C-os beosztása.



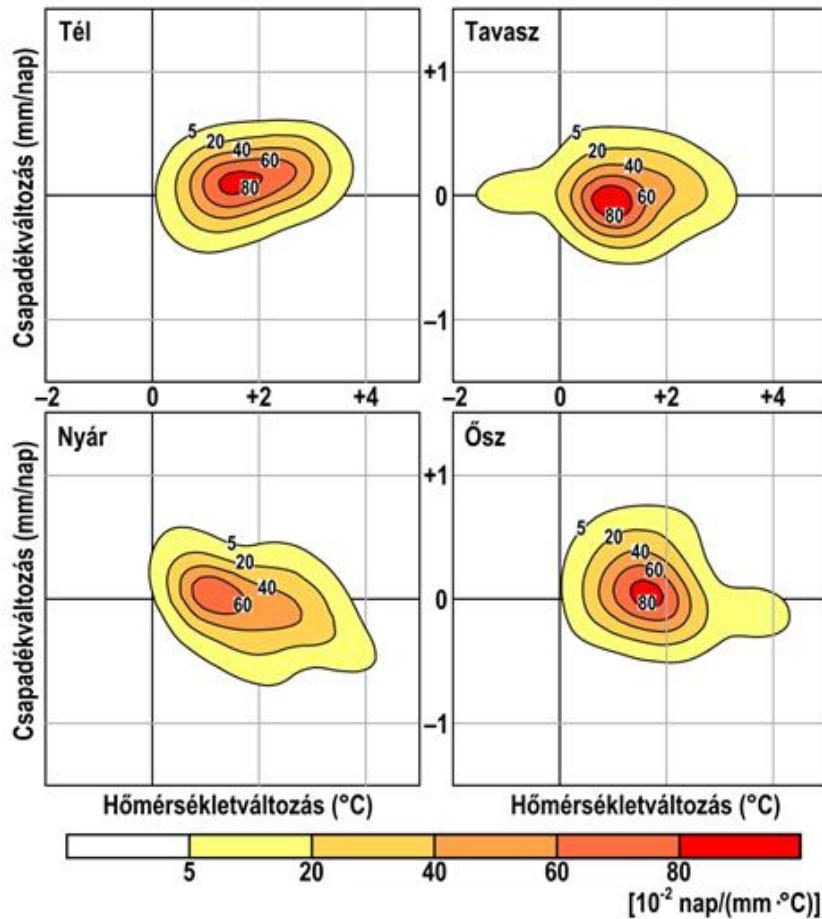
8.3. ábra. Példa a hisztogramok alkalmazására. A budapesti január havi középhőmérsékletek XX. századi idősorának hisztogramja három különböző kategória beosztással. A bal oldali hisztogramon 5 °C-os, a jobb felső és alsó hisztogramon rendre 1 °C-os, illetve 0,25 °C-os kategória beosztást alkalmaztunk. (Adatok forrása: www.met.hu)

A fenti probléma kiküszöbölésére az *empirikus sűrűségfüggvényeket* folytonos vonaldiagram formájában is gyakran használjuk egy adott éghajlati változó eloszlásának jellemzésére. Példaként a Budapest térségére becsült éghajlatváltozás évszakos sűrűségfüggvényeit mutatjuk be a 8.4. ábrán. A regionális klímamodellek (RCM) eredményeit (Déqué, 2009) felhasználva a két grafikon a 2021–2050-re várható hőmérséklet- és csapadékváltozásokat összegzi. A hőmérsékletnél egyértelműen leolvasható a várható melegedési tendencia és az évszakok közötti különbségek. A várható hőmérsékletnövekedés legvalószínűbb értéke 1–2 °C, mely valószínűsíthetően tavasszal lesz a legkisebb. A modellszimulációk között előfordul akár 4 °C-os évszakos átlagos melegedést adó becslés is. A csapadék esetén az empirikus sűrűségfüggvény maximuma a pozitív oldalon van, ami a várható téli csapadéknövekedésre utal. A kapott eredmények eloszlásának maximuma ugyan a 0-nál van nyáron, de a negatív irányban aszimmetrikus függvény a csapadékcsökkenést valószínűsíti.



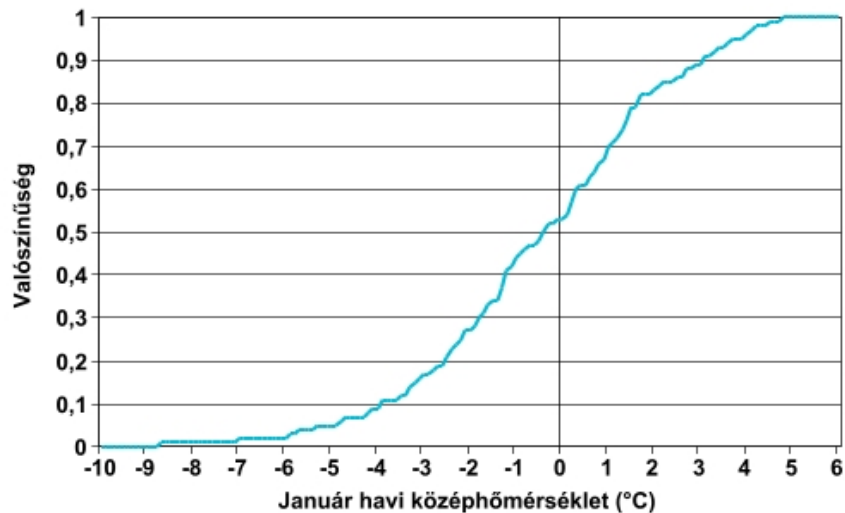
8.4. ábra. A Budapest térségére 2021–2050-re évszakonként várható hőmérséklet- és csapadékváltozások empirikus sűrűségfüggvényei 16 RCM-szimuláció súlyozott eredményei alapján az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. (Déqué, 2009 nyomán)

Az egy-egy térségre vonatkozó évszakos éghajlatváltozás *kétváltozós PDF diagramon* való ábrázolásával adhatjuk meg a valószínűségi becslést. Példaként a 8.5. ábrán a Budapestet reprezentáló rácspontra vonatkozóan a 2021–2050 időszakra várható évszakos hőmérséklet- és csapadékváltozás regionális modellbecsléseit összegezzük. Ezen eredmények alapján (Déqué és Somot, 2010) a hőmérséklet-emelkedés várhatóan nyáron és télen lesz a legnagyobb mértékű (átlagosan mintegy 1,8 °C). A csapadék növekedése ősszel és télen valószínűsíthető, átlagosan mintegy 0,1 mm/nap.



8.5. ábra. A budapesti hőmérséklet és csapadék 2021–2050-re várható évszakos változásának kétváltozós PDF-diagramjai az A1B scenárió esetén, referencia időszak: 1961–1990. A színezett területeket az 5, 20, 40, 60, 80, illetve 100 értékek jelölik ki 10^{-2} nap/(mm·°C) egységben kifejezve, melyeket a súlyozott és normált RCM-eredményekből számítottak ki. (Déqué, 2009 nyomán)

Az eloszlásfüggvények (0; 1) tartományban veszik fel értéküket, s lényegében a sűrűségfüggvények kumulatív, normált változataiként értelmezhetők. Adott x értékhez tartozó függvényérték azt fejezi ki, hogy milyen valószínűséggel vesznek fel a mintaelemek x -et nem meghaladó értéket. Példaként a 8.6. ábrán a budapesti mérések alapján a XX. századi január havi középhőmérsékletekből meghatározott empirikus eloszlásfüggvényt láthatjuk. A grafikonról leolvasható, hogy az 1901–2000 időszakban 0,95 valószínűséggel fordult elő $+4$ °C-nál hidegebb január, 0,5 valószínűséggel $-0,4$ °C-nál hidegebb január, s csupán 0,05 valószínűséggel -5 °C-nál hidegebb.

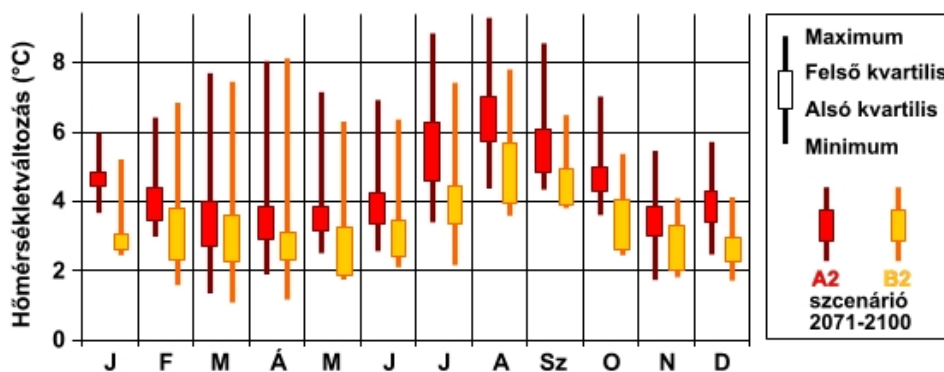


8.6. ábra. Példa az empirikus eloszlásfüggvényre: a budapesti január havi középhőmérsékletek XX. századi időszora alapján. (Adatok forrása: www.met.hu)

8.6. Box-Whisker diagram

A vizsgált változó eloszlásáról ad összefoglaló információt az ún. Box-Whisker diagram. Ezeken a dobozok alsó és felső lapjai rendre a minta alsó és felső kvartiliseit jelölik, míg középen a mediánértékek vannak jelölve. A dobozok alatt, illetve felett lévő függőleges vonalak az adott mintában előforduló minimális és maximális értékeket jelölik. Értelemszerűen az elnyúló doboz hossza, illetve a függőleges vonal az adott paraméter változékonyságára utal.

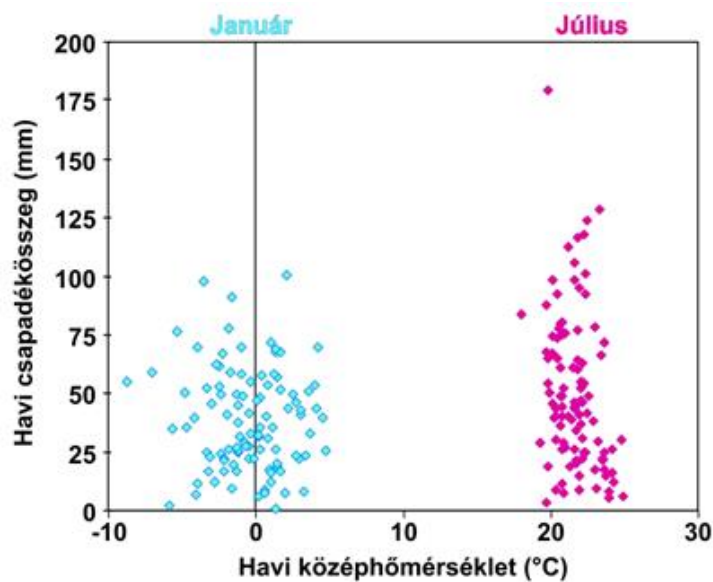
Példaként a 8.7. ábrán bemutatunk egy Magyarországra készült éghajlatváltozási elemzést. A grafikon a PRUDENCE projekt keretében futtatott modellek havi hőmérsékletváltozási becslését ábrázolja. Külön-külön az A2 és a B2 kibocsátási forgatókönyvekre vonatkozóan havonta megjelennek a 2071–2100 időszakra várható hőmérsékletváltozások (referencia időszak: 1961–1990). Jól látható, hogy minden modellszimuláció (A2 esetén 16, B2 esetén 8) 1 °C-nál nagyobb és 10 °C-nál kisebb havi hőmérsékletemelkedést prognosztizál. Minden hónapban a nagyobb CO₂ koncentráció szinttel jellemezhető A2 scenárióhoz tartozó melegedés mértéke nagyobb, mint a B2 scenárióé. A legnagyobb melegedés július-augusztus-szeptember hónapokban várható, ahol még a medián értékek is meghaladják az 5 °C-ot (A2 esetén), illetve a 3,5 °C-ot (B2 esetén).



8.7. ábra. Példa a Box-Whisker diagram klimatológiai alkalmazására. A PRUDENCE projekt keretében végzett modellszimulációk Magyarországra vonatkozó havi hőmérsékletváltozási értékei. A becslések az A2 és a B2 kibocsátási forgatókönyvek figyelembe vételével készültek a 2071–2100 időszakra, referencia időszak: 1961–1990 (Bartholy et al., 2008).

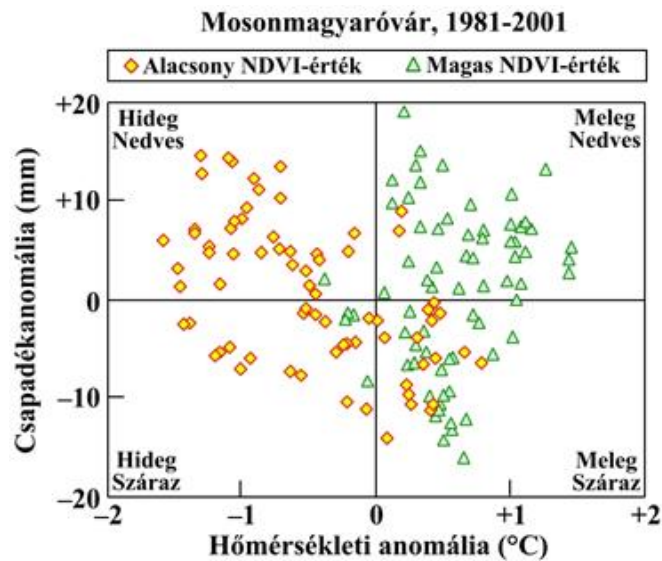
8.7. Szórásdiagram

Kettő, vagy több változó együttes elemzéséhez, a közöttük lévő összefüggések feltáráshoz jó segítséget nyújthatnak a szórásdiagramok. Itt két tengelyen két különböző változót ábrázolunk. Például összehasonlíthatjuk egy adott állomás hőmérsékleti és csapadék idősorát, vagy két különböző helyszín azonos éghajlati változóját (pl. hőmérsékletét). A szórásdiagramon egy pontfelhő jelenik meg, melynek minden pontja egy adott időponthoz tartozó két változó értékpárját reprezentálja. A pontfelhő alakjából és elhelyezkedéséből következtethetünk a két változó közötti összefüggésre. Példaként a 8.8. ábrán Budapest havi középhőmérsékletei és csapadékösszegei alapján felrajzolt szórásdiagramját mutatjuk be januárra és júliusra. Természetesen a két pontfelhő jól elkülönül egymástól, mivel a hőmérsékleti viszonyok nagyon eltérnek egymástól januárban és júliusban. Jól látszik, hogy a XX. században januárban a középhőmérsékletek szórása sokkal nagyobb, mint a júliusban. A havi csapadékösszeg viszont júliusban szóródnak nagyobb mértékben. Egy hosszabb időszak szórásdiagramon való ábrázolása lehetőséget ad az adott paraméter potenciális szélsőértékeinek jobb áttekintésére. Budapest esetén a januári legalacsonyabb havi középhőmérséklet megközelítette a -10 °C -ot, a júliusi legmagasabb havi középhőmérséklet pedig csaknem elérte a 25 °C -ot. A havi csapadékösszegek mindkét hónapban többször voltak nagyon alacsonyak (alig néhány mm), viszont a maximumok csak júliusban haladták meg jelentősebben a 100 mm -t.



8.8. ábra. Budapest havi középhőmérsékletének és havi csapadékösszegének szórásdiagramja az 1901–2000 időszak januári és júliusi adatai alapján (adatok: www.met.hu).

A 8.9. ábrán egy komplex klimatológiai elemzés eredményét láthatjuk, melyben együttesen alkalmazzuk a tercilisek fogalmát, az anomáliákat és a szórásdiagramot. Az NDVI a növényzet állapotát jól jellemző vegetációs index, melyet műholdas mérésekből származtathatunk (Kern et al., 2007). A grafikonon csak azon hónapok hőmérséklet- és csapadékanómália viszonyai kerültek ábrázolására, melyeknél a felső terciliséknél magasabb, vagy az alsó terciliséknél alacsonyabb volt az adott időszakra vonatkozó NDVI érték (a mosonmagyaróvári meteorológiai állomáshoz legközelebb eső műholdas képpontban). Jól látható, hogy a teljes időszak során a szokásosnál hidegebb és nedvesebb, illetve melegebb és nedvesebb éghajlati viszonyok esetén rendre szinte kizárólag alacsony, illetve magas NDVI értékek jelentkeznek. Az NDVI értéke elsősorban a hőmérsékleti anomáliától függ, melyet a csapadékvizonyok módosítanak. Az átlagosnál csapadékosabb időszakokban a magasabb hőmérsékletre a növényzet egyértelműen zöldebb, kifejtettebb állapottal reagál. Ugyanakkor a megszokottól szárazabb időszakokban a hőmérséklet növényzetet befolyásoló szerepe jóval kisebb.



8.9. ábra. Példa a szórásvázlat klimatológiai alkalmazására. Az NDVI értékek összefüggése a Mosonmagyaróvár havi hőmérsékleti és csapadékanomália időszoraival az 1981-2001 időszakra. Az alacsony és magas NDVI értékeket rendre az alsó, illetve a felső tercilis felhasználásával határoztuk meg (Bartholy et al., 2004). - animáció

Ellenőrző kérdések

1. Mi az 1., 2. és 3. momentum definíciója?
2. Mi a medián?
3. Mik a tercilisek?
4. Mi az alsó és felső kvartilis?
5. Mit jellemez a korrelációs együttható?
6. Mi az összefüggés a kovariancia és a korreláció között?
7. Mi az összefüggés az eloszlás és a sűrűségfüggvény között?
8. Hogyan közelíthetjük az empirikus sűrűségfüggvényt?
9. Milyen statisztikai jellemzőket használ fel a Box-Whisker diagram?
10. Mi a szórásvázlat?

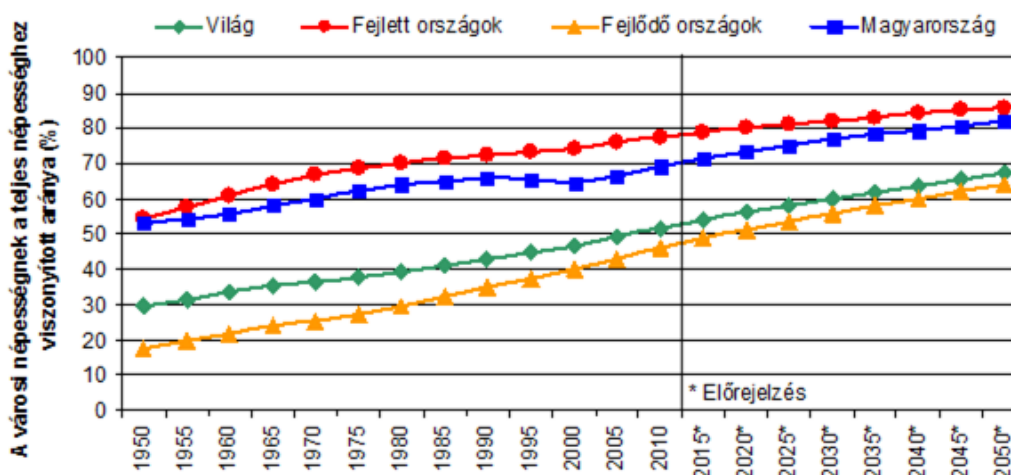
9. fejezet - A városklíma-elemzések története és jelentősége

Napjainkban az éghajlatkutatás legfontosabb területe az emberi tevékenység természetére gyakorolt hatásának a vizsgálata. Ez – a mikroklimák vizsgálatától a globális változások kutatásáig – sokféle térskálán történhet. E térskálák közül kiemelt jelentőséggel bírnak a városi területek, hiszen itt az emberi tevékenység természetére gyakorolt hatása koncentráltan érvényesül: a felszínt nagy területen mesterséges anyagok borítják, a légkör összetétele a szennyezőanyag-kibocsátás következtében megváltozik, rengeteg antropogén eredetű hő jut a szabadba. Ezek a hatások összességében az éghajlat módosulását eredményezik.

Mivel a Földön a városok területe és a nagyvárosokban élő népesség aránya is folyamatosan növekszik, ezért egyre inkább előtérbe kerül a városi környezetben zajló felszín-légkör közötti kölcsönhatások, folyamatok megismerésének igénye. Fontos cél az ok-okozati összefüggések felhasználásával a levegőkörnyezet változásainak modellezése, előrejelzése. A városok klímájával foglalkozó szakemberek a mindennapi életben is egyre inkább hasznosítható célokat fogalmazznak meg. Ilyenek például az optimális településszerkezet tervezése, a városok időszakos túlmelegedésének a mérséklése, a hőérzeti komfort biztosítása, valamint a szennyezett levegő kicserélődési folyamatainak vizsgálata.

9.1. Urbanizációs folyamatok a világban, Európában és Magyarországon

A Világbank jelentése szerint a Föld népessége 2011-ben elérte a 7 milliárdot (World DataBank, 2013). Ez a szám a becslések szerint 2025-re 8 milliárd fölé emelkedik, 2045-re pedig a 9 milliárdot is meghaladja (United Nations, 2012). 1980-ban közel 2 milliárd ember élt városokban, mára a városlakók száma meghaladja a 3,5 milliárdot. A 9.1. ábra a városi népességnek a teljes népességhez viszonyított arányát mutatja be az egész világra, külön a fejlett és a fejlődő országokra, valamint Magyarországra, az 1950 és 2050 közötti időszakra vonatkozóan. Látható, hogy a városi népesség aránya folyamatosan nő. Ez egyrészt annak köszönhető, hogy a vidéki területekről folyamatosan áramlik a népesség a jobb életfeltételeket és megélhetést kínáló városokba (ez a jelenség főként a fejlődő országokban figyelhető meg), másrészt újabb és újabb települések érik el azt a fejlettségi szintet, ami indokolja az adott település városi rangra emelését.



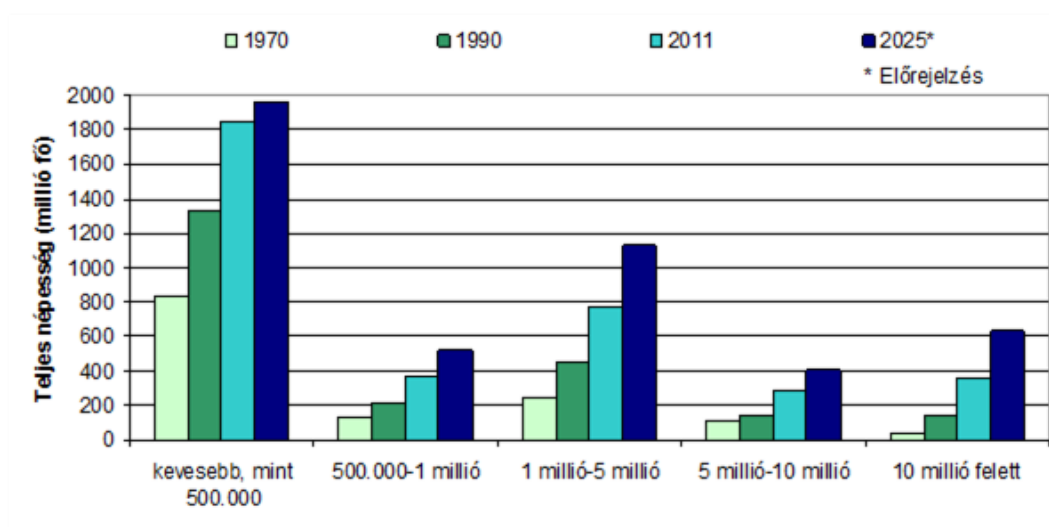
9.1. ábra: A városi népességnek a teljes népességhez viszonyított arányának változása 1950 és 2050 között (United Nations, 2012)

Mára a világon az 500 ezer főnél népesebb városok száma megközelíti az ezret (United Nations, 2012). A 9.2. ábra városméret szerinti bontásban mutatja be a városi népesség növekedését 1970-től napjainkig, valamint a 2025-

re várható lélekszámokat. Az előrejelzések szerint 2025-ben világszerte 2 és fél milliárd ember kisebb, 1 millió fő alatti lélekszámú városban fog élni, ugyanakkor több mint 2 milliárd ember olyan nagyvárosban fog élni, melyben legalább 1 millió ember lakik.

A nagyvárosok száma is dinamikusan növekszik. Míg 1950-ben világszerte csak 6 olyan várost tartottak nyilván, melyek lélekszáma meghaladta az 5 millió főt, addig 2010-re ez a szám 61-re emelkedett, és az előrejelzések szerint 2025-ben már 96 ilyen város lesz a Földön. A 10 millió lakost meghaladó óriásvárosok száma a 2000-ben nyilvántartott 17-ről 2025-re várhatóan 37-re nő. Ezek közül mindössze 8 található fejlett országok területén (Tokió, New York, Los Angeles, Moszkva, Párizs, Osaka, Chicago és London), a többi 10 milliónál népesebb város a fejlődő országokban fekszik. Különösen jelentős az ázsiai kontinens túlsúlya, ahol az előrejelzések szerint 2025-ben már 22 óriásváros lesz (United Nations, 2012).

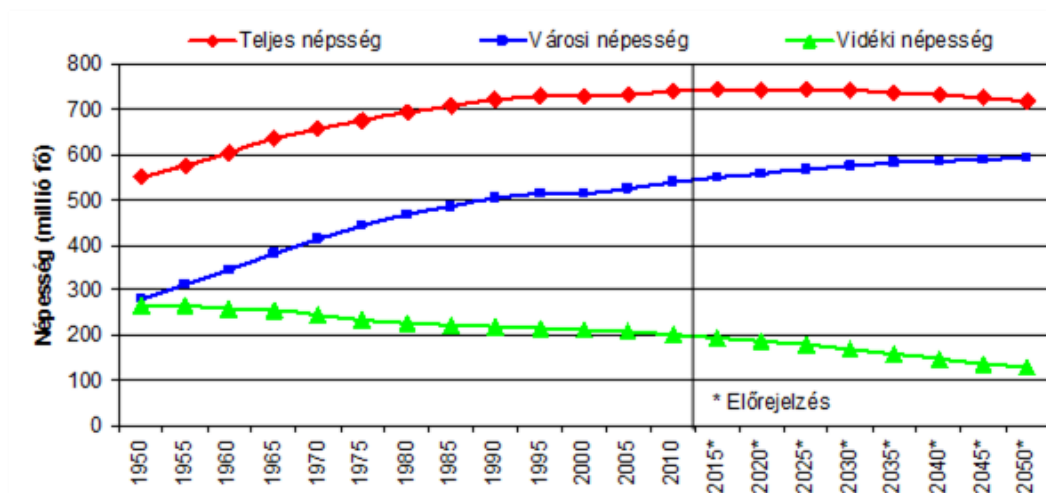
A fenti tények nemcsak a városklíma-kutatások szükségességét igazolják, de egyben felhívják e folyamatban rejlő veszélyekre is a figyelmet: úgymint a várostervezés szükségessége, a zöld területek arányának szabályozása, az ipartelepítésnél a helyi klimatikus sajátosságok figyelembevétele, közegészségügyi szabályozás szigorúbbá tétele, stb.



9.2. ábra: A különböző méretű városok népességének változása 1970 és 2025 között (Adatok forrása: United Nations, 2012)

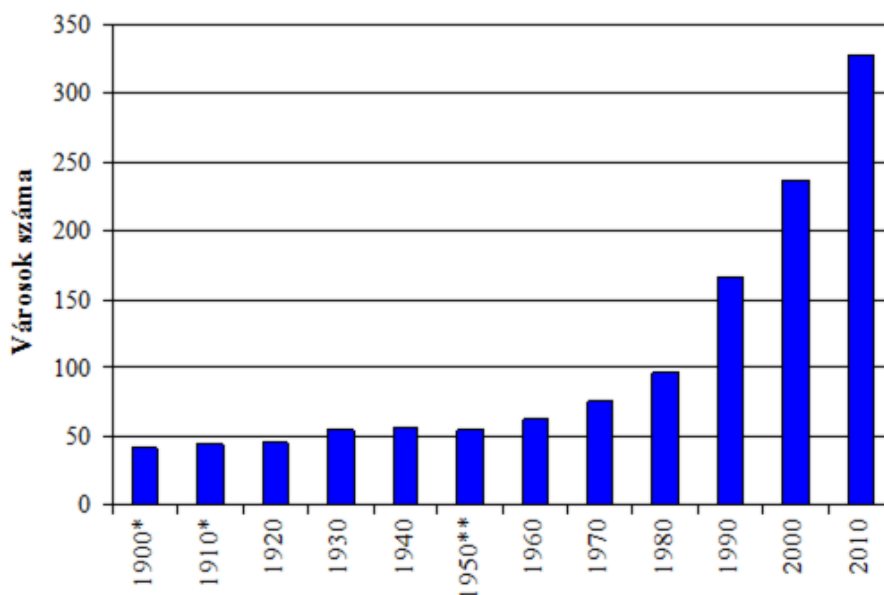
Európa a történelem során mindig a leginkább városiasodott területek közé tartozott. Az urbanizáció a dél-európai térségben már i.e. 700 körül elkezdődött, majd fokozatosan az egész kontinensre kiterjedt. A középkor során Európában kétféle városminta terjedt el. Az egyik az ún. elsődleges városminta hatalmas mögöttes területtel. Ilyen típusú város például Párizs, London, Lisszabon, Nápoly, Konstantinápoly. A másik városminta az egymástól viszonylag kis távolságban lévő városok csoportja. Ezek főként a középkori Flandriában és Észak-Itáliában terjedtek el (Antrop, 2004).

Az ipari forradalom a városiasodás területén is robbanásszerű fejlődést eredményezett. Ahogy a 9.3. ábra is mutatja, 1950-ben az európai népességnek körülbelül fele élt városokban. 2010-re ez az arány 72%-ra emelkedett, a kontinens 738 millió lakosából 536 millió volt városlakó. Ezzel egy időben a vidéki népesség száma jelentősen lecsökkent. Bár az előrejelzések szerint Európában a következő évtizedekben a teljes népesség lélekszáma stagnálni, illetve kis mértékben csökkenni fog, mindemellett a városi népesség lélekszáma továbbra is növekedni fog, így 2050-re Európában a népesség 80%-ot meghaladó része városlakó lesz (United Nations, 2012).



9.3. ábra: A teljes, a városi és a vidéki népesség alakulása Európában 1950 és 2050 között (Adatok forrása: United Nations, 2012)

2012. január 1-jén Magyarország 9.957.731 lakosából 6.939.302 fő élt városokban. Ez 69,7%-os arányt jelent (KSH, 2012a). A 9.4. ábrán látható a magyarországi városok számának változása 1900-tól napjainkig. 1900-ban a mai Magyarország területén 42 várost tartottak nyilván. Az 1950-es évekig inkább a már meglévő városok – főként Budapest – nagy mértékű növekedése volt jellemző.



* Csak a mai Magyarország területén található városokat tartalmazza

** 1950-ben 7 korábban városi címet elnyert települést Budapesthez csatoltak, így azok önálló városi rangja megszűnt

9.4. ábra: A városok számának alakulása Magyarországon (1900-2010) (Adatok forrása: KSH, 2012a)

Az ötvenes évektől kezdve indult meg a városok számszerű gyarapodása. Az ötvenes-hatvanas évek újonnan várossá nyilvánított településeinek nagy része még ún. szocialista város, mely a szocialista tervgazdálkodás és iparfejlesztés következtében indult fejlődésnek. A hetvenes évektől kezdve az erőteljesebb területi munkamegosztásnak köszönhetően mérséklődött a népesség városokba való áramlása, egyidejűleg pedig megindult a kedvezőbb helyzetben lévő falvak fejlődése, városiasodása, ami a városok számának gyors ütemű növekedését vonta maga után. A rendszerváltással a városi rang elnyerésének követelményei jelentősen enyhültek. Az elmúlt

két évtizedben a városi rang odaítélését az 1990. évi önkormányzati törvény határozta meg, amit 2013. január 1-től felváltott az új önkormányzati törvény. Egyik törvény sem ír elő létszámlimitet: a városi státusz odaítélésében a munkanélküliségi ráta, a település gazdasági mutatói, a közműhálózat és az egészségügyi intézményrendszer a mérvadó (KSH, 2012b). A 9.1. táblázat bemutatja a várossá nyilvánítás időbeli alakulását és népességszám szerinti megoszlását a XX. század elejétől kezdve.

9.1. táblázat: A városok száma népességkategória és a várossá nyilvánítás ideje szerint (Adatok forrása: KSH, 2012b)

Várossá nyilvánítás ideje	3000 fő alatti	3000-4999 fő	5000-9999 fő	10000 fő feletti	Összesen
1900 előtt	0	0	0	42	42
1901-1910	0	0	0	1	1
1911-1920	0	0	0	1	1
1921-1930	0	0	0	6	6
1931-1940	0	0	0	0	0
1941-1950	0	0	0	4	4
1951-1960	0	0	0	9	9
1961-1970	0	0	0	13	13
1971-1980	0	0	4	16	20
1981-1990	2	8	34	24	68
1991-2000	7	22	31	13	73
2001-2010	19	29	28	15	91
Összesen	28	59	97	144	328

Látható, hogy a hetvenes évekig csak olyan településeket nyilvánítottak várossá, melyek lélekszáma meghaladta a 10.000 főt. Később – különösen a rendszerváltást követően – a könnyített feltételeknek köszönhetően már egészen kis lélekszámú települések is elnyerték a városi címet. Amíg a hetvenes évekig egy évtized alatt legfeljebb 5-10 település nyerte el a városi rangot, addig 2001 és 2010 között már 91 települést nyilvánítottak várossá. 2010 óta viszont nem történt várossá nyilvánítás. Ennek oka az, hogy a törvény előírásai szerint az önkormányzati választások évében nem lehet városi címet adományozni, így 2010-ben nem is pályázhattak a települések, azóta pedig az önkormányzati törvény átalakítása miatt utasították vissza az összes kandidáló község pályázatát.

Az elmúlt évtizedek laza feltételrendszere azt eredményezte, hogy a városi rang mögött ma már sokszor nem áll tényleges fejlettség. Hazánk 328 városa közül 184-nek a népessége nem haladja meg a 10 ezer főt, ebből 87-ben 5 ezernél is kevesebben élnek. A legkisebb magyarországi városok: Gönc (Borsod-Abaúj-Zemplén megye) – 1951 fő, Visegrád (Pest megye) – 1863 fő, Zalakaros (Zala megye) – 1846 fő, Pacsa (Zala megye) – 1758 fő, Igal (Somogy megye) – 1308 fő, Óriszentpéter (Vas megye) – 1167 fő, Pálháza (Borsod-Abaúj-Zemplén megye) – 1000 fő. Ezek a népességszámok a 2012. január 1-i állapotot tükrözik (KSH, 2012c).

A fenti adatokból is kitűnik, hogy a magyarországi városok többsége csupán közigazgatási szempontból, illetve bizonyos területeken betöltött központi szerepe miatt tekinthető városnak, de a település szerkezetét, beépítettségét, közlekedési körülményeit, szennyezőanyag-kibocsátását tekintve a községekre hasonlít. A városok klímamódosító hatásának vizsgálata tehát nálunk elsősorban a nagyobb települések esetében indokolt. Ugyanakkor még a kisebb településeken is gyakran megfigyelhető a természetes környezet módosulása. Az építészeti beruházások (pl. ipari üzemek, bevásárlóközpontok, lakónegyedek, autópályák építése) nyomán a mesterséges felszín aránya folyamatosan nő, a fokozódó ipari termelés és közlekedés következtében sok szennyezőanyag kerül a levegőbe, ezért indokolt és szükséges e hatásoknak a vizsgálata.

9.2. A városklíma-kutatások története és jelentősége

Már az ókorban az első nagyobb városok létrejöttük feljegyezték, hogy a városi levegő különbözik a vidéki levegőtől. Ezt az emberek eleinte természetesen csak az orrukkal érzékelték. Lucius Annaeus Seneca (i. e. 4 – i. sz. 65) így írt Róma levegőjéről: „Amint megszabadultam Róma nehéz levegőjétől és a füstös kémények bűzétől, melyek amikor füstölnek, ontják magukból a beljük zárt ártalmas gőzt és kormot, rögtön érzem hangulatom megváltozását.” Bár a szennyezés forrása a különböző történelmi korokban folyamatosan változott, a szennyezett levegő a városi légkör egyik ismertetőjegye lett.

A középkorban London lett a szennyezett levegőjű városok prototípusa. A szén és az olajszármazékok elégetése következtében felszabaduló szennyezőanyagok már a XIII-XIV. században annyira megterhelték a város levegőjét, hogy többször kezdeményezték azok használatának tiltását. I. Erzsébet királynő (1533-1603) például a Parlament ülésének ideje alatt megtiltotta a belvárosban a szén égetését. A légszennyezés problémája egészen a XX. század közepéig megnehezítette London lakosságának életét. 1952 decemberében a kedvezőtlen időjárási körülmények és a jelentős szennyezőanyag-kibocsátás következtében minden idők legveszélyesebb szmogja alakult ki a városban, ami a hivatalos adatok szerint 4000 emberéletet követelt, és több mint 100.000 ember megbetegedését okozta. Ez az esemény vezetett el a légszennyezés törvényi szabályozásához és jelentős korlátozásához, és irányította rá a figyelmet a környezet által meghatározott életkörülmények és az egészség közötti összefüggések vizsgálatára (Landsberg, 1981).

Mindezek mellett a XIX. század második és a XX. század első felében Nyugat-Európa többi nagyvárosában is egyre nagyobb problémát jelentettek azok a betegségek – mint például a fertőző tüdőbaj és a D-vitaminhiány következtében fellépő angolkór – melyek egyértelműen a lakosság életkörülményeivel álltak összefüggésben. Az I. Világháborút követően ezekben az országokban a tudományos és a közigazgatási szakemberek részéről egyaránt felmerült az igény annak vizsgálatára, hogyan lehetne a nagyvárosokat komfortosabbá, élhetőbbé tenni, hogy a lakosság elegendő friss levegőhöz és napfényhez jusson. Ezek a tényezők arra sarkallták a természettudósokat, hogy megfigyeljék, kutassák a városokban zajló környezeti folyamatokat.

A fentiek ismeretében nem meglepő, hogy az első tudományos mű, ami a városklímatológia témakörében született, éppen London városának éghajlatáról szól. Luke Howard, aki vegyész és amatőr meteorológus volt, 1818-ban jelentette meg művének első kiadását London éghajlata címmel. Howard sokat foglalkozott a légszennyezés és a városi köd témájával. Emellett ő állapította meg elsőként, hogy a belvárosi térség hőmérséklete több fokkal meghaladja a városon kívüli területen mért hőmérsékletet. Ezt a hőtöbbletet Howard az energiahordozók széles körben elterjedt használatával magyarázta (Howard, 1833). Később ezt a jelenséget sokan megfigyelték és kutatták, a hőmérsékleti mezőnek ezt a jellegzetes térbeli elrendeződésű anomáliáját Balchin és Pye (1947) nevezte először városi hőszigetnek.

A XIX. században számos városklímatológiai témájú tanulmány, monográfia jelent meg. Ezek részletesen leírták egy-egy nagyváros éghajlati sajátosságait, rávilágítottak a város és az azt körülvevő területek klimatikus viszonyainak különbségeire, de még nem foglalkoztak e különbségek okainak feltárásával. Az első olyan mikrometeorológiai kutatások – melyek már a városban megfigyelt jelenségek okait is vizsgálták – a XX. század elején kezdődtek el.

A meteorológiai mérőeszközök, műszerek fejlődése a városklímatológiai kutatások területén is jelentős előrelépést hozott. Az első elemzések egy adott helyre rögzített műszerek mérési adatain alapultak. Az 1920-as, 30-as évektől kezdve már különféle meteorológiai műszerekkel ellátott közlekedési eszközöket – kerékpárokat, személygépkocsikat – is felhasználtak a minél nagyobb tér- és időbeli felbontású megfigyelések kivitelezéséhez. Az 1970-es évektől kezdve megjelentek az első viszonylag nagy felbontású műholdak, melyek sugárzásméréseiből lehetővé vált a különféle paraméterek – különösen a felszínhőmérséklet – meghatározása. Később a digitális technológia térhódításával a repülőgépekre, helikopterekre szerelt nagy felbontású fényképezőgépek, hőkamerák is beépültek a városklímatológia eszköztárába. E modern eszközök és műszerek segítségével a kutatók egyre pontosabb képet kaptak a különféle paraméterek eloszlásának részletes térbeli szerkezetéről (Landsberg, 1981).

Napjainkban világszerte számtalan kutató foglalkozik a városok különféle klimatikus hatásaival. A városklímatológia különféle területeit a Nemzetközi Városklímatológiai Társaság (International Association for Urban Climate, <http://www.urban-climate.org>) fogja össze. A városklíma-kutatások legfontosabb területei a következők:

- a beépített területek klimatikus és meteorológiai viszonyai
- a városi felszín és a fölötte található határreteg kicserélődési folyamatai
- a városi levegő minősége
- turbulencia és áramlási viszonyok a városban
- a városi felszín és légkör jellemzőinek mérése, modellezése és távérzékelése
- az épületekkel, utakkal, parkokkal kapcsolatos mikroskálájú folyamatok és jellegzetességek vizsgálata
- az épületek belső klímája
- a városi ökoszisztémák biometeorológiája és bioklimatológiája, humánkomfort és egészségügyi kockázatelemzés
- a városban zajló légköri folyamatokkal kapcsolatos vizsgálatok felhasználása a várostervezésben
- a városi jellegzetességek figyelembe vétele a mezoskálájú időjárási és klimatológiai modellekben.

Ahogy a fenti felsorolásból is kitűnik, mára a városklimatológia egy szerteágazó, önálló tudományággá vált, melynek eredményeit optimális esetben a mindennapi életben is felhasználják. E tudományág legfontosabb irányait, kutatási területeit, a magyarországi városok klimatikus viszonyait a következő fejezetek mutatják be.

Ellenőrző kérdések

1. A becslések szerint mikorra várható a világnépesség 8, illetve 9 milliárd fő fölé emelkedése?
2. Hogy változott a városi népesség aránya a fejlett, illetve a fejlődő országokban a teljes népességhez viszonyítva 1950 óta?
3. Hogy változott a városi népesség aránya Európában a teljes népességhez viszonyítva 1950 óta?
4. Hogy változott a városi népesség aránya Magyarországon a teljes népességhez viszonyítva 1950 óta?
5. Melyek a városklíma-kutatások legfontosabb kutatási területei?

10. fejezet - Városklimatológiai mérések, megfigyelések

10.1. A városokban zajló folyamatok nagyságrendje

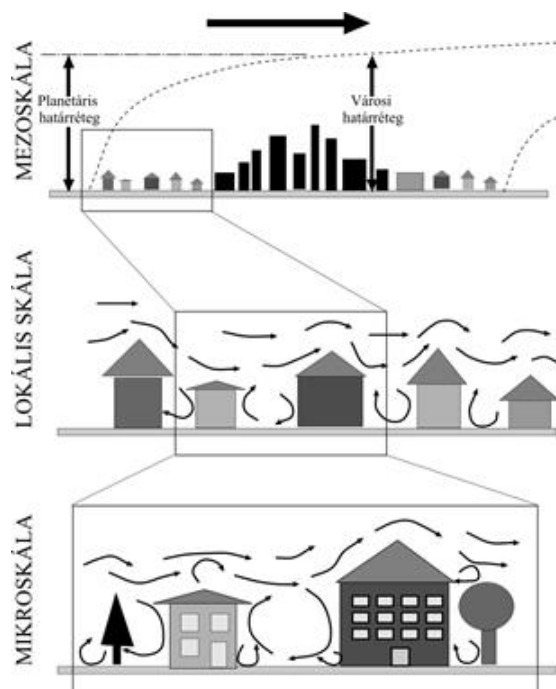
Bármilyen meteorológiai mérést, megfigyelést végzünk, alapvető követelmény a vizsgálat céljának pontos meghatározása, melyhez igazítanunk kell a vizsgálati módszert. Emiatt az alkalmazott műszereket és a mérések gyakoriságát a konkrét alkalmazás követelményei határozzák meg. Például míg a szinoptikus megfigyeléseknek az állomás körüli kb. 100 km-es körzetet kell reprezentálniuk, addig egy kisebb skálájú képződmény vizsgálatához értelemszerűen kisebb területre kell koncentrálni a mérések során. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy minden egyes jelenség esetében meghatározható az állomások sűrűsége és a mérések gyakorisága, ami alapján leírható, vizsgálható az adott képződmény. A mérések térbeli sűrűségét és időbeli gyakoriságát meghatározza a vizsgálni kívánt jelenség tér- és időskálája: minél rövidebb ideig marad fenn egy adott képződmény, minél nagyobb a sebessége a benne zajló folyamatoknak, annál gyakoribb és sűrűbb mérésekre van szükség.

10.1.1. A horizontális skála

A különféle meteorológiai jelenségek horizontális méretük alapján az alábbiak szerint osztályozhatók (WMO, 2008b):

- mikroskála (<100 m): pl. agrometeorológiai jelenségek
- lokális skála (100 m – 3 km): pl. légszennyezés, tornádók
- mezoskála (3 km – 100 km): pl. zivatarcellák, parti szél, hegy-völgyi szél
- makroskála vagy szinoptikus skála (100 km – 3000 km): pl. frontok, ciklonok, anticiklonok
- planetáris skála (3000 km felett): pl. felső-troposzférikus hosszúhullámok

A különféle nagyságrendű folyamatok egymással kölcsönhatásban vannak. A nagyobb skálájú folyamatok meghatározzák a kisebb skálájú folyamatok alapvető feltételeit. Ugyanakkor a kisebb skálájú folyamatok is visszahatnak egy nagyobb terület időjárására és éghajlatára. A városok is beágyazódnak egy nagyobb térségbe, ahol meghatározott szinoptikus körülmények uralkodnak, és ezek már eleve hatást gyakorolnak a városokban zajló kisebb skálájú folyamatokra. A városok méretüknél fogva a mezoskálájú képződmények közé tartoznak, és ezek kisebb-nagyobb mértékben befolyásolják annak a nagyobb térségnek az időjárását és éghajlatát, amelyben elhelyezkednek. A városon belül pedig számos olyan folyamat zajlik, ami a lokális, illetve a mikroskálájú mérettartományba esik, ezek bonyolult kölcsönhatásrendszere határozza meg a város egészének éghajlatát. A városokban zajló különféle nagyságrendű folyamatok egymásba ágyazottságát mutatja be a 10.1. ábra.



10.1. ábra. A városokban előforduló nagyságrendi skálák sematikus rendszere (Oke, 2006 nyomán)

Minden felszíni elem sajátos mikroklímával rendelkezik, ami az adott objektum közvetlen környezetében érvényesül. A felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet nagyon kis távolságon belül több fokot is változhat, és már a viszonylag kicsi tereptárgyak is képesek jelentősen módosítani a légáramlást. Városi környezetben a mikroklímák tipikus dimenziója az egyes épületek, fák, utak, utcák, parkok, kertek méretével arányos. Térskálájuk kevesebb mint egy métertől néhány száz méterig terjed. A lokális skála már egy nagyságrenddel nagyobb területet reprezentál, néhány kilométeres méretű objektumok tartoznak ide. A városokban a lokális skálát olyan szomszédos képződmények együttese képviselik, melyek hasonló tulajdonságokkal rendelkeznek. Ilyenek például a hasonló méretű és szabályosan elhelyezett épületekből álló lakótelepek, az ipari zónák, vagy a városon belül elhelyezkedő erdőterületek. A lokális klímát leíró paraméterek tulajdonképpen integrálják azokat a különféle mikroklimatikus tényezőket, melyek hatása eljut a mérési pontba. A városklimatológiai mérőállomásokat – melyek tipikusan ezeket a lokális skálájú jelenségeket igyekeznek leírni – úgy kell elhelyezni, hogy minél jobban elkerüljék a különleges mikroklimatikus hatásokat, és a lokális jelenségeket reprezentálják. Ez azonban a városi felszínnek nagy változékonysága miatt sokszor nem egyszerű feladat (Oke, 2006).

10.1.2. A vertikális skála

Míg a városon kívüli, illetve a repülőtéri állomások esetében a hő-, a momentum- és a nedvesség vertikális kicserélődése egy viszonylag sík felület felett történik, addig a városokban ez a folyamat egy szignifikáns rétegben, az ún. városi tetőrétegben (urban canopy layer, UCL) megy végbe. E réteg vastagsága a felszíni elemek (épületek, fák) átlagos magasságával egyezik meg.

A különféle felszínek és tereptárgyak mikroklimatikus hatása azok közvetlen közelében érvényesül, a forrástól távolodva a turbulens örvények elkeverik és tompítják ezeket a hatásokat. Az a távolság, melyen belül egy adott objektum hatása még közvetlenül mérhető, függ a hatás erősségétől, a szélességtől és a légkör stabilitási viszonyaitól. A keveredés mind horizontális, mind vertikális irányban bekövetkezik. Vízszintes irányban ez a távolság legfeljebb néhány száz méter. Függőleges irányban egy adott jelenség hatása az ún. érdességi rétegben mérhető közvetlenül. Számítások és kísérletek alapján kimutatták, hogy a sűrűn beépített, homogén területek felett ennek az érdességi rétegnek a magassága a városi tetőréteg magasságának kevesebb, mint másfélszerese. A ritkán beépített felszín felett viszont több mint négyszerese (Oke, 2006). Ha egy műszert ebben az érdességi rétegben helyezünk el, akkor az érzékelni fogja a mikroklimatikus skálájú anomáliákat, míg ha az érdességi réteg felső határa fölé kerül, akkor egy térben átlagolt jelet mérhetünk, ami már reprezentatív a lokális skálára nézve.

10.2. A városklimatológiai állomáshálózat

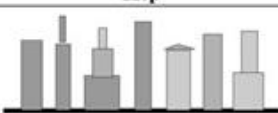




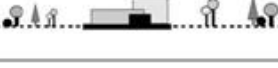

A hagyományos földfelszíni meteorológiai és klímaállomások helyszínének kiválasztásánál fontos szempont, hogy a mérések viszonylag nagy területet reprezentáljanak, és a mérési eredményeket lehetőleg ne terheljék lokális hatások. Emiatt ezeket az állomásokat világszerte igyekeznek a városokon kívül, lehetőleg természetes környezetben elhelyezni. A városok éghajlatával foglalkozó kutatók már viszonylag korán rájöttek, hogy a hagyományos meteorológiai állomások mérései nem (vagy csak korlátozottan) alkalmasak a városokban előforduló inhomogén és komplex környezet leírására. Ezért ki kellett dolgozni azokat az elveket, amelyek alapján a városi környezetben effektív, reprezentatív méréseket lehet végezni. A városklimatológiai mérőhálózatban a hagyományos klímaállomásokéval megegyező műszerekkel ugyanazokat a paramétereket mérik. A különbség a mérőhelyek és az egyes műszerek elhelyezésében és a mérések gyakoriságában van.

Az egyes mérőhelyek négy alapvető szempont alapján jellemezhetők (Oke, 2006):

- a város szerkezete: az épületek és az azok közötti területek dimenziói, az utcák szélessége és tájolása
- a felszínborítottság: beépített, burkolt, növényzettel borított, csupasz talaj, vízfelszín
- a felszín anyaga: természetes vagy mesterséges anyagok
- a városi metabolizmus: az emberi tevékenység következtében kibocsátott hő, vízgőz és légszennyező anyagok mennyisége.

A fenti szempontok alapján számos osztályozás készült a városi mérőhelyek csoportosítására. Oke (2006) az ún. városklíma-zónák meghatározásánál az alapvető szempontrendszer mellett figyelembe vette az objektumok átlagos magasságának (z), valamint a közöttük lévő átlagos távolságnak (h) az arányát, illetve a beépítettséget, azaz a nem áteresztő felületek arányát is. Az így felállított kategóriákat a 10.1. táblázat tartalmazza. A bemutatott osztályozás a városklíma zónákat rangsorolja: minél előrébb szerepel egy adott zóna a 10.1. táblázatban, annál nagyobb mértékben képes befolyásolni a lokális klímát.

10.1. táblázat. A városi területek osztályozása Oke (2006) városklíma-zóna-klasszifikációja alapján, z jelöli az objektumok átlagos magasságát, h pedig a közöttük lévő átlagos távolságot

Városklíma-zóna	Kép	z/h	Beépítettség (%)
Intenzíven fejlett városi övezet különálló, egymáshoz közel elhelyezkedő, magas épületekkel, mesterséges burkolattal (pl. belvárosi toronyházas övezet)		>2	>90
Intenzíven fejlett, nagy sűrűségű városi övezet 2-5 emeletes épületekkel, szorosan egymás mellé vagy egymáshoz nagyon közel épített, téglá- vagy köépületekkel (pl. régi városmag)		$1-2,5$	>85
Erősen fejlett, közepes sűrűségű városi övezet sorházakkal vagy különálló, de egymáshoz közel elhelyezkedő épületekkel (pl. városi lakótelep)		$0,5-1,5$	$70-85$
Erősen fejlett, kis vagy közepes sűrűségű városi övezet nagy kiterjedésű alacsony épületekkel és aszfaltozott parkolókkal (pl. bevásárlóközpontok)		$0,05-0,2$	$70-75$
Közepesen fejlett, kis sűrűségű külvárosi övezet 1-2 emeletes házakkal (pl. kertváros)		$0,2-0,6$ magas fák esetén >1	$35-65$
Vegyes használatú övezet nyílt területen elhelyezkedő nagy kiterjedésű épületekkel (pl. kórházak, egyetemek, repülőterek)		$0,1-0,5$ (a fáktól függ)	<40
Vidéki övezet természetes vagy mezőgazdasági környezetben elhelyezkedő elszórt épületekkel (pl. tanyák, farmok)		$>0,05$ (a fáktól függ)	<10

Egy mérőhely telepítésénél fontos tisztázni annak célját. Például ha csupán egy városklíma-állomás telepítésére van lehetőség, akkor el kell dönteni, hogy (1) a város legerősebb hatását kívánjuk megmérni, vagy (2) a város egészét jobban reprezentáló átlagos terület jellegzetességeit akarjuk detektálni, esetleg (3) egy adott kisebb területről szeretnénk pontosabb információkat kapni (például azért, mert e területen egy beruházást akarnak végrehajtani). Az állomás helyét e szempontok figyelembevételével kell kijelölni. Amennyiben a mérőhely egy állomáshálózat része lesz, további célok is befolyásolhatják az állomások elhelyezését. Kevesebb mérőhelyre van szükség, ám azok helyét nagyon körültekintően kell megválasztani, ha a különböző városklíma-zónák átlagos viszonyairól szeretnénk reprezentatív adatot kapni. Míg ha az egyes paraméterek zónán belüli térbeli eloszlásának anomáliáit is mérni szeretnénk, akkor sűrűbb állomáshálózatra van szükség.

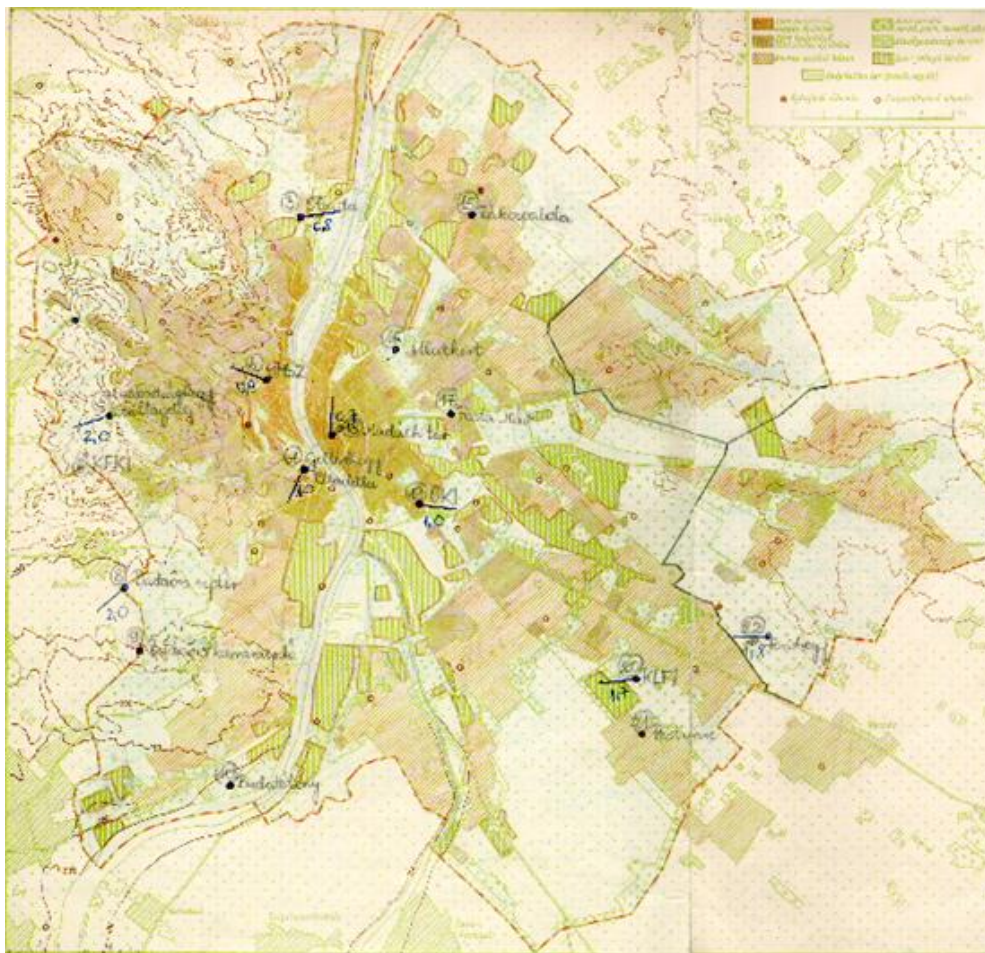
Az állomások telepítésénél lehetőség szerint el kell kerülni a különleges mikroklimatikus tényezők mellett azokat a lokális vagy mezoszkálájú hatásokat is, melyek nem a városhatásból erednek. Ilyenek például a domborzat által generált klimatikus hatások, mint például a hegy-völgyi szél, a domborzat következtében kialakuló felhőzet vagy a folyóvölgyekben gyakoribbá váló köd. Amennyiben nem kifejezetten e jelenségeknek a városi környezetben fellépő előnyös vagy hátrányos hatását kívánják vizsgálni, akkor a mérőállomások telepítésénél kerülni kell azokat a területeket, ahol ezek a jelenségek szignifikánsan befolyásolják a lokális klímát.

Emellett a mérések reprezentativitását erősen ronthatja az is, ha a helyszín kiválasztásánál nem veszik figyelembe, hogy a közelben valami különleges – sokszor mesterséges – objektum található, mint például egy hőerőmű, egy alagút szellőző kéményének kivezetése, vagy egy nagy aszfalozott parkoló egy olyan területen, ahol egyébként túlnyomórészt öntözött kertek vannak. Az állomások telepítésénél érdemes elkerülni a különféle városklíma-zónák közötti átmeneti területeket is, ahol kis távolságon belül jelentősen változik a város szerkezete, a felszínborítottság, a felszín anyaga, valamint az antropogén hő- és szennyezőanyag-kibocsátás.

Körültekintően kell kezelni az épületek tetején elhelyezett mérőállomásokat is. Mivel a bonyolult hő-, nedvesség- és momentum-kicszerélődési folyamatok az épületek és fák átlagos magasságáig terjedő városi tetőrétegben mennek végbe, ezért sokszor tévesen azt feltételezik, hogy a háztetők szintje már mentes a mikroklimatikus hatásoktól. Ezzel szemben a tetők maguk is sajátos mikroklimával rendelkeznek: a légáramlás iránya, sebessége és lökésessége igen változékony. A tető általában olyan anyagból készül, ami miatt felszínén extrém hőmérsékleti értékek alakulhatnak ki. A nedvesség is nagyon kevés, hisz egy tetővel kapcsolatban alapvető követelmény, hogy vízzáró felület legyen, és a ráhulló nedvességet minél gyorsabban vezesse le. Emiatt a tetők korlátozottan alkalmasak a szél, a nedvesség és a hőmérséklet mérésére, viszont a beérkező sugárzás jól mérhető a tetőkön elhelyezett műszerekkel (Oke, 2006).

A fentiekből is látszik, hogy a városi meteorológiai állomások, illetve az egyes műszerek elhelyezése nagy körültekintést és szakértelmet igénylő feladat. A legtöbb műszert úgy kell elhelyezni, hogy az jól reprezentálja az adott városklíma-zónát: a zónára jellemző felszín (pl. aszfalt, beton, zöldfelület) fölé, a környező épületektől, objektumoktól olyan távolságra kell tenni a műszereket, ami megfelel a városklíma-zónában tipikus z/h – azaz az épületek magassága és az épületek közötti távolság – aránynak. Például egy sűrűn beépített városi övezetben a mérés akkor lesz az adott városklíma-zónára nézve reprezentatív, ha a mérőhelyet 20-30 m magas épületek között, az épületektől mindössze 5-10 méterre, aszfalozott felszín fölött helyezik el.

Egy megfelelő sűrűségű városklimatológiai állomáshálózat létrehozása és működtetése viszonylag nagy költségekkel jár, ezért világszerte viszonylag kevés nagyvárosban létezik ilyen rendszer. Hazánk néhány nagyvárosában a XX. század második felében tartottak fenn hosszabb-rövidebb ideig ilyen állomáshálózatot. Például Szegeden 1977 és 1981 között működött egy tíz állomásból álló hálózat, illetve Budapesten és környékén 1967 és 1971 között az Országos Meteorológiai Szolgálat működtetett egy 23 mérőhelyből álló szélklimatológiai állomáshálózatot. A 10.2. ábra e budapesti állomáshálózat földrajzi elhelyezkedését mutatja be.



10.2. ábra. Az 1967-71 között működő budapesti szélklimatológiai állomáshálózat térképe

10.3. Mobil mérések

A telepített városklimatológiai mérőállomások mellett alternatív megoldást jelentenek a mobil mérések. E mérések során a különféle mérőműszereket valamilyen közlekedési eszközre – például személygépkocsira, kerékpárra – szerelik fel, majd a városon keresztülhaladva egy megadott útvonal mentén végeznek meteorológiai méréseket. E módszer előnye az, hogy rendkívül nagy térbeli felbontású adatokat szolgáltat. Hátránya viszont, hogy ezek a vizsgálatok általában csak expedíciós jelleggel végezhetőek. Tehát a telepített mérőhelyekkel ellentétben itt csupán egy-egy időpontra áll rendelkezésre mérési adat.

Ezt a technikát főként a hőmérséklet, a városi hősziget detektálására használják, elsősorban kisebb városok esetén. A települést egy szabályos rácshálózat szerint osztják fel kis cellákra, és a mérést végző gépjármű útvonalát úgy alakítják ki, hogy haladása során az összes cellát érintse. A mért értékeket a cellánként átlagolják. Nagyobb városok esetén ez a módszer már nem hatékony, hiszen egy teljes térbeli lefedettséget biztosító vizsgálatához nagyon hosszú utat kellene bejárni. A mérést egyszerűsíti, és az útvonalat rövidíti, ha csupán egy kiválasztott keresztmetszet mentén végeznek méréseket, de így természetesen kevesebb információt kaphatunk az adott paraméter városon belüli eloszlásáról.

A mobil expedíciók során külön figyelmet kell arra fordítani, hogy az egyes rácspontokban nem azonos időben történik a mérés, A gépjármű haladása során telik az idő, tehát az adott paraméter értéke természetes okokból is változik. Például ha napnyugta után méri a léghőmérsékletet, akkor a mérési útvonal végigjárásának néhány órási időtartama alatt a hőmérséklet több fokot csökkenhet. Az ebből fakadó hiba kiküszöbölése érdekében egy mérési sorozat során ugyanazt a rácspontot többször is érintik, és matematikai módszereket alkalmaznak az adatok standardizálására. A nagyobb városokat gyakran több szektorra osztják, és egyidejűleg több gépjárművel folytatnak méréseket, hogy így is csökkentsék a mintavételi folyamat időtartamát.

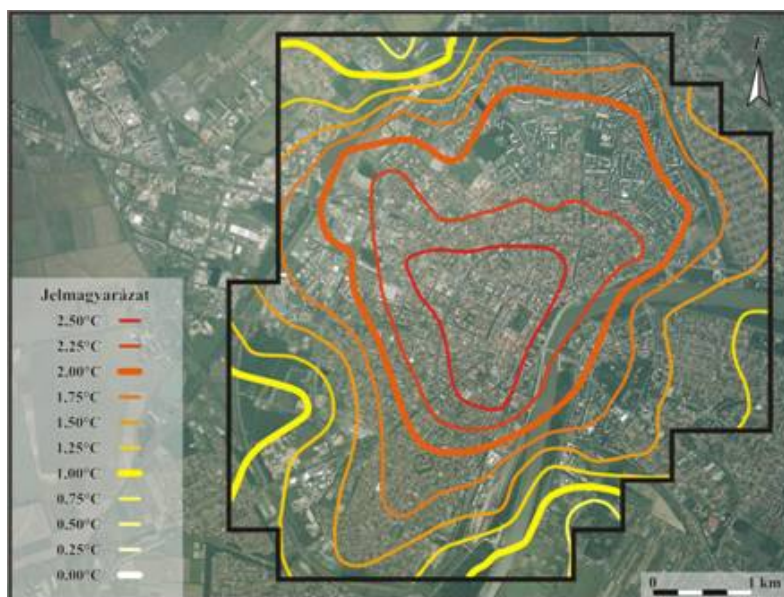
A gépjárműveken a műszereket úgy kell elhelyezni, hogy a gépkocsi motorja által kibocsátott hő ne befolyásolja a mérési eredményeket. Emiatt a szenzorokat általában rúdra szerelve rögzítik a gépkocsihoz (10.3. ábra). Emellett alapvető követelmény, hogy a műszereket – a hagyományos mérésekhez hasonlóan – jól szellőző árnyékolóban helyezték el, amivel kiküszöbölhetők a hőmérsékleti értéket torzító káros környezeti hatások. A mérési expedíció során a gépjármű haladási sebességét úgy választják meg, hogy az árnyékolóban biztosított legyen a megfelelő átszellőzés, ugyanakkor a mérések a vizsgálat céljának megfelelő térbeli sűrűségben történjenek.



10.3. ábra. Városklimatológiai méréseket végző mérőautó Stuttgart városában (Forrás: <http://www.stadtklima-stuttgart.de/>)

A mobil mérések útvonalának tervezésénél figyelmet kell fordítani az adatok reprezentativitására is. Ahogy korábban már említettük, a városi tetőrétegben (UCL) végzett méréseknél úgy kell a mérés helyét megválasztani, hogy reprezentatív legyen az adott városklíma-zónára vonatkozóan: a zónára jellemző felszín felett, a tipikus z/h arányt figyelembe véve kell a mérési pontot kijelölni. A gépjárművek értelemszerűen az utakon haladnak, a mérés aszfaltfelszín fölött történik, ami például a kertvárosi övezetekben megkérdőjelezi a reprezentativitást. Ezekben a zónákban érdemes az útvonalat úgy kijelölni, hogy a mérés egy része lehetőség szerint nem aszfaltozott utak felett történjen.

Hazánkban mobil városklimatológiai méréseket Szegeden (1999-2000, illetve 2002-2003 között) és Debrecenben (2002-2003 között) végeztek. A vizsgált időszakokon belül 7-10 naponta, különféle időjárási helyzetekben történtek a mérések. Szegeden a város területét 500 m × 500 m rácshálózatra osztották fel, majd az így nyert 107 cellát két szektorba sorolták, és ezekben kijelölték a mérési útvonalakat. Párhuzamosan két gépkocsival haladtak, hogy a mérés ne tartson túl hosszú ideig. Az egy-egy gépkocsival megtett mérési útvonal hossza oda-vissza közel 70 km volt, ezt az utat három óra alatt tették meg az autók. A mérések időpontját úgy időzítették, hogy a városi hősziget maximális kifejlődésének napnyugta után négy órával várható időpontja előtt másfél órával kezdték a méréseket, és másfél órával utána fejezték be (Unger, 2004). E mérések segítségével meghatározták a városi hősziget részletes térbeli szerkezetét, amit a 10.4. ábra mutat be.



10.4. ábra. Az évi átlagos városi hősziget térbeli eloszlása Szegeden mobil léghőmérsékleti mérések alapján (Forrás: <http://www2.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/varosklima.htm>)

10.4. Műholdas mérések

Ma már meteorológiai és földmegfigyelő műholdak tucatjai keringenek egyidejűleg a Föld körül. E műholdak két nagy csoportba sorolhatók. A geostacionárius műholdak az Egyenlítő felett közel 36.000 km magasságban helyezkednek el, a Föld tengely körüli forgási idejével azonos keringési idővel rendelkeznek. Emiatt szenzorai a Földnek mindig ugyanazt a részét látják. A kvázipoláris műholdak jóval alacsonyabb pályán mozognak, 700-1000 km magasan keringnek a Föld körül. Ezek általában napszinkron pályájúak, tehát az Egyenlítőt helyi időben ugyanabban az időpontban lépik át. A Földet naponta 16-szor kerülik meg, eközben közel 100 percenként áthaladnak a pólusok felett. Alacsonyabb földrajzi szélességeken egy adott helyről naponta kétszer készítenek felvételeket.

A geostacionárius műholdak fedélzetén elhelyezett műszerek a Földtől való nagyobb távolságuk miatt kisebb térbeli felbontásban mérik a felszíni paramétereket, az európai Meteosat és az amerikai GOES műholdak hőmérsékleti infravörös csatornáinak térbeli felbontása 3-4 km. Az időbeli felbontásuk viszont rendkívül jó, egy adott helyről 15 percenként készítenek felvételeket. A kvázipoláris műholdak fedélzetén általában többféle műszert is elhelyeznek. E műszerek egy része olyan széles sávot pásztáz, hogy a Föld minden pontjáról minden nap készüljön legalább két felvétel. Ilyen például a NOAA műholdakon található AVHRR és a Terra és Aqua műholdakon elhelyezett MODIS szenzor, melyek térbeli felbontása az infravörös tartományban 1-1,1 km. A műszerek másik része viszonylag keskeny sávot pásztáz egyidejűleg, emiatt egy-egy területet átlagosan csak 16 naponta érint, de a vizsgált területről nagy térbeli felbontású felvételeket készít. Ilyen például a Landsat és az ASTER szenzor, melyek felbontása az infravörös tartományban 60-90 m.

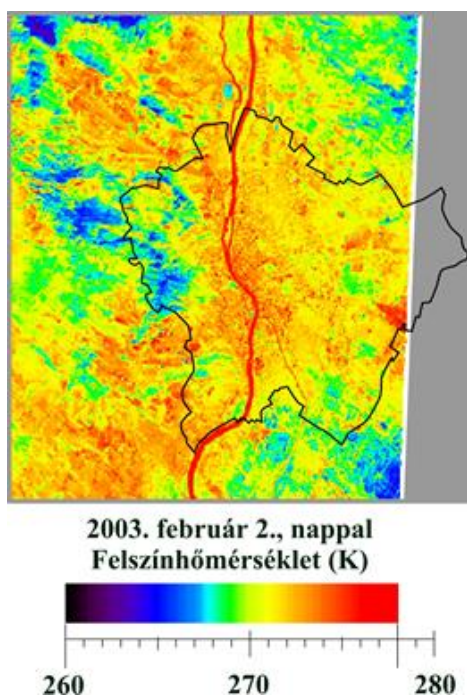
Látható, hogy a műholdas technológia aktuális fejlettségi szintje határozza meg a mérések tér- és időbeli felbontását, és ez egyúttal bizonyos mértékű korlátot is jelent ezeknek az adatoknak a városklimatológiai célú felhasználásában. Emellett figyelembe kell venni azt is, hogy a műholdas mérésekből csak azokon a területeken határozhatók meg a felszíni paraméterek, ahol nincsenek felhők, mert ellenkező esetben a szenzorok a felhők tetejét látják a látható és az infravörös tartományban egyaránt.

A műholdas adatoknak a városklimatológiában való alkalmazására a nagy felbontású műholdak megjelenésével nyílt lehetőség. Az első ilyen vizsgálatot a hetvenes évek elején végezték, az ITOS-1 műhold 7,4 km felbontású hőmérsékleti képeinek felhasználásával kimutatták, hogy az amerikai New York, Philadelphia, Baltimore, Washington nagyvárosok által meghatározott tengely jól kivehető a műholdképeken egy markáns pozitív hőmérsékleti anomália formájában (Rao, 1970).

A műholdakon elhelyezett műszerek sugázméréseiből számos meteorológiai állapotjelző származtatható, amelyek alkalmasak a városok klimatikus sajátosságainak tanulmányozására. A különféle hullámhosszú

sugárzásméréseket közvetlenül is felhasználják a városfelszín sugárzási egyenlegének számítására és modellezésére. A műholdfelvételek alapján vizsgálhatók a felhőzet és a városi klíma összefüggései is. Például Scofield és Weiss (1977) egy geostacionárius műhold, az SMS 30 percnként érkező 1 km-es felbontású látható és 8 km-es felbontású infravörös képeit vizsgálta Washington és Baltimore térségében. Kimutatták, hogy a városi és városkörnyéki területek eltérő felmelegedése következtében kialakult alacsonyszintű konvergencia miatt a tornyos gomolyfelhők (Cumulus congestus, Cumulonimbus) városok felett gyakrabban jönnek létre.

Műholdfelvételek alapján meghatározható a felszínborítottság, a felszín anyaga, a vegetáció állapota, melyek alapvetően befolyásolják a városi éghajlati rendszer jellegzetességeit. A hosszuhullámú sugárzásmérésekből számított felszínhőmérséklet alkalmazásával nagy felbontásban tanulmányozható a felszíni városi hősziget térbeli mintázata. Kutatók már a hetvenes években felismerték, hogy megfelelő légköri feltételek mellett a műholdak alkalmasak a városi hősziget detektálására, a hősziget szezonális változásainak és időjárási helyzetűl való függésének vizsgálatára. Kimutatták, hogy már viszonylag kis városok esetében is tapasztalhatók a városfelszín által okozott hőmérsékleti anomáliák. Megállapították, hogy a műhold által mért felszínhőmérsékleti adatokból meghatározott hősziget-intenzitás maximumát a nappali órákban veszi fel. Ez éppen ellentétes a 2 méteres magasságban mért léghőmérsékleti adatokból meghatározott hősziget-intenzitás napi menetével, mely a napnyugta utáni órákban a legnagyobb mértékű. A 10.5. ábra a Terra műhold ASTER szenzorának méréseiből számított felszínhőmérsékletet mutatja be Budapest területén 2003. február 2-án. A képen pozitív hőmérsékleti anomáliaként rajzolódik ki a Duna vonala, a sűrűn beépített belvárosi övezetek és a ferihegyi Liszt Ferenc Repülőtér. Az átlagosnál hidegebbek a Budai-hegység erdővel borított területei.



10.5. ábra. Az ASTER szenzor méréseiből számított felszínhőmérséklet Budapest területén 2003. február 2-án. Az adatok térbeli felbontása 90 m.

Sok kutató azt vizsgálja, hogy a beépített környezet hogyan hat a város energiaháztartására, a szenzibilis és látens hőáram arányára, a napsugárzás abszorpciójára. Ehhez különböző modelleket fejlesztenek ki, melyek segítségével le tudják írni a város hőmérsékleti, áramlási és sugárzási viszonyait. E modellek bemenő adatait is gyakran a műholdak által mért paramétereiből származtatják.

10.5. Repülőgépes mérések

A városok megfigyelésére alkalmazott távérzékelési módszerek között a műholdak mellett a repülőgépes mérések is egyre nagyobb tért hódítottak az utóbbi néhány évtizedben. Ezt elősegítette a digitális technológiai elterjedése, a különféle műszerek – fényképezőgépek, sugárzásmérők – méretének és árának csökkenése, valamint mérési pontosságának javulása. Ma már a városklíma-kutatók is gyakran alkalmazzák expedíciós célokra a különféle

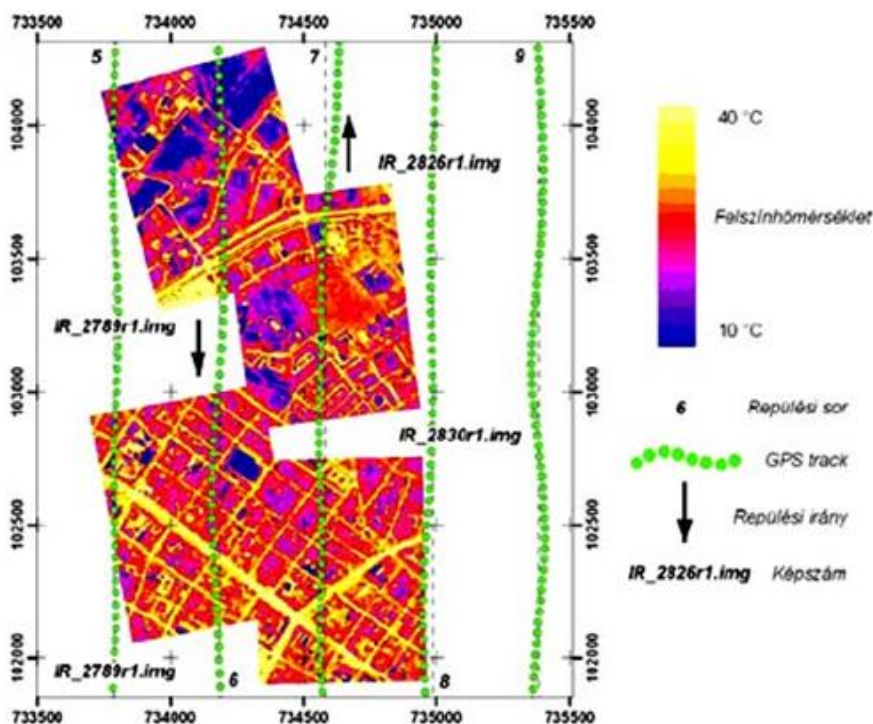
repülőgépekre szerelt műszerek felvételeit. Ezek a műholdas méréseknél lényegesen jobb térbeli felbontásban állnak rendelkezésre. Felbontásuk függ a repülési magasságtól, nagyságrendileg néhányszor 10 cm-től 1-2 méterig terjed.

A látható tartományban készített légi felvételek, ortofotók segítségével tanulmányozható a beépítettség, a felszínborítottság, a vegetáció állapota. A korábban ismertetett városklíma-zónák lehatárolásához ez kiváló eszközként szolgál.

A hőmérsékleti infravörös tartományban készült felvételek alapján meghatározható a felszínhőmérséklet, ami alapján – a műholdakhoz hasonlóan, de azoknál lényegesen jobb térbeli felbontásban – vizsgálható a felszíni városi hősziget, illetve annak részletes struktúrája. A látható képekkel összevetve meghatározhatók azok a felszíni anyagok, beépítettségi típusok, melyek jelentős felszíni hőtöbbletet eredményeznek, vagy amelyek alkalmasak a hősziget-hatás mérséklésére.

A repülőgépes mérések hátránya a magas üzemeltetési költség, emiatt leginkább expedíciós méréseket végeznek ezzel a módszerrel, s ezért csak kevés időpontban áll rendelkezésre mérési adat. A módszer előnye viszont a műholdakkal szemben az, hogy felhőzet esetén is alkalmazható, amennyiben a repülőgép a felhőzet szintje alatt marad, és a műszerek onnan készítik felvételeket a felszínről.

Magyarországon a közelmúltban Szegeden készültek repülőgépes felszínhőmérsékleti mérések a városi hősziget-jelenség detektálására (Rakonczai et al., 2009). 2008. július 29. és augusztus 14. között három alkalommal végeztek expedíciós méréseket a Szegedi Tudományegyetem kutatói. E mérések érdekessége az volt, hogy egyidejűleg mérték repülőgép fedélzetéről a felszínhőmérsékletet, személygépkocsival a léghőmérsékletet, illetve a város két mintaterületén 40 reprezentatív felszín típusal rendelkező pontban kézi infravörös hőmérővel is rögzítették a felszín hőmérsékletét. Emellett a vizsgált területről légifotók is készültek. Ezáltal nemcsak a különféle módszerekkel detektált városi hősziget vizsgálatára nyílt lehetőség, hanem a felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet összehasonlító elemzésére is.



10. 6. ábra. A 2008. augusztus 12-én Szegeden készített hőkamerás felvétel mozaikrészlete (Forrás: <http://www.otka.hu/otka-magazin/tamogatott-kutatasok/2009-ben-lezarult-projektek/koerneyezeti-valtozasok>)

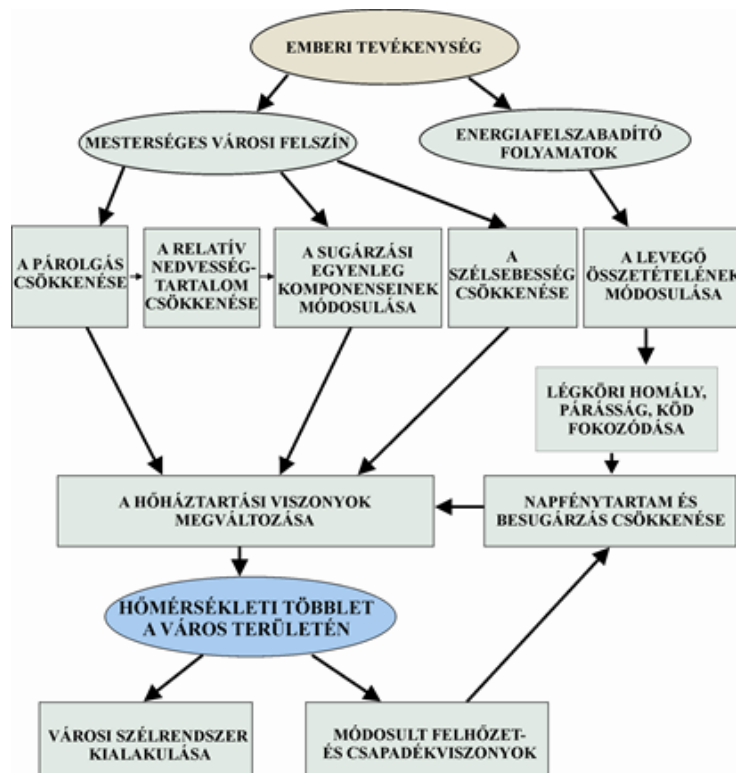
Ellenőrző kérdések

1. Milyen osztályozást alkalmazhatunk a meteorológiai jelenségek horizontális mérete alapján?

2. Milyen alapvető szempontok alapján jellemezhetők a városklimatológiai állomáshálózat mérőhelyei?
3. Milyen lehetőségek vannak a városi klíma mérésére?
4. Mikor használhatók a műholdas szenzorok mérései a városi klíma jellemzésére?
5. Jellemezze a szegedi mobil mérési programot!

11. fejezet - A városi klíma jellemzői

Az egyedi nagyvárosi klíma létrejöttének alapja az emberi tevékenység, melynek hatására a különböző éghajlati elemek jelentősen módosulhatnak a települést övező természetes környezethez képest. E változások nem függetlenek egymástól, hanem szoros ok-okozati összefüggésben állnak. Ezeket az összefüggéseket a 11.1. ábra foglalja össze.



11.1. ábra. Az emberi tevékenység hatására létrejövő városi klíma jellegzetességei, az egyes éghajlati elemek között kialakuló ok-okozati összefüggések (Probáld, 1965 nyomán)

Látható, hogy az egész folyamat kiindulópontja az emberi tevékenység, melynek hatására sajátos, mesterséges felszín jön létre. Ennek jellemzője az, hogy igen változatos, kis területen belül hirtelen módosulhat, a különféle éghajlati paramétereket pedig jelentősen befolyásolja. A városban lehulló csapadék a mesterséges, nem vízáteresztő felszínneknek és a csapadékkelvezető csatornahálózatnak köszönhetően nagyon gyorsan lefolyik, így a városban a párolgás rövidebb ideig tart és kisebb mértékű, mint a városkörnyéki területeken. Ezáltal a városban a relatív nedvességtartalom is kisebb lesz.

A felszín másik fontos hatása a sugárzási paraméterek módosulásában nyilvánul meg. Azt, hogy egy adott felszín a ráeső napsugárzást milyen mértékben nyeli el, illetve veri vissza, a felszín tulajdonságai döntően meghatározzák (11.1. táblázat). A változatos felszín, a nagyobb érdesség miatt a város felett nagyobb a sűrűdés, ami a szélsebesség csökkenéséhez és a turbulencia fokozódásához vezet.

11.1. táblázat. A különböző felszínborítottságokra jellemző albedók és emisszivitási együtthatók értékei (Oke, 1987). Az albedó definíció szerint a visszavert és a beérkező rövidhullámú sugárzás

Felszíntípus	Albedó (α)	Emisszivitás (ϵ)
Csupasz talaj (sötét, nedves)	0,05-	0,98-
(világos, száraz)	0,40	0,90
Sivatag	0,20-0,45	0,84-0,91
Fű hosszú (kb. 1 m magasságú)	0,16-	0,90-
rövid (kb. 0,02 m magasságú)	0,26	0,95

Mezőgazdasági földek, tundra	0,18-0,25	0,90-0,99
Gyümölcsös	0,15-0,20	
Erdő Lombhullató (lomb nélküli állapot)	0,15-	0,97-
Lombhullató (lombos állapot)	0,20	0,98
Örökzöld	0,05-0,15	0,97-0,99
Víz (kis zenitszög esetén)	0,03-0,10	0,92-0,97
(nagy zenitszög esetén)	0,10-1,00	0,92-0,97
Hó régi	0,40-	0,82-
friss	0,95	0,99
Jég tenger	0,30-0,45	0,92-0,97
gleccser	0,20-0,40	
Aszfalt	0,05-0,20	
Beton	0,10-0,35	
Fehér festett fal	0,50-0,90	
Színes festett fal	0,15-0,35	
Piros/barna tetőcserép	0,10-0,35	
Tégla és kő	0,20-0,40	
Kátrány és sóder	0,03-0,18	
Hullámlemez tető	0,10-0,15	

Mindezek hatására megváltoznak a hőháztartási viszonyok: a város területén hőmérsékleti többlet alakul ki. Ezt kiegészíti az is, hogy a levegőszennyezés hatására fokozódik a különféle üvegházgázok koncentrációja a város fölött, ami erősíti az üvegházhatást.

11.1. A sugárzási viszonyok alakulása a városok területén

A sugárzási paraméterek közötti összefüggéseket az energiaegyenleggel írhatjuk le (Landsberg, 1981):

$$\pm Q_N = Q_I \cdot (1 - \alpha) + Q_{L\downarrow} - Q_{L\uparrow} = \pm Q_T \pm Q_S \pm Q_L \pm Q_A \quad (11.1)$$

ahol

Q_N a nettó energiamérleg

Q_I a felszínre jutó lefelé irányuló rövidhullámú sugárzás

α a felszín albedója

$Q_{L\downarrow}$ a lefelé irányuló hosszuhullámú sugárzás

$Q_{L\uparrow}$ a felfelé irányuló hosszuhullámú sugárzás

Q_T a talajhőáram (városok esetén a talaj szerepét a felszíni burkolat tölti be)

Q_S a szenzibilis hőáram

Q_L a látens hőáram

Q_A az antropogén eredetű hő

A felszín eltérő sugárzási tulajdonságai és a légszennyezettség következtében a városokban a fenti egyenlet minden egyes paramétere eltér a városon kívül tapasztalható értéktől. A Napból érkező rövidhullámú sugárzás egy részét a levegő bizonyos részecskéi elnyelik, illetve szórják. Mivel e részecskék mennyisége a levegőszennyezés következtében a város felett nagyobb, ezért a városi felszínre kevesebb direkt napsugárzás jut el, mint az azt körülvevő területekre, ugyanakkor a szórt sugárzás aránya megnő a felszínre jutó rövidhullámú sugárzáson belül (Q_I). A sugárzás csökkenésének mértéke változó, függ az évszaktól, a napmagasságtól és a légszennyező anyagok koncentrációjától. Kisebb napmagasság esetén nagyobb a veszteség. A felszínre jutó rövidhullámú sugárzás (Q_I) mennyisége általában 2-10%-kal kevesebb a városokban, mint azokon kívül (Peterson és Stoffel, 1980).

Oke (1982) kutatásai szerint közepes földrajzi szélességeken a városok albedója 5-10%-kal kevesebb, mint a városkörnyéki területeké. E két hatás eredőjeként a rövidhullámú sugárzás egyenlege alig tér el egymástól a városban és az azon kívüli területeken, hiszen amennyivel kevesebb rövidhullámú sugárzás jut le a város felszínére, körülbelül annyival kevesebb a visszavert sugárzás mennyisége is.

Városokban mind a lefelé, mind a felfelé irányuló hosszuhullámú sugárzás megnövekszik. E módosulásokat nem csupán a légszennyező anyagok megnövekedett koncentrációja és a városi felszín alacsonyabb emisszivitása okozza, hanem maga a városi hősziget is egy pozitív visszacsatolást eredményez. Ugyanis a felszín által kisugárzott hosszuhullámú sugárzás (Q_L) a Stefan–Boltzmann-törvény értelmében a felszínhőmérséklet negyedik hatványával arányos. Tehát ha a város felszínének hőmérséklete meghaladja a környék felszínének hőmérsékletét, akkor e sugárzás értéke is nagyobb lesz a városban. Az üvegházhatás következtében a légszennyezőanyag részecskéiről e sugárzási áramnak jelentős része visszacsugárzódik a földfelszín felé, és nappal ennek a lefelé irányuló hosszuhullámú sugárzásnak a mennyiségét tovább növeli a napsugárzás hatására felmelegedett légrétegrészecskék hőmérsékleti sugárzása (Oke, 1982). Mivel a városokban mind a felfelé, mind a lefelé irányuló hosszuhullámú sugárzás növekszik, ezért e kettő különbsége – a hosszuhullámú sugárzási egyenleg – a rövidhullámú sugárzási egyenleghez hasonlóan alig különbözik a városi és vidéki területeken. Mindezekből pedig az is következik, hogy a városi és a városkörnyéki teljes sugárzási egyenleg különbsége sem nagy, Oke (1982) vizsgálatai szerint kevesebb, mint 5%.

Ahogy az (11.1) egyenlet mutatja, a földfelszín energiamérlege megadható a szenzibilis, a látens és a talajhőáramok, valamint az antropogén eredetű hő összegeként. E hőáramoknak a teljes sugárzási egyenleghez viszonyított arányának jellemző értékeit tartalmazza a 11.2. táblázat.

11.2. táblázat. A talaj- (Q_T), a szenzibilis (Q_S) és a látens (Q_L) hőáramok aránya a teljes sugárzási egyenleghez (Q_N) viszonyítva (Oke, 1982)

	Q_T/Q_N	Q_S/Q_N	Q_L/Q_N
Vidék	0,15	0,28	0,57
Városi peremterület	0,22	0,39	0,39
Város	0,27	0,44	0,29

A 11.2. táblázatból leolvasható, hogy az energia megoszlása városban és vidéken teljesen eltérő. A felszínalatti rétegek felé történő talajhőáramnak a teljes sugárzási egyenleghez viszonyított aránya a városban közel kétszerese a vidékinek. Ez azzal függ össze, hogy a város hőtároló képessége jóval nagyobb, mint az azt körülvevő területeké, aminek oka bizonyos építőanyagok nagy hővezető képessége (k) és hőkapacitása (C). E két paraméter szorzata együtt határozza meg az adott anyag μ termális tehetetlenségét (termális inerciáját):

$$\mu = \sqrt{k \cdot C} \quad (11.2)$$

A termális tehetetlenség értéke városban nagyobb, mint annak környékén, és ez eredményezi a talajhőáramok közti jelentős eltérést. Hafner és Kidder (1999) szerint ez az eltérés a városi hősziget kialakulásának fő oka (a városban a talaj szerepét a felszíni mesterséges burkolatok töltik be).

A hőmérsékletváltozás napi menete a növényzettel borított talajban mintegy 20-40 cm-es, míg betonburkolatban 80-100 cm-es mélységig érzékelhető (Landsberg, 1981).

A szenzibilis és látens hő arányában nagyon komoly város és vidék közötti eltérés adódik abból, hogy a városban a rendelkezésre álló nedvesség általában kevesebb, mint annak környékén. Így kevesebb energia fordítódik párolgásra, több hő jelenik meg szenzibilis formában, és kisebb lesz a látens hő aránya.

Egy város energiamérlegében fontos szerepet játszik az antropogén eredetű hőáram. E komponens meghatározása igen nehéz, hiszen az emberi hőkibocsátás számtalan tényező függvénye. Függ például az évszaktól, a napszaktól, attól, hogy az adott város mennyire fejlett iparilag, hogy mekkora az átlagos gépkocsiforgalom, és hogy milyen az időjárás. Budapesten a hetvenes évek elején az átlagos antropogén energia-áramsűrűség 43 W/m^2 volt (Landsberg, 1981; Helbig et al., 1999), de ez természetesen nagy időbeli és térbeli változékonyságot mutat. Az antropogén hőnek egyik speciális komponense az emberi és állati anyagcsere során felszabaduló hő, az ún. metabolikus hő. Ez egy egymillió lakossal rendelkező város esetében a teljes energiamérlegnek legfeljebb 3-4%-át alkotja, de a legtöbb esetben 1% alatt marad, ezért e komponens általában elhanyagolható (Landsberg, 1981). Sokkal jelentősebb mértékű ennél az ipar, a közlekedés, a fűtés és légkondicionálás révén felszabaduló energia.

11.2. A városok vízháztartási egyenlege

A városi területeken a vízháztartási egyenleg jelentősen módosul. Az egyenleget az alábbi formában írhatjuk fel:

$$P + F + R = ET + R_n + S + A_n \quad (11.3)$$

ahol a bevételi oldalon áll P a csapadék, F az égés során felszabaduló vízmennyiség, valamint R a városok által felhasznált folyók vizéből származó vízkivétel. A kiadási oldal tagjai: az ET párolgás (evapotranspiráció), az R_n nettó lefolyás (az érkező és távozó folyóvizek különbsége), az S felszínen és a felszín alatt tárolt vízmennyiség, valamint az A_n nettó nedvességadvekción (a városba érkező és onnan távozó horizontális vízgőz szállítás).

A vízmérleg tagjai közül a városon kívüli területeken nem jelentkezik a fokozott energiatermelés hatására megjelenő F és a városi vízfelhasználást reprezentáló R tag, viszont elsősorban a mezőgazdasági területeken az öntözés jelenthet pluszforrást a városokhoz képest. A városi területek párolgása egyértelműen kisebb a városon kívüli területekhez viszonyítva, mivel a növényzettel borított felszín helyett kevésbé vízáteresztő mesterséges felszínek, tető- és útburkolatok az általánosak. A légkörből érkező csapadékvíz a csatornázás miatt nem marad a felszínen, ezért sem válhat a párolgás a természetes felületekhez hasonló mértékűvé. Az S felszíni és felszín alatti tározási tag ugyancsak kisebb a városokban, mint a városokon kívül hasonló okok miatt. Mindezek eredményeképpen tehát az R_n városi lefolyás nagyobb a városok területén.

11.3. A légáramlás módosulása a város területén

A felszín tagoltsága, a nagyobb felszínközeli sűrűlódás következtében a városokban a szélesség általában csökken. Landsberg (1981) kutatásai szerint az évi átlagos szélesség a felszín közelében 20-30%-kal, a heves szellőkések sebessége 10-20%-kal mérséklődik. Ez azonban nem minden esetben észlelhető. Ha a nagytérségű szél sebessége csekély, akkor a város által okozott nagyobb termikus és mechanikus turbulencia a mozgásmennyiség nagyobb mértékű függőleges kicserélődésével a felszín közeli szélesség fokozódásához vezet. A budapesti vizsgálatok tanúsága szerint a városközpontban a háztetőszint fölött a szélesség csökkenése a városkörnyéki értékhez képest csak akkor következik be, ha az utóbbi az 1,5-3,5 m/s-ot meghaladja (Probáld, 1974).

A nagyvárosok légáramlási képeinek egyik jellegzetes törvényszerűsége a városi hősziget hatására létrejövő sajátos városi szélrendszer, az ún. „friss levegőt hozó szellő”. A friss levegőt hozó szellő termikusan indukált helyi szélrendszer, amit a városi és a vidéki környezetek energiaháztartásbeli eltérése által keltett nyomásgradiens hoz létre (Probáld, 1974). Az energiaháztartás egyensúlykülönbsége kritikus mértékűvé elsősorban gyenge légáramlású és erős besugárzással járó anticiklonális időjárási helyzetekben válik.

Erős városi hősziget esetén, a talajközeli légáramlások a város pereme felől a város közepe felé konvergálnak. A magasabb légrétegekben (150-200 m fölött) ellentétes irányú cirkuláció fejlődik ki. Ez a légkörzés alkalmas lehet a városi belterület szennyezettebb levegőjének felfrissítésére, de csak akkor képes ezt a pozitív hatást kifejteni, ha megfelelő ventilációs folyosók (zöld folyosók, folyómedrek, utak, vasúti pályák) biztosítják a levegő cseréjét (Szepesi, 1981).

A városi hősziget kialakulása és erőssége jelentős mértékben függ a szélességtől. Az a kritikus szélesség, amely fölött már nincs lehetőség önálló városi hősziget kialakulására, erősen függ a város méretétől. Budapesten ez az érték 10 m/s körül alakul (Szepesi és Schirokné, 1999). Budapesten a hegyvidéki és a Duna-parti mérőhelyek

kivételével a 10 m/s fölötti szélsőségek gyakorisága legfeljebb 1%, tehát ritkán fordul elő, hogy a szél miatt nem alakul ki a városi hősziget (Dezső, 2000).

11.4. A városi és városon kívüli területek éghajlatának különbségei

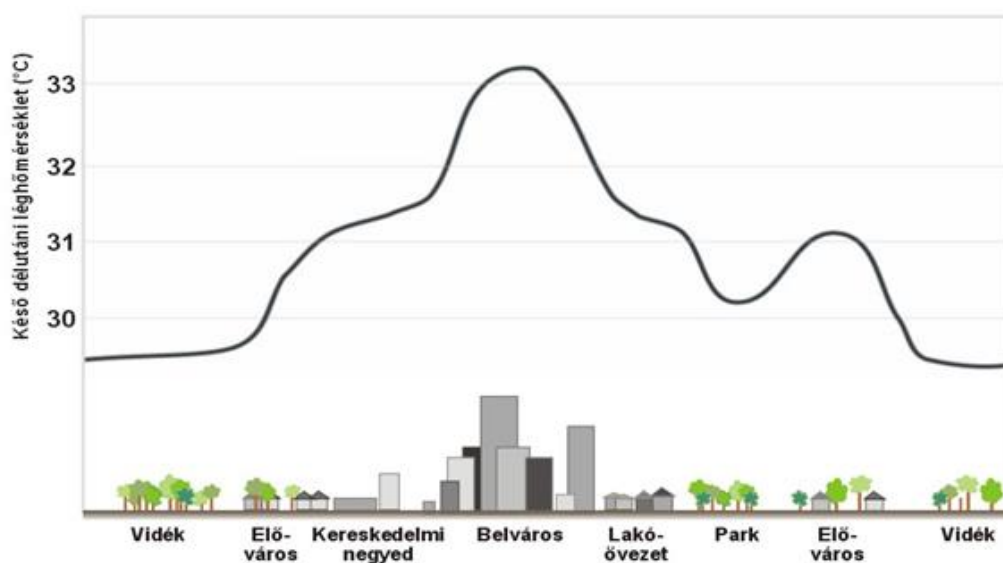
A sugárzási, vízháztartási és áramlási viszonyok hatására az egyes meteorológiai állapotathatózók jelentős mértékben módosulnak a városi környezetben. A legfontosabb éghajlati hatásokat a 11.3. táblázatban foglaljuk össze.

11.3. táblázat. A városi éghajlatmódosító hatás érvényesülése a különböző meteorológiai állapotathatózók esetén (Briggs et al., 1997 nyomán)

Állapothatózó	Évi	Hideg évszak	Meleg évszak
Napsugárzás	-22%	-34%	-20%
Léghőmérséklet	+2 °C	+3 °C	+1 °C
Légnedvesség	-6%	-2%	-8%
Csapadék	+14%	+13%	+15%
Zivatarok gyakorisága	+15%	+5%	+30%

Városi környezetben a felszínre érkező napsugárzás a nagyobb légszennyezettség hatására jelentős mértékben csökken a környező területekhez képest. A csökkenés teljes évre vonatkozó mértéke meghaladja a 20%-ot, ennél nagyobb a téli időszakban, akár a 30%-ot is meghaladhatja. A hőmérséklet esetén a városi hősziget hatás miatt a városokban melegebb éghajlati viszonyok jellemzők, mint a vidéki régiókban. A téli hőmérsékleti többlet átlagosan mintegy 3 °C, melynek pontos mértéke a város méretétől és a városi lakosok számától a beépítettségi típus függvényében adható meg. Oke (1973) vizsgálatai alapján a városi lakosság és a maximális városi hősziget intenzitás között logaritmikus arányosságot talált.

A hősziget horizontális szerkezete elsősorban a felszín anyagától és a beépítettségtől függ. A parkok és tavak viszonylag hidegebbek, míg az ipari területek, lakótelepek, hivatali és kereskedelmi negyedek relatíve melegebbek (11.2. ábra). A felszín anyaga és a hőmérséklet közötti korreláció jóval erősebb, ha műhóddal érzékelt felszínhőmérsékleti adatokat veszünk figyelembe, mint ha a 2 méter magasságban mért léghőmérsékleti adatokkal számolunk (Roth et al., 1989).



11.2. ábra: A városi hősziget szerkezete és kapcsolata a városszerkezettel.

A relatív nedvesség a magasabb városi hőmérséklet miatt néhány százalékkal alacsonyabb a városon kívüli területekhez viszonyítva. A város központi területein erőteljesen felmelegedő felszín hatására a csapadék több mint 10%-kal nagyobb a városi területek felett (Briggs et al., 1997), melyet elsősorban a konvektív folyamatok hatására kialakuló gyakoribb zivatar-tevékenység magyaráz. A nyári időszakban akár 30%-kal is több zivatar jelentkezhet a városokban, mint a városokon kívül.

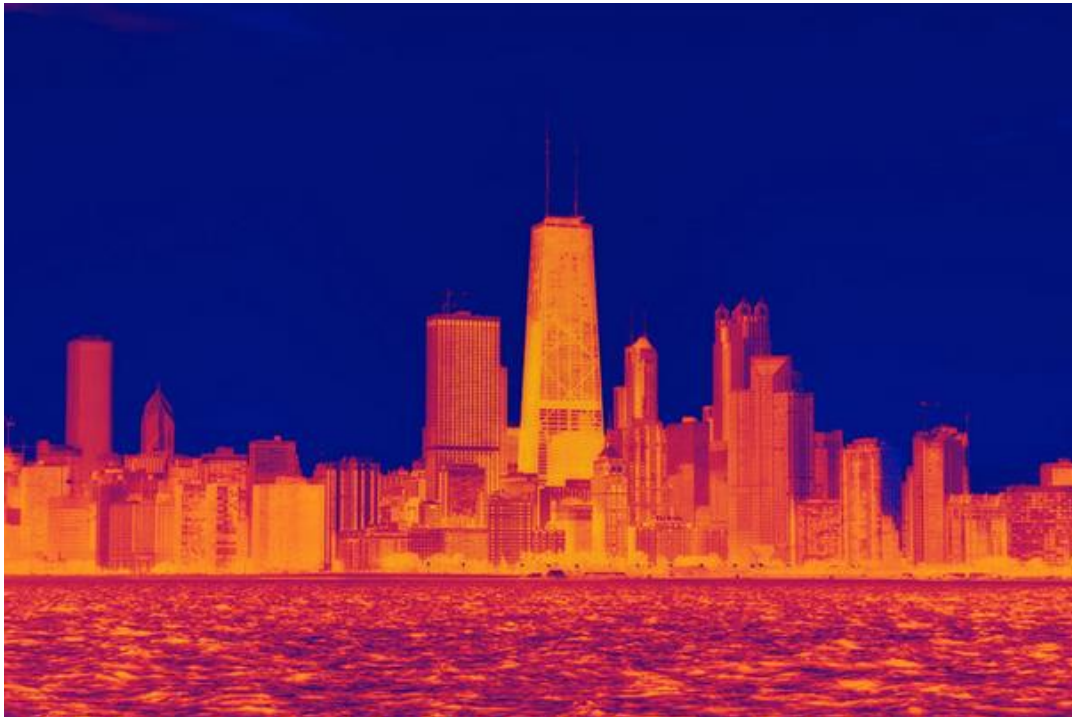
Ellenőrző kérdések

1. Jellemezze a települést övező természetes környezethez képest észlelhető módosulások ok-okozati összefüggéseit!
2. Hasonlítsa össze a természetes és mesterséges felszínek jellemző albedóit!
3. Milyen tagok szerepelnek a sugárzási paraméterek közötti összefüggéseket leíró energiaegyenlegben?
4. Írja fel a vízháztartási egyenleget a városi területekre?
5. Hogyan módosul a városokban az áramlási mező?
6. Mi a különbség a városi éghajlatmódosító hatás különböző meteorológiai állapotathatározókra vonatkozó érvényesülésében a hideg és a meleg évszakban?

12. fejezet - A városi hősziget és az épített környezet sajátosságai

A városklíma egyik legjellegzetesebb jelensége a városi hősziget, melyet intenzitásával jellemezhetünk. E hősziget-intenzitás a városi és városkörnyéki hőmérséklet különbségeként definiálható. Ennek meghatározása sokféle módon történhet. A számítás módja elsősorban az adatfelvétel módjától és a városra vonatkozó adatok mennyiségétől függ. Például ha csak egy városi állomás és egy városon kívüli referenciaállomás 2 méteres magasságban mért léghőmérsékleti adatai állnak rendelkezésre, akkor a hősziget intenzitása értelemszerűen e kettő különbségeként határozható meg. Teljesen más módszereket kell alkalmazni abban az esetben, ha egy várostól és annak környékéről egy műholdas mérésekből meghatározott, folytonosnak tekinthető felszínhőmérsékleti mező, illetve ha gépkocsi mérések segítségével egy szabályos rácshálózat mentén végzett mérések eredményei állnak rendelkezésre. Ilyenkor statisztikai eszközök felhasználásával határozható meg a hősziget erősségére jellemző érték.

A 12.1. ábrán Chicago belvárosának példáján láthatjuk a különböző mesterséges felszínburkolatok hőmérsékletét összehasonlító szimulációt. A sárgás árnyalatok jelölik a magasabb felszínhőmérsékleteket, a lilás árnyalatok az alacsonyabbakat. Jól látszik az épületek árnyékolásának hatása. A közvetlenül a tóparton található épületek meleg felszínűek az erős közvetlen besugárzás miatt, az épületek jobb oldala pedig a balról érkező napsugárzás miatt hűvösebb, mint a bal oldala.



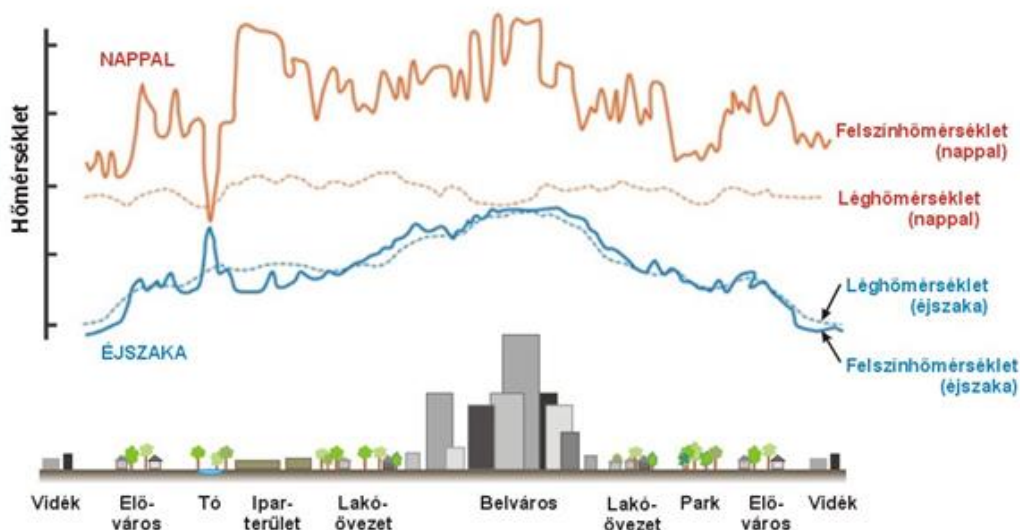
12.1. ábra: Egy nagyváros hőmérsékleti viszonyainak szimulációja, Chicago, 2008.

Ebben a fejezetben a városi hőszigettel kapcsolatos információk mellett áttekintjük az épületek mikroklímáját, s a klímaváltozás hatásait a városi környezetben. Szót ejtünk a változó körülményekhez való alkalmazkodás módszereiről, illetve a városi hősziget hatást mérsékelő lehetőségekről.

12.1. A városi hősziget

A hősziget intenzitása függ a szinoptikus helyzettől, az évszaktól, a napszaktól, a beépítettségtől és a felszín anyagától. A hősziget kialakulásának a szélcsendes, derült időjárás kedvez, ilyen feltételek mellett alakul ki a legnagyobb hőmérsékletkülönbség a város és annak környéke között. A hősziget általában nyáron intenzívebb, mint télen (Oke, 1982).

A műholdak által meghatározott sugárzási felszínhőmérséklet és a 2 méteres magasságban mért léghőmérséklet napi menetében különbség tapasztalható (12.2. ábra). A léghőmérsékleti adatokból meghatározott városi hősziget általában napnyugta után 2-3 órával a legintenzívebb, a felszínhőmérsékleti adatokból meghatározott hősziget intenzitása viszont napközben, dél körül a legnagyobb (Roth et al., 1989; Gallo et al., 1993). A két hőmérséklet különbségének több oka van. Az egyik legfontosabb, hogy a felszínhőmérséklet a felszín energiaháztartási mérlegétől, a léghőmérséklet pedig a légtömeg fluxusdivergenciájától függ, amit az advekciónak befolyásol. A különbség másik fontos oka az, hogy a műhold a földfelszínről érkező hosszuhullámú sugárzásnak csak bizonyos szögéből érkező részét észleli (pl. ha a műhold a földfelszínhez képest zenitben van, akkor csak a vízszintes felületeket „látja”), tehát az aktív felület, mely a különféle energiaszállító folyamatokban részt vesz, sokkal nagyobb, mint amit a műhold „lát” (Soux et al., 2004; Voogt, 2008). A függőleges falak és a fák lombkoronája alatti területek „láthatatlanok”. Sűrűn beépített területek esetén az aktív felület 2-3-szorosa is lehet annak a területnek, melynek sugárzását a műhold érzékelni képes. Nagy napmagasság esetén a vízszintes felületek jobban felmelegednek, mint a függőlegesek, viszont a léghőmérséklet kialakulásáért felelős energiaszállító folyamatokban a teljes városfelszín szerepet játszik. Ezért a felszínhőmérséklet általában magasabb és nagyobb szórású, mint a 2 méteres magasságban mért léghőmérséklet (Roth et al., 1989). A különböző kutatások szerint a műholdakkal észlelt felszínhőmérséklet és a 2 méteres magasságban mért léghőmérséklet közötti korreláció 0,7–0,8 (Nichol, 1996; Ben-Dor és Saaroni, 1997).



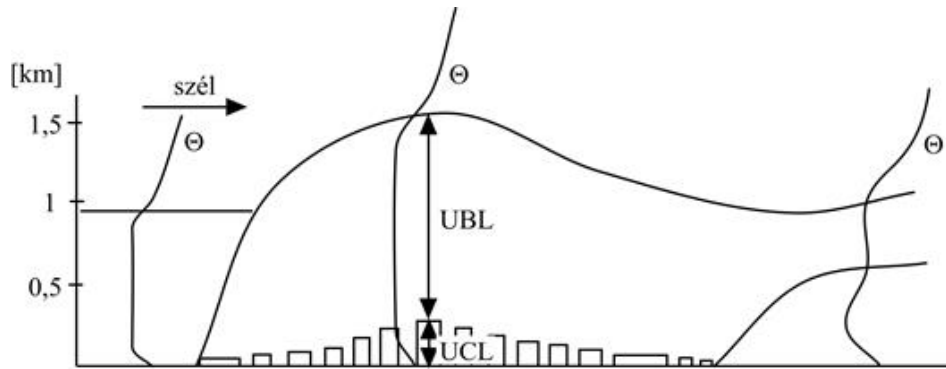
12.2. ábra: A városi hősziget nappali és éjszakai keresztmetszete a léghőmérséklet és a felszínhőmérséklet alapján. (EPA nyomán)

A hősziget horizontális szerkezete elsősorban a felszín anyagától és a beépítettségtől függ. A parkok és tavak viszonylag hidegebbek, míg az ipari területek, lakótelepek, hivatali és kereskedelmi negyedek relatíve melegebbek. A felszín anyaga és a hőmérséklet közötti korreláció jóval erősebb, ha a műholddal érzékelt felszínhőmérsékleti adatokat vesszük figyelembe, mint ha a 2 méter magasságban mért léghőmérsékleti adatokkal számolunk (Roth et al., 1989).

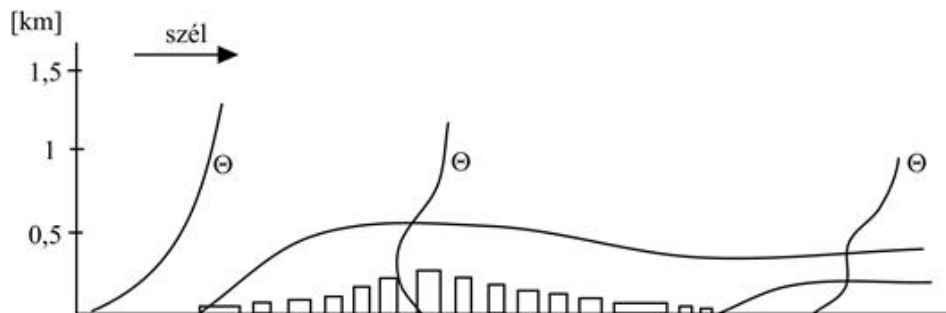
Ideális esetben a város fölött ún. városi hőkupola jön létre. A valóságban e hőkupola szerkezetét a szél módosítja. A város feletti légtér két rétegre osztható (Oke, 1982):

- a városi tetőszint rétege (UCL, Urban Canopy Layer): a felszíntől az átlagos háztetőszint magasságáig terjed,
- a városi határréteg (UBL, Urban Boundary Layer): a tetőszinttől a zavartalan atmoszférikus határrétegig terjed, ahol a légmozgást nem befolyásolja már a felszín zavaró hatása.

Az UBL vastagsága nappal átlagosan 500-1500 m, míg éjszaka 100-300 m, mely függ a szenzibilis hőáramtól és a légtömeg stabilitásától. A hősziget vertikális szerkezetét a 12.3. ábra a nappali órákra, a 12.4. ábra éjszakára vonatkozóan mutatja be.



12.3. ábra: A városi hősziget vertikális szerkezete a nappali órákban (Stull, 1989 nyomán), a \square potenciális hőmérséklet vertikális menete látható a városon kívül és a hősziget központi térségében



12.4. ábra: A városi hősziget vertikális szerkezete éjszaka (Stull, 1989 nyomán), a \square potenciális hőmérséklet vertikális menete látható a városon kívül és a hősziget központi térségében

A városi hősziget kialakulását számos tényező befolyásolja. A hősziget kialakulásáért közvetlenül valamilyen sugárzási változás a felelős, de ennek háttérében mindig valamilyen urbanizációs hatás áll.

A városi tetőszint rétegében végbemenő legfontosabb változások (Oke, 1982):

- Az épületek alakjának és egymáshoz viszonyított elhelyezkedésének köszönhetően a városokban nagy az aktív felszín, és megsokszorozódik a sugárzás visszaverődése, ami a rövidhullámú sugárzáselnyelés megnövekedéséhez vezet.
- A városi légtérben a légszennyezés következtében nagyobb az üvegházgázok koncentrációja, mint a városon kívül, aminek hatására intenzívebb a hosszuhullámú sugárzás elnyelődése és újbóli kibocsátása. Ez a városi tetőszint rétegében megnövekedett lefelé irányuló hosszuhullámú sugárzást eredményez.
- A szűk utcáknak, magas házaknak köszönhetően a városban egy adott pontból az égboltnak kisebb hányada látható, mint zavartalan városon kívüli környezet esetén. Emiatt a felszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzásnak kisebb része hagyja el a városi határréteget, tehát kisebb a hosszuhullámú sugárzási veszteség.
- Az épületek és a közlekedés hővesztése az antropogén eredetű hő fontos komponense, ami a városi tetőszint rétegének hőtartalmát növeli.
- Az épületek, burkolatok anyagának átlagos hővezető-képessége nagyobb, mint a városon kívüli természetes anyagoké, aminek hatására a városi tetőszint rétegében megnő a szenzibilis hő tározódása.
- A mesterséges anyagoknak, burkolatoknak köszönhetően a víz a városok felszínéről gyorsan lefolyik, aminek hatására az evapotranspiráció csökken.
- A tetőszint rétegében a nagyobb sűrűlődés következtében csökken a szélsebesség, ami a teljes turbulens hőszállítás csökkenését okozza.

Változások a városi határrétegben (Oke, 1982):

- A légszennyezettség következtében megnövekedett légköri abszorpció miatt a városi határrétegben megnő a rövidhullámú sugárzáselnyelés.
- A kémények hővesztése – mint antropogén eredetű hő – a városi határréteg hőtartalmát növeli.
- A városi tetőszint hőkibocsátásának köszönhetően megnövekszik a felszín felől érkező szenzibilis hőáram.
- A nagy érdességnek és a hősziget jelenlétének köszönhetően a városi határrétegben megnő a turbulencia, aminek hatására a felülről érkező szenzibilis hőáram is megnövekszik.

E két utóbbi hatás együttesen a városi határrétegben a szenzibilis hő konvergenciáját eredményezi. Ez a tényező, valamint a sűrűlódás miatt a légáramlás sebességének csökkenése következtében bekövetkező feláramlás együttesen okozza a város fölött a határéteg felboltozódását (Oke, 1982).

12.2. Épületek klimatológiája

Az épületek tervezésénél fontos szempont a megfelelő mikroklíma kialakítása, mellyel kellemes, élhető környezetet teremthetünk. Ugyancsak fontos célok az energiatakarékos és fenntartható építészeti technológiák alkalmazása, a beruházási és működési költségek csökkentése érdekében minél kevesebb energiaigényes berendezés használata. Ennek érdekében komplex tervezésre van szükség, mely figyelembe veszi az épületet használók igényeit, valamint az épületszerkezet, a homlokzat és a technikai berendezések egymásra hatását, kapcsolatait.

A tervezés során egyrészt a külső hatások ellen kell maximális védelmet nyújtani az épületszerkezet megfelelő kialakításával (például üvegfelületek és tömör falfelületek arányának jó megválasztásával), másrészt minél jobban ki kell használni a természetes adottságokat (ilyenek például a napfény, a természetes szellőzés, a napenergia vagy a geotermikus energia alkalmazása). Ehhez komplex építészeti közelítésre van szükség, ahol a helyi specifikus adottságokat – napfénynek való kitétség, helyi éghajlati viszonyok, szélviszonyok, külső zajok – fokozottan figyelembe veszik. Az optimális eredmény elérése érdekében szellőzési és hangterjedési elemzéseket együttesen szükséges végezni. A rendelkezésre álló természeti adottságok alapvetően meghatározzák például a homlokzat és az épületszerkezet kialakítását. A munkafolyamat során a következő tervezési feladatokat kell elvégezni: a homlokzat kialakításához szükséges energiaoptimalizálás, az épület által termelt hő felhasználása, a belső terekbe a természetes fény bejutásának lehetővé tétele, az épületen belüli és kívüli légtömegek természetes cseréjének biztosítása.

Mivel a homlokzat választja el az épület belsejét a külső tértől, ezért nagymértékben meghatározza az épület energiaháztartását is. A homlokzatnak hatékony védelmet kell nyújtania a nyári napsugárzás ellen, de ugyanakkor elegendő napfényt kell biztosítani az épület helyiségeiben. Ehhez hasonló, egymással sokszor ellentétes követelményeknek kell megfelelnie a komplex homlokzattervezésnek, ezért van szükség az energiaoptimalizációra. Néhány ehhez kapcsolódó tervezési feladat: direkt napsugárzásnak kitett időtartamok meghatározása, napsütéses órák számának meghatározása, a homlokzat energetikai tulajdonságainak spektrális meghatározása, a homlokzat hőmérsékleti szimulációja, napot árnyékoló rendszerek kialakítása.

Energiahatékony épületek tervezésének alapvető eleme a megfelelő természetes fényrel való ellátottság biztosítása. Ezáltal csökkenthető a mesterséges fényforrások működtetéséhez szükséges energiafogyasztás. A természetes fény jelentősen javítja a közérzetet is. A rendelkezésre álló napfény maximális kihasználása mellett szükség van megfelelő árnyékoló és csillogás elleni rendszerekre. Ezek a törekvések kicsit ellentmondanak egymásnak, hiszen például, ha egy nyári napon egy árnyékoló rendszert működtetünk, akkor nehéz megoldani, hogy elegendő mennyiségű természetes fény jusson be az épület helyiségeibe. Ráadásul arra is figyelni kell, hogy a külső környezetben a látási viszonyokat ne zavarja az épület felszínének csillogása.

Az épületek természetes szellőzése az ún. passzív klímahatás egyik kulcseleme. Annak érdekében, hogy alacsony energiafogyasztást és jó környezeti illeszkedést érjünk el új módszereket szükséges alkalmaznunk. Korábban az épületek belsejében nagy fogyasztású, zárt rendszerű légkondicionáló berendezéseket alkalmaztak. Mára már felismerték, hogy sokkal célravezetőbb a beltérek és a külső környezet közötti légcseré biztosítása. Az épületben tartózkodók közérzete sokkal jobb, ha érzékelhetik az évi és napi természetes ciklusokat, és könnyen tudják befolyásolni a helyiségek hőmérsékletét. Az ablak nyithatósága ebből a szempontból kiemelkedően fontos. A természetes szellőzés nemcsak levegőhigiéniai szempontból fontos, hanem az az előnye is megvan, hogy a beltérben keletkező nagyobb hőmennyiséget könnyen kijuttatja a szabadba. Különösen fontos a direkt szellőzés lehetősége ott, ahol a nagyméretű üvegfelületek a beérkező fényrel együtt a helyiség fokozott felmelegedését is előidézik. A

természetes szellőzés vizsgálatakor az áramlási viszonyokat és a termikus okokból kialakuló örvényességet is figyelembe kell venni. Az elvégzendő elemzésekbe a következő feladatok sorolhatók: levegőhigiéniai vizsgálatok, friss levegővel való ellátottság, hőelvezetés, szellőzési és áramlási sebesség becslése, a szellőző nyílások megfelelő elhelyezése, különféle szabályozástechnikai mérések.

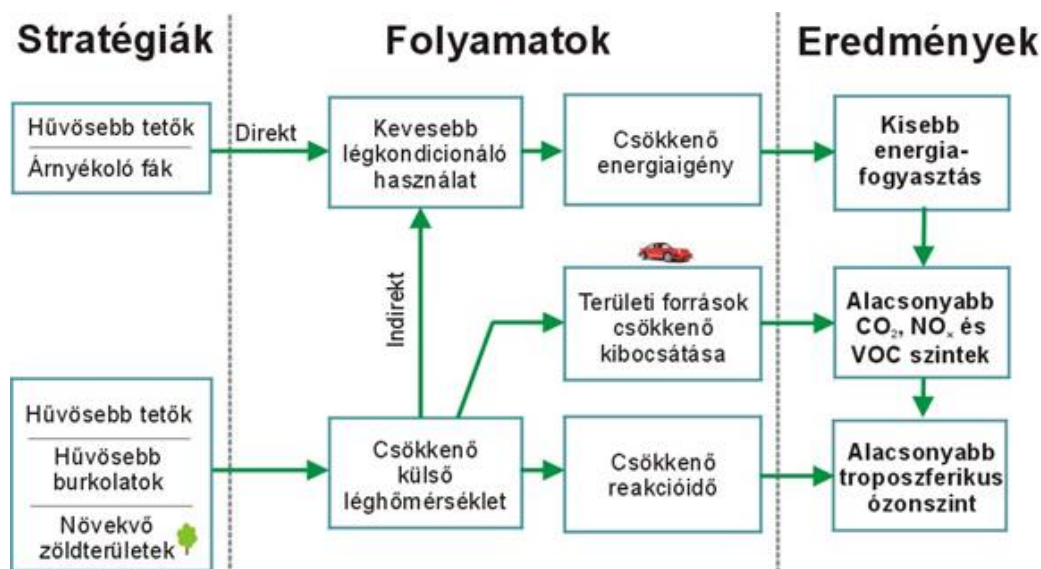
A beltérek hőmérsékleti viszonyainak meghatározásához a következő feltételek vizsgálata szükséges: az ablakok száma, mérete és elhelyezkedése, alkalmazott üvegtípusok (például: hőszigetelő üveg, sötétített üveg, napsugárzást szűrő üveg), árnyékoló rendszer (külső és/vagy belső), ablakszellőzés mértéke, hőtárolók.

Az épületen belüli helységek mikroklímája alapvetően meghatározza a benne tartózkodó személyek közérzetét, koncentráció képességét, kreativitását, valamint ezek következményeképpen teljesítményüket. Az érvényben lévő építési szabályzatok meghatározzák a beltéri levegőminőség követelményeit. Ezek négy fő csoportba sorolhatók:

- 1) Hőmérsékleti komfort, melyet megadhatunk például az aktuális hőmérsékleti értékkel, a PMV (Predicted Mean Vote) index értékével (Fanger, 1982), a huzatosság mértékével, a vertikális hőmérsékleti rétegződéssel és a sugárzási aszimmetriával.
- 2) Látási komfort, melynek elemei: napfény, mesterséges világítás, csillogás, direkt napsugárzásnak való kitettség, napárnyékolás, szinezés, visszaverés.
- 3) Akusztikai (hangkörnyezeti) komfort, melyet jellemezhetünk például a következő paraméterekkel: zaj vagy hangnyomásszint, visszhang idő, beszédérthetőség.
- 4) A levegőminőséggel kapcsolatos levegőhigiéniai komfort, ide sorolhatjuk például a rossz levegőminőséget, az elégtelen frisslevegő-utánpótlást, egészségre káros anyagok jelenlétét a helyiségben.

12.3. Törekvések a városi hősziget hatás csökkentésére

A városi hősziget jelenség a városok kiterjedésének, népességének, környezeti hatásának növekedésével a globális felmelegedés regionális következményeit tovább erősíti. Ezért különösen fontosak azok a törekvések, melyek városi hősziget hatás csökkentését célozzák (12.5. ábra). Ezekről számolunk be a továbbiakban.

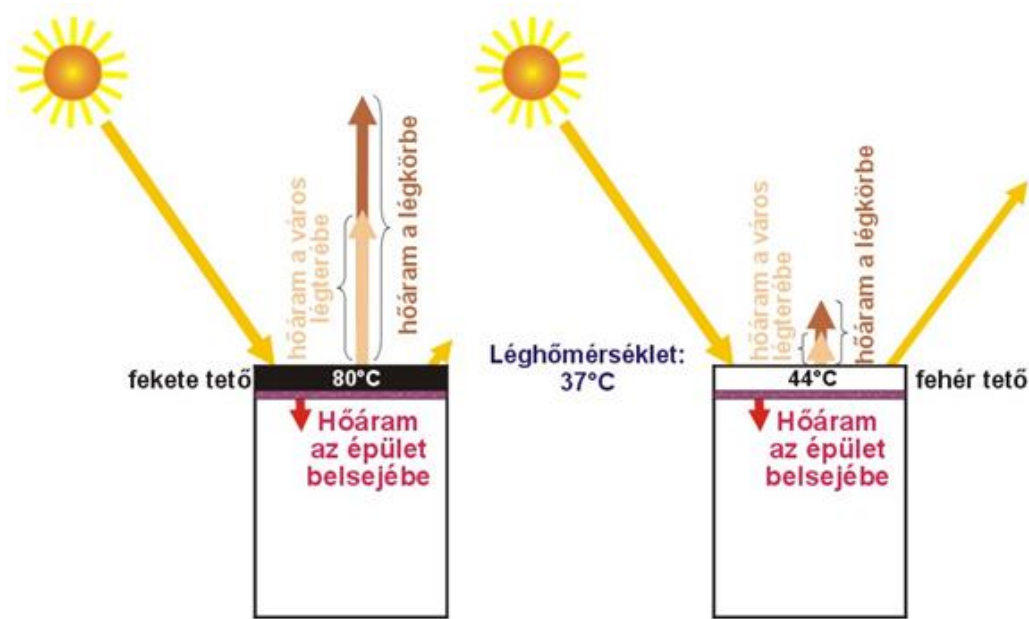


12.5. ábra: A városi hősziget hatást csökkentő lehetőségek és hatások (Akbari et al., 2001 nyomán). NO_x jelöli a nitrogén-oxidokat, VOC az illékony szerves vegyületeket.

A városi tetők és a mesterséges burkolatok átlagosan több mint 60%-át teszik ki a városi felszínnek. Egy meleg nyári délután ezek a többnyire sötét színű, száraz felszínek nagymértékben felmelegsznek a napsugárzás hatására,

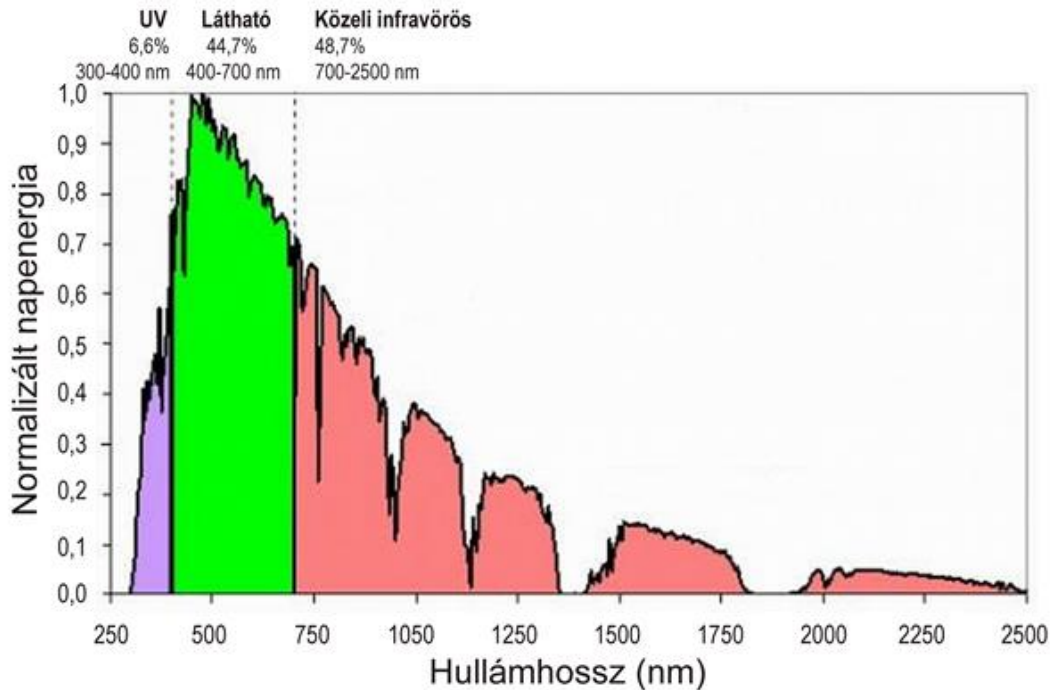
és a többlet energiát a felettük található légtér melegítésére fordítják. A városkörnyéki területek levegője hűvösebb, mivel ezen területek felszínei jobban visszaverik a napsugárzást, és magasabb a nedvességtartalmuk. Egyéb antropogén tényezők is hozzájárulnak a nyári városi hőszigethez, mint például a légkondicionáló berendezések, a közlekedés és az ipari tevékenység. A városi hősziget hatására nő a felhasznált energiamennyiség, romlik a levegőminőség, és egyre több hőszigetelést igényel a lakosság körében.

Mivel a városi hősziget kialakításában kulcsszerepet játszanak a mesterséges felszínek, ezért a legegyszerűbb módszer az elnyelt napsugárzás mennyiségének csökkentésére az, hogy a sötét színű felszíneket (például a fekete vagy sötét szürke tetőket) világos színűre (például fehérre) cseréljük, melyek már a bejövő napsugárzás nagyobb hányadát verik vissza (12.6. ábra).



12.6. ábra. A fekete és a fehér tetővel fedett épületek eltérő hőháztartási viszonyai.

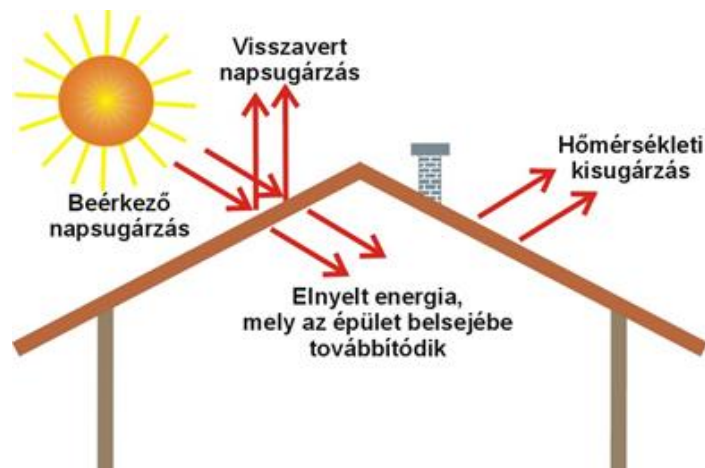
A beérkező napsugárzásnak kevesebb mint a fele látható az emberi szem számára (12.7. ábra). A világos színű felszínek azért maradnak hűvösebbek, mivel nemcsak az emberi szem számára látható tartományú sugárzást verik vissza. Amennyiben valamilyen speciális okból (például esztétikai szempontok szerint, vagy a csillogó hatás csökkentésére) mégis szükség van a sötét színű tetőre, használhatunk olyan különleges hatású anyagokat, amelyek kevésbé melegszenek fel, mivel a látható tartományon kívüli sugárzást visszaverik. A másik lehetőség a levegő hűtésére a növényzet (fák) telepítése, melyek a párolgás útján hőt vonnak el a környezettől, és árnyékoló hatásuknak köszönhetően csökkentik az alattuk lévő felszín hőmérsékletét.



12.7. ábra: A beérkező napsugárzás spektrális eloszlása. A felszínre érkező napenergia csaknem fele a közeli infravörös tartományba esik. A hidegtetők anyaga ebben a tartományban jó visszaverőképességgel rendelkezik.

12.3.1. Hidegtetők alkalmazása

Hidegtetőnek nevezzük definíció szerint azokat az épületek fedésére alkalmas borító anyagokat, melyek egyrészt nagymértékben visszaverik a naptól érkező sugárzást (0,3–2,5 μm), másrészt nagy az emisszivitásuk a hőmérsékleti infravörös tartományban (4–80 μm) (12.8. ábra). A kevesebb elnyelt napsugárzás kevésbé melegíti fel a tetőt. A nagy emisszivitás pedig biztosítja a nagyobb mértékű hőleadást.



12.8. ábra. A hidegtető sugárzási sajátosságai - animáció

A hidegtetők csökkentik az épület belsejébe történő hővezetést, valamint a külső légtér felé a konvekciós hatást és az infravörös tartományú kisugárzást. Mivel az épületbe bejutó energia kisebb, ezért a beltér hűtésére is kevesebb energiát kell fordítani, s ezáltal kevesebb fosszilis tüzelőanyagot használunk fel, mely következtében az üvegházhatású gázok és a légszennyező anyagok kibocsátása is csökkenthető. A kisebb légszennyezőanyag-koncentráció hatására kedvezőbb a levegőminőség, kisebb arányban, ritkábban alakulnak ki az emberi egészségre

veszélyes szmoghelyzetek, csökken a troposzférikus ózonkeletkezés. Ezek a tényezők javítják az épületek hatásfokát, s ezen keresztül csökkentik a városi hősziget hatást.

A hidegetetők alkalmazásának kedvező tulajdonságai mellett van néhány hátránya is. A téli hónapokban a hidegetetővel felszerelt házakban nagyobb a fűtési igény, hiszen ekkor is érvényesül a beérkező napsugárzás magas visszaverődési aránya. Ha viszont hóval fedett a tető, akkor ez nem számít, hiszen a hó albedója határozza meg a visszavert sugárzás arányát. Összességében a nyári mérséklő hatás bőven ellensúlyozza a téli fűtés megnövekedett energiaigényét.

A másik hátrányos következménye a hidegetetők használatának, hogy egy alacsonyabb épület fehér, vagy ezüstös tetőfelszíne csillogó hatásával zavarhatja a szomszédos magasabb épületek lakóit. Ez a hatás mérsékelhető, ha nem fehér vagy fémesen csillogó, hanem színezett hidegetetőket alkalmaznak az alacsony épületek fedésére.

Ahogy korábban már említettük, a beérkező sugárzás teljes energiájából mintegy 45% esik a látható tartomány spektrumába (12.7. ábra). A hagyományos sötét tetők nagymértékben elnyelik a látható tartományon kívüli ultraibolya és közeli infravörös tartományban érkező sugárzást is. A színezett hidegetetők kinézete megegyezik a hagyományos, sötét színű tetőkével, azonban a közeli infravörös tartományban bejövő napsugárzás jóval nagyobb részét verik vissza. Egy tipikus nyári délutánon a színezett hidegetető a napsugárzás 35%-át visszaveri, s így 12 °C-kal hűvösebb, mint a hagyományos sötét háztető, amely a beérkező sugárzásnak mindössze 10%-át veri vissza.

A fehér tetők abban az esetben jelenthetnek megoldást, amikor a tető nem látszik az utca szintjéről, mivel vízszintes, vagy nagyon kis hajlásszögű. Vannak olyan térségek, ahol erre a szempontra nem ügyelnek, s a ferde tetőket is lehetnek fehérek. A tetőfedésre alkalmas anyagok fehér színben is rendelkezésre állnak: egyrétegű lemez, rugalmas ún. elasztomer anyagokkal történő tetőfedés, festett fém, cserép és kavics. Egy tipikus nyári délutánon a fehér tetők a beérkező sugárzás 80%-át visszaverik, s ezzel mintegy 30 °C-kal hűvösebb a felszínük, mint a sötét színű tetőknek (ezek csak a napsugárzás 20%-át verik vissza).

A ferde tetők esetében a fehér szín kevésbé esztétikus, ezért az elmúlt évtizedekben kifejlesztették a színezett hidegetetőket. Ilyen például az aszfaltzindely, fém, cserép, kavics.

Az alábbiakban összefoglaljuk a hidegetetők legfontosabb előnyeit.

- Csökkentik az épületbe jutó hőt, mivel a tetőfelület többelhőmérséklete nem haladja meg az 5–14 °C-ot egy adott nap során.
- Növelik a tető anyagának és az épület hűtőberendezésének élettartamát.
- Javítják a tetőszigetelés hatékonyságát. Ez azért van, mert a hőmérséklet növekedésével a hővezetés is növekszik.
- Csökkentik az elektromos energiaigényt. Nagy hőségek esetén a megtakarítás elérheti akár a 10%-ot is.
- Közvetve csökkentik a légszennyezőanyagok és az üvegházhatású gázok kibocsátását.
- Használatuk energiamegtakarítást eredményez a napsütéses napokon, még a magas földrajzi szélességeken is.

12.3.2. Hideg útburkolatok alkalmazása

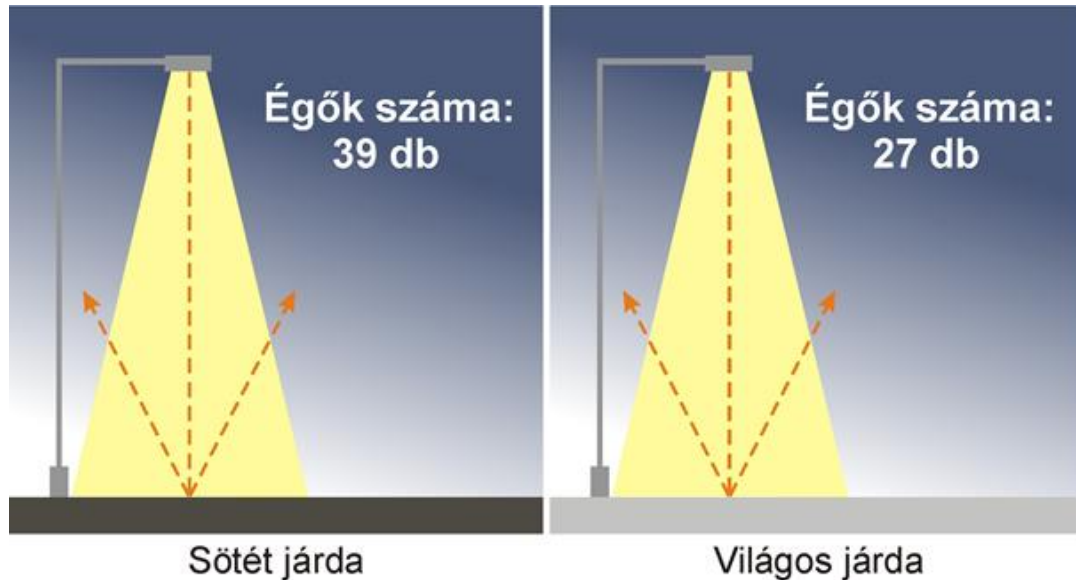
Hideg útburkolatok alkalmazásával is mérsékelhetjük a városi hősziget hatást. A hagyományos sötét tetőkhöz hasonlóan a hagyományos, sötét útburkolatok is nagymértékben felforrósodnak napsütés hatására, mivel a beérkező napsugárzás 80-95%-át elnyelik. A mesterséges útburkolatok teszik ki a városi felszínek mintegy harmadát. Ezért az utak jelentősen hozzájárulnak a városi hősziget hatáshoz, illetve növelhetik a globális melegezés mértékét.

A napsugárzást visszaverő hideg útburkolatok hűvösebbek maradnak, mint a hagyományos burkolatok. A burkolat reflektanciáját növelhetjük, ha speciális, visszaverőképességet növelő anyagokat, kezeléseket alkalmazunk az útburkolatok kialakításánál. Hideg burkulatot hagyományos anyagok (cement) felhasználásával is előállítanak. Az új típusú cement a napsugárzás 30-50%-át visszaveri. Vannak új színező bevonatok aszfalt burkolatra is, amelyek körülbelül a napsugárzás 50%-át verik vissza. Egy másik lehetőség az átlátszó kötőanyagok használata, mellyel világosabb színű, nagy reflektivitású felületet hozhatunk létre. Mint ahogy minden anyagnál, úgy az útburkolatok esetén is a használatól, s a légköri anyagokkal való érintkezéstől idővel a napsugárzás-visszaverő képesség változik.

Például a cement burkolat a gumiabroncsok és az olajcseppek hatására sötétedik, így a reflektanciája 30-50%-ról 20-35%-ra csökken. A szinte fekete aszfaltburkolatok viszont hasonló hatásokra világosodnak, s a visszaverő képességük 5%-ról 10-20%-ra nő.

A hideg útburkolatok előnyeit az alábbiakban foglalhatjuk össze:

- Energiamegtakarítás és kibocsátáscsökkentés. Mivel a hideg útburkolatok csökkentik a kültéri levegő hőmérsékletét, ezáltal az épületek belsejének hűtéséhez nyáron kevesebb energiára van szükség. A hideg útburkolatok által is segítenek energiát megtakarítani, hogy csökkentsék a szükséges éjszakai világítás erősségét (12.9. ábra).



12.9. ábra: A hideg útburkolatok világosabb és jobban fényvisszaverő felszíne ugyanolyan fényerőt képes biztosítani éjszaka lényegesen kevesebb égő használatával

- Komfortosabb és egészségesebb környezeti feltételek. A hideg útburkolatok mérséklék a városi levegő felmelegedését, ezáltal csökkentik a hőséghez kapcsolódó megbetegedéseket, és lassítják a szmog kialakulását, így sokkal komfortosabbá teszik a kültéri környezetet. A gyalogosok is jobban érzik magukat a hűvösebb levegőn és a hidegebb útburkolatok közelében (12.10. ábra).



12.10. ábra: Az eltérő útburkolatok hatására a felszínhőmérsékletek jelentősen eltérnek.

- A közlekedésbiztonság növekedése. A világosabb színű útburkolatok jobban visszaverik a közvilágítást és autólámpák fényeit éjszaka, ezáltal javítják a látási viszonyokat.
- A levegőminőség javulása. A városi léghőmérséklet csökkentésével a hideg útburkolatok lassíthatják azokat a légköri kémiai reakciókat, melyek városi szmoghoz vezetnek.

- A hőerőművek emissziójának csökkenése. A közvilágítás és a légkondicionáló berendezések kisebb fogyasztása miatt a hideg útburkolatok csökkentik a hőerőművek üvegházhatású gáz- és szennyezőanyag-kibocsátását.

A városi hősziget hatáshoz, illetve a városi légtér szennyezéséhez jelentős mértékben járul hozzá a közlekedés, azaz a személygépkocsik, a tömegközlekedés és a teherszállítás. Kutatások során megvizsgálták, hogy egy ezüstszerű autóban egy órányi napon való parkolás után 5-6 fokkal alacsonyabb a hőmérséklet, mint egy fekete színű autóban. Ennek oka, hogy a világos színű autó külső felszíne a beérkező napsugárzás 57%-át visszaveri, míg a sötét színű csak az 5%-át (12.11. ábra). A légkondicionáló berendezés kisebb használatával az üzemanyagfogyasztás 13%-kal mérsékelhető. Így csökken a kibocsátott NO_x , CO és egyéb szerves vegyületek kibocsátása.



12.11. ábra: A fehér színű autó külső felszíne a beérkező napsugárzás jóval nagyobb hányadát veri vissza, mint a sötétkék.

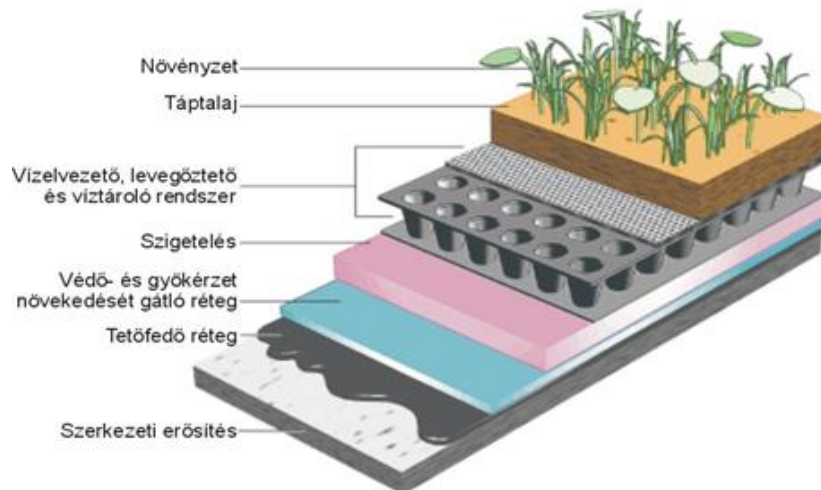
Összefoglalva elmondhatjuk, hogy a jelenleg elérhető technológiákkal a városok átlagos felszíni albedója mintegy 10%-kal növelhető. Az albedó növelésével a beérkező napsugárzás visszavert hányadát növelhetjük. Ezáltal kisebb lesz az elnyelt energia, és kisebb lesz a városok hőátadása a környezetnek. Vizsgálatok szerint, ha a teljes Földre vonatkozóan a városi tetők albedóját 25%-kal és az útburkolatokét 15%-kal növeljük, az éves szén-dioxid kibocsátás mintegy 57 Gt-val csökkenthető (Menon et al., 2010). A kisebb szén-dioxid kibocsátás jelentősen lassíthatja a globális felmelegedést legsúlyosabb hatásait. Ha minél több városban alkalmazzák a hidegtetők, hideg útburkolatok technológiáját, a globális mérséklő hatásai annál gyorsabban jelenhetnek meg.

12.3.3. Zöldtetők

A hősziget hatás mérséklésének egy másik módszere a zöldtetők alkalmazása. Zöldtetőnek (vagy élő tetőnek) nevezzük az olyan épületek tetejét, ahol egy vízhatlan réteg tetejére növényeket telepítünk (12.12. ábra). Lefedhetjük a tetőfelületet részben vagy akár egészen is vegetációval. Gyakran kiegészítő rétegeket is alkalmaznak, például a gyökérszint mélyebbre haladását gátló felületet, többletvíz elvezető rendszert, öntöző rendszert (12.13. ábra). A tetőkön akár kis tavakat is hozhatnak létre.



12.12. ábra. Zöldtetős lakóház Tongyang belvárosában (Hubei tartomány, Kína) (Fotó: Vmenkov)



12.13. ábra. A zöldtető szerkezeti felépítése, rétegei (Forrás: Earth Pledge)

A zöldtetők kiépítésének hármas célja lehet: a csapadékvíz megkötése, egy szigetelő réteg kialakítása és a városi hősziget hatás csökkentése. Két alaptípusa van: intenzív (12.14. ábra) és extenzív zöldtetők. Az intenzív zöldtetők esetén sokkal vastagabb a talajréteg, ezért a növények sokkal szélesebb köre telepíthető. A növényzet és a talaj együttes tömege jellemzően 390-730 kg területegységenként (1 m^2). Emiatt ez a típus az épületszerkezetre nagyobb terhelést jelent és a növényzet is fokozottabb fenntartási igénnyel rendelkezik. Az extenzív zöldtetők talajrétege könnyebb és vékonyabb, ezért kisebb növényzeteltartó-képességgel rendelkezik. A növényzet és a talaj együttes tömege jellemzően 50-120 kg területegységenként.



12.14. ábra. Intenzív zöldtető Manhattanban (New York, USA) (Fotó: Alyson Hurt, Flickr)

Habár a zöldtetők mai, modern változata viszonylag újkeletű (az 1960-as években Németországban fejlesztették ki), a gyepvel fedett házak, épületek Skandinávia északi részén évszázadok óta szokásos építészeti elemek. Jelenleg Németországban az épületek közel egytizede rendelkezik zöldtetővel, melyek nagy hányada Berlinben található. Európában számos országban – elsősorban Németországban, Svájcban és Hollandiában – egyre jobban terjednek a zöldtetők. Például az osztrák Linzben 1983 óta a zöldtetők tervezői, fejlesztői jelentős önkormányzati támogatásban részesülnek. Európán kívül az Amerikai Egyesült Államok több nagyvárosában – többek között Chicagóban, Atlantában, Portlandban – a helyi szabályozások nagy hangsúlyt fektetnek a zöldtetők alkalmazására annak érdekében, hogy a hősziget hatást mérsékeljék.

Becslések szerint a városi hősziget hatására átlagosan 4 °C-kal melegebbek a városok a környezetükhöz képest. Mérések bizonyítják, hogy forró, nyári napon a zöldtetővel borított Chicago-i városháza (12.15. ábra) tetőszintjén mért hőmérséklet átlagosan 1,4–4,4 °C-kal alacsonyabb, mint a környező hagyományos tetővel fedett épületek tetején mért hőmérséklet.



12.15. ábra. Chicago-i városháza zöldtetője (Fotó: TonyTheTiger)

A zöldtetők előnyei környezeti szempontok alapján:

- Csökkentik az épület téli fűtési igényét, mivel szigetelő réteggént viselkednek
- Kellő csapadék-ellátottságú éghajlat esetén, illetve mesterséges öntözés esetén csökkentik az épület nyári hűtési igényét mintegy 50-90%-kal a párolgás hőelvonó szerepe miatt
- A hőszigetelő jelleg nyáron lassítja a felmelegedést, s ezzel szintén csökkentik az épület nyári hűtési igényét
- Késleltetik és csökkentik a lehulló csapadékmennyiség lefolyását
- Természetesnek ható környezetet hoznak létre, sőt akár a növénytermesztéshez is hozzájárulhatnak
- Javítják a levegőminőségét azáltal, hogy kiszűrnek számos légszennyező anyagot, és így csökkentik a légúti megbetegedések, asztmás tünetek megjelenésének arányát
- Nagy mennyiségű szén-dioxidot nyelhetnek el (12.16. ábra)



12.16. ábra: Zöldtető rendszer amerikai parkolóházon (Forrás: roofrocket.com)

- A csapadékvízből kiszűrjük a szennyező anyagokat és a nehézfémeket
- Hangszigetelő hatásuk kettős: az alkalmazott talajréteg csökkenti az alacsonyfrekvenciájú, a növényzet pedig a magasfrekvenciájú hanghullámok bejutását az épületbe
- A városi környezet módosult vízháztartását a természeteshez közelítik a víz hosszabb tározása és a párolgás, párologtatás (együttesen evapotranszpiráció) révén
- Mérséklék a városi hősziget hatást

A zöldtetők anyagi jellegű előnyei:

- Növelik a tetőzet élettartamát – akár kétszeresére is
- Növelik az ingatlan értékét

- Csökkentik az energiafogyasztást
- Számos helyen a zöldtetővel rendelkező házak adókedvezményekben részesülnek (pl. New York-ban 2009 óta egy évi ingatlanadó alól mentesülnek azok a háztulajdonosok, akiknek az épület tetejének legalább 50%-át zöldtetővé alakítják)

A zöldtetők hátrányai:

- Jelentős hátrányt jelent az a többletköltség, ami a zöldtetők kialakításával, telepítésével jár. A magas beruházási költségigény elsősorban abból adódik, hogy a teljes rendszer szerkezeti felépítését összeállítsák, illetve hogy a vízszigetelő és a gyökérszet-korlátozó réteget kiépítsék.
- Újjonnan létesített épületeknél többletköltséget jelent a földtömeg statikus terhelése és az öntözéshez szükséges víz miatti speciális épületszerkezeti technológiák alkalmazása.
- A földrengés-veszélyes régiókban szintén többletköltséget okoznak a földrengés elleni megfelelő védelem érdekében használt speciális módszerek
- Bizonyos zöldtetőknek ugyan nagyon magas lehet a fenntartási költsége, de a helyi adottságok figyelembevételével és a megfelelő növényzet kiválasztásával ez jelentősen csökkenthető, sőt akár teljesen költségmentessé is tehető

Ellenőrző kérdések

1. Mi a különbség a műholdak által meghatározott sugárzási felszínhőmérséklet és a 2 méteres magasságban mért léghőmérséklet napi menetében a városok esetén?
2. Milyen rétegekre osztható a város fölötti légtér?
3. Milyen fő csoportokba sorolhatjuk a épületen belüli beltéri levegőminőség követelményeit?
4. Mi a különbség a fekete, illetve a fehér tetővel fedett épületek eltérő hőháztartási viszonyai között?
5. Hogy oszlik meg a beérkező napsugárzás az ultraibolya, a látható és a közeli infravörös tartomány között?
6. Melyek a hidegtetők legfontosabb előnyei?
7. Melyek a hideg útburkolatok legfontosabb előnyei?
8. Milyen rétegekből épülnek fel a zöldtetők?
9. Melyek a zöldtetők legfontosabb környezeti, illetve gazdasági előnyei?
10. Milyen hátrányokkal kell számolnunk a zöldtetők alkalmazásakor?

13. fejezet - A magyarországi városklíma-kutatások

Ebben a fejezetben a városklímatológiai kutatások hazai vonatkozásait tekintjük át. Ezen belül részletesen kitérünk az ELTE Meteorológiai Tanszékén folytatott műholdas városklíma elemzésekre.

13.1. A hazai városklíma-kutatások története

A hazai városklíma-kutatások a XX. század elején kezdődtek el. A század első felének nagy meteorológusai közül sokan foglalkoztak a magyarországi városok éghajlatának vizsgálatával. Réthly Antal (1947) és Bacsó Nándor (1958) városi és városkörnyéki mérések adatainak felhasználásával készített átfogó képet Budapest éghajlati viszonyairól. Berényi Dénes (1930) a háztömböknek a minimum-hőmérsékletre gyakorolt hatását elemezte Debrecenben. Berkes Zoltán (1947) a csapadék eloszlását vizsgálta Budapest területén belül.

Péczy György elsősorban a légáramlási és légszennyezettségi viszonyokkal foglalkozott Budapestre vonatkozóan. Budapest légszennyezettségi viszonyait a makroszinoptikus helyzetek függvényében vizsgálva megállapította, hogy a főváros levegője keleties áramlású anticiklonális helyzetben a legszennyezettebb (Péczy, 1959). Egy másik vizsgálat során arra az eredményre jutott, hogy az évnek körülbelül egyharmadában Budapest esetében is kialakul a jellegzetes nagyváros által keltett helyi szélrendszer, ami szintén anticiklonális helyzetben a legintenzívebb (Péczy, 1962).

Probáld Ferenc átfogóan vizsgálta a nagyváros, illetve Budapest éghajlati sajátosságait (Probáld, 1965; 1974). Nagy figyelmet szentelt annak a kérdésnek a tanulmányozására, hogy a különféle fosszilis energiahordozók elégetése során – mely különösen a téli félévben jelentős – a városi légtérbe kerülő hőmennyiség milyen szerepet játszik a városi éghajlat kialakulásában (Probáld, 1963).

Kifejezetten a városi klíma elemeinek megfigyelésére az Országos Meteorológiai Szolgálat a hatvanas években Budapest területén éghajlatkutató és szélmérő hálózatot hozott létre, mely öt éven keresztül folytatott óránkénti méréseket a város és agglomerációs körzetének 22 pontján (Szepesi, 1981; Dezső, 2000). 1977-ben Péczy György kezdeményezésére Szegeden hoztak létre tíz állomásból álló városklímatológiai mérőhálózatot, mely 1981-ig működött (Unger, 1995).

A városban élő emberek életminősége szempontjából az egyik legfontosabb klimatikus tényező a különféle légszennyező anyagok koncentrációja a város feletti légtérben. Ennek mérésére a Közegészségügyi és Járványügyi Felügyelet (KÖJÁL) a hetvenes években hozott létre a fővárosban mérőhálózatot. Napjainkban a légszennyezettségi mérőhálózatot a környezetvédelmi, természetvédelmi és vízügyi felügyelőségek üzemeltetik. Az Országos Légszennyezettségi Mérőhálózat az európai uniós normáknak megfelelően 60 fix és mobil automata monitorállomást működtet az országban, valamint több mint 150 mérőponton szakaszos mintavétellel végeznek légszennyezettségi vizsgálatot.

13.2. Városklíma-kutatások Magyarországon

Napjainkban – a városklímatológia jelentőségének növekedésével – egyre több kutató foglalkozik hazánkban is e témával. A Szegedi Egyetem Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszékén a városklímatológiai kutatások több évtizedes múltra tekintenek vissza. Amint azt a 10. fejezetben bemutattuk, többször végeztek itt mobil, személygépkocsis mérési expedíciókat, valamint repülőgépes méréseket is. A kutatások elsődleges célja a hősziget szerkezetének részletes feltárása (Unger, 1992), annak modellezése (Unger et al., 2000; Unger, 2006), illetve a város bioklímatológiai hatásainak vizsgálata (Gulyás et al., 2006; Sódar és Unger, 1998). Vizsgálataik során kapcsolat kerestek az ún. égboltláthatósági érték és az éves átlagos maximális hősziget intenzitás között. Kimutatták, hogy a hősziget intenzitásának térbeli szerkezete viszonylag jól jellemezhető a beépítettséggel és az égboltláthatósággal. Ezt jól tükrözi, hogy az alacsony égboltláthatósági értékkel rendelkező belvárosi területeken nagy a hősziget intenzitás értéke (Unger, 2004; 2009). Emellett egy módszert dolgoztak ki az érdességi paraméterek számítására is, melyek segítségével meghatározhatók a városon belüli ventilációs folyosók, melyek a város levegőjének cseréjét lehetővé teszik (Gál és Unger, 2009).

A Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszékén szintén mérőautós vizsgálatok alapján elemzik a városi hősziget szerkezetét, továbbá kapcsolatot keresnek a hősziget kialakulása és a különböző időjárási helyzetek között (Szegeci, 2000; 2002). Bottyán et al. (2005) az évszakos átlagos maximum hősziget térbeli szerkezetét vizsgálták Debrecenre vonatkozóan. Egy lineáris regressziós statisztikai modell segítségével kerestek kapcsolatot a beépített területek paraméterei és az átlagos maximum városi hősziget intenzitás között.

A Budapesti Corvinus Egyetem Tájépítészeti Karán a településtervezés, a tájépítészet szempontjából vizsgálják a városi klíma jellegzetességeit. Kutatásaikhoz különféle műholdas adatokat is felhasználnak (Oláh, 2013).

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál az utóbbi évtizedben folyt városklimatológiai vizsgálatok elsődleges célja arra irányult, hogy milyen módon tervezhető, befolyásolható egy város levegőjének minősége (Sándor, 1999; Szepesi és Schirokné, 1999). E témakörben a legfontosabb kutatási területek közé tartozik a levegő minősége és a különböző meteorológiai viszonyok közötti kapcsolat feltárása, illetve a levegő minőségének számszerű előrejelzése. Haszpra László és munkatársai (Haszpra et al., 2001) a budai Vár alatt lévő Alagútban folytattak méréseket abból a célból, hogy meghatározzák a magyarországi gépkocsialomány átlagos szennyezőanyag-kibocsátását, illetve vizsgálják a városok közlekedésből eredő légszennyezését. Bozó László és Baranka Györgyi kutatásainak célja a főváros légszennyezettségi viszonyainak feltárása, valamint a felszínközeli ózonkoncentráció alakulásának vizsgálata volt (Bozó et al., 1999; Baranka, 1999). Az utóbbi években az OMSZ csatlakozott az ún. UHI európai projekthez, ami nyolc közép-európai nagyváros összefogásával jött létre. A projekt kiemelt céljai: a városi hősziget jelenség megfigyelése, kutatása, a hősziget-jelenség és a klímaváltozás összefüggéseinek vizsgálata, stratégiák létrehozása a hősziget enyhítésére, illetve az ahhoz való alkalmazkodásra (Baranka, 2013).

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén másfél évtizede folynak városklimatológiai kutatások. Az ELTE és az OMSZ közös kutatási programja keretében Weidinger Tamás és munkatársai vizsgálták a budapesti városi hősziget szerkezetét a meteorológiai mérőhálózat, a légszennyezettséget mérő monitorhálózat, valamint kerékpáros mérések adatainak felhasználásával (Molnár, 1999), illetve kifejlesztettek egy módszert az urbanizációnak a hosszúidejű hőmérsékleti idősorokra vonatkozó hatásának meghatározására (Weidinger et al., 1999). 1999-ben az ELTE és az OMSZ együttműködésének keretében az egyetem területén létesült egy városklimatológiai mérőállomás is (Kern, 2001). A Meteorológiai Tanszéken a mai napig folyó kutatások fő iránya a Magyarország és Közép-Európa nagyvárosaiban kialakuló városi hősziget vizsgálata műholdas mérésen alapuló adatok felhasználásával (Bartholy et al., 2004 és 2005; Dezső et al., 2005; Pongrácz et al., 2006, 2009).

A Magyar Urbanisztikai Társaság kezdeményezésére 2011 júniusában megalakult az ún. Városklíma Műhely, ami a témával foglalkozó szakemberek, kutatók szakmai közössége. E szervezet kiadványa a Városklíma kalauz (Ongjerth et al., 2011), mely a városok vezetői, a döntéshozó politikusok és a közigazgatási szakemberek számára foglalja össze a települések éghajlatával kapcsolatos legfontosabb tudnivalókat.

13.3. A magyarországi nagyvárosokban kialakuló városi hősziget vizsgálata műholdas felszínhőmérsékleti mérések alapján

Ebben az alfejezetben mutatjuk be az ELTE Meteorológiai Tanszéken végzett részletes elemzések Budapestre és Debrecenre vonatkozó eredményeit.

13.3.1. A felhasznált adatok

A NASA¹ Földmegfigyelő Rendszerének (EOS²) részeként 1999 decemberében bocsátották pályára a Terra, majd ezt követően 2002 májusában az Aqua nevű műholdat. E két műhold egy több évig tartó nemzetközi kutatásokhoz gyűjt adatokat. E kutatások célja a globális változások komplex vizsgálata, amihez egy legalább 15 éves, az egész Földre kiterjedő adatsort kívánnak létrehozni. A kutatási program kiemelt céljai közé tartozik az emberi tevékenység éghajlatra gyakorolt hatásainak a vizsgálata. E két műhold által mért adatok lehetőséget nyújtanak arra, hogy a városban zajló folyamatokat, változásokat egyre pontosabban leírjuk, és azok lehetséges okait feltárjuk.

¹ National Aeronautics and Space Administration – Nemzeti Légügyi és Űrkutatási Hivatal (USA)

² Earth Observing System – Föld megfigyelési rendszer

A Terra és az Aqua kvázipoláris pályájú műholdak, melyek 705 km magasságban keringenek a Föld körül. A Terra fedélzetén öt, az Aqua fedélzetén pedig hat műszer található, melyek közül, mi az alábbi szenzorok méréseit használtuk fel:

MODIS³: A sugárzási paramétereket 36 különböző – a láthatótól a hőmérsékleti infravörösig terjedő – hullámhossztartományban méri, a mérések térbeli felbontása a látható tartományban 250 m, az infravörös tartományban 1 km.

ASTER⁴: 4 látható és közeli infravörös tartományú csatornában 15 méteres, 6 közeli infravörös tartományú csatornában 30 méteres, és 5 hőmérsékleti infravörös tartományú csatornában 90 méteres felbontású képeket készít.

Az EOS program keretében e szenzorok méréseiből a teljes éghajlati rendszerre vonatkozóan számtalan paramétert meghatároznak, melyek segítségével vizsgálhatók a globális folyamatok és változások. Mi kutatásainkhoz a MODIS szenzor által mért felszínhőmérsékleti, felszínborítottsági és vegetációs index adatsorokat, valamint az ASTER felszínhőmérsékleti adatait használtuk fel. A MODIS szenzor által mért felszínhőmérséklet abszolút pontossága 0,3 °C óceán felett, és 1 °C szárazföld felett, relatív pontossága 0,25 °C (Wan, 1999). Horizontális térbeli felbontása 1 km. Az ASTER szenzor által mért felszínhőmérséklet abszolút pontossága 1 °C, relatív pontossága 0,3 °C. Térbeli felbontása 90 m (ASTER, 2001). Ezen adatok felhasználásának legfőbb hátránya az, hogy csak felhőmentes időszakban alkalmazhatók a városi hősziget-hatás elemzésére.

13.3.2. A vizsgálati módszerek

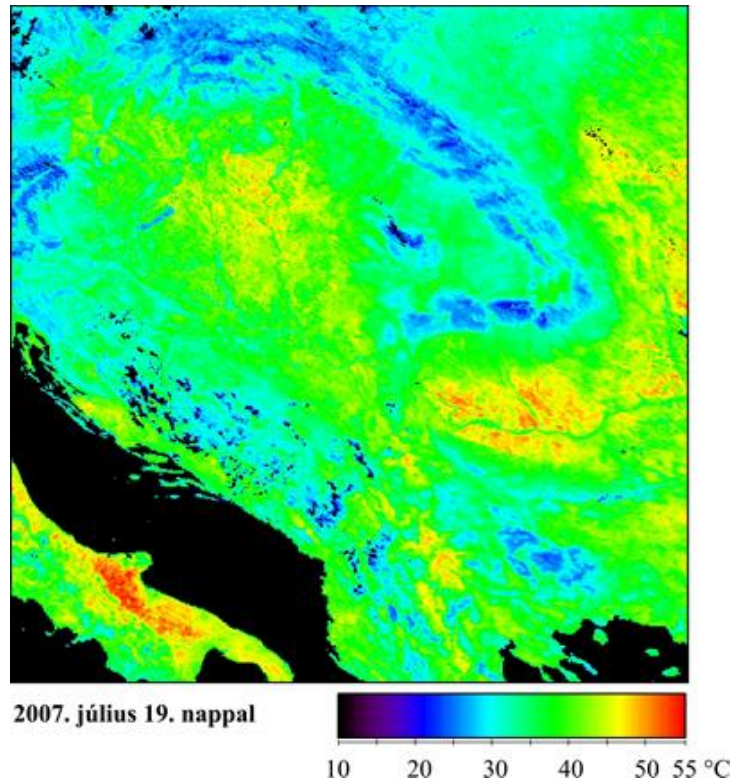
A városi hősziget legfontosabb jellegzetességeinek vizsgálatát a tíz legnagyobb magyarországi nagyvárosra végeztük el. Ehhez a Terra és az Aqua műhold fedélzetén található MODIS szenzor felszínhőmérsékleti mezőit használtuk fel. A szükséges adatokat a NASA földfelszíni adatokat archiváló internetes adatközpontjától (LPDAAC⁵) FTP szerveren keresztül kaptuk.

A felszínhőmérsékleti adatokat tartalmazó fájlok egységes formátumúak, mindegyik 1200×1200 képpontot tartalmaz. A 13.1. ábra egy példát mutat be: a 2007. július 19-i nappali felszínhőmérsékleti adatokat ábrázolja a Kárpát-medencére és környékére vonatkozóan. Ez a nap annak az emlékezetes néhány napnak az egyike, amikor Közép-Európát egy extrém hőhullám uralta, és az abszolút melegrekord is megdőlt. A felszínhőmérsékleti adatokban is igen szélsőséges (45 °C feletti) értékek figyelhetők meg bizonyos területeken.

³ Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer – Közepes felbontású leképező spektrális sugázmérő

⁴ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer – Továbbfejlesztett űrbeli hőmérsékleti emissziót és a visszavert sugárzást mérő sugázmérő

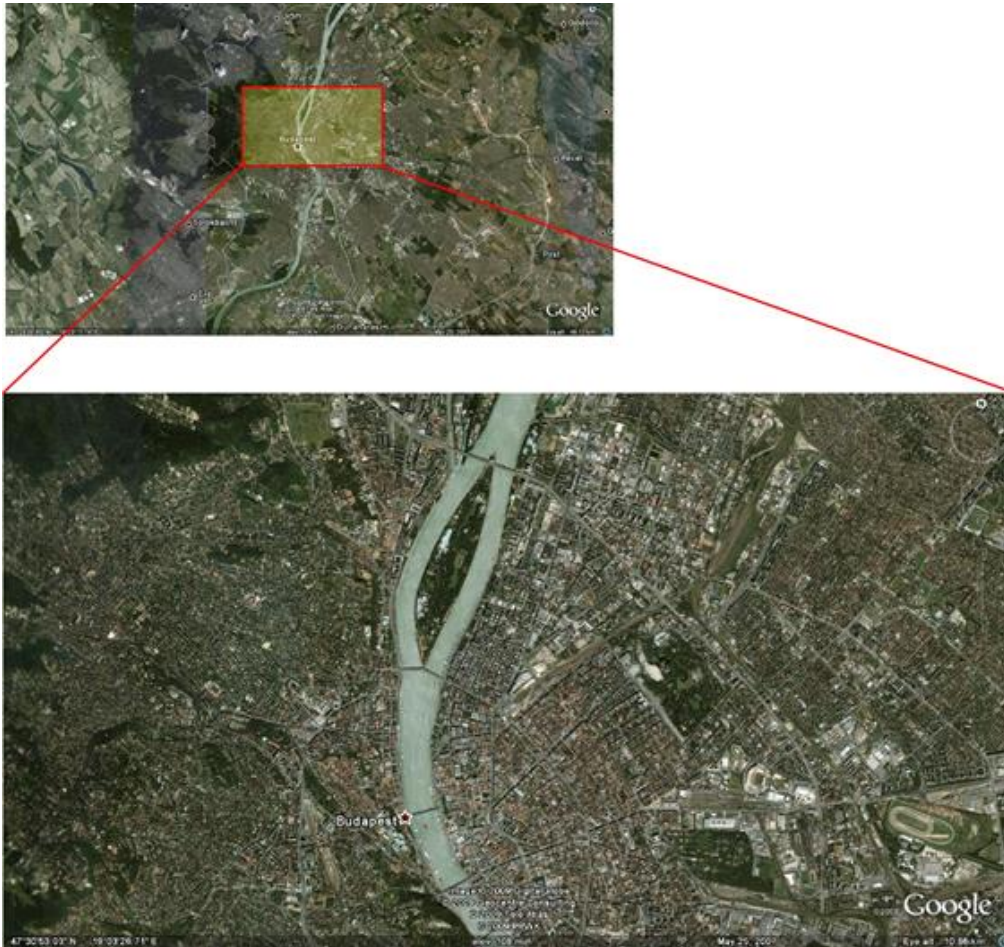
⁵ Land Processes Distributed Active Archive Center – Földfelszíni Folyamat Adatok Aktív Archiváló Központja



13.1. ábra. A MODIS szenzor által mért felszínhőmérséklet alakulása a v4h19-es számú MODIS műholdkép-kivágat által lefedett területen 2007. július 19-én a nappali órákban

A munkafolyamat adatok összegyűjtését követő lépése az adatok kontrollja, a hibás és a felhős képek kiszűrése volt. A városok azonosítása a műholdképeken egy speciális számítógép, az ún. MODLAND Tile Calculator⁶ segítségével történt. A számítógép pontosan kiszámolta, hogy adott földrajzi koordinátákkal rendelkező ponthoz a műholdképen mely képpont tartozik. A városok azonosítása után a városokról és környékükről kivágatok készültek. A kivágat mérete Budapest esetében 65×65, a többi magyarországi nagyváros esetében 30×30 pixel.

⁶ MODLAND Kivágat-Számológépa MODIS szárazföldi méréseinek földrajzi azonosítására szolgáló webes eszköz



13.2. ábra. Budapest egy része a Google Earth műholdkép-adatbázisban

Az adatfeldolgozás következő lépése a városi és városkörnyéki képpontok meghatározása volt. Ehhez felhasználtuk a MODIS felszín típusok adatbázisát, a Google Earth⁷ internetes műholdkép-adatbázist, valamint a GTOPO30 Digitális Terepmodellt. A Google Earth adatbázis nagy felbontású műholdfelvételei lehetővé teszik a beépített és nem beépített területek vizuális elkülönítését, ahogy az a 13.2. ábrán is látható. E műholdfelvételeket felhasználva minden egyes városra lehatároltuk azt a területet, ami a város közigazgatási határán belül ténylegesen beépített. Ezt a kontúrt illesztettük rá az 1 km-es térbeli felbontású rácsra, és megszámoltuk, összesen hány képpont található e kontúrban belül. Ezután meghatároztuk a város ún. átlagos sugarát ($r_{\text{város}}$), amit a következő egyenlet ír le:

$$r_{\text{város}} = \sqrt{\frac{N_{\text{pixel}}}{\pi}}$$

ahol N_{pixel} a városhatáron belüli képpontok száma. E mennyiség tulajdonképpen azt fejezi ki, hogy mekkora lenne a város sugara, ha a város pontosan kör alakú lenne.

A GTOPO30 adatbázist a jelentős magassági különbségek kiszűrésére használtuk fel. Ennek az adatbázisnak a horizontális térbeli felbontása 30 szögmásodperc (átlagosan 1 km).

A városi képpontok közé azok a pontok tartoznak, melyek a következő három feltétel mindegyikének megfelelnek:

- a Google Earth adatbázis alapján meghatározott beépítettségi határon belül található
- a MODIS felszín típus adatbázisban a beépített terület kategóriába esnek

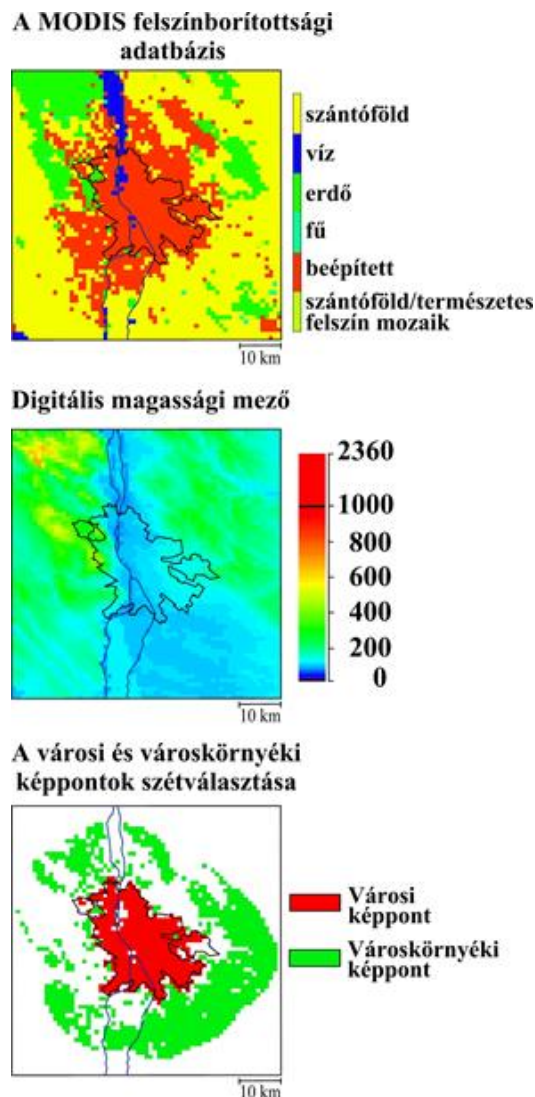
⁷ Google Föld – nagy felbontású, látható tartományú műholdfelvételek globális internetes adatbázisa

- tengerszint feletti magasságuknak az előző két feltételnek megfelelő képpontok átlagos tengerszint feletti magasságától való eltérése nem nagyobb, mint ± 50 m.

A városkörnyéki képpontokhoz való tartozás feltételei:

- távolságuk a Google Earth adatbázis alapján meghatározott beépítettségi határtól legfeljebb $r_{\text{város}}$, ahol $r_{\text{város}}$ a város fent definiált átlagos sugara
- felszíntípusuk nem tartozik a beépített terület és a víz típushoz
- tengerszint feletti magasságuknak a város átlagos tengerszint feletti magasságától vett eltérése nem nagyobb, mint ± 100 m.

A 13.3. ábrán a városi és városkörnyéki képpontok lehatárolásának folyamatát mutatjuk be Budapest esetében. Az így kapott pontok felhőzet- és felhőzet-átlagok felhasználásával minden városra és időpontra meghatároztuk a városi és városkörnyéki átlaghőmérsékletet, melyek különbsége adja a városi hősziget intenzitását. A meghatározott hősziget-intenzitás lehetőséget ad különféle összehasonlító vizsgálatokra, tanulmányozható a hősziget, valamint a különböző felszíni és meteorológiai paraméterek kapcsolata, a hősziget napszaktól, évszaktól és városmérettől való függése, továbbá a hősziget szerkezete és keresztmetszete.



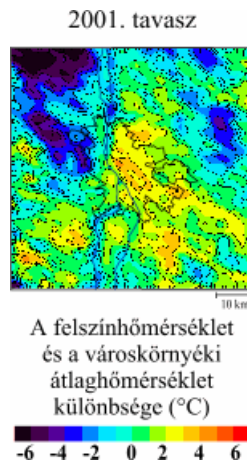
13.3. ábra. A városi és városkörnyéki területek szétválasztása (lent) a MODIS felszínborítottsági adatbázis (fent) és a digitális magassági mező (középen) felhasználásával Budapest agglomerációs övezete ($65 \text{ km} \times 65 \text{ km}$) esetén

Vizsgálatainkat Magyarország tíz legnépesebb városára – Budapestre, Debrecenre, Miskolcra, Szegedre, Pécsre, Győrre, Nyíregyházára, Kecskemétre, Székesfehérvárra és Szombathelyre – végeztük el.

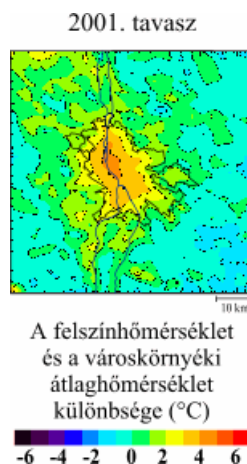
13.3.3. A városi hősziget szerkezete

A műholdas felszínhőmérsékleti mérések egyedülálló lehetőséget nyújtanak a városi hősziget térbeli szerkezetének részletes feltárására. A 13.4. és a 13.5. ábra animációi a budapesti városi hősziget szerkezetét mutatják be 2001 és 2012 között évszakos bontásban nappal, illetve éjszaka. Az ábrákon az egyes képpontok hőmérsékletének a városkörnyéki átlaghőmérséklettől vett eltéréseinek évszakos átlaga látható.

A nappali mezőket vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a városi hősziget magja a főváros pesti oldalán íves alakban helyezkedik el lefedve a belvárost. A tavaszi-nyári időszakban a hősziget kiterjedése és intenzitása is jelentős: a városkörnyéki átlaghőmérsékletet tavasszal 3-4 °C-kal, míg nyáron 4-6 °C-kal meghaladó terület a fővárosnak szinte az egész pesti részére kiterjed. A budai oldalon a hősziget csak egy kisebb területet fed le, itt a domborzat, valamint a zöldfelületek nagyobb aránya mérsékli a városi hősziget erősségét. A tavaszi-nyári időszakban a Budai-hegység legmagasabb részeinek felszínhőmérséklete 5-6 °C-kal alacsonyabb, mint a városkörnyéki átlaghőmérséklet, így ebben az időszakban a fővárosban a hegyvidék és a belváros között néhány kilométeres távolságon belül kb. 15 °C-os hőmérsékletkülönbség alakul ki. Az őszi-téli időszakban nappal a hősziget erőssége a belvárosban csekélyebb, mint nyáron, kb. 2-3 °C.



13.4. ábra. A nappali városi hősziget évszakos szerkezete Budapest térségében 2001 és 2012 között animáció



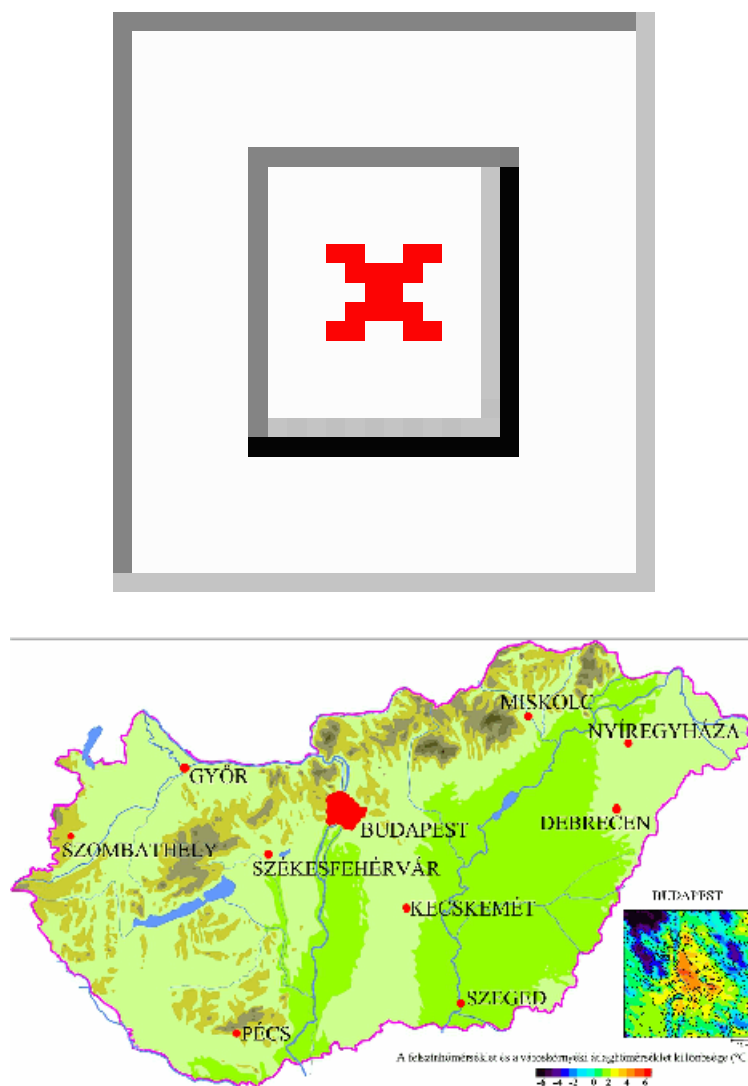
13.5. ábra. Az éjszakai városi hősziget évszakos szerkezete Budapest térségében 2001 és 2012 között animáció

Az ábrák 1 km²-es felbontása lehetővé teszi, hogy megvizsgáljuk azoknak a felszíni elemeknek a hőszigetre gyakorolt hatását, melyek mérete meghaladja az 1 km²-t. Az ilyen elemek jellegzetes meleg, illetve hideg régiókat rajzolnak ki a hőszigeten belül, ami különösen a tavaszi-nyári nappali képeken szembetűnő. Ezeket a közvetlen

környezetüknél több fokkal hidegebbek például a vízfelületek, erdők, parkok. A megrajzolt térképeken jól kirajzolódik a Duna vonala, a Népliget, valamint a X., XVII. és XVIII. kerületek közé beékelődő Városerdő. A meleg régiókra jó példa a ferihegyi Liszt Ferenc Repülőtér, aminek felszínhőmérséklete a nagy arányú mesterséges felszín hatására nyáron akár 5 °C-kal meghaladhatja a városkörnyéki átlaghőmérsékletet városperemi fekvése ellenére is.

Az éjszakai órákban a hősziget szerkezete jelentősen eltér a nappaltól. A főváros szinte teljes területén pozitív hőmérsékleti anomália jelenik meg. A hősziget centruma a budai és a pesti oldalra egyaránt kiterjed. Az éjszakai képeken – a nappaliakkal ellentétben – a budai hegyek melegebbek, mint a városkörnyéki átlaghőmérséklet.

A 13.6. ábra interaktív animáció formájában a városi hősziget átlagos nyári nappali szerkezetét mutatja be az összes vizsgált magyarországi városra a 2001 és 2012 közötti időszakra vonatkozóan. Mindegyik város esetében a nyári hónapokban alakul ki a legintenzívebb felszíni hősziget, ezért ezt az évszakot mutatjuk be. Látható, hogy mindegyik városban megfigyelhető a hőtöbblet, ám ennek mértéke városonként változó. Viszonylag gyengébb hősziget (1-3 °C) figyelhető meg Kecskeméten és Szegeden, míg Budapest, Debrecen, Miskolc és Pécs esetében a hőtöbblet a belvárosban az 5 °C-ot is meghaladja.

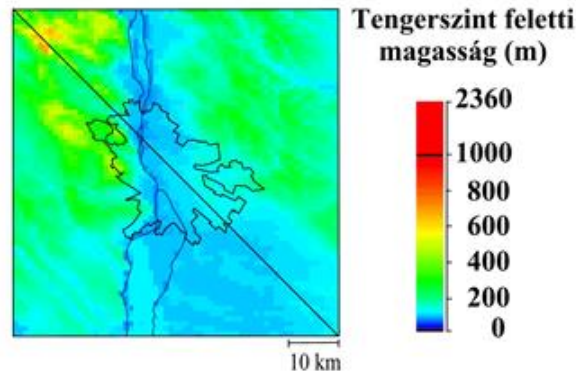


13.6. ábra. A városi hősziget nyári nappali szerkezete a Terra/MODIS 2001 és 2012 közötti felszínhőmérsékleti mérései alapján – interaktív animáció

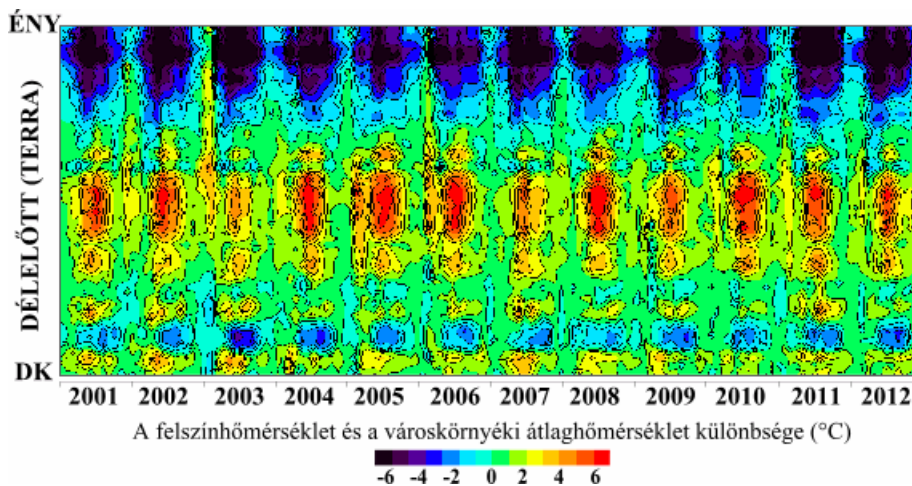
13.3.4. A városi hősziget keresztmetszete

Ahhoz, hogy a hősziget-jelenség hónapok, évek közötti változékonyságát is vizsgálni tudjuk, minden magyarországi város esetében elkészítettük a négy fő irány (É-D, NY-K, ÉNY-DK, DNY-ÉK) szerinti keresztmetszet havi bontású idősorát. Ezek közül itt a város felszínhőmérsékleti viszonyait legjobban reprezentáló irány szerinti idősort mutatjuk be Budapestre és Debrecenre vonatkozóan.

Budapest esetében az ÉNY-DK-i tengely mentén vizsgáltuk a hősziget keresztmetszetének időbeli alakulását. A 13.7. ábrán a metszsvonal földrajzi elhelyezkedése, a 13.8. ábrán pedig a felszínhőmérsékleti anomália időbeli alakulása látható.



13.7. ábra. Budapest és környékének topográfiája a GTOPO30 digitális magassági mező adatbázis alapján



13.8. ábra. A havi átlagos városi hősziget ÉNY-DK-i keresztmetszeti képe Budapest esetén (Terra/MODIS 2001-2012 és Aqua/MODIS 2003-2012) animáció

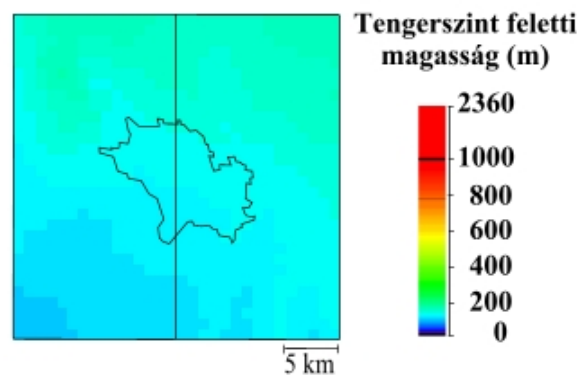
A nappali képeken megfigyelhető a városi hősziget intenzitásának nyári maximuma, aminek értéke az egyes években különböző volt. A legtöbb évben a belvárosban a felszínhőmérséklet városkörnyéki átlaghőmérséklettől vett eltérésének havi átlaga bizonyos nyári hónapokban a 6 °C-ot is meghaladta. Ez az állapot 2005-ben, 2008-ban és 2010-ben állt fenn a leghosszabb ideig, ekkor három hónapon keresztül haladta meg a 6 °C-ot a városi hősziget havi átlagos intenzitása a belvárosban.

Két olyan év is volt, amikor a műholdas felszínhőmérsékleti mérések alapján a többi évhez viszonyítva kisebb hősziget-intenzitást detektáltunk: 2003-ban és 2007-ben. Ekkor a belvárosban a városkörnyéki átlaghőmérséklethez viszonyított anomália nyáron is csak 4-5 °C körül alakult, és ez az intenzitás kisebb területen, rövidebb ideig állt fenn. Ennek hátterében valószínűleg az akkori időjárási viszonyok állnak: a nyári hónapokban a hőmérséklet jóval az átlag felett, a csapadék mennyisége pedig az alatt alakult. Ez azt eredményezte, hogy a városon kívül sem állt rendelkezésre megfelelő mennyiségű nedvesség a párolgáshoz, így a városkörnyéki területek az átlagosnál jobban

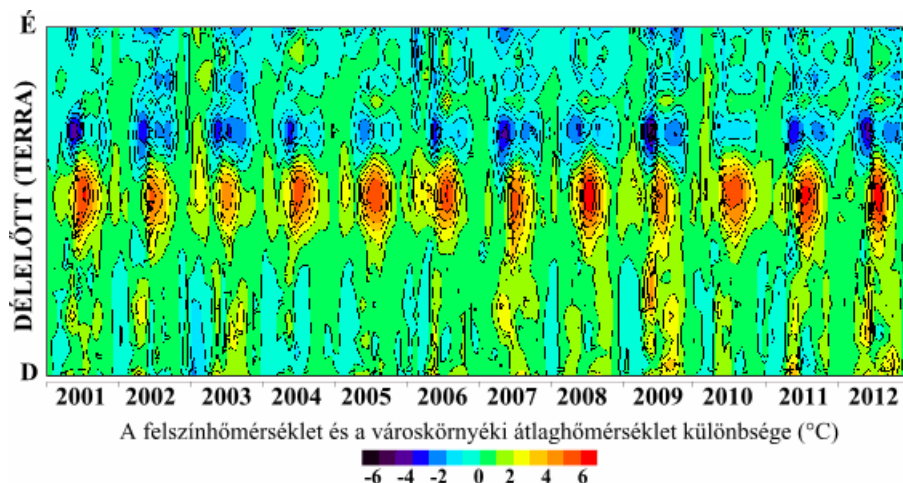
felmelegedtek. Tehát nem a város volt hűvösebb, hanem a környék volt melegebb a szokásosnál, s ez eredményezte a két térség átlaghőmérséklet-különbségének csökkenését.

Az éjszakai idősorok kiegyenlítettebb képet mutatnak. Itt is megfigyelhető, hogy a felszínhőmérséklet alapján kapott hősziget a téli félévben némileg visszahúzódik, de a téli és a nyári időszak között kisebb a különbség, mint nappal.

A 13.9. ábra Debrecen É-D-i keresztmetszetének földrajzi elhelyezkedését, a 13.10. ábra pedig felszínhőmérsékleti anomália-idősorát mutatja be. A nappali képeken Budapesthez hasonlóan itt is 5-6 °C-os hősziget-maximumok figyelhetők meg a nyári hónapokban, illetve a belvárosban a felszínhőmérsékleti anomália éves menetében télen egy másodlagos 1-3 °C-os maximum is megfigyelhető a legtöbb évben. Eszerint a nappali mérések során tavasszal és ősszel tapasztalható a legkisebb különbség a város és a városkörnyék felszínhőmérséklete között. Ennél valamivel nagyobb a különbség télen, és több fokkal nagyobb nyáron. Itt is megfigyelhető, hogy 2003-ban és 2007-ben kicsit gyengébb volt a hősziget-jelenség, és 2008-ban, valamint 2012-ben volt a legerősebb.



13.9. ábra. Debrecen és környékének topográfiaja a GTOPO30 digitális magassági mező adatbázis alapján



13.10. ábra. A havi átlagos városi hősziget É-D-i keresztmetszeti képe Debrecen esetén (Terra/MODIS 2001-2012 és Aqua/MODIS 2003-2012)animáció

13.3.5. A városi hősziget átlagos intenzitása

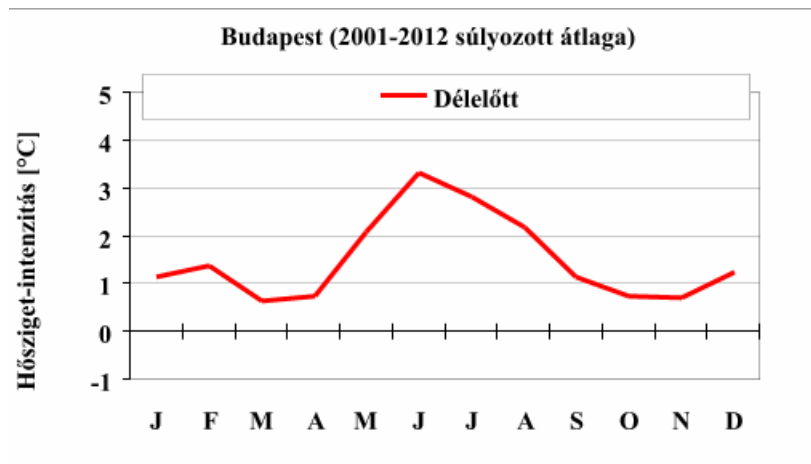
Az 13.11. ábra Budapest havi átlagos hősziget-intenzitásának éves menetét mutatja be. A havi átlagokat a délelőtti és esti (Terra) mérések esetén a 2001 és 2012 közötti, míg a délutáni és hajnali (Aqua) mérések esetén a 2003 és 2012 közötti időszakra átlagoltuk, súlyozva az egyes években rendelkezésre álló adatok darabszáma szerint.

A délelőtti és délutáni görbék maximuma a nyári időszakra esik: júniusban a legerősebb az átlagos hősziget-intenzitás. Ekkor délelőtt kevéssel 3 °C felett, délután pedig 3,7 °C körül alakul. A nappali görbék két minimummal

rendelkeznek: a március-áprilisi, illetve az október-novemberi időszakban legalacsonyabb a városi és városkörnyéki átlaghőmérséklet különbsége. Ezekben a hónapokban a hősziget intenzitása nem haladja meg az 1 °C-ot.

Az esti és hajnali görbék éves menete kisebb amplitúdójú, mint a nappaliaké. Itt is nyáron a legnagyobb a hősziget intenzitása, viszont a minimum a november–januári időszakban fordul elő. Budapest esetében nyáron 2 °C felett, télen 1,5-2 °C körül alakul a városi hősziget átlagos intenzitása.

Ha az intenzitás menetét különböző napszakokban összehasonlítjuk, megállapíthatjuk, hogy a délelőtti és délutáni, illetve az esti és hajnali görbék páronként nagyjából együtt futnak. A délutáni átlagos hősziget-intenzitások néhány tized fokkal meghaladják a délelőtti értékeket. Ez megfelel a várakozásoknak, hisz a magasabb napállás következtében fokozódik a globálisugárzás intenzitása, ami miatt a földfelszín nettó energiaegyenlege is nő. Ennek következtében a különböző (szenzibilis, látens, talaj-) hőáramok is megnövekednek. E hőáramoknak a nettó sugárzási egyenleghez viszonyított aránya jelentősen különbözik a város és vidék esetében, és ez eredményezi a hősziget kialakulását. Így a hőáramok fokozódása a felszínhőmérsékleti mezőben is növeli a város és a vidék közötti különbséget. Ugyanez az oka annak is, hogy nyáron jóval nagyobb a hősziget intenzitása, mint télen.



13.11. ábra. A városi hősziget havi átlagos intenzitásának sokéves átlaga Budapesten (a Terra/MODIS 2001-2012 közötti, az Aqua/MODIS 2003-2012 közötti felszínhőmérsékleti mérései alapján) - animáció

Az esti és hajnali intenzitás-átlagok közül az estiek általában magasabbak, de a különbség legfeljebb 0,1-0,2 °C. Éjszaka a nettó sugárzási egyenlegből hiányzik a bejövő rövidhullámú sugárzás, így azt csak a bejövő és kimenő hosszuhullámú sugárzás határozza meg. Ezek napi és éves változékonysága kisebb, mint a rövidhullámú sugárzásé, ezért a felszínhőmérsékleti görbék amplitúdója is gyengébb.

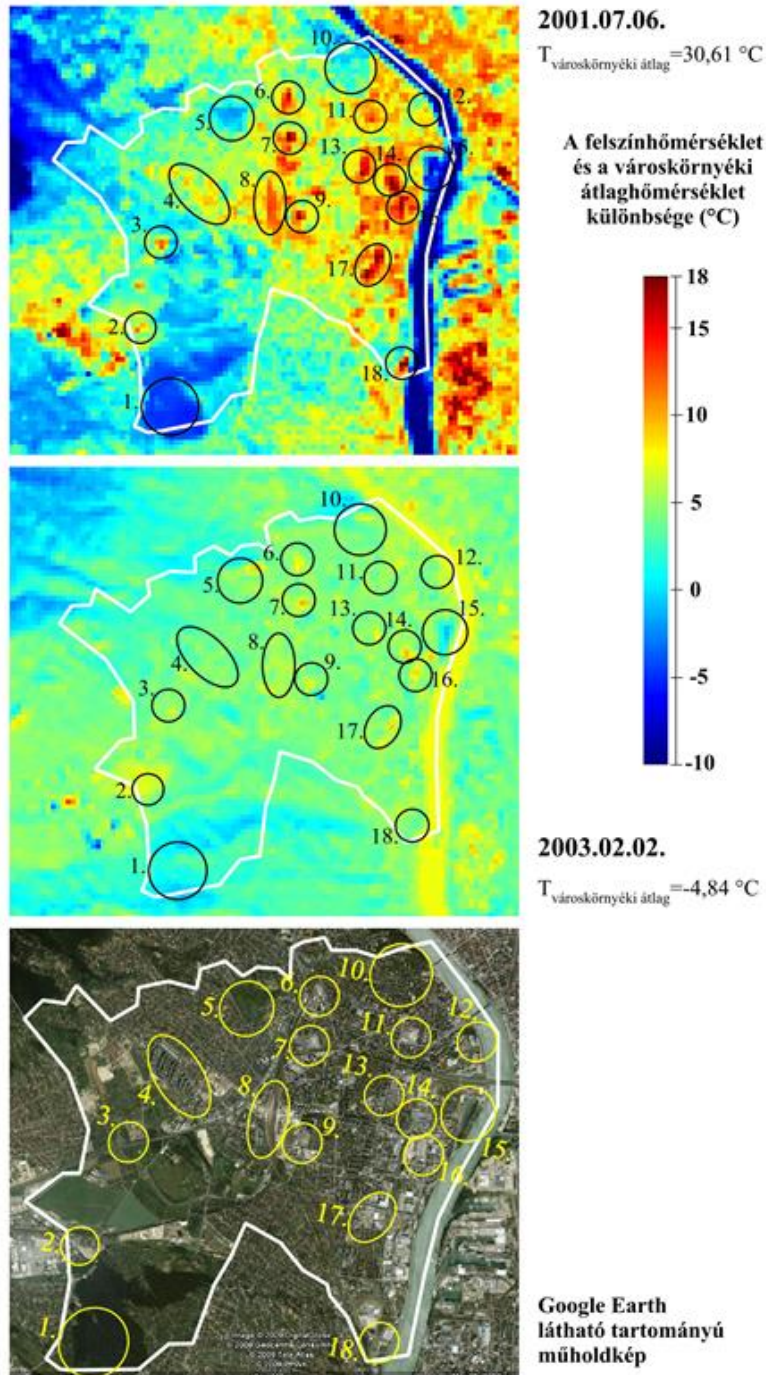
A sugárzás éven belüli változékonyságán túl az albedó változása is befolyásolhatja a hősziget intenzitásának éven belüli alakulását. Az albedó, azaz a felszín által visszavert és a felszínre érkező sugárzás hányadosa függ a felszín anyagától, ami elsősorban a városkörnyéki területeken változhat az év során. Tavasszal és ősszel a szántóföldeket felszántják, aminek hatására lecsökken az albedójuk, tehát több energia marad azok felszínének melegítésére. (A nedves csupasz talaj albedója 0,12-0,14, a zöld gabonáé 0,21-0,24, a száraz tarlóé 0,30-0,32, a fűé 0,18-0,22, a lombos erdőé 0,10-0,15.) Így ezekben a hónapokban a városkörnyéki területek is jobban felmelegsznek, tehát a városi és városkörnyéki területek átlagos felszínhőmérsékletének különbsége kisebb lesz. Azoknál a városoknál, ahol a városkörnyéki képpontok között jelentős a szántóföldek aránya, ez akár „negatív sziget” kialakulását is eredményezheti. Bár télen is csupasz a talaj a szántóföldeken, de ekkor két tényező is a városok javára billenti az energiamérleget. Egyrészt a városokban télen jelentős mennyiségű antropogén eredetű hő szabadul fel, ami a városi átlaghőmérsékletet növeli. Másrészt télen gyakran előfordul, hogy a városkörnyéki területeket hó borítja, miközben a városokban az már elolvadt, ilyenkor a két terület közötti jelentős albedó-különbség a városok nagyobb mértékű felmelegedését eredményezi. E tényezők miatt alakul ki a hősziget intenzitásának éves menetében télen tapasztalható másodlagos maximum.

13.3.6. A hősziget finomszerkezetének vizsgálata nagyfelbontású műholdképek alapján

Az előző fejezetekben átfogóan elemeztük a magyarországi és közép-európai nagyvárosok hősziget-jelenségének sajátosságait, melyhez a MODIS szenzor 1 km-es felbontású felszínhőmérsékleti adatait használtuk fel. A hősziget finomszerkezetének feltárásához ennél jobb térbeli felbontású műholdfelvételekre lenne szükség. Sajnos a kutatási források ma még nem teszik lehetővé, hogy egy szenzor napi rendszerességgel operatívan, az egész Földet lefedően készítsen ilyen felvételeket. Az igen finom (100 m alatti) felbontású kutatási célra alkalmas műholdképek egy adott területről sokkal ritkábban állnak rendelkezésre. További korlátozó tényező az, hogy e képek sokszor felhősek, így városklimatológiai kutatásokra nem használhatók. A Terra műhold fedélzetén található ASTER szenzor is csak néhány napra vonatkozóan készített felvételeket az általunk vizsgált városokról 2001 óta. Így e 90 m-es térbeli felbontású adatokat csak esettanulmányok készítésére tudjuk használni. Segítségükkel feltárhatjuk, hogy a műhold áthaladásának időpontjában hogyan alakultak a vizsgált terület felszínhőmérsékleti sajátosságai.

Budapestre vonatkozóan két képet választottunk ki, egy nyárit, ami a 2001. július 6-i, és egy télit, ami a 2003. február 2-i sugárzási adatokból kiszámított felszínhőmérsékleti mezőt mutatja be (13.10. ábra felső és alsó képe). Mindkét kép a Terra délelőtti áthaladása során készült. Kiemelt vizsgálati célpontként a viszonylag nagy kiterjedésű XI. kerületet választottuk ki, mely igen változatos beépítettségű, a sűrűn és ritkán beépített lakóövezetek mellett található itt többek között ipari, kereskedelmi területek, irodaépületek, vasutak, valamint parkok, erdők is.

A 13.12. ábra két felszínhőmérsékleti képén az egyes képpontoknak az adott napi MODIS városkörnyéki átlaghőmérséklettől vett eltérése látható. A felszíni elemek beazonosítása céljából a kerület Google Earth adatbázisban található, látható tartományú képét is bemutatjuk (legalsó kép). A műholdas információkból készített képeken szembejövő, hogy a nyári napon jelentős hőmérsékleti anomália alakul ki. Ekkor a felszínhőmérséklet a kerület jelentős részén legalább 10 °C-kal meghaladja a városkörnyéki átlagos felszínhőmérsékletet, aminek értéke 30,6 °C. A téli képen a városkörnyéki átlagos felszínhőmérséklet -4,8 °C, a kerület felszíne ennél általában 5-10 °C-kal melegebb. A Duna vízfelszíne nyáron kb. 10 °C-kal hidegebb, míg télen 8 °C-kal melegebb, mint a városkörnyéki átlaghőmérséklet.



13.12. ábra. A felszínhőmérséklet városkörnyéki átlaghőmérséklettől vett eltérése Budapest XI. kerületében a Terra/ASTER 90 m-es felbontású mérései alapján

E 90 m-es felbontású adatok lehetővé teszik, hogy egyes épületek, illetve egyéb felszíni elemek hőmérsékleti viszonyait vizsgáljuk. Az ábrákon kijelöltünk néhány forró, illetve hideg térséget (melyeket 1-től 18-ig terjedő sorszámmal jelöltünk), és megvizsgáltuk, hogy mely objektumok felelnek meg e pontoknak:

1. Kamaraerdő – A kerület szélén található parkerdő nyáron még a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél is hidegebb, és felszíne a közelben (ÉNY-ra) található budaörsi bevásárlóközpontoknál 20-25 $^\circ\text{C}$ -kal alacsonyabb hőmérsékletű. Télen felszínhőmérséklete némileg meghaladja a városkörnyéki átlaghőmérsékletet, de a környező beépített területeknél hidegebb.

2. Az egykori Vasvári Laktanya – Épületeiben ma már különféle cégek telephelyei találhatóak. A terület szervesen kapcsolódik a főváros határán kívül eső budaörsi ipari és logisztikai park létesítményeihez (mely az M1/M7 autópálya mentén található bevásárlóközpontoktól délre fekszik). Felszíne a nyári képen 12 °C-kal, a télin 7 °C-kal melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.
3. Sasadi Virágpiac – Nagy kiterjedésű mesterséges burkolatának következtében felszíne a nyári felvételen mintegy 12 °C-kal, a téli felvételen kb. 8 °C-kal melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.
4. Gazdagréti Lakótelep – A jórészt tízemeletes panelházakból álló lakótelep épületei nyáron kb. 10 °C-kal, télen 5 °C-kal melegebbek a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél. Az ábrákon megfigyelhető, hogy az épületek között található zöldfelületek némileg mérséklik a hősziget-hatást, ezek felszíne 2-3 °C-kal hidegebb az épületekénél.
5. Sas-hegy – A 266 m tengerszint feletti magasságú hegy legfelső része beépítetlen, növényzettel borított. Felszíne a nyári képen 5-6 °C-kal hidegebb, mint a közvetlen környezete, s 2 °C-kal hűvösebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél. Télen nincs számottevő eltérés a hegy és környéke felszínhőmérséklete között, mindkettő kb. 5 °C-kal haladja meg a városkörnyéki átlaghőmérsékletet.
6. A Karolina út elején található csarnoképület – A lapos tetejű épület nyáron kb. 15 °C-kal, télen 7-8 °C-kal melegebb, mint a városkörnyéki átlaghőmérséklet.
7. Kelenföldi Buszgarázs – A csarnoképületekből és hatalmas aszfaltborítású parkolóból álló Nagyszőlős utcai BKV telep a XI. kerület egyik legmelegebb felszínű területe. A felszínhőmérséklet nyáron 18 °C-kal, télen 10-12 °C-kal haladja meg a városkörnyék átlagos felszínhőmérsékletét.
8. Kelenföldi Pályaudvar – A vasúti sínek és a pályaudvari épületek felszíne a téli képen 5-6 °C-kal, a nyári felvételen 12 °C-kal haladja meg a városkörnyéki átlaghőmérsékletet.
9. A Volánbusz Rt. telepe – Az Andor utca és Thán Károly utca kereszteződésében található telep a Kelenföldi Buszgarázshoz hasonlóan teljes mértékben mesterséges burkolatú, így felszínének hőmérséklete nyáron 15 °C-kal, télen 8 °C-kal haladja meg a városkörnyéki átlaghőmérsékletet.
10. Gellért-hegy – A Gellért-hegy déli oldala esik a XI. kerület területére. Ennek felszínhőmérséklete nyáron a városkörnyéki átlaghőmérséklet alatt, míg télen némileg felette alakul. A hegyoldal mindegyik évszakban hidegebb közvetlen környezeténél.
11. Az egykori Budai Skála Áruház és a Piac – A műholdfelvételek készítésének időpontjában még állt a Budai Skála Áruház épülete, amit 2007-ben lebontottak. Ennek, valamint a mellette található piaccsarnoknak a felszíne nyáron 12-13 °C-kal, télen 5-7 °C-kal melegebb volt a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.
12. ELTE Lágymányosi Campus Északi Tömb – A nyolcemeletes épület, melyben a Meteorológiai Tanszék is található, a Petőfi híd lábánál, a Duna-parton helyezkedik el. Felszínhőmérséklete nyáron kb. 10 °C-kal, télen mintegy 5 °C-kal haladja meg a városkörnyék átlaghőmérsékletét.
13. Nádorliget-lakópark és egyéb irodaházak – A Szerémi út – Dombóvári út – Fehérvári út – Hauszmann Alajos utca által határolt terület a 2000-es évek elejétől nagy változásokon ment keresztül. Egy ingatlanberuházás keretében több ütemben hat-nyolcemeletes, nagy alapterületű társasházak épültek. A rendelkezésre álló műholdfelvételek az építkezések idején készültek. Nyáron 15 °C feletti, télen 6-8 °C körüli hőmérsékleti többlet alakult ki ezen a területen.
14. A Budafoki út – Hauszmann Alajos utca – Szerémi út – Hengermalom út által határolt tömb ipari-kereskedelmi célú épületei – A nagy, többnyire lapos tetejű csarnoképületek és az aszfaltburkolatok felszíne nyáron 17-18 °C-kal, télen 10 °C-kal melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.
15. Kopaszi-gát – A Lágymányosi-öböl és a Kopaszi-gát területe a vizsgálat időpontjában még rendezetlen terület volt, azóta itt sport- és szabadidőközpontot alakítottak ki. A felsziget felszíne mindkét képen hidegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.
16. Újbuda Center – Az egykori MKM Kábelgyár elhagyott csarnoképületéből 2006-ban bevásárló központot alakítottak ki. A műholdfelvételek készítésének időpontjában a csarnok még üresen állt, de felszíne nyáron 16 °C-kal, télen 9 °C-kal volt melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.

17. A Szerémi út – Építész utca – Fehérvári út – Galvani utca által határolt tömb ipari-kereskedelmi célú épületei – Itt is többnyire hatalmas, lapos tetejű csarnokok találhatók, amiket nagy kiterjedésű aszfaltburkolatú parkolók vesznek körül. Ezek felszíne nyáron 17-18 °C-kal, télen 8-10 °C-kal melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.

18. Az egykori Házgyár – E terület csarnoképületeiben ma irodák, üzemek, logisztikai központok helyezkednek el. Felszínük nyáron 16-18 °C-kal, télen 5 °C-kal melegebb a városkörnyéki átlaghőmérsékletnél.

Ellenőrző kérdések

1. A Terra és az Aqua kvázipoláris pályájú műholdak mely szenzorainak méréseit használjuk a városi hősziget elemzésére?
2. Milyen szempontok alapján definiáljuk a városi és városkörnyéki műholdas képpontokat?
3. Mikor figyelhetjük meg a műholdas felszínhőmérsékleti mező alapján a legnagyobb intenzitású hősziget hatást a hazai nagyvárosokban?
4. Jellemezze a városi hősziget horizontális szerkezetét Budapest esetén!
5. Hasonlítsa össze a városi hősziget intenzitás átlagos évi menetét különböző napszakokban!

14. fejezet - Irodalomjegyzék

- Akbari, H., Pomerantz, M., Taha, H., 2001. Cool surfaces and shade trees to reduce energy use and improve air quality in urban areas. *Solar Energy*, 703, 295-310.
- Allen, C.D. 2009. Climate-induced forest dieback: an escalating global phenomenon? *Unasylva*, 231/232: 43-49.
- Antrop, M., 2004. Landscape change and the urbanization process in Europe. *Landscape and Urban Planning*, 67, 9-26.
- ASTER, 2001. ASTER Higher-Level Product User Guide, Version 2.0, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 80p.
- Bacsó, N. 1958. Budapest és környékének éghajlata. In: Pécsi M. szerk. Budapest természeti képe, 744p.
- Balchin, W.G.V., Pye, N. 1947. A micro-climatological investigation of bath and the surrounding district. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 73, 297-323.
- Baranka, Gy. 1999. Near surface ozone concentration evaluation and prediction in Budapest. *Időjárás*, 103, 107-121.
- Baranka, Gy. 2013. Városi hősziget vizsgálatok Budapest térségében az „UHI” nemzetközi projekt keretében. URBAN-PATH Nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, Szeged, 2013. április 26.
- Bartholy, J., Mika, J. 2005. Az időjárás és éghajlat – cseppben a tenger. *Magyar Tudomány*, 2005/7, 789-796.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Barcza, Z., Dezső, Zs. 2004. Aspects of urban/rural population migration in the Carpathian Basin using satellite imagery. In: Environmental Change and its Implications for Population Migration, Eds: Unruh, J.D., Krol, M.S., Klot, N. Book series "Advances in Global Change Research" Vol. 20. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht and Boston. 289–313.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Dezső, Zs. 2005. A hazai nagyvárosok hősziget hatásának elemzése finomfelbontású műholdképek alapján. "AGRO-21" Füzetek 44, 32-44.
- Bartholy, J., Pongracz, R., Gelybó, Gy., Szabó P. 2008. Analysis of expected climate change in the Carpathian basin using the PRUDENCE results. *Időjárás*, 112, 249–264.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pieczka, I., Kardos, P., Hunyady, A. 2009. Analysis of expected climate change in the Carpathian Basin using a dynamical climate model. *Lecture Notes in Computer Science*, 5434, 176–183.
- Ben-Dor, E., Saaroni, H. 1997. Airborne video thermal radiometry as a tool for monitoring microscale structures of the urban heat island. *International Journal of Remote Sensing*, London, 1814, 3039-3053.
- Berényi, D. 1930. A városi háztömbök hatása az éjjeli lehülésekre. *Időjárás*, 34, 46-49.
- Berkes, Z. 1947. A csapadék eloszlása Budapest területén. *Időjárás*, 51, 105-111.
- Blake, E.S., Landsea, C.W., Gibney, E.J. 2011. The Deadliest, Costliest, and Most Intense United States Tropical Cyclones from 1851 to 2010 and Other Frequently Requested Hurricane Facts NOAA Technical Memorandum NWS NHC-6. Internetes elérhetőség: <http://www.nhc.noaa.gov/pdf/nws-nhc-6.pdf>
- BM OKF, 2013. ELMÉLETI ISMERETEK. Internetes elérhetőség: http://www.katasztrofavedelem.hu/letoltes/lakossag/elmeleti_ism.pdf
- Bottyán, Zs., Unger, J. 2003. A multiple linear statistical model for estimating mean maximum urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology* 75, 233-243.

Bottyán, Zs., Kircsi, A., Szegedi S., Unger, J. 2005. The relationship between built-up areas and the spatial development of the mean maximum urban heat island in Debrecen, Hungary. *International Journal of Climatology* 25, 405-418.

Bowman, D.M., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., Defries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J.E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I., Scott, A.C., Swetnam, T.W., van der Werf, G.R., Pyne, S.J. 2009. Fire in the Earth system. *Science*, 24; 3245926:481-4. doi: 10.1126/science.1163886.

Bozó, L., Eerens, H., Larssen, S., Millán, M. M., Moussiopoulos, N., Papalexiou, S., Samaras, Z. 1999. Air Pollution in European Cities – an Overview. In *Urban Air Pollution – European Aspects*. Kluwer Academic Publishers, 433-463.

Bozó, L., Balogh, B., Várkonyi, T., Dunkel, Z., Fülöp, A., Kis-Kovács, G., Németh, Á., Németh, L., Páldy, A., Tóth, Z. 2008. Emberpróbáló időjárás - Orvosmeteorológiáról mindenkinek. Athenaeum 2000 Kiadó, Budapest. 255p. ISBN 978-963-9797-28-4

Briggs, D., Smithson, P., Addison, K., Atkinson, K. 1997. *Fundamentals of the Physical Environment*. 2nd edition. Routledge. 557p. ISBN 0-415-10890-X hbk, 0-415-10891-8 pbk.

Britannica Online Encyclopedia, 2013. Tornado. Internetes elérhetőség: <http://www.britannica.com/EBchecked/topic/599941/tornado>

Budiko, M.J. 1956. Heat balance of the earth surface. in Russian: Tyeplovoj balans zemnoj poverhnosztji. *Gidrometeoizdat, Szentpétervár*.

Bujdosó, L., Páldy, A. 2006. Az ÁNTSZ feladatai a klímaváltozás egészségi hatásainak megelőzése érdekében. *AGRO-21 Füzetek*, 48, 60–67.

Bukovics, I. 2006. A katasztrófavédelem helye, szerepe a XXI. század elején. *Nemzetvédelmi Egyetemi Közlemények*, 2006/3. 215-227p. Internetes elérhetőség: http://portal.muhpportal.hu/PAGE/ZPORTAL/ZMNE_ROOT/KUTATASKUTATAS_HDIKONFERENCIAANYAGOK/TAB14770BUKOVICSPDF

Bussay, A., Bihari, Z. 1998. Az erdőtűz gyakorisága és éghajlati változékonyság kapcsolatának vizsgálata, különös tekintettel az agrometeorológiai karakterisztikákra. In: *Meteorológiai Tudományos Napok 1997 - Az éghajlatváltozás következményei*, szerk. Dunkel Z. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 201-207.

CompLex Kiadó, 2013a. Ezer év törvényei - 1996. évi XXXI. törvény a tűz elleni védekezésről, a műszaki mentésről és a tűzoltóságról. Internetes elérhetőség: <http://www.1000ev.hu/index.php?a=3¶m=9319>

CompLex Kiadó, 2013b. Ezer év törvényei - 1996. évi XXXVII. törvény a polgári védelemről. Internetes elérhetőség: <http://www.1000ev.hu/index.php?a=3¶m=9325>

CompLex Kiadó, 2013c. Ezer év törvényei - 1999. évi LXXIV. törvény a katasztrófák elleni védekezés irányításáról, szervezetéről és a veszélyes anyagokkal kapcsolatos súlyos balesetek elleni védekezésről. Internetes elérhetőség: <http://www.1000ev.hu/index.php?a=3¶m=9745>

CompLex Kiadó, 2013d. Ezer év törvényei - 2011. évi CXXVIII. törvény a katasztrófavédelemről és a hozzá kapcsolódó egyes törvények módosításáról. Internetes elérhetőség: <http://www.1000ev.hu/index.php?a=3¶m=9325>

Csaplak, A. 1995. A katonai meteorológia Magyarországon. In: *Fejezetek a magyar meteorológia történetéből 1970-1995*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 337-403.

Cselőtei, L., Harnos, Zs. (szerk.) 1996. Éghajlat, időjárás, aszály II. Az aszály enyhítésének lehetőségei. Kertészeti és Élelmiszeripari Egyetem Matematikai és Informatikai Tanszék, Budapest. 135p. ISBN: 9637712437

Csete, L., Nyéki, J. (szerk.) 2006. Klímaváltozás és a magyarországi kertgazdaság. *AGRO-21 Kutatási Programiroda*, Budapest. 260p. ISBN: 963229355X

- Csiszár, G., Szűcs, E., Tóth, K., Lőrincz, I. 1976. Meteorológiai tényezők hatásának tanulmányozása emberen. *Népegészségügy* 57, 357-362.
- Déqué, M. 2009. Temperature and Precipitation Probability Density Functions in ENSEMBLES Regional Scenarios. ENSEMBLES Technical Report 5, elektornikusan elérhető: <http://www.ensembles-eu.org/> 63p.
- Déqué, M., Somot, S. 2010. Weighted frequency distributions express modelling uncertainties in the ENSEMBLES regional climate experiments. *Climatic Research*, 44, 195–209.
- Dévényi, D., Gulyás, O. 1988. Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. Tankönyvkiadó, Budapest. 443p.
- Dezső, Zs. 2000. Budapest szélklimájának és potenciális környezeti hatásainak elemzése. *Légtér*, 45, No. 3., 29-34.
- Dezső, Zs., Bartholy, J., Pongrácz, R. 2005. Satellite-based analysis of the urban heat island effect. *Időjárás* 109, 217-232.
- Dockery, D.W., Schwartz, J. 1995. Particulate air pollution and mortality: more than the Philadelphia story. *Epidemiology* 6, 629-632.
- Dotzek, N. 2003. An updated estimate of tornado occurrence in Europe. *Atmospheric Research*, 67-68, 153-161.
- Earth Policy, 2009a. Internet elérhetőség: <http://www.earth-policy.org/indicators/C56>
- Earth Policy, 2009b. Internet elérhetőség: http://www.earth-policy.org/plan_b_updates/2009/update85/
- Edwards, R., Weiss, S.J. 1996. Comparisons between Gulf of Mexico Sea Surface Temperature Anomalies and Southern U.S. Severe Thunderstorm Frequency in the Cool Season. 18th Conference on Severe Local Storms. American Meteorological Society, San Francisco, USA, 1996. Február 19-23. Internetes elérhetőség: <http://www.spc.noaa.gov/publications/edwards/sstsvr.htm>
- Fanger, P.O. 1982. Thermal Comfort. R.E. Krieger, Melbourne, Florida.
- FAO, 1996. Agro-Ecological Zoning Guidelines. FAO Soils Bulletin 73, Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome. 78p. P-2 ISBN 92-5-103890-2. <http://www.fao.org/docrep/W2962E/w2962e00.htm#>
- FAO, 2010. Compiled by Earth Policy Institute from U.N. Food and Agriculture Organization, Forest Resources Assessment 2010: Global Tables Rome, 2010.
- Farkas, Cs. 2004. A művelés és a talajállapot hatása a talaj nedvességforgalmára. In: Birkás, M., Gyuricza, Cs. (szerk.): 2004 Talajhasználat, műveléshatás, talajnedvesség. Quality-Press Nyomda & Kiadó Kft. Szent István Egyetem Mezőgazdasági és Környezettudományi Kar Növénytermesztési Intézet Földműveléstani Tanszék, Gödöllő. 61-81. ISBN: 9632175239
- Formayer, H., Haas, P. 2009. Correction of RegCM3 model output data using a rank matching approach applied on various meteorological parameters. In: Deliverable D3.2 RCM output localization methods BOKU-contribution of the FP 6 CECILIA project. <http://www.cecilia-eu.org/>
- Führer, E., Horváth, L., Jagodics, A., Juhász, I., Machon, A., Marosi, Gy., Móring, A., Szabados, I. 2011. Az erdő és az éghajlat közötti kölcsönhatás számszerűsítése tekintettel az éghajlatváltozás érvényesülésére. 37. Meteorológiai Tudományos Napok. Budapest, 2011. november 25. Internetes elérhetőség: http://mta.hu/data/cikk/12/71/67/cikk_127167/18_Az_erdo_es_az_eghajlat_kozotti_kolcsonhatas_szamszerusitese_2011.11.25.pdf
- Gál, T., Unger, J. 2009. Detection of ventilation paths using high resolution roughness parameter mapping in a large urban area. *Building and Environment*, 44, 198-206.
- Gallo, K. P., McNab, A. L., Karl, T. R., Brown, J. F., Hood, J. J., Tarpley, J. D. 1993. The Use of NOAA AVHRR Data for Assessment of the Urban Heat Island Effect. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 899-908.

- Giglio, L., Csiszar, I., Justice, C.O. 2006. Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua MODIS sensors. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2006. V. 111. G02016. doi:10.1029/2005JG000142.
- Golnaraghi, M., Douris, J., Migraine, J.B. 2009. Saving Lives Through Early Warning Systems and Emergency Preparedness. *Risk Wise*, Tudor Rose, 137-141.
- Gulyás, Á., Unger, J., Matzarakis, A. 2006. Assessment of the microclimatic and human comfort conditions in a complex urban environment: Modelling and Measurements. *Building and Environment*, 41, 1713-1722.
- Hafner, J., Kidder, S. Q. 1999. Urban heat island modeling in conjunction with satellite-derived surface/soil parameters. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, MA, 384, 448-465.
- Haszpra, L., Szigeti, A., Szilágyi, I., Tarczay, K. 2001. Emission Factors for the Hungarian Car Fleet. *EUROTRAC Newsletter*, 23, 23-27.
- Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, A.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M. 2008. A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res Atmospheres*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD10201
- Heath, R.C. 1983. Basic Ground-water Hydrology. Water Supply Paper 2220, United States Geological Survey, 84p. http://onlinepubs.er.usgs.gov/djvu/wsp/WSP_2220.pdf
- Helbig, A., Baumüller, J., Kerschgens, M. J. (szerk.) 1999. *Stadtklima und Luftreinhaltung*. Springer Verlag, Berlin, 467p.
- Horton, R.E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 5, 399-417.
- Howard, L. 1833. *Climate of London Deduced from Meteorological Observations*, 3d ed. Vol. 1-3. Harvey and Darton. 1138p.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds.: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- IPCC, 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC*. Eds.: Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M., Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582p.
- Kaiser, R., Le Tertre, A., Schwartz, J., Gotway, C., Daley, W., Rubin, C. 2007. The effect of the 1995 heat wave in Chicago on all-cause and cause-specific mortality. *Am. J. Public Health. Suppl.*, 1, 158-162.
- Kalkstein, L.S. Valimon, K.M. 1987. *Climate effects on human health*. EPA Science and Advisory Committee Monograph no. 25389, Washington. 52-122.
- Karnosky, D.F., Tallis, M., Darbah, J., Taylor, G. 2007. Direct Effects of Elevated CO₂ on Forest Tree Productivity. *Forestry and Climate Change* [P.H. Freer-Smith, M.S.J. Broadmeadow, M.J. Lynch eds.], CABI Publishing, 136-142. Internetes elérhetőség: <http://aspenface.mtu.edu/pdfs/Karnosky%20Direct%20Effects%202007.pdf>
- Keatinge, W.R. 1984. Increases in platelet and red cells counts, blood viscosity, and arterial pressure during mild surface cooling: factor in mortality from coronary and cerebral thrombosis in winter. *British Medical Journal*, 289, 1405-1408.
- Kern, A. 2001. *Budapesti városklíma állomás az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. Tudományos diákköri dolgozat*, ELTE, Budapest. 37p.
- Kern, A., Barcza, Z., Bartholy, J., Pongrácz, R., Fassang, Á. 2007. NDVI adatsorok klimatikus vizsgálatai a Kárpát-medencére. *Klíma-21 Füzetek*, 49. szám, 26-37.

- Kerr, R.A. 2007. Dose of Dust That Quieted An Entire Hurricane Season? *Science*, 315, 1351.
- Körner, C. 2003. Slow in, rapid out – Carbon flux studies and Kyoto targets. *Science*, 300, 1242-1243.
- Krawchuk, M.A., Moritz, M.A., Parisien, M-A., Van Dorn, J., Hayhoe, K. 2009. Global Pyrogeography: the Current and Future Distribution of Wildfire. *PLoS ONE* 44: e5102. doi:10.1371/journal.pone.0005102
- KSH, 2012a. STADAT adatbázis, Központi Statisztikai Hivatal, Budapest. <http://www.ksh.hu/stadat>
- KSH, 2012b. Helyzetkép a 2001–2010 között városi rangot kapott településekről. Központi Statisztikai Hivatal, Budapest.
- KSH, 2012c. Magyarország közigazgatási helynévkönyve, 2012. január 1. Központi Statisztikai Hivatal, Budapest.
- Landsberg, H. E. 1981. *The Urban Climate*. Academic Press, 275p.
- Linnerooth-Bayer, J.M., Mace, J., Verheyen, R. 2003. Insurance-related Actions and Risk Assessment in the context of the UNFCCC. Background paper for UNFCCC Workshop, May 2003.
- Liptai E. 1985. *Magyarország hadtörténete*, Zrínyi Katonai Kiadó, Budapest.
- Mátyás, Cs. 2010. Forecasts needed for retreating forests. *Nature*, 464, 1271. doi:10.1038/4641271a
- Menon, S., Akbari, H., Mahanama, S., Sednev, I., Levinson, R. 2010. Radiative forcing and temperature response to changes in urban albedos and associated CO₂ offsets. *Environmental Research Letters*. 5, 1-11.
- Merriam, R.A. 1960. A note on the interception loss equation. *J. Geophys. Res.* 65, 3850–3851. doi:10.1029/JZ065i011p03850
- MODIS Rapid Response, 2013. Internet elérhetőség: <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/firemaps.cgi>. 2013 januári állapot.
- Molnár, K. 1999. Urban climatic features in Budapest. In: *Proceedings of the 11th Conference on Applied Climatology of the 79th AMS Annual Meeting and Exhibition*, 78-81.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. In: *The State and Movement of Water in Living Organisms, Symposium of the Society for Experimental Biology*, Vol. 19, 205–234.
- Mota, B.W., Pereira, J.M.C., Oom, D., Vasconcelos, M.J.P., Schultz, M. 2006. Screening the ESA ATSR-2 World Fire Atlas 1997–2002. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1409–1424.
- Murphy, A.H., Katz, R. 1985. *Probability, statistics, and decision making in the atmospheric sciences*. Westview Press, Boulder and London. 545p.
- Nakicenovic, N., Swart, R. (eds.) 2000. *Emissions Scenarios. A special report of IPCC Working Group III*. Cambridge University Press, UK. 570p.
- Nichol, J. E. 1996. High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite-based study. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, MA, 351, 135-146.
- NOAA, 1998. *Basic Spotters' Field Guide*. National Weather Service. Internetes elérhetőség: <http://www.crh.noaa.gov/images/pah/pdf/basicspotterguide.pdf>
- NOAA, 2011. *The Historic Tornadoes of April 2011*. National Weather Service. Internetes elérhetőség: http://www.nws.noaa.gov/os/assessments/pdfs/historic_tornadoes.pdf
- NOAA, 2012. *Frequently Asked Questions – Tropical cyclone records. Version 4.5*. Internetes elérhetőség: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/tcfaqE.html>
- NOAA, 2013a. *Severe Weather 101 – Tornado basics*. National Severe Storms Laboratory. Internetes elérhetőség: <http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/tornadoes/>

- NOAA, 2013b. Severe Weather 101 – Thunderstorm basics. National Severe Storms Laboratory. Internetes elérhetőség: <http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/thunderstorms/>
- NOAA, 2013c. The Great Plains Tornado Outbreak of May 3-4, 1999. National Weather Service Weather Forecast Office. Internetes elérhetőség: <http://www.srh.noaa.gov/oun/?n=events-19990503>
- NOAA, 2013d. The Online Tornado FAQ. National Weather Service Storm Prediction Center. Internetes elérhetőség: <http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/#History>
- NOAA, 2013e. U.S. Tornado Climatology. National Climatic Data Center. Internetes elérhetőség: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/severeweather/tornadoes.html>
- Oke, T.R. 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1-24.
- Oke, T.R. 2006. Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 81., Geneva, Switzerland.
- Oláh, A.B. 2013. A városklíma kutatások és a településtervezés, a városi tájépítészet összefüggései. URBAN-PATH Nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, Szeged, 2013. április 26.
- Ongjerth, R., Baranka, Gy., Bartholy, J., Berbekár, É., Bozsó, B., Gál, T., Gulyás, Á., Kántor, N., Kohán, Z., Kristóf, G., Lohász, C., Makra, L., Mika, J., Péti, M., Pongrácz, R., Rideg, A., Szegedi, S., Szilágyi, K., Unger, J., Zöld, A. 2011. Városklíma Kalauz. Döntéshozóknak és döntés-előkészítőknak. Magyar Urbanisztikai Társaság, Budapest, 28p.
- Oxfam International, 2009. The Right to Survive in a Changing Climate Internetes elérhetőség: <http://www.oxfam.org/sites/www.oxfam.org/files/right-to-survive-changing-climate-background.pdf>
- Páldy, A., Bobvos, J. 2008. A 2007. évi magyarországi hőhullámok halálozásra gyakorolt hatásai. *Klíma-21 Füzetek*, 52, 3-15.
- Páldy, A., Erdei, E., Bobvos, J., Ferenczi, E., Nádor, G., Szabó, J. 2003. A klímaváltozás egészségi hatásai. *Agro-21 Füzetek*, 32, 62-77.
- Péczely, Gy. 1959. Budapest légszennyeződése különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 63, 19-27.
- Péczely, Gy. 1962. A nagyváros által keltett helyi szélrendszer Budapesten. *Időjárás*, 66, 354-360.
- Peterson, J. T., Stoffel, T. L. 1980. Analysis of urban-rural solar radiation data from St. Louis, Missouri. *Journal of Applied Meteorology*, 19, 275-283.
- Pieczka, I., Pongrácz, R., Bartholy, J. 2011. Comparison of simulated trends of regional climate change in the Carpathian Basin for the 21st century using three different emission scenarios. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 7, 9-22.
- Pielke, R.A., Gratz, J., Landsea, C.W., Collins, D., Saunders, M.A., Musulin, R. 2006. "Normalized Hurricane Damages in the United States: 1900-2005". *Natural Hazards Review* 9, 1, 29-42. Doi: 10.1061/ASCE1527-698820089:129
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Zs. 2006. Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research*, 37, 2191-2196.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Zs. 2009. Application of remotely sensed thermal information to urban climatology of Central European cities.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Miklós, E. 2011a. Analysis of projected climate change for Hungary using ENSEMBLES simulations. *Applied Ecology and Environmental Research*, 9, 387-398.

- Pongrácz, R., Bartholy, J., Pieczka, I., Torma, Cs. 2011b. Az ELTE regionális klímamodelljei: PRECIS és RegCM. In: 36. Meteorológiai Tudományos Napok - Változó éghajlat és következményei a Kárpát-medencében. Szerk.: Lakatos M. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 102-112. <http://www.met.hu/pages/seminars/metnap36/MetNapok2010.pdf>
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Bartha, E.B. 2012. A regionális klímaváltozás hatása a hazai hőségriadós időszakok hosszára és számára. In: XI. Természet-, Műszaki- és Gazdaságtudományok Alkalmazása Nemzetközi Konferencia: Előadások. szerk: Mesterházy B. Nyugat-magyarországi Egyetem, Szombathely. CD ROM, 240-247.
- Probáld, F. 1963. Városi energiaforrások jelentősége Budapest éghajlatában. *Időjárás*, 67, 162-165.
- Probáld, F. 1965. A nagyváros éghajlati sajátosságai. Doktori értekezés, 118p.
- Probáld, F. 1974. Budapest városklímája. Akadémiai Kiadó, Budapest, 127p.
- Rakonczai, J., Unger, J., Mucsi, L., Szatmári, J., Tobak, Z., Van Leeuwen, B., Gál, T., Fiala, K. 2009. A napfény városa naplemente után – légi távérzékeléses módszerrel támogatott hősziget-térképezés Szegeden. *Földrajzi Közlemények*, 133, 4, 367–383.
- Rao, P. K. 1972. Remote sensing of urban heat islands from an environmental satellite. *Bulletin American Meteorological Society*, 53, 647-648.
- Réthly, A. 1947. Budapest éghajlata, Budapest.
- Roth, M., Oke, T. R., Emery, W. J. 1989. Satellite-derived urban heat island from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, London, 1011, 1699-1720.
- Sándor, V. 1999. Budapest légszennyezettségének meteorológiai vonatkozásai. Éghajlati és agrometeorológiai tanulmányok, 1. Városklimatológiai munkaértekezlet, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 32-43.
- Scofield, R. A., Weiss, C. E. 1977. A report on the Chesapeake Bay Region NOWCASTING experiment. NOAA Technical Memorandum NESS 94, Washington D. C., 52p.
- Semenza, J.C., McCullough, J.E., Flanders, W.D., McGeehin, M.A., Lumpkin, J.R. 1999. Excess hospital admissions during the July 1995 heatwave in Chicago. *Am. J. Prev. Med.*, 16, 269-277.
- Sódar, I., Unger, J. 1998. Városi humánkomfort esettanulmány Szegeden. *Légekör*, 43, No. 1., 16-22.
- Sørensen, B. 2000. *Renewable Energy*. Academic Press, London, 912p.
- Soux, A., Voogt, J. A., Oke, T. R. 2004. A model to calculate what a remote sensor ‘sees’ of an urban surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 111, 109-132.
- Stelczer K., 2000. A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 411p.
- Stull, R. B. 1989. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666p.
- Szász, G., Tőkei, L. 1997. *Meteorológia mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek*. Egyetemi tankönyv. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 722p.
- Szegedi, S. 2000. Spatial resolution of urban heat island in Debrecen. 3rd European Conference on Applied Climatology, Pisa, Italy, 5p., CD-ROM.
- Szegedi, S. 2002. A városi környezet kutatása: városklíma mérések Debrecenben. *Debreceni szemle* 10, 681-691.
- Szepesi, D. 1981. *A levegőkörnyezet levegőminőség és humánkomfort tervezése*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 201p.

Szepesi, D., Schirokné Kriston I. 1999. A városi levegőkörnyezet tervezésének aktuális kérdései. In: Éghajlati és agrometeorológiai tanulmányok, 1. Városklimatológiai munkaértekezlet szerk. Szalay S., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 6-19.

Teknős, L. 2009. A globális klímaváltozás és a katasztrófavédelem kapcsolata - avagy a katasztrófavédelem reagálása az új kihívásokra Magyarországon. Hadmérnök, 5/2. Internetes elérhetőség: http://hadmernok.hu/2009_2_teknos.pdf

Tóth, E., Posza, J., Stollár, A., Zárbok, Zs. 1983. Az evaporáció tér és időbeli eloszlása Magyarországon párolgásmérő kádak adatai alapján. In: Beszámoló az 1981-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSz, Budapest. 99–110.

Trapp, R.J., Diffenbaugh, N.S., Brooks, H.E., Baldwin, M.E., Robinson, E.D., Pal, J.S. 2007. Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 19719-19723. Doi:10.1073/pnas.0705494104.

Unger, J. 1992. Diurnal and annual variation of the urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Időjárás*, 96, 235-244.

Unger, J., 1995. Szeged városklimájának bioklimatológiai értékelése. *Léggör*, 40, No. 3, 29-33.

Unger, J. 2004. Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Research* 27, 253-264.

Unger, J. 2006. Modelling of the annual mean maximum urban heat island with the application of 2 and 3D surface parameters. *Climate Research*, 30, 215-226.

Unger, J. 2009. Connection between urban heat island and sky view factor approximated by a software tool on a 3D urban database. *International Journal of Environment and Pollution*, 36, 59-80.

Unger, J., Bottyán, Zs., Sümeghy, Z., Gulyás, Á. 2000. Urban heat island development affected by urban surface factors. *Időjárás*, 104, 253-268.

United Nations, 2012. World Urbanization Prospects: The 2011 Revision, United Nations Population Division, Department of Economic and Social Affairs, <http://esa.un.org/unup/index.html>

Varga-Haszonits, Z. 1987. Agrometeorológiai információk és hasznosításuk. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 248p. ISBN 9632324730

Varga-Haszonits, Z., Varga, Z., Lantos, Zs., Encsölné Gelencsér, E. 2006. Az éghajlati változékonyság és az agroökoszisztémák. Nyugat-Magyarországi Egyetem Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar Matematika-Fizika Tanszék, Mosonmagyaróvár. 410p.

Vargay, J. 1967. Kompenzációs liziméter a beszívargás és a talajvízpárolgás meghatározására. In: Beszámoló a VITUKI 1965. évi munkájáról. VITUKI, Budapest.

Voogt, J.A. 2008. Assesment of an Urban Sensor View Model for thermal anisotropy. *Remote Sensing of Environment* 112, 482-495.

Wan, Z. 1999. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document, Version 3.3. Institute of Computational Earth System Science, University of California, Santa Barbara, 75p.

Weidinger, T., Molnár, K., Szalai, S., Szentimrey, T. 1999. Features of Budapest's heat island by the urban air quality monitoring network and by road measurements. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 1., No. 2., 24th General Assembly Hydrology, Ocean and Atmosphere, 526p.

Westerling, A.L., Hidalgo, H.G., Cayan, D.R., Swetnam, T.W. 2006. Warming and Earlier Spring Increase Western U.S. Forest Wildfire Activity. *Science*, 313, 940-943.

Wilson, S., Hassell, D., Hein, D., Morrell, C., Jones, R., Taylor, R. 2010. Installing and using the Hadley Centre regional climate modelling system, PRECIS. Version 1.9.2. UK Met Office Hadley Centre, Exeter, UK. 157p.

WMO, 2006. Statement on Tropical Cyclones and Climate Change. Internetes elérhetőség:
http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/iwtc_statement.pdf

WMO, 2008a. Guide to Hydrological Practices. Volume I. Hydrology – From Measurement to Hydrological Information. WMO-No. 168. Geneva. 296p.

WMO, 2008b. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

WMO, 2013. WMO Disaster Risk Reduction Programme. Internetes elérhetőség:
<http://www.wmo.int/pages/prog/drr/>

World DataBank, 2013. World Development Indicators, <http://databank.worldbank.org/data>

World Fire Atlas, 2013. Internet elérhetőség: <http://due.esrin.esa.int/wfa/>. 2013 januári állapot.

Zimmermann, I., 1999. Ember és időjárás. Radó Kiadó, Eger. 110p.